





МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ГЕОЛОГИЯ СССР



*Главный редактор
академик А. В. Сидоренко*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1971

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
УПРАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ БССР

ГЕОЛОГИЯ СССР



ТОМ III

БЕЛОРУССКАЯ ССР

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Редактор *П. А. Леонович*
Соредакторы: *А. С. Махнач* и *А. И. Свержинский*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1971

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ
«ГЕОЛОГИИ СССР»

АССОВСКИЙ А. Н.

БЕЛОУСОВ В. В.

БЕЛЯЕВСКИЙ Н. А.

БОГДАНОВ А. А.

БОРУКАЕВ Р. А.

БОРОВИКОВ Л. И.

ГАРЬКОВЕЦ В. Г.

ГОРБУНОВ Г. И.

(зам. главного редактора)

ДЗОЦЕНИДЗЕ Г. С.

ЕСЕНОВ Ш. Е.

ЗУБАРЕВ Б. М.

КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ В. С.

КОСОВ Б. М.

КУЗНЕЦОВ Ю. А.

МАГАКЪЯН И. Г.

МАЛИНОВСКИЙ Ф. М.

(зам. главного редактора)

МАЛЫШЕВ И. И.

МАРКОВСКИЙ А. П.

МАШРЫКОВ К. К.

МЕННЕР В. В.

МИРЛИН Г. А.

МИРЧИНК М. Ф.

МУРАТОВ М. В.

НАЛИВКИН Д. В.

ОРВИКУ К. К.

ПЕЙВЕ А. В.

(зам. главного редактора)

ПОПОВ В. С.

РОГОВСКАЯ Н. В.

РОЖКОВ И. С.

СЕМЕНЕНКО Н. П.

СЕМЕНОВИЧ В. В.

СИДОРЕНКО А. В.

(главный редактор)

СМИРНОВ В. И.

ТРОФИМУК А. А.

ШАТАЛОВ Е. Т.

ЩЕГЛОВ А. Д.

ЯНШИН А. Л.

ЯРМОЛЮК В. А.



ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ



Геология СССР, том III, Белорусская ССР. Редактор П. А. Леонович. «Недра», М., 1971, стр. 456.

Подведены итоги многолетнего геологического изучения территории Белорусской ССР с учетом важнейших данных на начало 1970 г. Основной объем тома составляют очерки по геологическим системам, содержащие краткую историю изученности и общую характеристику отложений, обзор систем по регионам, корреляцию разрезов, сведения о полезных ископаемых. Приведены новые данные, характеризующие внутреннюю структуру строения кристаллического основания и платформенного чехла. Прослежена и проиллюстрирована палеогеографическая история территории Белоруссии от археозойского до четвертичного периода. Стратиграфическому описанию предшествуют материалы, характеризующие физико-географические условия, история геологического изучения. Материалы тома дают основу для дальнейшего развития геолого-разведочных работ и освоения недр Белоруссии.

Издание рассчитано на ширский круг геологов.

Иллюстраций 99, таблиц 12, библиография — 580 названий, цветные карты-вкладыши — 2.

ВВЕДЕНИЕ

Белорусская ССР расположена в западной части Восточно-Европейской платформы. Она граничит на западе с Польской Народной Республикой, на северо-западе — с Литовской и Латвийской ССР, на северо-востоке — с РСФСР, на юге — с Украинской ССР. В 1939 г. с Советской Белоруссией была воссоединена и ее западная часть.

Площадь территории Белоруссии составляет 207,6 тыс. км²; население около 9 млн. человек. В административном отношении она подразделяется на пять областей: Брестскую, Витебскую, Гомельскую, Гродненскую и Минскую (рис. 1). Столица республики — г. Минск.

Геологические исследования на территории Белоруссии были начаты еще в XIX в., однако они носили случайный характер. После Великой Октябрьской социалистической революции во многих районах республики развернулись планомерные исследования. Были выполнены первые геофизические работы, пробурено несколько скважин, вскрывших палеозойские отложения и кристаллический фундамент. Накопленный обширный геологический материал позволил подготовить и в 1947 г. опубликовать сводную работу по геологии и полезным ископаемым Белорусской

ССР, сыгравшую существенную роль в дальнейшем изучении геологического строения республики и обосновании перспектив ее на различные виды полезных ископаемых. За последние 20 лет представления о геологическом строении изменились коренным образом. Почти вся территория республики была покрыта геологической съемкой среднего масштаба, выполнен большой объем геофизических исследований, пробурены сотни глубоких скважин, многие из которых прошли осадочную толщу и вскрыли кристаллический фундамент, проведена детальная обработка кернового материала. Открыты промышленные месторождения нефти, каменных и калийных солей, строительных материалов и др., выявлены рудопоявления черных и цветных металлов, пласты каменных и бурых углей, горючих сланцев. Значительная часть материала обобщена и изложена в работах Управления геологии при Совете

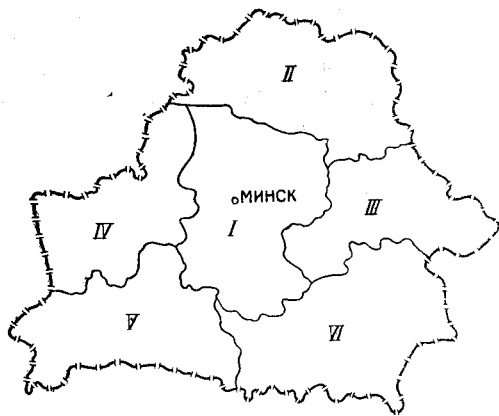


Рис. 1. Схематическая административная карта Белорусской ССР

I — Минская область; II — Витебская область; III — Могилевская область; IV — Гродненская область; V — Брестская область; VI — Гомельская область

Министров Белорусской ССР, Института геологических наук (г. Минск) и частично других организаций. Однако до последнего времени не было единой работы, в которой нашли бы отражение новые фактические материалы, и настоящая монография в какой-то мере восполняет этот пробел.

Приведенный в томе фактический материал и вытекающие из него выводы будут иметь большое значение при дальнейшем изучении геологического строения территории Белорусской ССР и смежных районов, способствовать открытию здесь новых месторождений полезных ископаемых.

В настоящем томе использован и обобщен геологический материал по состоянию на 1 января 1969 г.

Составление и подготовка тома к печати выполнены Управлением геологии при Совете Министров Белорусской ССР и Институте геологических наук (г. Минск) Министерства геологии СССР под руководством П. А. Леоновича, А. С. Махнача и А. И. Свержинского. При окончательном его редактировании большую помощь авторам и редакторам оказали А. А. Богданов и Ф. М. Малиновский.

К тому прилагаются геологическая карта дочетвертичных отложений Белорусской ССР (масштаба 1 : 1 000 000), составленная М. С. Кичкиной, Н. И. Рудницким и А. И. Свержинским под редакцией А. С. Махнача, и геологическая карта четвертичных отложений Белоруссии (масштаба 1 : 1 000 000), составленная Н. М. Грипинским, М. С. Кичкиной, Р. И. Левицкой, И. А. Линником, В. И. Пасюкевичем под редакцией Г. И. Горецкого.

Историю геологических исследований на территории Белоруссии можно подразделить на три основных периода. Первый из них охватывает время до Великой Октябрьской социалистической революции, второй 1917—1940 гг. и третий с 1945 г. по 1969 г.

Геологические исследования *первого периода* большей частью носили характер попутных или маршрутных описаний. Наиболее ранние опубликованные работы, посвященные геологическим исследованиям на территории Белоруссии, известны с конца XVIII—начала XIX веков. В настоящее время они имеют лишь историческое значение. Более систематические геологические исследования проводятся в середине и второй половине XIX века. К числу наиболее важных исследований, положивших начало изучению геологического строения Белоруссии, можно отнести работы экспедиции Российской Академии наук 1842—1845 гг., возглавляемые Р. Мурчисоном, Э. Вернейлем и А. Кайзерлингом (1849 г.). По результатам работ экспедиции Р. Мурчисоном и Г. П. Гельмерсенем составлена геологическая карта Европейской России. На территории Белоруссии были показаны выходы девонских, меловых и третичных пород.

Первые сведения о наличии на территории Белоруссии нижнепалеозойских отложений получены в 1892 г. А. П. Карпинским, описавшим кембро-силурийские породы в районе д. Рованичи. Как выяснилось позже (Махнач, 1955), эти породы залегают в отторженном состоянии.

Наиболее ранние исследования четвертичных отложений посвящены в основном описанию эрратических валунов и лишь примерно с 1870 г. начинают появляться работы по стратиграфии четвертичных отложений Белоруссии. Большая роль в изучении геологического строения территории Белоруссии и смежных районов принадлежала организованному в 1882 г. Геологическому комитету. Важный вклад внесли исследования П. А. Армашевского (1895—1901), С. Н. Никитина (1888), А. П. Карпинского (1892—1919), К. О. Милашевича (1886), А. Н. Карножицкого (1895), Е. В. Оппокова (1906—1925), А. Б. Миссуны (1903—1915), П. А. Тутковского (1901—1925), Н. И. Криштафовича (1896—1897), И. Семирадского (1901), И. Ф. Синцова (1907) и др. Этими работами на территории Белоруссии были установлены палеозойские, меловые и третичные отложения; в толще четвертичных отложений выделены ледниковые комплексы двух-трех оледенений.

На юге Белоруссии, в районе г. Пинска, д. Парахонска, пос. Ганцевичей были обнаружены палеозойские отложения. Встреченные в буровых на воду скважинах пестроцветные и красноцветные терригенные образования, лишенные палеонтологических остатков, А. П. Карпинским (1907) условно определены как девонские. Позже к девону Е. В. Оппоков (1916) отнес карбонатные и терригенные толщи, вскрытые скважиной в районе г. Минска.

Высокое положение поверхности палеозойских отложений на юге Белоруссии позволило высказать предположение о существовании Полесского девонского вала (Оппоков, 1916). В дальнейшем эта идея получила свое развитие в трудах ряда крупных исследователей (Архангельский, 1941; Шатский, 1937; Соболев, 1931—1941; Бубнов, 1936 г.; Жирмунский, 1919 и др.). Представление о девонских валах в течение многих лет лежало в основе вывода о тектоническом строении территории Белоруссии. И лишь в 1948—1949 гг., когда выяснилась ошибочность отнесения к девону красноцветных и терригенных толщ центральной и южной областей Белоруссии, отпала и гипотеза о существовании девонских валов. Их место в тектонических схемах заняли седловины — выступы фундамента, связывающие крупные положительные структуры. Установление в Полесье широкого развития меловых отложений позволило Е. В. Оппокову еще в 1906 г. сделать правильный вывод о распространении на юге Белоруссии Украинской меловой мульды. Это первое упоминание о возможности связи геологических структур юга Белоруссии с Днепровской впадиной на Украине.

Второй период в истории геологических исследований начался после Великой Октябрьской социалистической революции. С этого времени геологические исследования в Белорусской ССР носят планомерный характер. С исследованиями первых лет послереволюционного периода связано разрешение ряда народнохозяйственных задач — поисков полезных ископаемых, водоснабжения населенных пунктов, решение вопросов мелиорации и др. Большой вклад в региональное изучение территории республики был внесен в результате проведения мелкомасштабных съемок в ее большей, южной части. С 1928 г. проводятся среднemasштабные геологосъемочные работы. Как и в более ранний период, при съемке изучались лишь самые верхние горизонты четвертичных отложений. Дочетвертичные образования исследовались на участках их выходов по долинам Днепра, Западной Двины и их притоков. До 1938 г. эти работы выполнялись Институтом геологических наук Академии наук Белорусской ССР (А. В. Красовский, Н. Е. Ковалев, Н. С. Тараймович, В. И. Маевский, М. М. Цапенко, С. М. Булыга, Е. Н. Гиммельштейн, Н. Ф. Денисюк и др.), а с 1938 г. Белорусским геологическим управлением (Н. Ф. Денисюк, Е. Н. Гиммельштейн, П. А. Леонович и др.). В этот период была заснята большая площадь в центральной и юго-восточной областях республики.

Западные области Белоруссии до 1939 г. изучались польским Геологическим комитетом. После воссоединения в 1939 г. западных областей с БССР эта территория была покрыта среднemasштабной геологической съемкой.

Благодаря проведению геологосъемочных работ, бурению скважин на воду и других геологических исследований получен большой фактический материал, который обобщался многими исследователями. В 1924 г. Д. Н. Соболевым опубликованы первые данные о кристаллическом фундаменте в районе деревень Бобовни и Конюхи. В 1926—1927 гг. И. Суйковским (Sujkowski, 1927) описаны породы фундамента в районе пос. Микашевичи, П. А. Тутковским (1925), а затем Н. Ф. Блюдухо (1935) и Н. С. Тараймовичем изучены выходы кристаллических пород в районе д. Глушкевичи Лельчицкого района.

Изучению палеозойских, в основном девонских отложений Белоруссии в довоенные годы посвящены работы Ф. В. Лунгерсгаузена (1930), впервые описавшего выходы доломитов по р. Сарьянке, Н. Ф. Блюдухо (1935) и А. Г. Зайцева (1940 г.), рассматривавших карбонатные толщи центральных и северных районов Белоруссии в составе девонских отложений.

Мезозойские, в основном юрские и меловые отложения в предвоенный период изучались рядом исследователей: А. М. Жирмунским (1930) изучены юрские отложения в районе г. Могилева, Н. Ф. Блюдухо (1930) установлены юрские отложения в районе Старого Быхова. Меловым отложениям посвящены работы Г. Ф. Мирчинка (1918, 1923 г.); им была разработана первая стратиграфическая схема меловых отложений Белоруссии. В 30-х годах изучением меловых отложений занимались Н. Ф. Блюдухо (1936), Н. Е. Ковалев (1932 г.), С. С. Малярович и М. М. Цапенко (1934), Б. Галицкий (1933 г.), З. Суйковский (Sujkowski, 1939) и др.

Описания отложений палеогена и неогена Белоруссии содержатся в работах Г. Ф. Мирчинка (1918—1933), Н. Ф. Блюдухо (1935), А. В. Красовского (1936), А. Г. Зайцева (1940 г.) и др. Более детально изучались отложения четвертичной системы. Наибольшее значение имеют работы Г. Ф. Мирчинка (1918—1946 гг.), разработавшего одну из первых схем расчленения четвертичных отложений, в основу которой положена альпийская схема.

Большую роль в познании четвертичных отложений Белоруссии сыграли работы А. П. Павлова (1922, 1936), В. С. Доктуровского (1934), В 1919—1930 гг. П. А. Тутковским, А. М. Жирмунским и Г. Ф. Мирчинком были засняты 16, 28, 44 и 28 листы десятиверстной карты. Изучению четвертичных отложений западных областей Белоруссии до 1939 г. посвящены работы польских геологов М. Лимановского (Limanowski, 1932, 1934), В. Шафера (Szafer, 1929, 1953), Б. Галицкого и Л. Савицкого (Halicki, Sawicki, 1934), С. Кульчинского (Kulczynski, 1929), В. Ярона (Jaron, 1933), Е. Кондрацкого (Kondracki, 1933, 1938), Л. Савицкого (Sawicki, 1929, 1937), М. Прушинского (Proszynski, 1933) и др. Этими исследователями были выяснены общие закономерности строения четвертичной толщи, установлен факт неоднократности оледенений на территории Белоруссии.

Изучая разрезы буровых на воду скважин, А. М. Жирмунский (1919—1932) пришел к заключению, что на территорию Белоруссии заходят крупные структуры — Среднеднепровская и Польско-Литовская впадины. Он развил дальше идею о существовании Полесского девонского вала («Полесского моста» Д. Н. Соболева). В 1930 г. А. М. Жирмунский по высокому положению девона в районе г. Орши выделил дополнительно Орловско-Оршанский вал. По его мнению, оба вала — Полесский и Орловско-Оршанский, сливаясь на севере, образуют Главный девонский вал северо-западного края.

Начиная с 1928 г. на территории Белоруссии проводятся геофизические исследования. Первые работы выполнялись по инициативе Е. Е. Сиротина. Маршрутные магнитометрические исследования восточной части Белоруссии были завершены в 1933 г. В 1932—1937 гг. под руководством А. А. Строны в северо-восточных областях республики была выполнена магнитная съемка, выявлены небольшой интенсивности аномалии. В 1933—1938 гг. в восточных и юго-восточных областях республики начали выполняться маятниковые гравиметрические исследования. Характер гравитационного поля юго-востока Белорусской ССР свидетельствовал о сложном глубинном геологическом строении этого участка. Примерно в то же время А. М. Розин высказал предположение, что под мезозойскими отложениями юго-восточной части Белоруссии залегают мощные толщи палеозоя, в том числе угленосного карбона и соленосного девона.

На юго-востоке республики в 1937—1940 гг. выполнялись комплексные геофизические исследования методами грави-, магнито- и сейсмо-

разведок (М. С. Закашанский, В. С. Завистовский, И. А. Балабушевич и др.). Было установлено, что юго-восточная часть Белоруссии характеризуется глубоким (3—4 тыс. м) залеганием фундамента и является частью Днепровско-Донецкой впадины. Белорусская часть впадины была названа Припятским прогибом. В прогибе установлены структуры второго порядка: Шатилковская и Ельская депрессии, разделенные Мозырским относительным выступом фундамента. Отмечалось, что северный и южный борта прогиба ограничены зонами нарушений большой амплитуды.

С целью проверки геофизических данных в 1940—1941 гг. в районе д. Давыдовки Белорусским геологическим управлением была пробурена первая в Полесье глубокая колонковая скважина, вскрывшая на глубине 843 м девонскую соль. Подтвердилось предположение о наличии в Припятском прогибе соленосных отложений.

В широких объемах проводились в этот период и гидрогеологические исследования. Материалы обобщались Г. В. Богомоловым, М. Ф. Козловым и др. В 1929 г. в городах Бобруйске и Минске, а позже в районе пос. Глусска и д. Солон выявлены минерализованные воды.

Изучение геологического строения Белоруссии дало основание для проведения в больших масштабах поисковых и поисково-разведочных работ на различные виды полезных ископаемых, главным образом на строительные материалы. Эти работы выполнялись в основном Белорусским геологическим управлением.

В 1933—1937 гг. и позже под руководством Н. Ф. Блиодоу (при участии С. И. Яковлева) осуществлялось обобщение всех полученных к этому времени материалов по полезным ископаемым в пределах Белоруссии.

Прерванные в 1941 г. геологические исследования после завершения Великой Отечественной войны на территории Белоруссии были возобновлены.

Послевоенный период характеризуется широким развертыванием геологических работ. Планомерно выполняются среднемасштабные и детальные геологические съемки. В больших объемах ведутся поисково-разведочные работы с целью выявления новых месторождений полезных ископаемых. В широких масштабах применяются геофизические исследования, как региональные для выяснения общих структурных особенностей строения Белоруссии, так и детализационные на отдельных структурах.

В 1946—1950 гг. на территории Белоруссии пробурен ряд опорных скважин, часть которых (в городах Минске и Пинске, в пос. Смилевичах) была доведена до кристаллического фундамента. Материалы опорного бурения, обработанные А. Н. Золотаревой, Л. К. Берзиной, Н. П. Фурсовой и др., в сочетании с геофизическими данными легли в основу познания глубинного строения территории республики. Начатые еще в довоенное время площадные геологосъемочные работы, к 1941 г. охватили лишь небольшие участки ее западной, центральной и восточной частей. В послевоенные годы комплексной геологической съемкой была охвачена большая часть территории юга республики (В. С. Акимец, Л. К. Берзина, Е. Н. Гиммельштейн, Н. М. Грипинский, П. А. Леонович, К. Ф. Радькович и др.). В 1955—1968 гг. комплексными геологическими исследованиями охвачены территории западных, северных и восточных районов (В. С. Анисимов, А. Н. Бессонов, Т. М. Буко, Б. И. Власов, П. Б. Ганжа, В. И. Гридин, Б. Н. Гурский, В. В. Дашевский, Е. Н. Жук, Г. И. Зубович, Г. И. Илькевич, М. С. Кичкина, А. К. Ковальчук, А. С. Коваленко, Г. С. Колбик, Р. И. Левицкая,

В. В. Левчич, И. А. Линник, Л. М. Малявко, Н. А. Маевская, А. Н. Макалова, В. И. Пасюкевич, Л. Т. Пузанов, Н. И. Рудницкий, Г. Ф. Симонина, Ф. М. Усенков, В. В. Чехович, В. В. Шахнюк, В. А. Шидловский и др.).

На территории Припятского и Брестского Полесья в 1951—1964 гг. Белорусским геологическим управлением проводились геолого-гидрогеологические работы в связи с разработкой мероприятий по мелиорации болот и заболоченных земель (Н. М. Грипинский, А. С. Кабанов, Г. Ф. Глиняная, М. Я. Цауне, Г. Г. Маляр, Ю. С. Зубрицкий, Н. С. Ильина, М. И. Гриценко, М. Ф. Медведь, Н. Р. Березовская, И. С. Лещинская, А. Н. Репина и др.).

Одновременно с проведением геологической съемки выполнялся большой объем поисково-разведочных работ на стройматериалы, каолиниты, соль, фосфориты и другие полезные ископаемые.

В послевоенные годы Белорусским геологическим управлением продолжались работы по поискам соли. В 1949 г. было открыто на северо-западной окраине Припятской впадины крупное Старобинское месторождение калийных и каменной солей, которое в конце 1952 г. передано промышленности для эксплуатации. Позже поиски охватили всю территорию впадины. Было установлено широкое распространение соленосных толщ и выявлены новые месторождения: Любанское и Петриковское калийных солей и Мозырское каменной соли. В работе по выявлению и изучению соленосности Припятской впадины принимал участие большой коллектив геологов Управления геологии при Совете Министров БССР (П. А. Леонович, К. Ф. Радькович, А. И. Сержинский, Н. П. Нестерова, С. Х. Баязитов, Г. И. Казакова, А. П. Рыбарева, В. С. Блецко, П. И. Ховратович и др.), ВСЕГЕИ (Е. П. Брунс, А. А. Иванов), Института геологических наук в г. Минске (А. Я. Стефаненко, А. С. Махнач, В. Н. Щербина, Ю. И. Лупинович и др.).

С 1946 г. на территории Припятской впадины с целью изучения геологического строения и перспектив нефтегазоносности ведутся поисково-разведочные работы. Важнейшим результатом их явилось открытие в 1964 г. Речицкого, а позже Осташковичского, Тишковского, Давыдовского и Вишанского месторождений нефти. Первый промышленный приток нефти был получен в 1952 г. на Ельской площади.

Большая роль в выявлении перспектив нефте- и газоносности Припятской впадины принадлежит геологам Управления геологии при Совете Министров БССР — В. Г. Акуличу, П. В. Анцупову, Е. Т. Балашову, В. А. Богино, А. Н. Брусенцову, Ю. А. Волоту, О. П. Гирдюку, Е. Б. Грошеву, Г. А. Колдашенко, Н. В. Кондратчику, П. А. Леоновичу, В. Н. Макаревичу, З. Л. Познякевичу, А. Л. Поляху, Н. Н. Ротанец, М. А. Рынскому, И. П. Смильге, Н. Ф. Травницкой, Н. П. Фурсовой, П. К. Харчикову и др., а также работникам научно-исследовательских институтов — Н. И. Буялову, Г. Х. Дикенштейну, В. К. Голубцову, З. А. Горелику, Е. М. Люткевичу, А. С. Махначу и др.

С 1963 г. для изучения геологического строения и перспектив нефтеносности работы развернулись и в Брестской впадине. Здесь уже пробурены первые скважины, в которых обнаружены нефте- и газопроявления.

С 1963 г. в Припятской впадине установлены два крупных сланцевых бассейна: Туровский и Шатилковский (В. С. Марков, И. Д. Яременко, Н. Н. Кочколда и др.).

На востоке Белоруссии в 1955—1957 и в 1964—1965 гг. проводились поисковые работы на фосфориты, были выявлены залежи промышленной концентрации, имеющие, однако, сложные горнотехнические ус-

ловия (Б. Н. Полещук). На территории республики разведано и передано промышленности большое количество месторождений, глин и суглинков (кирпичных, цементных, огнеупорных и тугоплавких), песчано-гравийного материала, песков стекольных и формовочных, мела, доломитов, строительного камня и др. В работах по поискам и разведке строительных материалов участвовал большой коллектив геологов (В. И. Мельников, А. И. Свержинский, А. П. Данукало, В. Г. Тарбеев, М. А. Каган, В. И. Бердников, Д. И. Новик, Я. С. Гольбрайх, Л. П. Полторакина, А. Я. Чернышевич, А. Я. Зингерман, Н. И. Зуев и др.).

Управлением геологии при Совете Министров БССР производятся также планомерные поисково-разведочные работы по выявлению запасов пресных подземных вод для обеспечения хозяйственно-питьевого водоснабжения городов и промышленных центров республики, минерально-питьевых и бальнеологических вод как базы для строительства санаториев и курортов.

В послевоенный период широко разворачиваются геофизические исследования. В 1946—1959 гг. под руководством М. С. Закашанского проводились региональные геофизические работы. На западе республики, в районе Лиды — Скиделя, по магнитометрическим данным обнаружены резко дифференцированные поля. Более детальный характер носят геофизические работы, проведенные в 1948—1950 гг. С. И. Рынгом, Б. В. Бондаренко и Ж. П. Хотько. Были подтверждены магнитные и гравитационные аномалии на западе Белоруссии.

На юго-западе республики маршрутные магнитометрические и гравиметрические исследования выполнялись В. И. Клушиным (трест «Геофизуглеразведка»). В Брестской впадине была обнаружена полоса положительных значений магнитного поля и ряд линейновытянутых гравитационных аномалий.

С 1949 г. большой комплекс геофизических работ проводится в южной половине Белоруссии в связи с разворачиванием здесь поисковых работ на соли и каустобиолиты, а с 1953 г. — с целью поисков нефтяных структур. Эти работы первоначально выполняются Белорусской геофизической экспедицией треста «Спецнефтегеофизика», а в последние годы экспедициями Управления геологии при Совете Министров БССР (Т. М. Байковский, Х. С. Брио, Б. А. Бычин, З. М. Вугман, Л. П. Галузо, И. Г. Гаркуша, Р. Н. Гимон, А. Е. Графман, З. Г. Данилова, В. Ф. Дунаева, А. В. Егорова, М. С. Закашанский, Е. С. Зенина, К. Ф. Знаменская, Н. Н. Иванов, Е. И. Крылов, В. Д. Кирейчев, Ю. Н. Кузнецов, В. А. Липилин, К. И. Левашов, Ю. М. Марков, Л. С. Маркузе, Я. Д. Мишина, В. Н. Никитина, С. Ф. Прохоров, Е. Б. Савичева, Г. Г. Стадник, Ю. Н. Стадник, Н. К. Турайкевич, С. Б. Тырышкин, Л. Я. Уголев, В. К. Ушаков, З. Н. Чаплыгин, Е. Я. Якимец-Шевчук, А. П. Сенько и др.). В результате выполненных работ вся территория Припятской впадины охвачена гравиметрической и магнитной съемками. Исследованиями выявлено около 90 локальных структур, часть которых передана в разведку. Научному обобщению материалов геофизических исследований посвящены работы И. А. Балабушевича, Б. В. Бондаренко, А. Н. Брусенцова, А. В. Егоровой, В. Д. Кирейчева, Т. С. Лебедева, Л. С. Маркузе, С. И. Рынга, Н. М. Руховца, И. А. Слободенюка, С. Б. Тырышкина, Ж. П. Хотько, И. Д. Кудрявца и др.

С целью изучения магнитного поля территории республики в 1956—1959 гг. была произведена среднемасштабная аэромагнитная съемка. С 1958 г. геофизические исследования широко проводятся при геологической съемке в центральных, северных и южных областях Белоруссии.

Результаты отражены в работах Б. В. Бондаренко, В. Х. Булыги, Ю. Н. Кузнецова, В. М. Проценко, И. А. Медушевской, Н. К. Турайкевича, Ж. П. Хотько, А. В. Тимчука, А. М. Папко, Э. Л. Папко, М. И. Михненко и др.

Одновременно с полевыми исследованиями выполнялся большой объем тематических и научно-исследовательских работ, проводившихся различными научно-исследовательскими организациями (ИГН АН БССР¹, ВСЕГЕИ, ВНИГНИ, ВНИГРИ, ВСЕГИНГЕО, ВНИИ Геофизика и др.), а также тематическими партиями Управления геологии при Совете Министров БССР.

Исследованиям пород фундамента Белоруссии посвящены работы 1953—1960 гг. Е. М. Махлина и А. С. Махнача, а начиная с 1961 г. А. М. Папа.

Изучением доордовикских отложений Белоруссии, их стратиграфии и вещественного состава занимались Т. И. Осыко, Е. П. Брунс (1956, 1957, 1966), А. С. Махнач (1954—1968), А. Я. Стефаненко и П. Л. Шульга (1951), Б. С. Соколов (1952, 1953), Е. М. Люткевич (1952 г.), Г. Х. Дикенштейн (1953, 1958), Л. М. Левина (1957), В. Я. Бессонова (Махнач, Бессонова, 1962), З. Г. Ушакова (1962), Н. В. Веретенников (1968) и др. Е. П. Брунс и А. С. Махначом составлены стратиграфические схемы расчленения этих отложений. В 1958 г. А. С. Махнач опубликовал монографию «Древнепалеозойские отложения Белоруссии», в которой обобщил результаты своих многолетних исследований. В ряде статей, опубликованных им в последующие годы (1956—1968), основное внимание уделено вещественному составу этих отложений.

Ордовикские и силурийские отложения вскрыты небольшим количеством скважин. Их фауна изучена Т. Н. Алиховой, И. Пашкевичусом, О. И. Никифоровой, Г. М. Помяновской, А. В. Мацкевич, А. В. Фурсенко. Т. Н. Алиховой (1960) составлена схема расчленения ордовика северо-запада Белоруссии. Стратиграфическая схема силурийских отложений этого района и смежных областей Литвы разработана И. Пашкевичусом (1960, 1963 г.).

Изучению девона Белоруссии посвящены многочисленные работы научных и производственных организаций, (Е. П. Брунс, 1956, 1957; В. К. Голубцова, 1961; В. К. Голубцова и Г. И. Кедо, 1963, 1964 г.; В. К. Голубцова и З. Л. Познякевича, 1963 г.; Г. Х. Дикенштейна, Л. М. Левиной и др., 1959; В. П. Кирикова, 1963; В. П. Курочки, 1961, 1966; Е. М. Люткевича, 1960; А. С. Махнача, (1954, 1958; А. С. Махнача, В. П. Корзуна и др., 1966 г.; А. С. Махнача, В. П. Курочкин и др., 1961—1964; Р. М. Пистрак и С. В. Тихомирова, 1959; А. Я. Стефаненко и А. С. Махнача, 1952, 1953, 1955; А. В. Фурсенко, 1957; В. Б. Цырлиной, 1963; В. Н. Щербины, 1960, 1961 и др.). Большую работу по изучению девонских отложений выполнили также В. Н. Михайлов, И. П. Смилга, А. П. Рыбарева, А. В. Брновицкий, В. Н. Макаревич (1965 г.), В. А. Богино, О. П. Гирдюк, Н. В. Кондратчик, В. И. Пасюкевич, Н. Н. Смирнова и др.

Стратиграфия каменноугольных отложений и условия их образования в Припятской впадине получили свое освещение у В. К. Голубцова (1954—1966), Г. И. Кедо (1957—1966), В. К. Голубцова и А. Н. Брусенцова (1960), Н. Е. Бражниковой, Р. М. Пистрак и С. В. Тихомирова (1959), Д. М. Корулина и др.

¹ С 1964 г. Институт геологических наук Министерства геологии СССР в г. Минске.

Изучению пермских и триасовых отложений посвящены работы В. К. Голубцова (1960, 1961), Ф. Е. Лапчик (1958), Е. М. Люткевича (1955 г.), З. М. Невмержицкой (1958) и др. Составлены детальные стратиграфические схемы, увязанные с соседними районами. Детально изучены юрские отложения А. В. Фурсенко, И. В. Митяниной (1963), Л. В. Пискун, Т. Ю. Кривской. Юрская макрофауна разрезов определена Н. Т. Сазоновым, Г. Я. Крымгольцем, Г. Т. Пчелинцевой.

Большое значение в изучении отложений верхнего мела республики имели работы Г. Ф. Мирчинка (1918, 1923 г.), М. М. Цапенко (1947).

Систематическим изучением меловых отложений с 1952 г. занимается В. С. Акимец (1953—1966), разработавшая детальную стратиграфическую схему верхнемеловых (1961 г.) и нижнемеловых (1966) отложений для всей территории республики. Определения микрофауны (фораминифер) многих разрезов меловых отложений выполнены А. П. Васютиной, М. Г. Зуевой, А. Г. Гнединой, Л. В. Пискун. Возможности использования илоедов для стратиграфии меловых отложений посвящены работы Т. Ю. Кривской (1963).

Палеогеновые и неогеновые отложения освещаются в работах Е. С. Липника (1951), А. В. Фурсенко, К. Б. Фурсенко (1961). Изучением спорово-пыльцевых комплексов палеогеновых и неогеновых отложений занимался С. С. Манькин (1959, 1960). На основании палеонтологических и палинологических материалов им разработана стратиграфическая схема. Интересные данные по вопросам стратиграфии палеогена и неогена республики содержатся в работах А. Г. Бер (1966).

Территория Белоруссии характеризуется развитием мощного покрова четвертичных отложений, которые привлекают к себе внимание большого количества исследователей. Наиболее важные сведения по четвертичным отложениям Белоруссии содержатся в работах А. И. Москвитина (1952, 1954), С. А. Яковлева (1948, 1956), И. В. Даниловского (1955), В. П. Гричука (1950 г.), М. М. Цапенко (1947—1961), Н. А. Махнач (1958—1968), Л. Н. Вознячука (1956—1967), П. И. Дорофеева (1960, 1963), К. И. Лукашева (1960—1967 гг.), И. Н. Салова (1963), Н. С. Чеботаревой (1954—1965), А. И. Коптева (1960, 1961) и др.

Вопросы геоморфологического строения территории республики наиболее полно освещены в работах В. А. Дементьева (1948, 1960), М. М. Цапенко (1957, 1960), Л. Н. Вознячука (1956, 1957—1966), С. С. Коржуева (1960), О. Ф. Якушко (1957) и др.

З. А. Гореликом (1946), Г. В. Богомоловым (1946), А. Я. Стефаненко (1956, 1958), А. С. Махначом (1958), Ж. П. Хотько и Б. В. Бондаренко (1956 г.), С. И. Рынгом (1953) и др. были опубликованы схемы тектонического строения территории. Вопросы геологической структуры Припятской впадины нашли свое отражение в работах И. А. Балабушевича (1965), А. Н. Брусенцова, З. Г. Вугмана и др. (1966 г.), Бондаренко Б. В. (1956 г.), З. А. Горелика (1945—1964 гг.), Г. Х. Дикенштейна и др. (1959), Е. М. Люткевича (1960), С. И. Рынга (1956), А. Я. Стефаненко (1956, 1958), Ж. П. Хотько (1958, 1960) и др. Большая работа по изучению структур выполнена также И. П. Смилга, П. В. Анцуповым, Н. Ф. Травницкой, В. Н. Макаревичем, З. Л. Познякевичем, П. К. Харчиковым, В. И. Богино, А. П. Рыбаревой, В. Д. Кирейчевым и др.

Данные о новейших движениях приведены в работах М. М. Цапенко (1961), З. А. Горелика (1957, 1965), С. С. Коржуева (1960), И. А. Медушевской (1966) и др.

В послевоенные годы достигнуты значительные успехи и в области изучения гидрогеологии.

В 1957 г. обработкой накопленного в результате геологических съемок материала занимался коллектив геологов Белорусского геологического управления (М. С. Кичкина, К. Ф. Радькович, А. И. Свержинский и др.) и Института геологических наук (В. С. Акимец, С. С. Манькин, А. С. Махнач и др.).

Большой фактический материал был получен в результате съемочных работ, проведенных на территории Белоруссии. Работа эта выполнялась сотрудниками Геологического управления и Института геологических наук под редакцией М. М. Цапенко.

В 1962—1964 гг. коллективом геологов Института геологических наук составлены литолого-палеогеографические схемы палеозойских и мезозойских отложений (А. С. Махнач, В. К. Голубцов, А. В. Фурсенко, И. В. Митянина, В. С. Акимец, С. С. Манькин), которые затем вошли в литолого-палеогеографический атлас Русской платформы и ее геосинклинального обрамления.

Важнейшим результатом геологических исследований, проведенных на территории Белоруссии, явилось открытие и промышленное освоение крупных месторождений нефти, каменных и калийных солей, многочисленных месторождений строительных материалов, выявление рудопроявлений в кристаллическом фундаменте и осадочной толще, детальное изучение которых будет способствовать открытию в ближайшие годы промышленных месторождений новых для территории Белоруссии видов полезных ископаемых.

Глава вторая

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ И ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

РЕЛЬЕФ

Территория Белоруссии является частью Русской равнины. Над уровнем моря она приподнята в среднем на высоту 160 м. Ее плоско-волнистые пространства чередуются со слабовогнутыми низинами и холмистыми возвышенностями, вследствие чего абсолютные высоты меняются в пределах от 80 до 346 м. Наиболее низменные пространства юга, запада и севера Белорусской ССР находятся на высотах до 150 м над уровнем моря, нередко заболочены. Для них характерно наличие плоских котловин зарастающих озер. Повышенные равнины с высотами около 200 м и более над уровнем моря обыкновенно приобретают платообразный характер, лучше дренированы, местами расчленены оврагами и балками. Холмистые возвышенности выделяются над прилегающими равнинами относительными высотами от нескольких десятков до 150 м, а над уровнем моря они достигают 300 м и выше. Возвышенности расчленены густой сетью относительно глубоких долин, с которыми на севере Белоруссии связаны многие озерные котловины.

В целом $\frac{3}{5}$ территории республики занимают равнинно-низменные пространства, $\frac{1}{10}$ часть — повышенные платообразные равнины и $\frac{3}{10}$ — возвышенности. Расчлененность этих пространств неодинакова. В пределах низменностей она незначительна. Средняя глубина расчленения рельефа здесь составляет 5—10 м и менее, густота расчленения, или средние расстояния между соседними понижениями, колеблется от 1 до 3 км, и на каждые 100 км² приходится 6—10 км эрозионной сети. Расчлененность возвышенностей в несколько раз больше. Средняя глубина расчленения здесь нередко более 20 м, густота расчленения в 3—4 раза больше, чем низин, а протяженность эрозионной сети достигает 20—25 км на 100 км² территории. Максимальная амплитуда относительных высот достигает на отдельных участках высоких моренных гряд и возвышенностей 90 и даже 100 м (Делянков, 1948—1960 г.; Вознячук, 1960, 1966; Якушко, 1957, 1960).

Наиболее разнообразен рельеф Северо-Западной Белоруссии, для которой характерны крупнохолмистые моренные возвышенности, чередующиеся с водно-ледниковыми низинами и моренными равнинами. Значительна по протяженности и сложна по строению Белорусская гряда, которая прослеживается от западной границы БССР в районе г. Гродно на восток и северо-восток до района г. Орши и на левобережье Днепра соединяется со Смоленско-Московской возвышенностью. Средняя часть Белорусской гряды представлена Минской возвышенностью. Наиболее высокими вершинами этой возвышенности являются: горы Дзержинская (346 м), расположенная западнее г. Минска у истока р. Птичи, Лысая (341 м) и Маяк (335 м). Юго-западная ветвь Белорусской гряды, отделенная от Минской возвышенности Столбцовой моренной равниной, протягивается к г. Гродно в виде дуги, обращенной выпуклостью на юг (323 м над уровнем моря).

На запад от Новогрудской возвышенности находятся более низкие, местами платообразные и расчлененные эрозией Слонимская, Волковыская и Гродненская возвышенности, приподнятые до 200—250 м. На запад от Минской отходит Ошмянская возвышенность с грядовым рельефом, поднимающаяся над соседними низинами до 150 м, а над уровнем моря до 320 м (вершина Милидовская). Восточная ветвь Белорусской гряды представлена волнисто-платообразной Оршанской возвышенностью (до 277 м).

Несколько возвышенностей выделяется на севере Белоруссии, в пределах Поозерья, с которым совпадает область валдайского оледенения. От г. Витебска к верховьям рек Ловати и Оболи простирается Невельско-Городокская возвышенность (до 255 м). На водоразделе рек Дисны и Вилии протянулась Свенцянская (Мядельская) возвышенность (до 227 м) с грядами значительно лучшей сохранности, чем на возвышенностях Белорусской гряды, и со многими озерами. На северо-западе БССР разместились невысокие гряды — Браславские, близ одноименных озер, и Освейская.

Между моренными возвышенностями северо-западной половины Белоруссии простираются разнообразные по величине и устройству поверхности низины, прорезанные сетью террасированных долин. Междолинные пространства низин плоски и волнисты, если они сложены флювио- или лимногляциальными отложениями. Низины, сложенные мореной, обычно мелкохолмисты или волнисты. На отдельных участках поверхность их осложняется небольшими прерывистыми моренными грядами.

Наиболее обширна Полоцкая низина (до 150 м над уровнем моря), примыкающая к долинам Западной Двины и ее притока Дисны и наклоненная к северо-западу. По Западной Двине выше г. Витебска расположена Суражская низина. В бассейне верхнего течения Вилии находится довольно обширная Нарочано-Вилейская низина. К Неману, выше Гродно, примыкает Верхне-Неманская низина, плоско-волнистая, частью террасированная.

Рельеф юго-восточной половины Белоруссии преимущественно равнинный, частью платообразный, возникший благодаря накоплению основной морены, водно-ледниковых и речных осадков, а также лёссовидных пород. Общий наклон равнин обращен к югу. Наиболее высоко (до 233 м в истоках р. Прони) приподнята над уровнем моря Оршанско-Могилевская повышенная равнина (плато). На юге Оршанско-Могилевская равнина сменяется Чечерской, а на западе Центрально-Белорусской, или Центрально-Березинской моренными и водно-ледниковыми равнинами. Здесь высоты в направлении к югу уменьшаются от 180 до 150 м. Овраги широкого распространения не имеют, местами встречаются слабо приподнятые участки с покровом лёссовидных пород. Очень редки невысокие конечноморенные гряды, обычно сильно денудированные.

По верхней Щаре находится небольшая водно-ледниковая Барановичская равнина, а на междуречье Ясельды и Буга — Прибугская равнина с мелкохолмистым моренным и плоским водно-ледниковым рельефом, с участками денудированных моренных гряд и сетью древних ложбин стока. Равнина расположена на высотах 150—200 м и уходит на запад за пределы Белорусской ССР.

Весь юг Белоруссии занят обширной низменностью Белорусского Полесья в виде плоской заболоченной ложбины, слабо наклоненной от Западного Буга к Днепру. Низменность сложена водно-ледниковыми и речными отложениями, с которыми связано распространение эоловых дюнно-бугристых форм. Значительную часть низменности занимают

широкие речные террасы и плоские сильно заболоченные озерные котловины.

Естественная обнаженность четвертичных и в особенности дочетвертичных отложений на территории Белоруссии очень ограничена. Большая часть обнажений приурочена к речным долинам и оврагам. На севере Белорусской ССР, в зоне распространения валдайского ледника, обычно обнажаются различные по происхождению голоценовые, валдайские и значительно реже более древние отложения. В средней полосе республики под голоценовыми и водно-ледниковыми породами обычно залегают днепровская и московская морены, местами вскрываются муравинские отложения. В Полесье, при наличии мелких долин и значительной заболоченности, естественная обнаженность даже четвертичных отложений ничтожна. Лишь в редких случаях по рекам Припяти и Днепру вскрываются днепровские ледниковые и более древние отложения, вплоть до березинских, залегающих на коренных породах.

В северной части Белоруссии, по р. Западной Двине, ее притоку Сарьянке и на Днепре под г. Оршей обнажаются верхнедевонские песчано-глинистые породы, известняки и доломиты. В средней полосе, по р. Сожу и некоторым другим рекам, имеется ряд выходов мергельно-меловых пород мелового возраста. В Полесье по Днепру и Сожу местами обнажаются палеогеновые и неогеновые пески и глины. Докембрийские кристаллические породы выходят на дневную поверхность только у д. Глушкевичи Лельчицкого района, на левобережье Уборти у границы Белоруссии с Украиной.

ГИДРОГРАФИЯ

Реки, протекающие на территории Белорусской ССР, принадлежат бассейнам Балтийского и Черного морей. К бассейну Балтийского моря относятся системы рек Западной Двины, Немана и Западного Буга, к бассейну Черного моря — система р. Днепра с его крупными притоками Березиной, Сожем и Припятью.

Общая протяженность рек Белоруссии равна приблизительно 50 000 км. В целом для описываемой территории густота речной сети составляет 25 км на 100 км² при среднем коэффициенте извилистости русел 1,5¹. Наибольшая густота речной сети (свыше 30 км на 100 км²) наблюдается в районах крупных возвышенностей, расположенных в центральной части Белорусской ССР (Минская возвышенность). Наименьшая густота речной сети (менее 20 км на 100 км²) наблюдается в пределах Полесской низменности. Помимо естественных поверхностных водотоков, дренаж развитых здесь заболоченных пространств выполняется системой искусственных осушительных каналов и канав, общая длина которых достигает 30—50% протяженности рек этой части территории.

Вследствие равнинного характера поверхности и сравнительно легко размываемых грунтов Белоруссии, особенно в ее южной части, реки отличаются значительной извилистостью и медленным течением. При средних уклонах 0,2—0,6 м на 1 км скорости течения при низких водах на крупных реках составляют в среднем 0,3—0,4 м/сек, на средних 0,25—0,30 м/сек и на малых 0,05—0,10 м/сек.

Сток рек Белоруссии формируется за счет подземного, снегового и дождевого питания. Главная роль принадлежит первым двум источникам питания, на долю которых приходится 80—90% годового стока.

¹ Под коэффициентом извилистости подразумевается отношение длины реки к длине прямой, соединяющей исток и устье реки.

По данным К. А. Ключевой (1956), коэффициент стока (отношение среднего за многолетний период объема годового стока с данного бассейна к объему среднегодовых осадков того же бассейна) в бассейне Западной Двины составляет 0,39—0,31, в бассейне Немана 0,34—0,30, в бассейне Днепра (без р. Припяти) 0,35—0,22, в бассейне Припяти 0,26—0,21. Модули стока колеблются от 8,2—7,6 л/сек с 1 км² на севере до 3,8—2,8 л/сек на юге Белоруссии. Характерной особенностью внутригодового распределения стока рек является наличие двух максимумов и двух минимумов. Главный максимум, связанный с таянием зимних запасов снега, наблюдается в период март—апрель. Второй максимум почти везде приходится на ноябрь. Наступление главного минимума обычно наблюдается в феврале. Второй минимум наступает в сентябре, за исключением рек бассейна Немана, где летний минимум падает иногда на август.

Вскрытие рек от льда происходит в среднем по республике в третьей декаде марта, а в северных областях — в начале апреля. Весенний ледоход длится от 3 до 10 дней. Одновременно с ледоходом происходит весенний максимальный разлив рек. Средняя высота максимума весеннего половодья над меженным уровнем для рек северных областей равна 3,5—4,0 м, для рек южных областей 2,0—2,5 м. Максимальный подъем уровней на Западной Двине достигал 10—12 м, на Днепре 5,5—7,5 м, на Соже 5—6 м, на Немане, Березине и Припяти 3—5 м.

Замерзание рек и начало ледостава происходит в среднем во второй половине декабря, в северных областях несколько раньше — к концу первой декады декабря. К концу февраля — началу марта ледяной покров достигает наибольшей толщины (30—50 см). На крупных реках в отдельные годы толщина льда может достигать 1 м. Средняя продолжительность ледостава колеблется в пределах 90—130 дней.

Важнейшими реками являются Днепр с Припятью, Березиной и Сожем, Западная Двина, Неман и Западный Буг. Для обеспечения связи речных систем в транспортном отношении в Белоруссии существуют каналы, важнейшим из которых является Днепро-Бугский, связывающий р. Припять с правым притоком Западного Буга — р. Муховец.

Ниже приводится краткая характеристика бассейнов крупнейших рек.

Бассейн Днепра (без р. Припяти) охватывает значительную территорию, расположенную в центре и на востоке Белоруссии. Большинство притоков Днепра берет начало на возвышенностях Белорусской гряды. Река Днепр, при общей длине 2300 км, расположена в пределах республики своим средним течением на протяжении 693 км. Территории Белоруссии принадлежит 23,5% всего бассейна Днепра. При входе в пределы Белоруссии р. Днепр имеет площадь водосбора 16 000 км² и среднегодовой расход 107 м³/сек; при выходе из границ Белоруссии площадь водосбора реки увеличивается до 105 700 км², а среднегодовой расход до 584 м³/сек¹.

В верхнем течении до г. Орши р. Днепр имеет небольшой уклон (0,00008) и сравнительно узкое русло (до 60 м). Ниже г. Орши река поворачивает на юг, становится более широкой и многоводной. На участке Орша — Рогачев русло реки имеет в среднем ширину 120—150 м, а между устьями Березины и Сожа — до 500 м. Весенние разливы реки достигают здесь 8—12 км, а ниже г. Речицы 20—25 км. Через систему р. Брагинки воды Днепра часто переливаются в р. Припять. Средний уклон р. Днепра в пределах Белорусской ССР 0,00012.

¹ Средние многолетние величины.

Наиболее крупными притоками р. Днепра в границах республики являются Припять, Березина и Сож.

Река Березина в верхнем течении, до впадения р. Гайны, имеет широкую заболоченную долину (4,5—9,0 км). Извилистое русло реки, шириной 20—40 м, сопровождается здесь старицами и пойменными озерами, ниже впадения р. Гайны до впадения р. Свислочи долина Березины сужается до 1,5—3,0 км. Средний уклон р. Березины составляет 0,0001, среднегодовой устьевой расход равен 140,7 м³/сек. Из притоков Березины самым крупным является р. Свислочь, впадающая справа и имеющая длину около 300 км.

Река Сож входит в пределы Белоруссии своим средним и нижним течением общей протяженностью 640 км. Ширина долины реки изменяется в среднем от 1—2 до 3 км. Местами в низовьях ширина долины достигает 10 км. Ширина поймы реки изменяется от 1 до 6 км. Средний уклон реки 0,00017, среднегодовой устьевой расход 225 м³/сек. Наиболее значительными притоками р. Сожа являются правобережная р. Проня и левобережная р. Беседь. Нижним течением в пределы Белорусской ССР входит р. Ипать, впадающая в р. Сож слева у г. Гомеля.

Реки остальной части бассейна Днепра (без Припяти и Березины) имеют обычно широкие, четко выраженные, расширяющиеся вдоль по течению долины с низкими, почти ежегодно затопливаемыми поймами.

Река Припять является наиболее крупным притоком Днепра. К бассейну Припяти относится территория юга и частично центра Белоруссии. Озерность бассейна р. Припяти составляет 0,2%. Наиболее крупные озера — болотного типа — оз. Червоное (Князь) площадью 44 км², расположенное в бассейне Найдо-Белевской канавы, озера бассейна р. Ясельды: Боровицкое (9,5 км²), Споровское (11,7 км²), Черное (16,7 км²), Белое (4,9 км²). Полесские озера отличаются однообразием, имеют обычно низкие, заболоченные берега. Подавляющее большинство озер находится в стадии угасания вследствие заполнения их озерно-речным илом и заболачивания. Заболоченность водосбора р. Припяти составляет около 59%. Почти все болота Полесья относятся к низинному типу. Большой частью они располагаются в речных долинах, занимая огромные площади. Крупнейшими болотными массивами являются «Пинские болота», достигающие 750 км². Река Припять протекает по Белоруссии средним своим течением на протяжении 480 км. В пределах территории республики находится 42,5% ее водосбора. Уклон реки колеблется от 0,00006 до 0,00008.

Русло р. Припяти почти на всем протяжении сильно извилисто, во многих местах разветвленное, меандрирует. Только ниже г. Мозыря в пределах конечноморенной гряды оно прямое без рукавов и староречий. На участке до впадения р. Пины ширина русла составляет 40—60 м. После впадения р. Горыни русло расширяется до 160 м, а еще ниже до 200—300 м. Среднегодовой расход реки у выхода ее за пределы Белорусской ССР составляет 425 м³/сек.

Наиболее значительными левобережными притоками Припяти являются реки Пина, Ясельда, Цна, Бобрик, Лань, Случь и Птичь; правобережные притоки — реки Стырь, Горынь, Ствига и Уборть — в Белоруссию входят лишь своими нижними течениями, только правый приток Припяти, р. Словечна, почти целиком протекает в пределах Белоруссии.

Бассейн р. Западной Двины занимает северную часть республики. Бассейну Западной Двины принадлежит наибольшее количество озер. Озера преимущественно ледникового происхождения. Много имеется проточных озер. Наиболее крупными озерами в правобережной части бассейна Западной Двины являются Освейское (58 км²), Нещердо

(27 км²), Езерище (18 км²). Глубина озер не превышает 15—18 м. Из крупных озер левобережной части бассейна Западной Двины следует выделить Лукомльское (36 км²), Селява (15,4 км²), Лепельское (8,9 км²). Максимальные глубины озер этого района достигают 30—38 м.

Заболоченность бассейна р. Западной Двины в пределах Белоруссии составляет около 18%. Болота преимущественно верхового типа. Торфяная залежь в них имеет мощность до 7—12 м и отличается малой зольностью (менее 7—10%), представляя собой ценное топливо.

Западная Двина — вторая по величине водная артерия Белорусской ССР. Истоки ее расположены на Валдайской возвышенности Великолукской области РСФСР. В пределы описываемой территории река вступает с водосбором 17 900 км² и среднегодовым расходом 148 м³/сек, уходит же за пределы республики с водосбором 63 200 км² и среднегодовым расходом 500 м³/сек. Протяженность р. Западной Двины составляет 341 км, что соответствует 39% общей площади ее бассейна. Средний уклон реки равен 0,0002. Притоки р. Западной Двины небольшие. Наиболее значительными из них, с длиной свыше 100 км, являются реки Оболь, Дрисса, Лучеса, Улла, Ушачь и Дисна.

Бассейн Немана расположен в северо-западной части республики. Река Неман протекает по Неманской низине. Озерность бассейна Немана весьма неравномерна. Наибольшее количество озер расположено в правобережной части р. Вилии, где насчитывается до 300 озер. В их число входят крупнейшее в Белоруссии оз. Нарочь (80 км²), озера Свирь (23 км²) и Мястро (13 км²). Озерность водосбора р. Вилии близка к 2%, озерность других частей бассейна Немана значительно меньшая. В левобережной части бассейна следует отметить крупное озеро Выгоновское (26 км²). Заболоченность бассейна Немана составляет около 24%, причем на 90% развиты здесь болота низинного типа, расположенные главным образом в долинах рек. Крупные болотные массивы встречаются в бассейнах Щары, Западной Березины и других.

Неман берет начало на южных склонах Минской возвышенности, в 45 км к юго-западу от г. Минска. В пределах Белоруссии он течет на протяжении 486 км со средним уклоном 0,0002. Площадь водосбора р. Немана в створе выхода с территории Белорусской ССР составляет 36 722 км², среднегодовой расход реки здесь равен 216 м³/сек.

Русло Немана сильно извилисто. В верховьях ширина его равна 4—8 м, к устью Западной Березины увеличивается до 60—110 м, ниже, до впадения р. Щары, до 130—215 м и в западной части Неманской низины — до 280 м. К выходу за пределы Белоруссии на мелях ширина русла Немана достигает 370 м. У г. Гродно в русле реки имеется ряд порогов. Весной на низине р. Неман разливается до 8 км в ширину.

Из наиболее крупных притоков Немана следует отметить Щару и Вилию. Река Щара является левобережным притоком Немана и имеет длину 314 км. Протяженность р. Вилии в пределах Белорусской ССР 460 км. Ширина ее долины составляет 0,2—1,5 км и местами увеличивается до 2,0 км. Берега долины преимущественно крутые. Русло извилистое, ширина 30—40 м, много порогов и стремнин. Долины остальных рек бассейна Немана большей частью отчетливо выражены и глубоко врезаны.

На крайнем юго-западе республики по границе с Польшей протекает небольшой отрезок р. Западнй Буг с правобережным шлюзованным притоком р. Муховец, имеющим длину 90 км и входящим в систему Днепро-Бугского канала.

КЛИМАТ

Климат Белоруссии является переходным от морского к континентальному — для него характерна теплая и влажная зима и относительно холодное дождливое лето («Агроклиматический справочник»; Шкляр, 1957).

Господствующими воздушными массами являются морские и континентальные полярные, реже наблюдаются арктические и тропические. Особенно велико значение морского полярного воздуха. Его продвижение на территории Белоруссии в зимний период, как правило, почти всегда сопровождается повышением температуры воздуха, увеличением относительной влажности, облачности и выпадением атмосферных осадков. Относительная влажность воздуха зимой при этом редко бывает ниже 85—90%, хотя абсолютная влажность в это время невелика и достигает всего 3—4 *миллибара* (против 15—16 *миллибар* в летний период). Высокая относительная влажность воздуха способствует образованию туманов (65—75% от годовой суммы) и облачности.

Летом арктические воздушные массы несколько понижают температуру воздуха и увеличивают его влажность, но зато они быстрее, нежели зимой, трансформируются в континентальный полярный воздух.

Тропический воздух для описываемой территории менее характерен по сравнению с полярным и арктическим, и его распространение ограничивается только юго-восточной частью республики. Этот воздух отличается высокими температурами (достигающими 38°) и сухостью. Самым теплым месяцем в году является июль, самым холодным — январь, редко максимальные температуры наблюдаются в августе и феврале. Средние температуры января изменяются от $-4,3^{\circ}$ на юго-западе до $-8,2^{\circ}$ на северо-востоке. Годовые амплитуды температур воздуха увеличиваются по мере удаления от Атлантического океана. Континентальность климата возрастает с запада на восток. В отдельные годы температуры как летних, так и зимних месяцев отличаются от средних многолетних. Наибольшие абсолютные максимумы наблюдаются преимущественно в августе, но чаще они приходятся на июль, реже на август и июнь и в виде исключения на май. Абсолютные же минимумы понижаются на севере и востоке Белоруссии до -42° и ниже, а на юге и западе достигают минус 35—36°. Чаще всего они бывают в январе, реже в феврале и очень редко в декабре. Переход от зимнего расположения изотерм к летнему и наоборот осуществляется на всей территории республики более или менее одновременно: весной в апреле, а осенью в конце сентября.

Близость к Атлантическому океану, интенсивная циклическая деятельность и большая влажность воздуха обуславливают выпадение значительного количества осадков на территории Белоруссии, при общей годовой сумме осадков 550—650 *мм*.

Число дней с осадками в республике велико. Чаще всего осадки выпадают зимой и осенью. В январе и декабре в среднем насчитывается по 16—20 дней с осадками. Реже они выпадают в апреле, мае и сентябре. Из летних месяцев наиболее дождливым бывает июль. В среднем на теплый период (апрель — октябрь) приходится более 50% дней с осадками.

Выпадение первого снега обычно наблюдается в середине ноября на юго-западе и в конце октября на северо-востоке, а также на возвышенностях. Спустя 30—37 дней устанавливается устойчивый снежный покров.

Сравнительно высокие зимние температуры воздуха и снежный покров предохраняют почву от глубокого промерзания.

С наступлением положительных температур воздуха — в середине марта на юго-западе и в конце месяца на севере и востоке начинается таяние снега и льда. Раньше всех вскрываются реки бассейнов Немана и Припяти, позже всех — в первых числах апреля — северные реки. Полное очищение от льда, как правило, наступает в третьей декаде марта — в начале апреля.

Обычно весеннее половодье на реках приходится на вторую декаду марта. Максимального уровня реки при половодье достигают в среднем в конце марта или в начале апреля. Колебания уровня, вызываемые дождевыми паводками, наблюдаются на реках республики во второй половине лета.

ПОЧВЫ И РАСТИТЕЛЬНОСТЬ

Современный почвенный и растительный покров в основном сформировались в голоцене. Его характеристика дана в ряде опубликованных работ («География Белоруссии», 1965; Лупинова, Голуб, 1958 г.; Михайловская, 1953; Роговой, Медведев и др., 1957; Юркевич, Гельтман, 1965 г.).

В лесах Белоруссии сосна занимает 56% лесопокрытой площади, береза 16%, черная ольха 10%, ель 9%, дуб 5%, осина 3%, серая ольха, граб и прочие — 1%; под древесной растительностью идет подзолистый процесс. Около 29% территории засеивается однолетними травянистыми культурами (озимыми и яровыми), примерно 20% занято естественными и культурными многолетними травами, под которыми развивается дерновый процесс почвообразования, формируется хорошо выраженный перегнойный горизонт; около 35% занимает древесная растительность с подзолистым процессом почвообразования. Болотная растительность занимает около 5% территории, но болотный процесс почвообразования идет на лугах, пашне, в лесу, охватывает 39% всей площади республики.

Описываемая территория характеризуется большой комплексностью почв. По сочетанию процессов почвообразования их можно объединить следующим образом: 1) дерново-карбонатные и дерновые почвы; 2) дерново-подзолистые; 3) дерново-подзолистые, временно избыточно увлажненные; 4) дерново-подзолистые глееватые; 5) дерново-подзолистые глеевые; 6) дерново-карбонатные и дерновые, временно избыточно увлажненные и глееватые; 7) дерново-карбонатные и дерновые глеевые; 8) пойменные дерново-глееватые и глеевые; 9) пойменные торфяно-болотные и торфяно-глеевые; 10) болотные почвы низинного переходного и верхового типа. Осушенные и распаханые торфяно-болотные и торфяно-глеевые почвы низинного типа обладают высоким плодородием. По механическому составу почвы Белоруссии делятся на глинистые, тяжелосуглинистые, средне- и легкосуглинистые, супесчаные, песчаные.

В качестве покровных почвообразующих пород распространены: 1) выходы мела, мергеля, известняков, доломитов, туфа — 0,2% территории; 2) лёссы — 18%; 3) лёссовидные водно-ледниковые породы — 13,5%; 4) лёссовидные озерно-ледниковые отложения — 10,4%; 5) морены — 11,5%; 6) водно-ледниковые валунные породы — 29,1%; 7) древнеаллювиальные пески — 8,5%; 8) золотые (дюнные) рыхлые пески — 1,0%; 9) аллювиальные отложения (современный речной и озерный аллювий) 1,0%; 10) органические торфяные породы — 23%.

Территория Белоруссии относится к Белорусской провинции дерново-подзолистых, слабо гумусированных почв и низинных болот, входя-

щей в южнотаежную подзону дерново-подзолистых почв Центральной таежно-лесной области СССР. На территории республики выделяется четыре почвенных округа, которые делятся на 23 почвенных района.

ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ПУТИ СООБЩЕНИЯ

За годы социалистического строительства Белоруссия превратилась из отсталой в прошлом национальной окраины России в крупный по своему значению район Советского Союза, в республику мощной и передовой в техническом отношении многоотраслевой индустрии, крупного механизированного сельскохозяйственного производства, современного транспорта и дорожного хозяйства, высокоразвитой социалистической культуры. В 1968 г. общий объем промышленного производства республики в 81 раз превысил уровень 1913 г. и почти в 10 раз 1940 г.

Только за последние годы в Белоруссии было введено в действие свыше 300 крупных промышленных предприятий и цехов. В промышленном производстве республики произошли большие качественные изменения. Широкое развитие получили химическая, особенно горнохимическая, нефтеперерабатывающая, электротехническая промышленность, электроника и приборостроение.

Основой развития народного хозяйства Белоруссии является наиболее полное использование природных условий и хозяйственных ресурсов.

Белоруссия находится в зоне смешанных лесов и располагает ресурсами лесного сырья (площади, покрытые лесом, занимают 32% территории). В республике почти не бывает засух, что при правильной агротехнике, внесении достаточного количества удобрений и мелиорации избыточно увлажненных почв может обеспечить получение высоких и устойчивых урожаев сельскохозяйственных культур.

Республика обладает богатыми запасами торфа, калийных и поваренной солей. Такие отрасли промышленности, как стекольная, строительных материалов, горнохимическая, обеспечены сырьем. Положено начало созданию сырьевой базы для нефтеперерабатывающей промышленности.

Наличие в Белорусской ССР промышленных запасов нефти, калийных и каменной солей, разработка в перспективе месторождений угля, сланцев, фосфоритов создают необходимые предпосылки для ускоренного развития народного хозяйства и в первую очередь горнохимической и нефтедобывающей промышленности.

Запасы нефти, угля, сланцев в сочетании с богатыми залежами торфа, гидроэнергией и ресурсами газов нефтеперерабатывающих заводов составляют более 6 млрд. т условного топлива. Выявленные запасы создают предпосылки для укрепления топливно-энергетической базы, обеспечения в ближайшие годы за счет собственных ресурсов потребности в топливе.

На территории республики выявлены огромные запасы калийных солей. На базе Старобинского месторождения калийных солей работают два мощных калийных комбината, заканчивается строительство третьего. Белоруссия исключительно богата каменной солью, разведанные в настоящее время запасы которой составляют более 20% общесоюзных. В Белорусской ССР имеются предпосылки для выявления промышленных месторождений фосфорита и карналлита, цветных и редких металлов, железных руд и др. Обнаружено значительное количество месторождений нерудных строительных материалов: цементного сырья, стекольных и формовочных песков, тугоплавких, огнеупорных и легкоплавких глин, мела, доломита, строительного камня и

инертного сырья. Многочисленные источники минеральных подземных вод могут быть использованы в курортно-бальнеологических целях и для получения йода, брома, натрия, калия и других компонентов.

По числу жителей Белоруссия занимает пятое место в стране после РСФСР, Украинской ССР, Казахстана и Узбекистана. Основное население республики — белорусы (свыше 80%), проживают также русские, украинцы, евреи, поляки, литовцы и др. Средняя плотность населения 42,9 человек на 1 км², наиболее плотно заселена средняя полоса республики (свыше 50—60 человек). Среди городов наиболее крупными являются Минск (842 тыс. жителей), Витебск (212 тыс.), Гомель (246 тыс.). Столица Белорусской ССР Минск — самый большой город республики, ведущий индустриальный, хозяйственно-организационный, научный и культурный центр.

Белоруссия располагает большим количеством подготовленных кадров специалистов и квалифицированных рабочих. В республике работают 28 высших и более 120 средних специальных учебных заведений, десятки крупных научно-исследовательских, проектных и конструкторских организаций.

В 1968 г. удельный вес Белорусской ССР в общесоюзном выпуске промышленной продукции составлял по производству тракторов 18,7%, минеральных удобрений 9,3%, химических волокон 8,3%, металлорежущих станков 13,3%, грузовых автомобилей 5,9%, льняных тканей — 8,5%, шерстяных тканей 5,3%, кожаной обуви 5,7%, радиоприемников, радиол и телевизоров около 8%, бытовых холодильников 3,9%, мотоциклов 16,6%. По производству некоторых видов продукции республика обогнала некоторые капиталистические страны.

Специализация Белорусского экономического района формируется в направлении развития взаимосвязанных производств, что повышает ее уровень и обеспечивает относительно высокие и устойчивые темпы развития хозяйства. Отрасли специализации здесь преимущественно трудоемкие, основанные на использовании высококвалифицированного труда и потребляющие относительно мало топлива, энергии и металла. Роль БССР в общесоюзном разделении труда определяется производством автомобилей, тракторов, силосоуборочных комбайнов, мотоциклов и велосипедов, металлорежущих станков и автоматических линий, подшипников, счетных машин, приборов, радиотехнических и электротехнических изделий, калийных удобрений, шерстяных и льняных тканей, обуви, льноволокна, изделий из стекла и других товаров. В последние годы интенсивно развиваются радиоэлектронная и электронная отрасли, шинная, нефтедобывающая и нефтеперерабатывающая промышленность, производство синтетических волокон, трикотажа, минеральных удобрений и некоторые другие отрасли.

Благоприятными предпосылками для специализации Белоруссии на производстве продукции химической промышленности являются большие запасы калийных и поваренной солей, сеть газопроводов и нефтепроводов, строящихся и проектируемых крупных предприятий нефтеперерабатывающей промышленности, развитая транспортная сеть, резервы рабочей силы, хорошая водообеспеченность, нефть, сланцы, уголь, доломитизированные известняки, мел, сельскохозяйственное сырье, отходы топлива и др.

В Белоруссии создана и быстро развивается крупная промышленность по производству калийных удобрений.

Одной из самых молодых отраслей промышленности Белорусской ССР является нефтеперерабатывающая. Первенцем этой отрасли в республике является Полоцкий нефтеперерабатывающий завод.

Развитие в Белоруссии нефтеперерабатывающей промышленности

создало технико-экономическую основу для организации производства полиэтилена, нитрона и других материалов, служащих в свою очередь исходным сырьем для переработки пластических масс, производства химических волокон и некоторых других новых производств.

За годы Советской власти в республике создана высокоразвитая и многоотраслевая легкая промышленность, оснащенная современной техникой. Среднегодовые темпы роста продукции легкой промышленности составляют 7—10%. Объем производства ряда отраслей пищевой и мясомолочной промышленности превышает уровень внутрирайонного потребления. В настоящее время более $\frac{1}{3}$ продукции пищевой промышленности вывозится за пределы Белорусской ССР.

К отраслям специализации Белоруссии относится также лесная, целлюлозно-бумажная и деревообрабатывающая промышленность, более $\frac{1}{3}$ продукции которых вывозится в другие районы СССР. Древесина белорусских лесов, особенно дуб и сосна, по своим техническим свойствам отличается высоким качеством. Белоруссия занимает одно из важных мест в стране по производству пиломатериалов, рудничных стоек, мебели, фанеры, спичек, бумаги и других видов продукции деревообработки, в ближайшие годы она сохранит свою специализацию в общесоюзном разделении труда при производстве мебели, спичек, частично фанеры и отдельных видов бумаги. В ближайшие годы производство этих видов продукции намечается увеличить в десятки раз.

Современная промышленность строительных материалов имеет 14 самостоятельных отраслей и выпускает изделия 50 наименований.

Одной из важнейших отраслей промышленности строительных материалов Белоруссии, имеющей общесоюзное значение, является цементная промышленность. Другим видом вяжущих материалов, производимых в республике, является известь. На базе больших запасов мела и доломитизированных известняков работает несколько крупных высокомеханизированных заводов по обжигу извести. Производство стеновых материалов (кирпич и др.), основанное на использовании глин, суглинков, песков, мела, рассредоточено по всей территории Белоруссии. В республике освоено производство гипсовых и гипсобетонных перегородок, строительной керамики, сухой штукатурки, керамзита и аглопорита.

Важнейшим строительным материалом становится сборный железобетон. Производство сборных железобетонных конструкций и стеновых блоков налажено на большом количестве предприятий в крупных промышленных центрах, вблизи больших строек. Широко развивается в республике крупнопанельное домостроение. Специальные домостроительные комбинаты и цехи сооружены в городах Минске, Витебске, Могилеве и др.

Производство электроэнергии в Белоруссии до революции на душу населения составляло всего 0,43 *квт/г* против 14 *квт-ч* в среднем по России, а электровооруженность труда определялась в 50—60 *квт-ч* на одного работника. В ближайшие годы в республике увеличится энерговооруженность труда в промышленности.

В годы довоенных пятилеток в республике создано много крупных и небольших механизированных торфопредприятий. Развивается преимущественно добыча фрезерного торфа. Наибольшее развитие торфяная промышленность получила в Минской, Гомельской, Витебской и Могилевской областях.

Укрепление и расширение топливно-энергетической базы происходило не только путем увеличения добычи торфа, но и за счет новых, наиболее эффективных видов топлива — газа и нефтепродуктов. Резко возросло потребление в качестве топлива природного газа (2,5 млрд. m^3

в год), который подается по газопроводу Дашава — Минск и Щорс — Гомель. Огромное значение для экономического развития Белорусской ССР имеют ввод в действие с 1963 г. Полоцкого нефтеперерабатывающего завода, строительство второго нефтеперерабатывающего завода в г. Мозыре, вблизи нефтепровода «Дружба», ускоренная разведка и добыча нефти в районе г. Речицы.

В топливном балансе республики последовательно уменьшается удельный вес дров, увеличивается доля газа и нефти. Торф все больше будет использоваться для нужд сельского хозяйства.

Территория Белорусской ССР покрыта густой сетью путей сообщения, которые связывают в единое целое ее города и села, области и районы, соединяют их с другими республиками нашей страны. Пути сообщения не только обеспечивают широкие и быстро растущие внутри республиканские и межреспубликанские экономические связи, но и имеют важное международное значение. Главным видом сообщения в республике являются железные дороги, на которые приходится свыше 86% всего грузооборота. Основной железнодорожной магистралью, пересекающей всю территорию, является линия Москва — Брест.

Наличие в Белоруссии густой сети рек и озер при сравнительно длительном навигационном периоде издавна способствовало развитию речного транспорта. В настоящее время общая протяженность эксплуатируемых речных судоходных путей Белорусской ССР составляет 3,8 тыс. км. К наиболее важным судоходным рекам относятся Днепр, Неман и Западная Двина. Велико судоходное значение р. Припяти, которая вместе с Днепром и Днепро-Бугским каналом входит в речной путь, соединяющий Украину с Белоруссией и Польской Народной Республикой. Значительны перевозки также по рекам Сож, Березина и Западная Двина.

Весьма благоприятные условия для коренного изменения роли речного транспорта республики возникнут в случае создания нового глубоководного речного пути из Балтики в Черное море. Через перестроенный Днепро-Бугский канал и р. Вислу его можно будет соединить с судоходными речными путями Польши и других европейских стран.

Одним из главных видов транспорта стал автомобильный. Основной автомобильной магистралью является шоссе Москва — Минск, продолжающееся на западе до г. Бреста. Важное значение для транзитных и внутриреспубликанских перевозок имеет также построенная еще до революции дорога Москва — Варшава (в пределах Белоруссии от г. Кричева до г. Волковыска) и пересекающая ее автомагистраль Ленинград — Одесса.

Воздушный транспорт осуществляет массовую перевозку пассажиров, срочных грузов и почты. Воздушные линии, проходящие над Белорусской ССР, соединяют г. Москву с зарубежными странами, а г. Минск — со столицей СССР Москвой и многими городами Белоруссии и всей страны.

Трубопроводный транспорт возник в республике совсем недавно, но развивается очень быстро. По Белоруссии проходит трасса нефтепровода «Дружба», подающего нефть из Поволжья в западную часть СССР и в европейские страны народной демократии. Начата уже подача в нефтепровод «Дружба» нефти, добываемой в Белорусской ССР. Газопроводы Дашава — Минск, Ивацевичи — Вильнюс, Щорс — Гомель и отводы от них позволяют передавать природный газ Дашавского и Щебелинского месторождений в Белоруссию и Прибалтику. Намечается строительство газопровода из северной части Тюменской области.

Территория Белоруссии расположена в западной части Восточно-Европейской платформы. Здесь, как и в других районах платформы, выделено два структурных этажа: кристаллический фундамент архейско-среднепротерозойского возраста и осадочный чехол, в состав которого входят отложения от верхнего протерозоя до антропогена.

Кристаллический фундамент на территории Белоруссии залегает на различных глубинах — от первых десятков до 5000 м. Обнажается он только в самой южной части республики, куда заходит северная часть Украинского щита, — в д. Глушкевичи Лельчицкого района Гомельской области. По глубинам залегания фундамента на территории Белоруссии выделены следующие структурно-тектонические элементы (рис. 2): Белорусский массив, северные отроги Украинского щита, западные отроги Воронежского массива, Полесская, Жлобинская, Латвийская седловины, Припятская, Брестская и Оршанская впадины.

Белорусский массив расположен в западной части Белоруссии и в смежных районах Литвы и Польши. Он характеризуется высоким (100—500 м от поверхности) залеганием кристаллического фундамента, на котором развита кора выветривания, перекрытая различными горизонтами осадочной толщи: в центральных и западных районах верхним докембрием, триасом, юрой, мелом, палеогеном и антропогеном, в восточных — верхним докембрием, девоном, мелом, палеогеном, антропогеном. Мощность различных горизонтов осадочной толщи на массиве небольшая (десяtkи метров, реже больше). Для массива характерны многочисленные перерывы в осадконакоплении и выпадение из разреза различных горизонтов осадочной толщи, нередко всего осадочного покрова, за исключением четвертичных отложений. С кристаллическим фундаментом и древними корами выветривания этой структуры связаны перспективы на различные виды полезных ископаемых (руды черных и цветных металлов и др.).

Украинский кристаллический щит заходит в пределы Белоруссии только своей северной частью, ограничивая с юга по зоне крупного тектонического нарушения Припятскую впадину. Фундамент в этой части щита залегает неглубоко и только в районе г. Глушкевичи выходит на поверхность.

Воронежский массив заходит в пределы юго-восточной Белоруссии лишь в районе Гомеля, где фундамент залегает на глубине 300—500 м и перекрыт различными горизонтами девона и более молодых отложений.

Полесская седловина соединяет Белорусский массив с Украинским щитом и разделяет Припятскую и Брестскую впадины. Кристаллический фундамент залегает здесь на глубине 450—600 м и перекрыт на большей части территории белорусской серией, а в более южных районах — волынской и валдайской сериями. Выше осадочной толщи верх-

него докембрия здесь залегают отложения мела, палеогена, неогена и антропогена. Характерно выпадение из разреза почти на всей площади седловины отложений кембрия, ордовика, силура, девона, карбона, перми, триаса, юры.

Несколько особняком расположен Микашевичско-Житковичский выступ; представляющий собой, по-видимому, восточную, наиболее приподнятую, часть Полесской седловины. Этот выступ в виде узкого языка глубоко врезается в Припятскую впадину. Его южные склоны крутые, северные — пологие. На юге выступ контактирует с Припятской впадиной по линии тектонического нарушения. Кристаллический фундамент на массиве залегает на небольшой глубине (20—50 м от поверхности) и перекрыт обычно отложениями антропогена и только на склонах — верхним докембрием, девонем, палеогеном и неогеном. На кристаллическом фундаменте развита каолиновая и гидрослюдисто-каолиновая кора выветривания. Изучение фундамента на выступе, в связи с его неглубоким залеганием, имеет важное практическое значение. Здесь установлены рудопроявления ряда ценных металлов, детальное изучение которых может привести к открытию месторождений полезных ископаемых.

Жлобинская седловина соединяет Белорусский массив с Воронежским. Ее южные склоны крутые, северные — пологие. Фундамент на седловине залегает на глубинах 400—700 м и перекрыт отложениями верхнего докембрия (белорусская серия, нижняя часть волынской серии), выше которых выделены породы девона, юры, мела, палеогена и антропогена.

Латвийская седловина соединяет Белорусский массив с южными склонами Балтийского щита. Фундамент здесь залегает на глубинах 500—700 м и перекрыт отложениями валдайской серии верхнего докембрия, ордовика, девона и антропогена.

Припятская впадина расположена в юго-восточной части Белоруссии. Глубина залегания кристаллического фундамента колеблется от 1500—2000 м в ее северо-западной части (пос. Старобин, г. Солигорск) до 3000—5000 м в центральных и восточных районах (пос. Копаткевичи, д. Виша, г. Речица, пос. Ельск и др.). В западных районах впадины фундамент перекрыт отложениями верхнего докембрия (белорусская и и волыно-валдайская серия), на остальной территории — девонем. Девонские отложения составляют основную часть осадочной толщи (их мощность равна 3—4 тыс. м), выше которой выделены карбон, пермь, триас, юра, мел, палеоген, неоген и антропоген. На юге и севере впа-

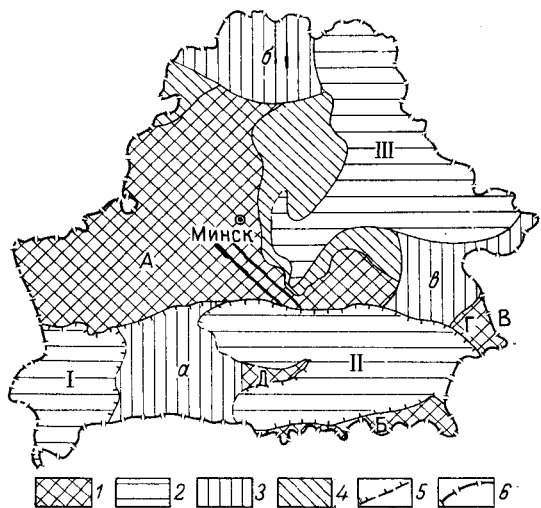


Рис. 2. Схема тектонического районирования территории Белоруссии

1 — выступы, массивы, щиты: А — Белорусский массив, Б — Украинский щит, В — Воронежский массив, Г — Рогачевский выступ, Д — Микашевичский выступ; 2 — впадины: I — Брестская, II — Припятская, III — Оршанская; 3 — седловины: а — Полесская, б — Латвийская, в — Жлобинская; 4 — склоны Белорусского массива; 5 — зоны тектонических нарушений; 6 — граница Белорусской ССР

дина ограничена глубинными разломами, на востоке, по мнению большинства исследователей, она постепенно переходит в Днепровско-Донецкую впадину, на северо-западе постепенно выполаживается и переходит в Полесскую седловину.

В Припятской впадине в настоящее время весьма интенсивно проводятся геологоразведочные и геофизические работы, что связано с большими перспективами данного района на различные виды полезных ископаемых. Припятская впадина является сокровищницей недр Белоруссии. Здесь известны крупные месторождения нефти, сильно минерализованные и термальные воды, каменные угли, горючие сланцы, каолиновые глины.

Брестская впадина расположена в юго-западной части Белоруссии и в смежных районах Польши. Кристаллический фундамент залегает здесь на глубине 1200—1600 м. Он перекрыт непосредственно вендской вулканогенной серией, а в восточных районах — белорусской серией. Выше вулканогенной толщи залегают отложения валдайской серии венда, нижнего, среднего и верхнего кембрия, ордовика, силура, юры, палеогена, неогена, антропогена. В северо-западных районах появляются пермь, триас, в самых южных — карбон. Наибольшей мощности во впадине достигает силур. Брестская впадина рассматривается как перспективный на нефть район. В связи с этим в последние годы здесь выполнен большой объем буровых и геофизических работ, что дало возможность более детально осветить вопросы геологического строения и тектоники.

Оршанская впадина занимает значительную восточную часть Белоруссии и смежных районов РСФСР. Глубина залегания фундамента во впадине составляет 1200—1500 м. В осадочной толще здесь выделены отложения верхнего докембрия (белорусская серия и вендский комплекс), девона и антропогена, а в южных районах, кроме того, юры, мела и палеогена. Наибольшей мощности здесь достигают отложения верхнего докембрия и девона. В последнее время уделяется внимание изучению перспектив нефтеносности центральных районов Русской платформы. В связи с этим и в Оршанской впадине планируется проведение большого объема геофизических и буровых работ. Формирование основных структурно-тектонических элементов первого порядка на территории Белоруссии проходило в разное время — от верхнего протерозоя до мезозоя. Здесь отмечены и следы новейших тектонических движений. Однако для каждого тектонического элемента или группы элементов характерны этапы наиболее интенсивного развития. Так, основным этапом формирования Оршанской впадины были верхний докембрий и девон, Брестской впадины — силур, Припятской впадины — верхний девон и т. д.

В осадочном покрове Белоруссии принимают участие отложения верхнего протерозоя (рифей и венда), кембрия, ордовика, силура, девона, карбона, перми, триаса, юры, мела, палеогена и антропогена.

В составе верхнего докембрия (верхнего протерозоя) выделены рифейские и вендские отложения. Рифейские отложения (белорусская, или полеская, серия) занимают обширную площадь и представлены преимущественно песчано-алевритовыми породами с прослоями глин, изредка доломитов.

Вендские отложения распространены на большей части Белоруссии. В их составе выделены волынская и валдайская серии. Волынская серия сложена в нижней части резко разнозернистыми (тиллитоподобными) терригенными породами, в верхней — эффузивами основного, изредка среднего состава, их туфами и туфогенными породами.

Кембрийские, ордовикские и силурийские отложения распространены только в юго-западных (Брестская впадина) и северо-западных районах Белоруссии. В составе кембрийской системы выделены нижний, условно средний и верхний отделы. Нижний отдел (балтийская серия) представлен песчано-глинистыми породами, часто глауконитовыми, средний (ижорский, или тискресский, горизонт) — кварцевыми песчаниками и алевролитами, верхний — песчаниками, алевролитами и глинами.

Ордовик представлен нижним и средним, условно верхним отделами. В нижней части сложен песчано-алевролитовыми породами, в верхней — известняками и мергелями. В силуре выделены нижний и верхний отделы в составе лландоверского, венлокского и лудловского ярусов, сложенных известняками, доломитами и глинами.

Девонские отложения занимают большую, восточную часть Белоруссии. В их составе выделены средний и верхний отделы. В среднем девоне установлены пярнуский, наровский и старооскольский (лужский) горизонты. Пярнуский горизонт сложен разнозернистыми песчаниками и песками, наровский — доломитовыми мергелями, доломитовыми глинами, доломитами, с прослоями песчаников, ангидритов, лужский — песчаниками, песками, алевритами, алевролитами, глинами.

В верхнем девоне выделены франский и фаменский ярусы. Франский ярус состоит из нижнещигровского, верхнещигровского, семилукского, петинского, воронежского, евлановского и ливенского горизонтов. Нижнещигровский горизонт сложен песчаниками и алевролитами с прослоями глин, доломитовых мергелей и доломитов. Верхнещигровский, семилукский, петинский, воронежский и евлановский горизонты сложены известняками, доломитами, мергелями с прослоями песчаников, алевролитов, ангидритов, ливенский — каменной солью с прослоями ангидритов, песчаников, алевролитов, глин, мергелей, известняков и доломитов.

В фаменском ярусе выделены задонский, елецкий, данковский и лебедянский горизонты. Задонский горизонт сложен известняками и доломитами с прослоями мергелей, глин, терригенных и вулканогенных пород. Елецкий горизонт сложен в нижней части карбонатными и терригенными породами, в верхней — галогенными и сульфатными, данковский и лебедянский — глинистыми и мергельными породами с прослоями песчаников, алевролитов, известняков, доломитов, ангидритов.

Отложения карбона, перми и триаса приурочены в основном к Припятской впадине. Известны они также в отдельных пунктах Брестской впадины. В карбоне выделены нижний, средний и условно верхний отделы. В нижний отдел входят турнейский, визейский и намюрский ярусы. Турнейский ярус, представленный малевским горизонтом ляхвинского подъяруса, черепетским и кизеловским горизонтами чернышинского подъяруса, сложен песчано-алевролитовыми и глинистыми породами, визейский ярус (бобриковский, тульский, алексинский, Михайловский и веневский горизонты) сложен в нижней части преимущественно глинистыми породами, в верхней — карбонатными с прослоями глинистых, намюрский — известняками с прослоями глин.

В среднем карбоне выделены башкирский и московский ярусы. Башкирский ярус представлен в нижней части глинами и карбонатными породами, в средней — песчаниками и алевролитами, в верхней — глинами, известняками; московский ярус — пестроцветными песчано-глинистыми породами с прослоями известняков в верхней части.

Пермские отложения представлены нижним и верхним отделами. Нижний отдел сложен красноцветными глинами с прослоями песчаников и алевролитов, верхний — красноцветными песчаными породами.

В триасе выделены нижний и верхний отделы. Нижний отдел сложен глинами, песчаниками, алевролитами, иногда с прослоями мергелей, верхний отдел — глинами с прослоями песчаных и алевролитовых пород.

Юрские отложения распространены в юго-восточной (байосский и батский ярусы среднего отдела, келловейский и оксфордский ярусы верхнего отдела) части Белоруссии. Байосский ярус представлен песчанистыми глинами с линзами бурого угля, батский — глинами с прослоями алевролитов, келловейский — известняками, мергелями и глинами, оксфордский — известняками с прослоями глин.

Меловые, палеогеновые и неогеновые отложения развиты только в южной части Белоруссии. Меловая система представлена нижним и верхним отделами. Нижний отдел (валанжинский, готеривский, барремский, аптский и альбский ярусы) сложен песчано-алевролитовыми породами, часто с глауконитом, с прослоями глин, верхний (сеноманский, туронский, коньякский, сантонский, кампанский, маастрихтский ярусы) — в нижней части песками глауконитово-кварцевыми, выше — песчанистым мелом и мергелем и песчано-алевролитовыми породами; вся остальная часть верхнемеловой толщи сложена мелом и мелоподобным мергелем.

В палеогене Белоруссии выделены отложения палеоцена, эоцена и олигоцена, которые представлены песками, алевролитами, глинами и мергелями.

Четвертичные отложения развиты на описываемой территории повсеместно. Их мощность колеблется от 30—50 до 100—250 м, а иногда и более. В настоящее время в Белоруссии нет единой общепринятой стратиграфической схемы. Согласно схеме, принятой в настоящем томе, в четвертичной толще выделены варяжский, березинский, днепровский и валдайский ледниковые горизонты, беловежский, лихвинский и муравинский межледниковые горизонты. В днепровском горизонте выделены собственно днепровский и московский подгоризонты, которые многими исследователями рассматриваются как самостоятельные горизонты. Днепровский и московский подгоризонты (или горизонты) разделены межстадиальными (или межледниковыми) отложениями (рославльскими). Верхним членом четвертичной толщи является голоценовый горизонт.

В недрах Белоруссии открыто много месторождений полезных ископаемых. Из всей осадочной толщи наиболее детально изучены отложения девонской системы, в которых установлены крупные месторождения каменных и калийных солей (Старобинское, Мозырское, Давыдовское, Петриковское), нефти (Речицкое, Осташковичское, Тишковское, Давыдовское, Вишанское), горючие сланцы (северо-западная часть Припятской впадины), минеральные и термальные воды и др. В карбоне, юре и неогене обнаружены пласты каменных и бурых углей. Установлен ряд рудопроявлений и в других частях осадочной толщи (верхний докембрий, палеоген и др.). В толще антропогена имеются сотни месторождений строительных материалов, которые эксплуатируются и интенсивно используются в народном хозяйстве республики. Особого внимания заслуживает дальнейшее изучение кристаллического фундамента в районах его неглубокого залегания (Белорусский массив, Микашевицкий выступ). В фундаменте установлены многочисленные рудопроявления черных, цветных и редких металлов, дающие основание для проведения здесь поисково-разведочных работ.

АРХЕЙСКАЯ И ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППЫ

АРХЕЙ, НИЖНИЙ И СРЕДНИЙ ПРОТЕРОЗОИ
(КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ)

Кристаллический фундамент Белоруссии представляет собой весьма сложное по своему строению и составу основание платформы, на котором залегают более молодые (верхнепротерозойские) отложения, не испытавшие заметного метаморфизма. Фундамент на территории Белоруссии залегает на различной глубине и только в д. Глушкевичи, в ее южной части, выходит на поверхность.

Некоторые сведения о глубинах залегания и структуре фундамента Белорусской ССР, а также данные по описанию выходов кристаллических пород в районе д. Глушкевичи содержатся в работах Е. В. Оппокова (1916), П. А. Тутковского (1925), Г. В. Богомолова (1946), Н. Ф. Блиодоу (1935), Е. Н. Гиммельштейна (1947 г.), Н. И. Зуева (1948 г.) и др. В послевоенные годы в результате глубокого бурения, проводившегося геологическими партиями Управления геологии при Совете Министров БССР, в ряде пунктов (города Минск, Пинск, поселки Смиловичи, Микашевичи, деревни Синкевичи и Глушкевичи) были вскрыты магматические и метаморфические породы, которые в 1950—1952 гг. изучались Е. М. Махлиным. Значительную роль в познании фундамента, его рельефа и структуры сыграли геофизические исследования Ленинградской геофизической экспедиции (Закашанский, 1948 г.), Управления геологии при Совете Министров БССР и Институте геологических наук АН БССР (Рынг, 1953; Бондаренко, Хотько, 1956 г.; Балабушевич, 1960), а также структурно-тектонические схемы З. А. Горелика (1945 г.), Г. В. Богомолова (1946), А. Я. Стефаненко и А. С. Махнача, С. И. Рынга, Ж. П. Хотько, Б. В. Бондаренко (1956 г.). Изучение кернового материала по скважинам, вскрывшим кристаллический фундамент, позже производили А. С. Махнач (1957, 1958, 1959 г.), Л. А. Варданянц (1960), а также В. Э. Хромова, Л. Г. Бернадская и Т. С. Лебедев (1958). Систематическое изучение кристаллических пород Белоруссии начато в Институте геологических наук АН БССР в 1958 г. Результаты этих исследований опубликованы в ряде работ (Пап, 1959—1968).

В последующие годы изучением состава пород докембрия республики занимались сотрудники Управления геологии при Совете Министров БССР (А. Я. Зингерман, Г. Н. Лукша, П. Б. Ганжа, Г. Г. Доминиковский, И. П. Бордон) и Института геологических наук в г. Минске (В. М. Борковская, В. Е. Островский, Ю. С. Булкин и др.).

Кристаллические породы фундамента вскрыты большим (более 700) числом скважин, расположенных весьма неравномерно. Наибольшее количество их пробурено в участках неглубокого залегания фундамента в пределах Житковичского и Микашевичского выступов, северной окраины Украинского кристаллического щита (район д. Глушкевичи) и в приподнятой части Белорусского массива. В восточной же ча-

сти Белоруссии (Оршанская впадина) только одна скважина в районе г. Могилева (д. Вильчицы) достигла кристаллического фундамента.

Первая стратиграфическая схема докембрия Белоруссии была опубликована Е. М. Махлиным в 1952 г. Е. М. Махлин в составе кристаллических пород различал аналоги тетерево-бугской серии, куда относил гнейсы пос. Смиловичи; гранодиориты г. Пинска и граниты г. Минска отнесены им к кировоградскому комплексу, граниты и родственные им породы деревень Глушкевичей и Синкевичей, а также диориты так называемого «вировского типа» Микашевичей — к осницкому интрузивному комплексу.

А. С. Махнач (1958), принимая во внимание стратиграфические схемы Украинского докембрия и исследования Е. М. Махлина (1952), выделяет среди пород кристаллического фундамента следующие группы: толщу древних гнейсов нижнего архея; кировоградско-житомирский интрузивный комплекс нижнего архея, интродуцировавший толщу древних гнейсов; криворожскую, или саксаганскую, метаморфическую толщу (в северо-восточной части Белоруссии); днепровско-токовский, или осницкий, интрузивный комплекс; овручскую толщу (предположительно); коростенский интрузивный комплекс.

Позднее стратиграфическую схему докембрия Белорусской ССР разработал А. М. Пап (1962). В составе докембрия кристаллического фундамента им выделены следующие структурно-тектонические единицы: а) жесткое основание («ядро») Центральной Белоруссии, представляющее собой фрагмент древней архейской платформы (первый структурный ярус); б) складчатые структуры, облекающие жесткое ядро, простирающие которых меняются согласно его контурам (второй структурный ярус); синхронные им структуры северо-западного простираания (возможное продолжение структур Курской магнитной аномалии), устанавливаемые на описываемой территории геофизическими исследованиями, и меридиональные складчатые структуры северной части Украины, протягивающиеся в районе д. Глушкевичи; в) северо-восточные складчатые структуры Северо-Западной Белоруссии, Южной Литвы (щучинская серия); г) субширотные и северо-восточные складки, разбитые в Южной Белоруссии (житковичская свита). Границы тектонических структур очерчиваются отчасти на основании различий в количественном соотношении типов пород в составе отдельных структур, с учетом степени метаморфизма, отчасти по данным абсолютной геохронологии и геофизическим материалам. По сравнению с жестким основанием Украинского кристаллического щита кристаллический фундамент Белоруссии денудирован в несколько меньшей степени, что связано с погружением этой части Русской платформы, располагающейся между древними щитами — Украинским на юге и Балтийским на севере.

Соответственно перечисленным выше структурно-тектоническим единицам с учетом результатов петрографических, геохронологических и геофизических исследований в составе кристаллического фундамента Белоруссии по новейшим данным выделяются четыре структурных этажа: 1) архейский комплекс гнейсов и прорывающих его интрузивов (1900 млн. лет и древнее); 2) нижнепротерозойский комплекс гнейсов и прорывающих его интрузивов (1900—1600 млн. лет); 3) нижнепротерозойский (?), позже «омоложенный» комплекс гнейсов (щучинская серия) и прорывающих их интрузивов (1600—1200 млн. лет); 4) среднепротерозойский комплекс сланцев (житковичская свита) и прорывающих их интрузивов (1600 млн. лет и моложе).

Структурный этаж, или ярус, является результатом развития территории в течение соответствующего времени тектоно-магматического

этапа, включающего периоды осадконакопления, складкообразования, метаморфизма и интрузивной деятельности¹.

Предлагаемая в настоящей работе стратиграфическая схема докембрия Белоруссии, исходящая из четырехъярусного деления кристаллического фундамента, учитывает все имеющиеся в настоящее время фактические материалы по характеру тектонических структур, выявленных геофизическими методами, по количественному соотношению тех или иных типов пород в составе ярусов, по особенностям их метаморфизма в определенных фациальных условиях, с учетом сопоставлений с окружающими более изученными комплексами пород на соседних территориях. Учтены также поправки на возможное «омоложение» пород по сравнению с получаемыми калий-аргоновым методом значениями возраста. Естественно, что приводимая здесь схема не является во всех своих частях беспорной и требует дальнейшей разработки.

Образования архейского времени (первый структурный ярус) выделены в центральной части Белоруссии по данным абсолютной геохронологии и геофизическим контурам, занимаемым древними породами, образующими своеобразное «жесткое ядро» овальной формы (рис. 3). Установлено (Герлинг, Пап и др., 1962), что вскрытые скважинами кварцевые диориты д. Солон и диориты д. Червоная Слобода имеют абсолютный возраст, равный соответственно 1930 и 1940 млн. лет². Предполагается (Пап, 1962), что возраст пород вмещающего эти интрузивы гнейсового субстрата должен быть не моложе 1950 млн. лет.

Гнейсовые породы, вмещающие верхнеархейские интрузивные тела, скважинами до сих пор не вскрывались. Они предположительно устанавливаются в Центральной части Белоруссии геофизическими исследованиями в контуре кольцеобразно расположенной полосы интрузий с повышенной магнитностью, приуроченных к периклинальному замыканию (антиклинальной или же синклинальной) складки, обращенной выпуклостью к западу. Крылья складки простираются далеко на восток. Эта структура выделяется на картах магнитных аномалий Э. Э. Фотиади (1958 г.) и Б. В. Бондаренко (1965 г.).

Стратиграфическим эквивалентом пород архея Белоруссии на территории Украины, по-видимому, являются гнейсы, которые прорываются гранитами так называемого кировоградско-житомирского комплекса. Геохронологические данные (Герлинг, Пап и др., 1962) показывают, что в северной части Украины стратиграфическими аналогами пород этого яруса являются гнейсы района г. Новоград-Волинска, прорываемые жилами пегматитов с возрастом 1930 млн. лет, а также тела габбро, известные в районе Суцано-Пержанской зоны разломов (Ястребицкий участок) с возрастом 1930 млн. лет и амфиболиты д. Пояски (2110 млн. лет). Серый среднезернистый гранит д. Юрово, принимающийся ранее за гранит осницкого типа, имеет возраст 1890 млн. лет. В пределах Балтийского щита этому ярусу, по-видимому, соответствуют гранулитовая формация беломорид и породы VI интрузивного комплекса Кольского полуострова (Полканов, Герлинг, 1960).

К нижнему протерозою (второй структурный ярус) отнесены гнейсы юго-восточной части Белоруссии, образующие

¹ В последние годы накапливается все больше данных, свидетельствующих о том, что «структурные этажи» скорее всего представляют собой крупные тектонические блоки единого фундамента Белоруссии. — *Прим. авт.*

² Приведенные в главе значения абсолютного возраста докембрийских пород Белоруссии получены калий-аргоновым методом в лаборатории Э. К. Герлинга в Институте геологии и геохронологии докембрия АН СССР в Ленинграде. Исследованию подвергались преимущественно биотиты, амфиболы, в меньшей степени пироксены, калишпаты и валовые пробы.

большое поле в районе г. Речицы и пос. Брагина. Сюда же относятся гнейсы районов г. Могилева, пос. Смиловичи, д. Свериново, пос. Копыля, городов Барановичей, Клецка, а также Микашевичского выступа и д. Глушкевичей. Поле гнейсов второго яруса как бы облекает «ядро», сложенное породами первого яруса. Магнитные и гравитационные аномалии

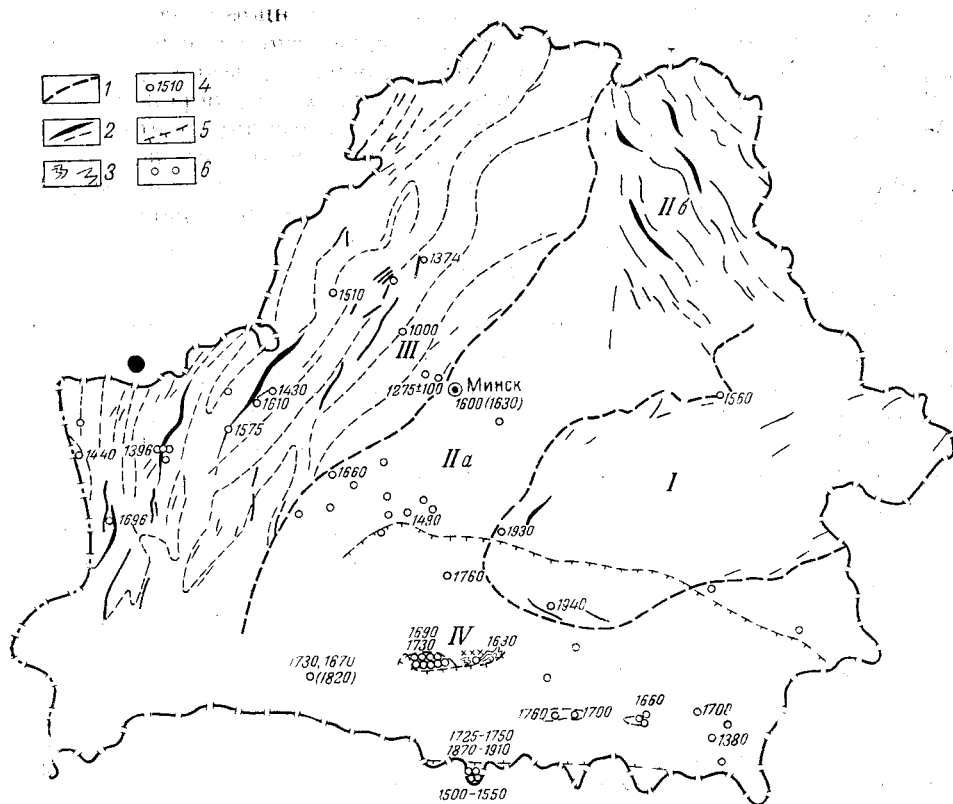


Рис. 3. Схема геолого-структурного расчленения докембрийского фундамента Белоруссии по геолого-петрографическим и геохронологическим данным. Составил А. М. Пап с использованием геофизических материалов Б. В. Бондаренко

1 — условные границы структурных ярусов; 2 — направление осей главных магнитных аномалий и возможных контактов горных пород; 3 — сланцевая и кварцитовая толща пород (житковичская свита) в пределах Житковичского участка; 4 — абсолютные значения возраста пород в млн. лет (в скобках — цифры по А. П. Виноградову и др., 1960); 5 — наиболее отчетливо выраженные тектонические нарушения; 6 — важнейшие буровые скважины. I — нерасчлененный комплекс гнейсов и гранитов и интрузивные тела диоритов и габбро первого структурного яруса центральной и восточной частей Белоруссии; IIa — нерасчлененный комплекс биотитовых, гранато-биотитовых, иногда с силлиманитом гнейсов центральной части Белоруссии, Микашевичского выступа и юго-восточной части Припятской впадины второго структурного яруса; IIb — возможные фациальные аналоги курской железорудной серии и пород второго структурного яруса Белоруссии; IIIa — щучинская серия пара- и ортогнейсов, амфиболитов и прорываемых их гранитов третьего структурного яруса северо-западной части Белоруссии; IIIb — серия сланцев, слюдяных кварцитов и прорываемых им житковичских гранитов третьего структурного яруса; IV — Украинский щит

малии, вызываемые этими породами, имеют мозаичный вид, но в них отсутствуют линейные складчатые формы, характерные для пород третьего яруса, и кольцеобразные ограничения, свойственные породам первого яруса. Несомненно, в строении геофизических полей нашла отражение блоковая природа этой части фундамента, обусловившая контрастность в составе и способе залегания пород и степени их эрозийного среза. Интрузивные породы, прорывающие гнейсы, представлены преимущественно гранодиоритами и гранитами, реже габбровыми породами. Среди поля гнейсов в районе пос. Микашевичи и д. Глушкеви-

чи сохранились и более древние породы первого структурного яруса, что установлено геохронологическими исследованиями.

Гнейсы второго структурного яруса по минералого-петрографическому составу разделяются на биотитовые; роговообманково-биотитовые, гранатово-биотитовые и силлиманито-гранатово-биотитовые. Биотитовые гнейсы в чистом виде образуют основу толщи гнейсов этого комплекса. Встречены они в скважинах пос. Брагина, д. Кулажина, в верхней части скважины Р-2 Первомайской площади, г. Могилева, в пос. Микашевичи и д. Глушкевичи, в районе городов Барановичи и Клецка. Это существенно плагиоклазовые (олигоклаз-андезиновые) или микроклиновые гнейсы с кварцем и биотитом. Микроклин в них обычно образует метасоматические вкрапленники более позднего происхождения. В гнейсах встречаются циркон, апатит, сфен, магнетит, гематит. В петрохимическом отношении биотитовые гнейсы сопоставимы с породами гранитоидного ряда. Они содержат достаточное для кислых пород количество кремнекислоты, умеренное количество глинозема и железистых компонентов. Нередко в них наблюдается преобладание калия над натрием, что является следствием их существенно микроклинового и слюдяного состава.

Роговообманково-биотитовые гнейсы широко развиты на Глушкевичском и Микашевичском участках и отличаются повышенным содержанием биотита, меньшим — роговой обманки. Основу породы составляет андезин. Встречаются мусковит, апатит, иногда силлиманит.

На Микашевичском выступе эти гнейсы оказываются «омоложенными». Их изотопный возраст колеблется в пределах 1400—1540 млн. лет, в то время как прорывающие их граниты и диориты показывают эти значения в интервале 1690—1760 млн. лет (Герлинг, Пап и др., 1962). Биотитово-роговообманковые гнейсы располагаются среди биотитовых гнейсов в виде линейно вытянутых пачек, чередующихся со слоями существенно кварцево-полевошпатового или слюдяного состава. В зонах выветривания гнейсы подвергаются интенсивной каолинизации, хлоритизации, иногда серпентинизации. Гнейсы этого типа и биотитовые гнейсы в районе д. Глушкевичи изучены довольно подробно. Они выходят на поверхность в урочищах Камень и Селище, а также вскрыты значительным количеством скважин несколько южнее. В других местах они установлены скважинами в д. Кулажин (скв. 97, УССР), пос. Наровля (скв. Р-1).

Роговообманково-биотитовые гнейсы вскрыты скв. 95 на глубине 482,7—484,0 м в районе д. Красное (УССР). В верхней части они заметно каолинизированы, розовато-серого цвета, с глубины 483,0 м свежие, серые, плотные, с гетеробластовой структурой, нарушенной катаклазом и вторичными измерениями. В составе породы в верхнем интервале содержатся плагиоклаз, биотит, кварц и калишпат, редко апатит, а также каолинитоподобный глинистый материал, образованный по полевым шпатам. Присутствует и серпентиновидный минерал, развитый по роговой обманке. Установлены реликты магнетита и лимонит. В интервале 483,0—484,0 м порода свежая с отчетливой гетеробластовой, микролепидобластовой, катакластической, микропегматитовой структурой. Она сложена плагиоклазом, кварцем, калишпатом, биотитом, роговой обманкой. Встречаются апатит, сфен и циркон. На некоторых глубинах (484 м) в породе роговая обманка отсутствует.

К гнейсам этого типа относятся также биотитовые с роговой обманкой гнейсы района г. Могилева (д. Вильчицы). Это темно-серые, в верхней части красноватые гнейсы, заметно каолинизированные, к низу более свежие, с реликтами роговой обманки. Сложены они агрегатами реликтовых зерен плагиоклаза, корродированных кварцем и микрокли-

ном; в верхней части керна полевые шпаты замещаются каолинитом. Темноцветный минерал представлен биотитом, отчасти хлоритизированным, и реликтами роговой обманки, замещенной боулингом.

От этих отчетливо слоистых гнейсов несколько отличаются гнейсы района д. Свериново, вскрытые в западной части поля пород второго яруса. Это розовато-серые, грубообразнейсованные, наклонно залегающие (до 30°) породы, которые содержат примерно равное количество плагиоклаза и калишпата, биотита и роговой обманки, полностью замещенной минералом, условно отнесенным к боулингу. Характерной чертой этих пород является отсутствие обычной для гнейсов слоистости, что при постоянстве состава минералов позволяет относить их к группе ортогнейсов, образованных по гранитам. Этого типа ортогнейсы вскрыты скважинами также на северо-восточном склоне Копыль-Бобовнянского выстула (скважины 1, 24, 25, 32, 33).

Гнейсы д. Городея (севернее г. Барановичи) характеризуются существенно роговообманковым составом. На некоторых участках они приближаются к амфиболиту. Кроме роговой обманки, в породе присутствует олигоклаз (№ 21—29), отмечены сфен и эпидот.

Роговообманково-плагиоклазовые гнейсы несколько более основного состава, чем вышеописанные, вскрыты в районе пос. Наровля (скв. Р-1) в интервале 2341,0—2349,7 м. Это темно-серая, почти черная, массивная, плотная порода, состоящая из плагиоклаза, роговой обманки, биотита. В ней содержатся также рудные минералы, апатит, карбонаты, эпидот, сфен. Гнейсы района пос. Наровли по химическому составу отличаются от гнейсов д. Красное (УССР) значительно большей основностью. В их составе повышено содержание роговой обманки. Не исключено, что по своему происхождению биотито-роговообманковые гнейсы имеют генетическую связь с эффузивными образованиями.

Гранато-биотитовые гнейсы распространены довольно широко. Они встречены в скв. Р-2 Первомайской площади, в районе пос. Брагина, Стреличева и Смиловичей.

Гранато-биотитовые гнейсы на Первомайской площади (скв. Р-2) вскрыты на глубине 3401,1—3417,2 м. Здесь они интенсивно раздроблены, участками милонитизированы, часто рассечены трещинами с зеркалами скольжения. Сложены гнейсы сильно пелитизированным и серицитизированным полевым шпатом, кварцем и биотитом, часто полностью хлоритизированным гранатом (зерна до 0,5—1,0 мм). Встречаются единичные зерна циркона.

В скв. Р-1 хутора Малейки (вблизи пос. Брагина) гранато-биотитовые гнейсы вскрыты в интервале 1270,95—1336,3 м. Здесь же, кроме гранато-биотитовых гнейсов, обнаружен силлиманито-гранато-биотитовый гнейс (1320,0—1336,3 м) и микроклиновые граниты (1293,0—1296,3 м).

Гранато-биотитовые гнейсы в районе пос. Брагина имеют сиренево-розовато-серый цвет, который обусловлен высоким содержанием граната. Порода плотная, текстура ее в общем почти массивная. Угол падения иногда заметной слоистости гнейсов на некоторых интервалах достигает 70° . Нередко в породе присутствуют бластопорфировые зерна калишпата, которые обтекаются микролепидобластовыми прослойками кварцево-биотитового состава. Порода окварцована. Калишпат заметно каолинизирован. Плагиоклаз (олигоклаз № 17—21) встречается редко. Присутствуют мелкие (до 0,1 мм) кристаллы циркона. Гранат цементирует зерна кварца и разъедает чешуйки биотита. Рудные минералы представлены халькопиритом, пиритом и магнетитом. Халькопирит замещается борнитом (?), халькозином и ковеллином.

В районе д. Стреличево (южнее пос. Брагина) породы фундамента вскрыты четырьмя скважинами. Во всех разрезах гнейсы сходны по составу и структуре и относятся к гранато-биотитовым разностям. Они близки к гнейсам пос. Брагина. Абсолютный возраст (по биотиту) гнейсов из скв. Р-2 равен 1380 млн. лет. Следует считать эту цифру заниженной в связи с влиянием на породы более позднего внедрения гранитов.

Гнейсы д. Кулажин, вскрытые скв. 97 на глубине 595,8 м, розовато-темно-серые, мелкозернистые. Породы слабо разгнейсованы. Гранат розовый, типа альмандина, равномерно рассеян в породе. С глубины 603,7 м и ниже гнейс грубополосчатый, количество граната в нем убывает, но зерна становятся более крупными. На глубине 612,4 м и ниже гнейсы опять становятся более мелкозернистыми, а гранат представлен в них как крупными, так и мелкими зернами. В интервале 612,4—617,0 м гнейсы прорваны крупнозернистыми серовато-белыми гранитами, впоследствии в сильной степени каолинизированными. Сложены гнейсы в основном полевыми шпатами, позже каолинизованными в верхней части разреза, содержащими ориентированные выделения биотита, и кварцем. В этой же массе содержится более поздний гранат с пойкилобластовыми включениями биотита, а также округлые зерна циркона и игольчатые кристаллы апатита. Ниже гнейсы более свежие, но заметно окварцованные. В реликтах сохранились плагиоклаз (№ 30—31) и калишпат. В интервале 606,0—608,3 м в гнейсе повышено содержание граната. Свежий гнейс сложен плагиоклазом (андезином № 32—35), кварцем и биотитом. Калишпат редок, по-видимому, метасоматический.

К этому типу гнейсов относятся также гнейсы пос. Смиловичи, описанные Е. М. Махлиным (1952) и изученные позже по новым скважинам Р-1 и Р-2 треста «Союзбургаз».

Силлиманито-гранато-биотитовые гнейсы известны в разрезе скв. Р-1 хутора Малейки (у пос. Брагина), где в составе гранато-биотитовых гнейсов на глубине 1320,0—1336,3 м встречен прослой гнейса, интенсивно обогащенного силлиманитом. Силлиманит, тесно ассоциирующий с гранатом, представлен игольчатыми выделениями, обтекающими гранат или располагающимися в слоечках биотита. Гнейсы с силлиманитом, иногда с одновременно присутствующим в них гранатом, встречаются в виде маломощных прослоев среди биотитовых и двуслюдяных гнейсов Микашевичского и Глушкевичского участков. Близкого состава гнейсы, но с амфиболом, вскрыты скв. Р-1 в районе пос. Хойники.

Магматические породы, прорывающие толщу гнейсов второго структурного яруса, относятся преимущественно к гранитоидам — к их лейкократовым, существенно микроклиновым или чисто микроклиновым разностям, иногда содержащим синевато-серый полупрозрачный кварц. В пос. Наровле (скважины Р-4, Р-9), д. Анисимовке и г. Речице вскрыто габбро, а в районе г. Пинска, пос. Старобина и д. Буйновичи — гранодиориты.

Габбро амфиболовое пос. Наровли вскрыто скв. Р-4 в интервале 2501,0—2522,8 м. Наиболее свежие разности более глубокой части керна темно-серые, среднезернистые, с полупрозрачным, слегка ирризирующим плагиоклазом, черным биотитом и роговой обманкой. Выше по керну порода раздроблена, с зеркалами скольжения. Микроструктура гипидиоморфнозернистая, нарушенная катаклазом, участками габбровая. Плагиоклаз по составу относится к андезину и лабрадору (№ 36—56), причем с увеличением глубины степень его основности увеличивается. Присутствуют роговая обманка, биотит, апатит и рудные мине-

ралы. Последние представлены халькопиритом, пиритом, магнетитом, пирротинном, гематитом, сфеном и лейкоксеном. Из вторичных минералов в верхней части керна развиты хлорит, эпидот, гидрослюда, серицит, карбонаты, гидроокислы железа. Абсолютный возраст габбро из скв. Р-4 пос. Наровля (по биотиту) равен 1660 млн. лет.

Габбро из скв. Р-1 д. Анисимовки (глубина 3025—3038 м) весьма близко по минеральному составу и структуре к габбро из скв. Р-4 района пос. Наровли. Это почти черная среднезернистая порода с типичной габбровой структурой. Состоит она из плагиоклаза (лабрадора-биотовнита около 60%), обыкновенной роговой обманки (25—30%), авгита (до 5%), рудных минералов (около 5%). В незначительных количествах присутствуют биотит, карбонат (по плагиоклазу) и апатит. Пироксен появляется на более глубоких интервалах разреза. Участками габбро пересекается кварцевыми прожилками, увеличивается количество биотита. Возраст породы по биотиту равен 1700 млн. лет, а по амфиболу 1680 млн. лет.

В скв. Р-9 района пос. Наровли в верхней части разреза (2599—2675 м) вскрывается черная гнейсовая порода, сильно измененная под влиянием выветривания и превращенная в хлорито-карбонатную и полевошпатовую массу. Она заметно окварцована, а в нижней части и серицитизирована. С глубины 2675 м порода приобретает черты рогово-обманково-плагиоклазового гнейса, аналогичного гнейсу из скв. Р-1 того же района. На глубине 2687,0 м гнейс сильно изменен (хлоритизирован и серицитизирован). Только с глубины 2687,0 м и ниже появляются породы со структурой и минеральным составом, соответствующим габбро. Порода состоит из плагиоклаза (№ 30—35) и роговой обманки и по структуре сходна с габбро скв. Р-4 г. Наровли. Ниже она пронизана прожилками кварца. По-видимому, скв. Р-9 пройдена приконтактная часть габбрового массива, вскрытого в скв. Р-4.

Более обширную группу пород образуют гранодиориты, которые детально изучены по керну скважин района пос. Старобина и д. Буйновичи. Гранодиорит д. Буйновичи (скв. Р-1) вскрыт на глубине 2571,7—2575,5 м. Характеризуется он однородной темно-серой окраской, массивностью и наличием по тонким трещинкам новообразований розового калишпата. Порода обладает гипидиоморфнозернистой структурой и состоит из плагиоклаза (31,7%), микроклина (25,2%), кварца (24,2%), биотита (11,5%), роговой обманки (2,1%), рудных минералов (1,2%), хлорита (2,8%), карбоната (1,1%). Отмечены также апатит, эпидот, циркон, серицит. Плагиоклаз по составу относится к олигоклазу — андезину № 29—35. Роговая обманка обыкновенная, интенсивно замещается хлоритом и карбонатом. Плагиоклаз разъедается микроклином, что связано с проявлением процесса калиевого метасоматоза. Рудные минералы представлены магнетитом, халькопиритом и гематитом. Возраст гранодиорита (по биотиту) равен 1730 млн. лет. Гранодиорит из района пос. Старобина (д. Тычины, скв. Р-1) по составу сходен с гранодиоритом д. Буйновичи (Пап, 1962). Возраст его (по биотиту) равен 1760 млн. лет.

Гранодиориты Микашевичского выступа в районе д. Глушкевичи имеют гибридный характер, переменный минеральный состав и абсолютный возраст в пределах 1690—1750 млн. лет. Они содержат большое количество ксенолитов гнейсов и амфиболитов.

Гибридный характер образования гранодиоритов и диоритов районов г. Микашевичей и д. Глушкевичей особенно отчетливо проявляется в участках, где толщи гнейсов и амфиболитов основного состава ассимилировались магмой гранитов, обедненной кальцием, магнием и железом. На контакте гранитов и упомянутых гнейсов и амфиболитов,

особенно вокруг ксенолитов этих пород, образуются зоны переходного состава пород от габбро и диоритов вблизи ксенолитов до гранодиоритов и чистых бесплагноклазовых гранитов — вдали от них.

Как уже отмечалось, граниты юго-восточной части Белоруссии имеют много сходных черт и, по-видимому, относятся к одной возрастной группе. Известны они в скважинах пос. Брагина, у д. Кулажина, ст. Новобелицкая, д. Стреличево (скв. Р-3), г. Петрикова (Р-2, Р-6), д. Глушкевичи. Возрастное положение их не совсем ясно. Они все интродуцированы в гнейсовую толщу второго структурного яруса (нижний протерозой), чем определяется только нижняя их возрастная граница. Для района д. Глушкевичи их изотопный возраст колеблется в пределах 1500—1550 млн. лет, что моложе верхней границы второго яруса (1600 млн. лет.) и является, по-видимому, заниженным.

Для гранитов пос. Брагина, ст. Новобелицкая, д. Кулажина, отчасти г. Петрикова характерно наличие крупнозернистых структур, существенно микроклиновый состав, иногда присутствие «синего» кварца. Все они заметно катаклазированы, контаминированы гнейсовым материалом, окварцованы и отчасти каолинизированы. Для этих гранитов характерно преобладание микроклина над плагиоклазом. Исключением является гранит из скв. Р-2 г. Петрикова, который, по-видимому, образовался за счет изменения более основной породы под влиянием калиевого и кремневого метасоматоза. В остальном эти граниты весьма близки между собой, что подтверждается также сходством их химического состава (Пап, 1962). Существующие отличия объясняются несколько различной степенью преобразования в процессе калиевого и кремниевого метасоматоза. С учетом последнего все они с некоторой долей условности должны быть отнесены к нормальным микроклиновым гранитам. Гранит из скв. Р-2 района г. Петрикова представляет собой породу, переходную к гранодиоритам и, по-видимому, образованную за счет переработки части гнейсов.

К комплексу изверженных пород второго структурного яруса относятся также гранодиориты г. Пинска, граниты г. Минска, описанные Е. М. Махлиным (1952) и пегматиты д. Большие Жуховичи (Пап, 1960).

Границы распространения пород второго структурного яруса очерчиваются на севере широтой г. Минска, где вскрыты порфиридные среднезернистые биотитовые граниты, пос. Смиловичей, где обнаружены гнейсы биотитового и гранатово-биотитового состава. Западная граница этих пород вырисовывается согласно контурам северо-восточных магнитных аномалий, вызванных породами, слагающими третий структурный ярус. Эта граница проходит от г. Минска до г. Пинска, вероятно восточнее г. Барановичи, где вскрываются гранодиориты уже с возрастом 1470 млн. лет. Южная граница развития пород этого яруса неопределенная. На стыке с Украинским кристаллическим щитом она, возможно, нарушена субширотными складками пород волинского комплекса, куда входят породы овручской серии. Восточная граница, по-видимому, должна быть проведена в соответствии с положением пород курской железорудной серии, которые имеют северо-западное простирание и, возможно, заходят на территорию Белоруссии в районе пос. Хотимска, городов Орши, Витебска и Городка. Породы курской железорудной серии и их фациальные аналоги сопоставляются с породами второго структурного яруса.

Нижнепротерозойский (?), позже несомненно омоложенный (1200—1600 млн. лет), комплекс гнейсов (щучинская серия) и прорывающих их интрузивов объединяет породы Северо-Западной Белоруссии и Юго-Западной Литвы.

Щучинская серия объединяет комплекс суперкрупных пород и названа по г. Щучину, в районе которого они вскрываются значительным числом скважин и детально изучены. Породы этой серии принадлежат к геосинклинальным образованиям, которые в далеком прошлом, по-видимому, спаяли в единое целое жесткие участки платформ — северную часть Украинской платформы с южной, глубоко погруженной, частью Балтийского щита. Они простираются с юго-запада от г. Бреста на северо-восток в сторону г. Молодечно и г. Невеля в виде субпараллельных полос магнитных и несколько более изометричных гравитационных аномалий, обусловленных различными по составу породами. В структуре комплексов, по-видимому, преобладают складчатые системы дислокаций, в противоположность блоковым мозаичным структурам, обусловленным разрывными нарушениями, характерными для более древних участков, сложенных породами первого и второго структурных ярусов. Юго-восточная граница пород щучинской серии и сочленение их с породами второго структурного яруса проводится условно по линии, проходящей севернее г. Минска в направлении Барановичей. На северо-западе эти породы заходят в пределы юго-восточной части Литовской ССР, на западе — в восточную и северо-восточную часть Польши.

В составе щучинской серии выделены метаморфические породы, представленные гнейсами различного состава.

Гнейсы по составу относятся главным образом к биотитовым и роговообманково-биотитовым разновидностям. Подчиненное значение имеют роговообманково-пироксено-биотитовые, гиперстено-диопсидовые (или двупироксеновые) амфиболиты и амфиболиты, гранато-биотитовые (иногда с силлиманитом) гнейсы. Присутствуют также ортогнейсы и тела метадиоритов (фрагменты древних жестких участков).

Биотитовые гнейсы с калишпатом или плагиоклазом по количеству слагают, по-видимому, основную массу пород комплекса, в котором гнейсы с гранатом, силлиманитом, гиперстеном представляют собой отдельные пачки или полосы. Биотитовые гнейсы с незначительной примесью граната известны в районе деревень Лососна и Глебовичи, где они перемежаются с прослоями роговообманково-биотитовых гнейсов и амфиболитов. Такого же состава гнейсы вскрыты в районе Щучинской магнитной аномалии. Здесь они содержат прослойки тех же гнейсов, но содержащих обильные выделения розового гранита (альмандин). Прослойки биотитовых гнейсов, участками подвергшихся хлоритизации, распространены в районе д. Ждановичи и хутора Зеленого, в районе пос. Заславля (северо-западнее г. Минска). Фрагменты этих гнейсов присутствуют в деревнях Красное и Куренец и прослеживаются в районе пос. Невеля. На территории Литовской ССР к ним относятся гнейсы д. Барчай (скв. 61), Укмерге и других пунктов. Некоторые различия биотитовых гнейсов содержат повышенное количество магнетита и других железосодержащих минералов, что является причиной ряда магнитных аномалий (д. Барчай, г. Щучин).

Роговообманково-биотитовые гнейсы наряду с плагиоклазом, биотитом и кварцем содержат обычную зеленую роговую обманку. Они часто сопровождаются кристаллическими сланцами, содержащими пироксен (салит и гиперстен), свидетельствующий о развитии процесса метаморфизма пород в условиях гранулитовой фации. Такие породы имеют сравнительно широкое распространение в районе Щучинской аномалии, в районе г. Сморгони, деревень Красное и Ждановичи. В последних трех пунктах пироксен в гнейсах полностью замещен серпентином, хлоритом и магнезитом. Гнейсы этого типа по химическому составу могут быть сравнимы иногда с породами основного состава. В не-

которых случаях они образовались, вероятно, по древним эффузивам. В гиперстеновых гнейсах д. Ждановичи содержится кордиерит. Последний отмечается в гнейсах района д. Шнипки и г. Новоградок совместно с силлиманитом. Нередко такие гнейсы содержат повышенное количество апатита (часто в виде крупных призматических кристаллов), и окатанные зерна циркона. Обладая повышенной основностью и железистостью слагающих их минералов и повышенной плотностью, гнейсы этого типа могут быть причиной появления магнитных и гравитационных аномалий.

Гранатово-биотитовые гнейсы, иногда с силлиманитом, известны пока в ограниченном количестве мест. Они обычно образуют прослои в биотитовых гнейсах и, как уже отмечалось выше, встречены в районе Щучинской аномалии, в деревнях Лососна и Ждановичи. Появление силлиманита наряду с гранатом отмечается в гнейсе района г. Новоградок. Общей закономерностью для толщи гнейсов Щучинской серии является появление граната, силлиманита и кордиерита в высокоглиноземистых слоях, подвергшихся заметному динамометаморфизму.

Ортогнейсы вскрыты скважинами в районе г. Щучина и в д. Грицки. Это существенно микроклиновые с тонкоразгнейсованным кварцем, с незначительным количеством биотита и плагиоклаза гнейсы, которые по внешнему виду отличаются наличием тонкой гнейсоватости, выраженной ориентировкой минералов. Кварц здесь сильно деформирован, растянут вдоль плоскостей сланцеватости. Структура гнейса явно катакластическая, в участках развития микроклина и кварца напоминает структуру аплитов, с резко выраженной сланцеватостью, обусловленной переориентировкой чешуек биотита под влиянием давления. В скважине д. Грицки гнейсы этого типа содержат плоские ксенолиты темноцветных роговообманково-биотитовых, иногда с диопсидом гнейсов, имеющих ориентировку, согласную со сланцеватостью мясо-красных гнейсов. На контакте красноцветного ортогнейса и темноцветного гнейса образуется гибридная порода типа гранодиорита, сложенная в основном плагиоклазом (андезин № 36—39), происходит перекристаллизация минералов в самих ксенолитах. Все это дает основание считать, что такие ортогнейсы образовались в условиях геосинклинального прога за счет разгнейсования микроклиновых гранитов. Частично такие граниты проникали в межпластовые пространства кристаллических сланцев, производили их чарнокитизацию и гранитизацию амфиболитовых и биотитовых разностей гнейсов.

Сходного типа породы, но по составу отнесенные к метадиориту, вскрыты скважиной в пос. Свислочь. Эти породы имеют темно-серый цвет и отчетливо выраженную сланцеватость (как и у гранитов района г. Щучина). В составе метадиорита основную роль играют плагиоклаз (№ 29—39), биотит и роговая обманка. В подчиненном количестве встречаются микроклин, эпидот, магнетит, гематит, апатит и циркон. Метадиорит прорывается розовым аплитовидным микроклиновым гранитом с жилками пегматита, что позволяет считать метадиориты сравнительно древними породами, возможно слагающими фрагмент древней глыбы. Абсолютный возраст метадиоритов (по роговой обманке) — 1696 млн. лет.

Весьма своеобразными породами являются измененные гнейсы, вскрытые в г. Сморгони. Они близки к ортогнейсам района г. Щучина. Гнейсы интенсивно каолинизированы, карбонатизированы и пронизаны инъекциями пегматоидного гранита, содержащего ксенолиты калишпатизированных гиперстеновых гнейсов, в которых пироксен полностью замещен серпентином и магнезитом, а биотит ожелезнен и отчасти хлоритизирован.

Магматические породы, прорывающие вышеописанную гнейсовую толщу, вскрываются рядом скважин в деревнях Лососна и Глебовичи (район г. Гродно), в г. Мосты и др. Главной особенностью этих пород является то, что они редко образуют крупные магматические тела. Такая особенность залегания их в какой-то мере может быть связана с тем, что эта область распространения гнейсов северо-восточного простирания характеризуется сравнительно небольшой глубиной эрозионного среза.

Обычно гранитоидные породы этого района представляют собой пластовые тела небольшой мощности, залегающие в толще гнейсов. Последние, как правило, имеют крутое падение, что устанавливается по керну скважин. Пластовые тела гранитов известны в скважинах деревень Лососна, Глебовичи, Красное. Более крупные тела слагают граниты районов г. Мосты, деревень Выгоды, Куренца, городов Вильнюса, Лиды, Друскенинкой (Литовская ССР). К телам пластового типа относятся также габбро и габбро-нориты деревень Морино и Зубковичи.

Габбро и габбро-нориты деревень Морино и Зубковичи вскрываются скважинами в пределах Ивьевской магнитной аномалии. Они образуют тела с огнейсованными приконтактовыми зонами. Последнее является доказательством участия габбровых тел в складкообразовании. Состав пород обычен для габбро (плагноклаз № 42—43, авгит, иногда и гиперстен, роговая обманка и биотит). В небольших количествах присутствует постериорный кварц, редко калишпат, кальцит и рудные минералы (магнетит и ильменит с решетками распада, в которых магнетит замещен гематитом). Непостоянный состав минералов, повышенное количество биотита, интенсивная по краям тел огнейсованность сильно затрудняют отличие подобного габбро от дупироксеновых кристаллических сланцев, развитых в описываемом районе, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации регионального метаморфизма. Аномальные участки с аналогичными с Ивьевской аномалией значениями магнитного поля встречены в ряде других пунктов Северо-Западной Белоруссии.

Породы, которые можно отнести к диоритам, в пределах яруса весьма редки. Они известны по керну скв. 38, пробуренной южнее г. Мосты.

Гранодиориты известны в г. Барановичи, а также образуют массив в районе д. Озеры Гродненской области (скважины 14 и 17). Состав их обычен, однако нередко (д. Озеры) устанавливаются сложные взаимоотношения с боковыми гнейсами, свидетельствующие об образовании части таких гранодиоритов гибридным путем в результате взаимодействия и неполной ассимиляции гнейсов гранитной магмой. В результате на коротких интервалах состав пород меняется от гранитов, плаггиогранитов и гранодиоритов с многочисленными ксенолитами гнейсов. Взаимоотношения пород на других участках сильно усложняются наложением окварцевания, выражающимися в пропитывании раздробленных пород кремнекислыми растворами, образованием кварцевых жил с многочисленными ксенолитами гнейсов и других боковых пород, в различной степени разложенными и замещенными кварцем. Окварцованные вдоль региональных зон тектонического дробления гнейсы, иногда имеющие облик кварцитов, известны юго-восточнее г. Щучина и юго-западнее г. Лиды в виде довольно широких полей.

Большим распространением пользуются породы гранитового ряда, встреченные в виде послонных и секущих инъекций среди биотитовых разностей гнейсов, где они имеют существенно микроклиновый (д. Лососна) или существенно плагноклазовый (д. Глебовичи) состав. Здесь отмечается взаимное влияние расплава гранитов на гнейсы и, наоборот,

контаминация расплава гнейсами с образованием на контактах гранитов с гнейсами пород гранодиоритового состава. Средне- и крупнозернистые структуры этих гранитов указывают на то, что их образование происходило на значительных глубинах.

Пластовые инъекционные тела более мелкозернистых аплитовидных гранитов, сформировавшиеся, по-видимому, в гипабиссальных условиях, известны в разрезе гнейсов скважины д. Красное, юго-восточнее г. Молодечно. Здесь насчитывается около трех пластовых тел на 10 м керна, одно из них с максимальной мощностью до 0,3—0,5 м. Пласты гнейса и согласные с ними тела гранитов ориентированы под углом 70° относительно горизонта. Состав гранитов существенно микроклиновый с реликтами кислого плагиоклаза палеотипного облика, иногда с плоскопараллельными ориентированными чешуйками биотита, унаследованными от гнейсов. В нижних пластообразных телах гранитов такая ориентировка биотита исчезает. К этому типу пород относятся граниты из скважин района оз. Нарочь.

Более крупнозернистыми являются микроклиновые граниты д. Куренец. Они содержат иногда крупные порфирировидные выделения микроклина и реликты плагиоклаза с альбитовыми оторочками на контакте с микроклином. Граниты характеризуются непостоянным составом вследствие контаминации их гнейсами.

Своеобразными породами являются метасоматические граниты г. Вильнюса, которые сформировались за счет неполной гранитизации более древних пород. Для них характерны структуры замещения, где в ряде случаев микроклин является более поздним, чем кварц, минералом. Для этих гранитов характерно высокое содержание кремнекислоты (более 80%) и щелочей, преобладание калия над натрием. Учитывая повышенную кислотность пород, необычным представляется состав плагиоклаза (№ 29—34). Существенно микроклиновые граниты прорывают гнейсовую толщу в районе г. Невеля за пределами Белорусской ССР.

В последние годы геофизическими и геологосъемочными буровыми работами в районе западнее г. Мосты Гродненской области вскрыт крупный массив гранитов, названный Мостовским. Другой массив вскрыт юго-восточнее первого и назван Выгодским. Граниты этих массивов имеют много сходных черт. Мостовские граниты сложены калишпатом (20,2%), плагиоклазом (42,4%), кварцем (24,8%), биотитом и мусковитом (8,1%). Встречаются флюорит, апатит и сфен, причем в повышенных количествах и в выделениях крупных размеров. Несколько иной состав имеют граниты Выгодского массива. Они сложены плагиоклазом (28,0%), калишпатом (35,6%), кварцем (31,4%), биотитом и мусковитом (3,4%), рудными минералами (0,8%) и флюоритом (0,6%). В них больше флюорита (иногда до 6,2%) и меньше сфена и апатита, чем в мостовских гранитах. Граниты эти обладают повышенной основностью и имеют аплитовидные обособления, морфология которых по материалам кернов пока не может быть уверенно установлена. Возраст гранитов Мостовского массива, определенный по циркону α -свинцовым методом, равен 1380 млн. лет и по биотиту 1340 млн. лет.

Четвертый структурный ярус слагают кварцито-сланцевая толща так называемой житковичской свиты и прорывающие их граниты. Несмотря на сходный абсолютный возраст пород третьего яруса (щучинская серия) и пород житковичской свиты, их резкое различие по степени метаморфизма и по вещественному составу показывает, что более правильным (Пап, 1962) было выделение последней в самостоятельный структурный ярус, относящийся по времени образования к среднему протерозою.

Житковичская свита на территории Житковичского выступа была обнаружена бурением в 1958 г. Она представлена здесь толщей сланцев различного состава с прослоями слюдяных кварцитов, которые прорываются розовыми микроклиновыми гранитами. Эта толща имеет северо-восточное ($50-55^\circ$) простирание, крутое и, вероятно, юго-восточное падение.

В ее составе выделены биотитовые и биотито-хлоритовые сланцы; хлоритовые, эпидото-хлоритовые и карбонатно-хлоритовые, хлорито-мусковитовые, мусковито-хлоритовые и мусковитовые сланцы, полевошпатово-слюдяные сланцы, переходные между ними разности, а также слюдяные кварциты и кварциты. По характеру первичных пород среди сланцев различаются три группы: сланцы, образованные за счет изменения древних порфиров (кератофиров, ортофиров), сланцы, образованные по диабазам, и сланцы, образованные по осадочно-пирокластическим породам. Имеется основание слюдяным кварцитам и кварцитам приписывать генезис вторичных кварцитов за счет гидротермального изменения и окварцевания сланцев первой группы.

В основе строения большинства типов сланцев находится мозаичный гранобластовый агрегат кварца, реже плагиоклаза, погруженный в биотитовую, мусковитовую, хлоритовую или же смешанную слюдяную массу. В хлоритовых сланцах иногда сохраняется диабазовая структура и широко развито образование эпидота, кальцита, иногда актинолита и обыкновенной роговой обманки. В полевошпатовых сланцах в основной ткани присутствует калишпат, альбит и кварц. В некоторых разностях слюдяных сланцев, преимущественно мусковито-серицитового состава, присутствуют порфиробласты плагиоклаза, микроклина или кварца, свидетельствующие об их вулканическом происхождении за счет древних порфиров и ортофиров. В качестве новообразований в хлоритовых сланцах присутствуют в большом количестве эпидот или карбонат, или оба вместе. Иногда в составе сланцев, образованных по порфирам, встречаются гранат спессартинового ряда, реже турмалин, касситерит и рудные минералы (гематит, магнетит). В слюдяных кварцитах содержание светлой слюды невелико (2—3%), а основная ткань сложена мозаичными изометричными зернами кварца. Переходы между близкими по составу типами сланцев обычно постепенные. В сланцах осадочного происхождения отчетливо отмечается тонкая ритмичность слоистости.

Толща сланцев в районе г. Житковичей сложно дислоцирована и характеризуется крутыми углами падения. Особенности ее минерального состава показывают, что она формировалась в геосинклинальных условиях и принимала участие в последующем складкообразовании. Присущие собственно овручской кварцитовой серии признаки, которые позволяли бы судить о субплатформенных условиях, для нее не характерны. Кварцитовая толща (толкачевская и белокоровичская свиты), развитая в районе г. Овруча, слабо дислоцирована. Между нею и крутозалегающей толщей сланцев имеет место резкое угловое несогласие, которое указывает на то, что сланцевая толща не относится к породам овручской серии в ее общепринятом понимании. Абсолютный возраст чистого мусковита из прослоя в кварцитах г. Житковичи по аргоновому методу равен 1630 млн. лет, т. е. более древний, чем возраст некоторых гнейсов щучинской серии. Учитывая возможное занижение возраста в связи с метаморфизирующим воздействием на кварцито-сланцевую толщу более поздних гранитов, можно принять указанную цифру возраста толщи за минимальную и уверенно считать, что эта толща значительно древнее собственно овручской кварцитовой серии (толкачевские и белокоровичские кварциты). На основании вышеизложенного

следует признать, что сланцевая толща района г. Житковичей имеет самостоятельное стратиграфическое значение и выделяется под названием житковичской свиты (Пап, 1963, 1964 г.).

Сланцевая толща в районе г. Житковичей, как и в районе Овручского края, интродуцирована розовыми микроклиновыми гранитами, которые в различных участках проявляют внешнее сходство с гранитами то коростенского, то осницкого комплексов Украины. Для гранитов этого типа характерна розовая, серовато-розовая окраска, присутствие синеватого кварца, среднезернистая структура и невысокое содержание темноцветных компонентов. Последние представлены кучными скоплениями биотита, часто замещаемыми стяжениями рудного вещества и хлорита. Микроструктура гранита—динамокатаккладическая, осложненная проявлениями наложенного кремниевое и калиевого, затем натриевого (наиболее позднего) метасоматоза. Плагиоклаз в реликтах, относящийся к олигоклазу—андезину, здесь почти полностью замещен микроклином, последний обдавлен и корродирован бластоцементным мозаичным агрегатом кварца. Биотит и часто замещающие его хлорит и мусковит локализованы в неполностью ассимилированных обрывках сланцев или же обтекают зерна полевых шпатов. Мусковит часто заимствуется из сланцев. В граните нередки линейно ориентированные полоски слюд (теневые текстуры), как и в гранитах района д. Прилуки (УССР), сохранившиеся благодаря неполному растворению сланцев в гранитоидном расплаве. Микроклин в граните характеризуется очень сильно развитым пертитовым проращением вплоть до образования антипертитов, вследствие чего в химических анализах гранита отмечается почти нормальное для кислых гранитов содержание натрия при почти полном отсутствии отдельных натриевых минералов.

Такого типа граниты развиваются в непосредственной близости к сланцевой толще.

В более чистых от теневых текстур гранитах центральной части массива граниты имеют массивную текстуру с крупными пятнами биотита (до $2 \times 1,5$ см). Эти скопления биотита сложены агрегатом мелких чешуек и часто содержат реликты субщелочной или же обыкновенной роговой обманки, позже замещаемой зеленым хлоритом, скоплениями магнетита и гематита. Нередко в таких скоплениях мелкочешуйчатого биотита просвечивает гранобластовый и лепидобластовый агрегат сланца, неполностью ассимилированного магмой гранита. Этим обстоятельством и объясняется пятнистая текстура гранита, обычно породе этого типа несвойственная. В тектонической зоне при разгневывании гранита по плоскостям срезания происходит растирание этих агрегатов биотита и, таким образом, образуются полосчатые динамограниты (ортогнейсы) типа пержанских, весьма характерных и для житковичского подземного выступа.

Граниты почти повсеместно содержат проявления редкометальной минерализации, рассеяны прожилковидными выделениями флюорита и секутся кварцевыми с флюоритом жилами небольшой мощности.

Геологическое положение гранитов г. Житковичей, прорывающих толщу сланцев, их катаклиз и метасоматические изменения показывают, что это сравнительно древние интрузивные образования. Более молодыми являются секущие граниты тела сиенитов, магматическая природа которых подвергается сомнению. Возрастные соотношения гранитов житковичского типа и толщи прорываемых ими сланцев, а также характер структурно-текстурных признаков самих гранитов имеют много сходного с пержанскими гранитами, особенно с их катаклизированной, но внешне массивной разностью. Разноречивость получаемых значений цифр абсолютного возраста гранитов так называемого коростен-

ского комплекса, колеблющихся от 1100 до 1800 млн. лет, позволяет утверждать, что коростенский гранитоидный комплекс представляет собой многофазное образование. В один из этапов сформировались, по-видимому, граниты житковичского и пержанского типов. Абсолютный возраст житковичских гранитов, определенный по микроклину, равен 1110 млн. лет, что согласуется с более древним возрастом прорываемой ими толщи сланцев (Герлинг, Пап и др., 1962).

Житковичская свита ранее (Пап, 1962) условно относилась к овручской серии как ее наиболее древняя свита, подстилающая с резким угловым несогласием толщу толкачевских и белокоровичских кварцитов. Последние во всех известных местах залегают почти горизонтально и несут все черты субконтинентальных образований. Осадочно-эффузивная свита, метаморфизованная в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, прорвана гранитами житковичского массива на юге Белорусской ССР, в районе Овручского кряжа также прорывается гранитами, сходными с житковичскими. Таким образом, структурное положение житковичской свиты (крутое залегание) и прорыв магмой гранитов по глубокому и долгоживущему разлому, резко отделяет ее от кварцитов собственно овручской серии и заставляет придавать этой свите самостоятельное стратиграфическое значение. Она древнее собственно овручской толщи.

В последние годы (1966) кварциты толкачевского типа вскрыты восточнее г. Житковичи (скв. 059) непосредственно вблизи расположения житковичской свиты (Ю. Т. Никитин, А. Б. Черняховский).

Бурением в 1966—1967 гг. юго-западнее г. Лиды были обнаружены сланцы, присутствие которых в толще щучинской серии предполагалось ранее по обломкам, находимым в скв. 33 д. Грицки (Пап, 1967). Сланцы эти сложены кварцем, мусковитом, с примесью биотита и хлорита, содержат редкие зерна турмалина и по структурам и составу имеют много сходных черт со сланцами, слагающими собственно житковичскую свиту. Можно предполагать, что эти сланцы в составе щучинской серии и сланцевые осадочно-эффузивные породы житковичской свиты сопоставляются между собой как одновременные или близкие по времени образования, но сформировавшиеся в различных тектонических условиях.

Кварциты типа овручских распространены не только в районе г. Житковичи. Они отмечаются в районе г. Чернигова (Е. М. Люткевич) и в восточной части Польши, примыкающей к щучинской серии (Juskowiakowa, Juskowiak, Ryka, 1967).

Наиболее молодые образования в докембрии Белоруссии следует, по-видимому, считать оливиновые диабазы района д. Ждановичи, г. Сморгони, микродиориты пос. Старобина, а также кварцевые порфиры пос. Глусска, описанные А. С. Махначом и З. М. Невмержицкой (1958).

В заключение следует отметить, что между стратиграфическими единицами, выделенными в составе докембрия Белоруссии на основе геологических, петрологических и других данных, между значениями геологического и радиологического (калий-аргонового) возраста минералов из слагающих эти единицы пород полного возрастного соответствия не устанавливается. Так, гнейсы второго структурного яруса показывают возрастные значения более молодые, чем прорывающие их изверженные породы. Аналогичные взаимоотношения между значениями радиологического возраста устанавливаются отмеченными типами пород и в составе третьего структурного яруса. Здесь с несомненностью обнаруживается факт «омоложения» пород в пределах отмеченных структурных ярусов, причинами которого являются высокая степень

метаморфизма пород в условиях гранулитовой фации, интенсивное тектоническое сдавливание и дробление пород, а также развитие процесса посткинematической гранитизации в связи с формированием посторогенных интрузивов. Иллюстрирующие вышесказанное сравнительные данные приведены в табл. 1.

Таблица 1

Соотношение геологического и радиологического возраста горных пород в составе структурных ярусов докембрия Белоруссии

Структурные ярусы, типы пород и их возраст (в млн. лет)	Пределы возраста, млн. лет
<i>Четвертый структурный ярус</i>	
Гранит житковичский (934, 1110, 1235)*	1235
Сланцы житковичской свиты (по мусковиту 1630, по породе 1350, 1380)	1630
<i>Третий структурный ярус</i>	
Граниты (мостовский 1340, 1355, выгодский 1350, Кривичи 1375) .	1340—1375
Ортогнейс (по граниту, г. Щучин 1130, 1270)	1130—1270
Гранодиориты (Озеры 1370, Барановичи 1310, 1470**	1310—1470
Метадиориты (г. Свислочь 1695)	до 1700
Габбро и габбро-нориты (Морино-1610, Зубковичи 1430, Сморгонь 1510)	1430—1610
Гнейсы биотитовые, гранито-биотитовые, амфиболо-биотитовые (Щучинская аномалия и др. 1020, 1395, 1400, 1430, 1440, 1460, 1460, 1480, 1490, 1600)	1000—1600
Амфиболиты и двупироксеновые кристаллические сланцы (Лососна 1460, Глебовичи 1460, Вензовец 1200, Красное 1000)	1000—1460
<i>Второй структурный ярус</i>	
Граниты и пегматиты (Глушкевичи 1500, 1510, 1525, 1550, 1560, 1690, Микашевичи 1690, Минск 1600, 1630, Большие Жуховичи 1660)	1500—1690
Гранодиориты (Пинск 1670—1730, Старобин 1760, Буйновичи 1730) .	1670—1760
Диориты (Глушкевичи 1725, 1740, 1750, 1870, Северные Домановичи 1660, Микашевичи 1730)	1725—1870
Габбро (Наровля 1660, Анисимовка 1700)	1660—1700
Перидотит слюдяной (Глушкевичи 1660)	1660
Гнейсы биотитовые, двуслюдяные, роговообманково-биотитовые (Стреличево 1380, Микашевичи 1400—1540, Городея 1450, Копыль 1490, Глушкевичи 1550, Могилев 1560, Хойники 1700)	1380—1700
<i>Первый структурный ярус</i>	
Диориты и кварцевые диориты	1930—1940
Гнейсы основания (предположительно)	1950 и древнее

* Более полные сведения о местах взятия образцов и об анализировавшихся минералах см. работы: Пап, Герлинг и др. (1962), Герлинг, Пап и др. (1962, 1964, 1967).
 ** По амфиболитам обычно получаются более древние значения возраста, чем по биотитам, однако они не выходят за пределы обычного порядка возрастных цифр.

Металлогенические особенности пород кристаллического фундамента Белоруссии выясняются параллельно с детальным петрографическим исследованием. Большие глубины залегания кристаллических пород не дают возможности детально рассматривать глубоко погруженные блоки фундамента на территории Припятской, Брестской и Оршанской впадин. В последней по аналогии с соседними районами (КМА,

Барятино) можно ожидать наличия аналогов Курской железорудной серии, что подтверждается некоторыми геофизическими материалами.

Скудные данные о породах первого структурного яруса, вскрываемых в единичных точках, не позволяют дать оценку их перспектив на те или иные виды полезных ископаемых. Со вторым структурным ярусом, имеющим возраст от 1500 до 1870 млн. лет, могут быть связаны аналоги курской железорудной серии, развитые не только в северо-восточной части Белорусской ССР, но и в ее центральных и юго-западных районах. В некоторых породах наблюдаются повышенные количества халькопирита, борнита, ковеллина (гнейсы пос. Брагина, габбро, пос. Наровли и д. Анисимовка и др.), что позволяет надеяться на более богатые их скопления, связанные с основными и ультраосновными породами и некоторыми толщами гнейсов. В этом отношении заслуживают внимания участки близповерхностного залегания пород на юге (дер. Глушкевичи, пос. Микашевичи, д. Синкевичи). Наиболее благоприятными перспективами на полезные ископаемые обладают породы третьего и четвертого структурных ярусов — щучинской серии и житковичской свиты. Эти породы, особенно щучинской серии, занимают обширные пространства. С ними связан ряд полосовых магнитных и гравитационных аномалий, а также установлены признаки редкометалльной минерализации.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ (ОСАДОЧНАЯ ТОЛЩА)

Введение

Между кристаллическим фундаментом и балтийской серией заведомо нижнего кембрия на территории Белоруссии и в смежных районах западной части Русской платформы залегает мощная толща терригенных пород. Она вскрывалась здесь буровыми скважинами еще в XIX и начале XX века. Однако в связи с отсутствием в ней органических остатков и слабой изученностью района в целом ее относили вплоть до 1948 г. к среднему девону.

После окончания Великой Отечественной войны в широких масштабах развернулись геологические исследования на всей площади Русской платформы, в том числе и на территории Белоруссии. Здесь было пробурено значительное количество скважин на большую глубину, часть из которых доведена до кристаллического основания. Сопоставление материалов глубокого бурения показало, что отнесение к девону залегающей на фундаменте мощной терригенной толщи западной части Русской платформы не согласуется с фактическим материалом. В северо-западных и юго-западных частях платформы в ряде пунктов под фаунистически охарактеризованными отложениями силура, ордовика и слоями «синих глин» нижнего кембрия были вскрыты терригенные толщи, близкие по литологическим особенностям к соответствующим отложениям центральной части платформы и Белоруссии. Возник вопрос о пересмотре возраста этих отложений. Начало пересмотра возраста терригенных толщ в центральных и северо-западных частях платформы не могло не отразиться на взглядах исследователей, работающих над изучением палеозойских отложений в Белоруссии. Уже в первых глубоких буровых скважинах (города Минск и Пинск) терригенные толщи, залегающие на фундаменте, были отнесены к нижнему кембрию.

В 1948—1949 годах изучением kernового материала из глубоких буровых скважин Белоруссии занимались сотрудники ВСЕГЕИ (Т. И. Осыко, Е. П. Брунс), ВНИГРИ (В. Т. Белоусова, Б. С. Соколов,

Е. М. Люткевич), Белорусского геологического управления (А. Н. Золотарева и др.), Института геологических наук (А. С. Махнач и др.). Было установлено широкое распространение терригенных доордовикских отложений на территории Белоруссии.

В последующие годы большую работу проводили Е. П. Брунс (1956, 1957) и А. С. Махнач (1956—1960, 1963, 1968), которые разработали стратиграфию этих толщ. А. С. Махначом изучены вопросы литологии и петрографии отложений, составлены литолого-палеогеографические карты, выяснены основные черты геологической истории территории Белоруссии и смежных районов. Новые материалы по терригенным доордовикским отложениям Белоруссии получены в результате буровых работ и камеральной обработки kernового материала, проводимых различными организациями Управления геологии при Совете Министров БССР.

Вопрос о терригенной толще, залегающей между балтийской серией и кристаллическим фундаментом, длительное время был дискуссионным. Одни исследователи (Шатский, 1952) выделяли ее в самостоятельную рифейскую группу протерозоя, другие (Соколов, 1952, 1953) — в синийскую систему палеозоя, третьи (Махнач, 1958) относили их к эокембрию. Позже для этих отложений начал применяться термин «верхний докембрий». В некоторых работах (Брунс, 1955 г.) нижний комплекс толщи отнесен к верхнему протерозою, а верхний — к нижнему кембрию. Нижняя часть толщи была выделена А. С. Махначом (1956, 1958) в белорусскую, а Е. П. Брунс (1957) — в полесскую серию. В составе серии этими же авторами выделены оршанская и пинская свиты, а Л. М. Левиной (1957), кроме того, и городокская свита. Позже было предложено (В. Я. Бессонова) выделить нижнюю (аркозовую) часть оршанской свиты в самостоятельную рогачевскую свиту, а ее верхнюю (терригенно-доломитовую) часть — в лапичскую свиту (Махнач и др., 1966). Верхняя часть толщи вначале была отнесена к валдайской серии, а позже (Брунс, 1955 г.) в ее составе были выделены волинская и валдайская серии.

В 1963 г. Всесоюзным совещанием геологов, а затем Межведомственным стратиграфическим комитетом была принята новая схема стратиграфии верхнедокембрийских и кембрийских отложений Русской платформы, согласно которой вендский комплекс в составе волинской и валдайской серий отнесен к верхнему протерозою.

В составе осадочной толщи верхнего протерозоя Белоруссии выделены верхнерифейский и вендский комплексы (рис. 4, табл. 2).

Верхнепротерозойский комплекс

Верхнерифейский комплекс на территории Белоруссии включает белорусскую (полесскую) серию, отложения которой распространены здесь сравнительно широко (рис. 5), хотя и не повсеместно. Эти отложения залегают на выветрелой и глубоко эродированной поверхности кристаллического фундамента и перекрываются породами различного возраста (вендский комплекс, средний девон, мел, палеоген). В период длительного континентального перерыва, последовавшего вслед за образованием белорусской серии, значительная часть отложений этой серии была размыва и срезана на различном стратиграфическом уровне.

В составе белорусской серии Белоруссии и смежных районов выделены рогачевская, оршанская и пинская свиты (см. рис. 4). Пинская свита подразделена на две подсвиты: нижнюю — терригенно-доломитовую и верхнюю — терригенную.

Рогачевская свита

В основании осадочного покрова Оршанской впадины и в смежных районах были выделены отложения, отличающиеся от пород оршанской свиты кварцево-полевошпатовым составом, слабой отсортированностью и текстурными особенностями. Л. М. Левина (1957) аналогичные отложения в скважине г. Городок выделила в городокскую свиту.

Этот термин не получил распространения, так как «свита» выделена по материалам одной скважины, где она к тому же полностью не пройдена и слабо охарактеризована керном. Аналогичные отложения в скважине района г. Могилева (д. Вильчицы) А. С. Махнач выделил в самостоятельную пачку, которую условно оставил в составе оршанской свиты. В. Я. Бессонова (1965 г.) изучила эти отложения по керну скважины района г. Рогачева и предложила выделить их в рогачевскую свиту.

Рогачевская свита распространена в северо-восточной части Белоруссии. Она вскрыта в районах городов Рогачева, Могилева, Клинец, Городка, Минска, Осиповичей, Смоленска, д. Блонь, залегает на кристаллическом фундаменте, перекрывается отложениями оршанской свиты. Мощность свиты колеблется от единиц и первых десятков метров до 185 м. Максимальной мощности достигает рогачевская свита в д. Вильчицы (185 м). В районе г. Рогачева она составляет 29 м, г. Клинец 39 м, г. Минска 13—60 м, г. Осиповичей 18—57 м, д. Блони 43—76 м, г. Смоленска 47—77 м.

Рогачевская свита сложена полимиктовыми, олигомиктовыми и реже кварцевыми песчаниками с прослоями алевролитов, пестроцветными, полосчатой или пятнистой окраски, с глинистым или глинисто-желези-

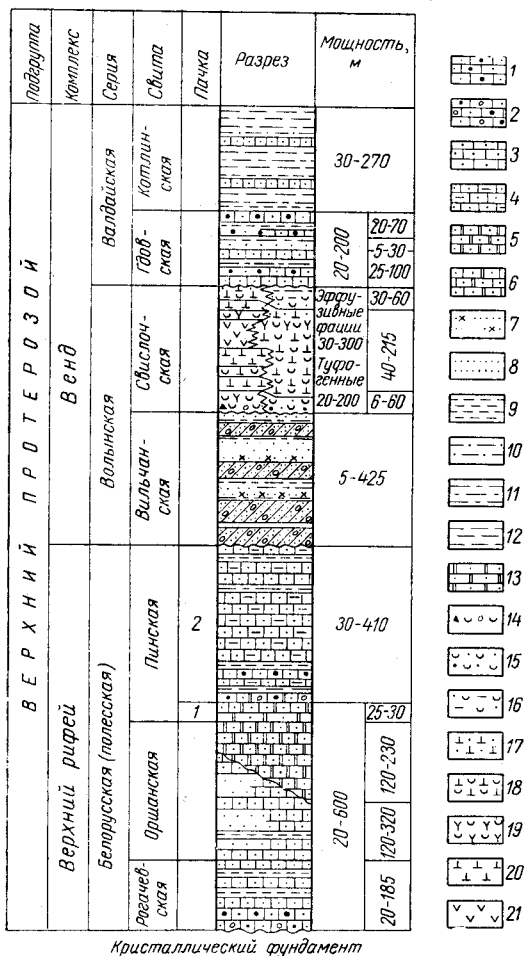


Рис. 4. Сводный разрез верхнего протерозоя Белоруссии. Составили А. С. Махнач и Н. В. Веретенников

1 — песчаники разнозернистые; 2 — песчаники разнозернистые с примесью грубообломочного материала; 3 — песчаники мелко- и среднезернистые; 4 — песчаники мелкозернистые алевритовые и алевриты крупнозернистые песчаные; 5 — песчаники с регенерационным кварцевым цементом (кварцитоидные); 6 — песчаники с доломитовым цементом; 7 — песчаники с гипсовым цементом; 8 — пески; 9 — алевриты; 10 — алевриты песчаные; 11 — алевритоглинистые породы; 12 — глины; 13 — доломиты с примесью терригенного материала; 14 — грубообломочные туфогенные породы; 15 — туфогенные песчаники; 16 — туфогенные песчано-алевроитоглинистые породы; 17 — туфиты; 18 — базальтовые туфы; 19 — туфы смешанного состава; 20 — эффузивные породы основного состава (базальты и др.); 21 — эффузивные породы среднего состава (андезиты, дациты и др.)

стым цементом, слоистыми и массивными. Слоистость тонкая горизонтальная и косая. В разрезах рогачевской свиты пос. Узды и г. Смоленска встречены песчаники с оползневыми текстурами. По гранулометрическому составу и отсортированности песчаники разнообразны — от крупно- и разномерных с гравием и галькой, до средне- и мелкозернистых. Обломочный материал, как правило, резко разномерный, неотсортированный, слабо окатанный. Наиболее полный разрез рогачевской свиты мощностью 185 м (глубина 1121—1306 м) вскрыт в районе г. Могилева (д. Вильчицы). По литологическим особенностям в нем выделено три пачки: нижняя, средняя и верхняя.

Нижняя пачка (глубина 1268—1306 м, мощность 38 м) сложена в основном граувакковыми и аркозовыми разномерными песчаниками с гравием и галькой, коричневого и розовато-серого цвета с косой и горизонтальной слоистостью. Обломочный материал сложен кварцем, полевыми шпатами и обломками пород (сланцев, гнейсов, эффузивов и др.). В верхней части пачки встречаются прослои алевролитов.

Средняя пачка (глубина 1268—1187 м, мощность 81 м) представлена олигомиктовыми и богатыми кварцем аркозовыми песчаниками разной крупности зерна (от крупно- до мелкозернистых), с редкими прослоями аркозовых алевролитов. Породы лилово-бурого, сиренево-бурого и светло-серого цвета с горизонтальной и беспорядочной текстурой. Обломочный материал представлен кварцем, полевыми шпатами и обломками пород. Среди последних часто встречаются кварциты. В породах пачки отмечен тонкий пепловый материал, а также обломки хлоритизированного вулканического стекла (размером до 0,05—0,08 мм).

Верхняя пачка (глубина 1121—1187 м, мощность 66 м) сложена средне- и мелкозернистыми песчаниками, с прослоями разномерных песчаников и алевролитов. Для песчаников характерна розовато-бурая, розовато-серая, оранжево-желтая окраска. Алевролиты кварцево-аркозовые темно-коричневого и кремво-розового цвета. Текстура пород беспорядочная и горизонтальная. В составе песчаников преобладает кварц (60—80%), много обломков пород (10—20%) и зерен полевого шпата (до 25%). Выделены песчаники олигомиктовые, полевошпатово-кварцевые и граувакко-кварцевые. В верхней части очень мало полевых шпатов, много гнезд каолинита, есть аутигенный апатит в цементе. Среди обломков пород преобладают кварциты. В рогачевской свите д. Блонь, городов Осиповичи, Минска, Рогачева, Клинцов выделено две пачки: нижняя и верхняя.

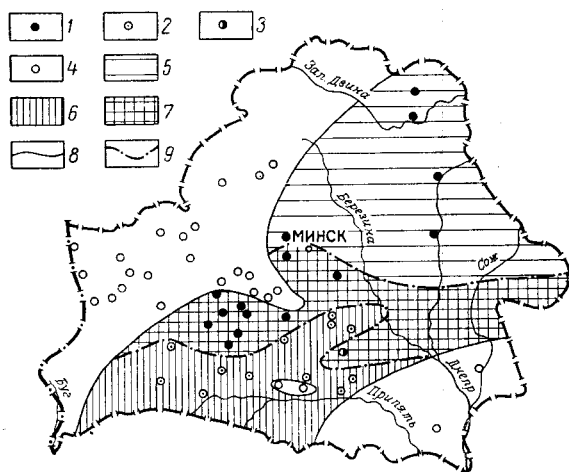


Рис. 5. Схема распространения отложений белорусской или полесской серии верхнего рифея. Составил А. С. Махнач

Скважины: 1 — вскрывшие отложения оршанской свиты, 2 — вскрывшие отложения пинской свиты, 3 — вскрывшие отложения оршанской и пинской свит, 4 — доведенные до кристаллического фундамента и не вскрывшие белорусской серии; 5 — области современного распространения; 6 — отложений оршанской свиты, 7 — отложений пинской свиты; 8 — область, где возможно в отдельных районах залегание отложений пинской свиты на породах оршанской свиты; 9 — граница современного распространения белорусской серии; 9 — граница между отдельными единицами разреза белорусской серии

Стратиграфическая схема верхнего докембрия Белоруссии

Подгруппа	Комплекс	Серия	Свита	Подсвита
Верхний протерозой	Вендский	Валдайская	Котлинская	
			Гдовская	
		Вольнская	Свислочская	
			Вильчанская	
	Верхнерифейский	Белорусская (полеская)	Пинская	Терригенная
			Оршанская	Терригенно-доломитовая
			Рогачевская	

В нижней пачке деревень Блонь, Чурилова, г. Клинцов преобладают кварцево-аркозовые разнородные песчаники с обломками пород (кварциты, эффузивы и др.). Породы нижней пачки, вскрытые в городах Рогачеве и Осиповичах, представлены в основном разно-, крупно- и мелкозернистыми аркозовыми песчаниками, полосчато-пятнистой окраски, неоднородно цементированными, с горизонтальной, косой и косо-волнистой слоистостью.

Верхняя пачка повсеместно сложена слабо цементированными, средне- и мелкозернистыми песчаниками и редко песками светло-розового, желтовато-серого цвета, полевошпато-кварцевого и кварцевого состава, обломочный материал которых по сравнению с песчаниками нижней пачки лучше отсортирован и окатан.

Рогачевская свита в скв. 2 г. Смоленска имеет мощность 77 м (глубина 1041—1118 м). Она представлена двумя песчаными пачками: нижней — граувакко-кварцевых и кварцевых песчаников (32 м) и верхней — кварцевых песчаников (45 м). В пос. Чашники Витебской области вскрытая часть рогачевской свиты мощностью 29 м (глубина 660—689 м) представлена зеленовато-серыми алевролитами, слюдистыми, глинистыми, с мелкой косой (10—20°) и линзовидно-волнистой слоистостью, с прослоями кварцево-аркозовых и полевошпато-кварцевых песчаников светло-серого цвета, мелко- и разнородных, с глинистым и доломито-сульфатным цементом. Отмечены прослой темно-серой и зеленовато-серой алевритовой глины.

Оршанская свита

Отложения оршанской свиты распространены в восточной и центральной частях Белоруссии и в смежных областях РСФСР. Она вскрыта, а нередко полностью пройдена многими буровыми скважинами. Ор-

шанская свита залегает на породах кристаллического фундамента или рогачевской свиты, перекрывается отложениями пинской свиты и более молодых горизонтов верхнего докембрия.

Наибольшей мощности (300—400 м) оршанская свита достигает в центральной части Оршанской впадины в районе Городка, Орши, Могилева. Значительные мощности (80—150 м) эти отложения имеют в районе г. Смоленска, деревень Дукоры, Смиловичей, Ситников, Блони, городов Осиповичей, Клинцов. К западу и югу от этих районов оршанская свита постепенно уменьшается в мощности (г. Минск 75—120 м, д. Чурилово 72 м, г. Рогачев 30 м) и полностью выклинивается. В скважинах поселков Заславля, Узды, д. Песочное и др., пробуренных в юго-восточной части Белорусского массива, кристаллическое основание перекрывается отложениями вильчанской свиты венда, а иногда и более молодыми отложениями. В скважине д. Добрянка, расположенной на территории УССР вблизи границы с БССР, непосредственно на кристаллический фундамент налегают породы карбона. Отсутствуют породы оршанской свиты и в южной части Белоруссии (западная и северная часть Припятской впадины—г. Житковичи, поселки Старобин, Глусск, деревни Озерница, Виша и др.; Полесская седловина—г. Пинск и др). Здесь (Брунс, 1957, 1958, 1963 гг.; Махнач, 1956) распространены породы пинской свиты. Оршанская и пинская свиты Е. П. Брунс (1957) рассматривались как синхронные образования. А. С. Махнач (1960) в разрезе д. Червоная Слобода под отложениями пинской свиты выделяет песчаную толщу мощностью 153 м (глубина 1953—2106 м), аналогичную породам оршанской свиты востока Белоруссии. Расчленение отложений верхнего рифея в разрезе Червоной Слободы на две литологически различные толщи явилось основанием для вывода о разновозрастности оршанской и пинской свит. Во многих разрезах г. Осиповичей, д. Блони и др. также установлено налегание пинской свиты на оршанскую.

Оршанская свита сложена в основном буровато-оранжевыми, кирпично-красными, буровато-розовыми, мономинерально-кварцевыми, средне-, мелко- и разнозернистыми песчаниками и кварцито-песчаниками с горизонтальной, косой, реже косоволнистой и волнистой слоистостью. Подчиненное положение занимают полевошпато-кварцевые песчаники, а также прослой алевритов и глин.

Для пород оршанской свиты характерны хорошая отсортированность и окатанность обломочного материала, преобладание среди акцессорных минералов циркона, турмалина, а в легкой фракции—кварца, присутствие каолинита и аутигенного кварца в цементе.

Наиболее типичные разрезы оршанской свиты пройдены на территории Оршанской впадины (города Могилев, Орша, Городок), Белорусского массива (г. Минск, пос. Смиловичи и др.), Жлобинской седловины (г. Рогачев), Припятской впадины (д. Червоная Слобода).

Один из важнейших и наиболее полных разрезов оршанской свиты вскрыт и полностью пройден в д. Вильчицы (южнее г. Могилева) на глубине 711—1121 м (мощность 410 м). Этот разрез описан А. С. Махначом (1963), а позже изучался В. Я. Бессоновой. Оршанская свита в д. Вильчицы залегает на породах рогачевской свиты и перекрывается породами вендского комплекса. В ее составе выделено две пачки: нижняя (глубина 830—1121 м, мощность 291 м) и верхняя (глубина 711—830 м, мощность 119 м) (рис. 6).

Нижняя пачка сложена песчаниками кирпично-красными, средне- и слабо сцементированными, часто рыхлыми, переходящими в пески, разнозернистыми (преимущественно мелко- и среднезернистыми, изредка крупнозернистыми), кварцевыми, часто плитчатыми, с тонкой гори-

горизонтальной слоистостью. В верхней части пачки встречаются прослои коричневого алевролита, в нижней — единичные прослои песчаников светло-серых, красно- и фиолетово-бурых, иногда с фосфоритом в цементе.

Верхняя пачка представлена крепкими кварцитовидными песчаниками кварцевого состава, кирпично-красной и реже — розовато-кирпичной окраски, преимущественно мелкозернистыми, с прослоями мелкопесчано-алевроитовых пород и алевролитов, сильно трещиноватыми, кремневыми, с гнездами халцедона, гнездами и прожилками гипса, с тонкой горизонтальной и косой слоистостью.

Оршанская свита в г. Орша залегает под отложениями терригенно-доломитовой подсвиты пинской свиты на глубине 836—1094 м (пройденная мощность 258 м). Бурение скважины остановлено в кварцитовидных песчаниках. Почти по всему разрезу (глубина 866—1094 м, пройденная мощность 228 м) свита сложена песчаниками розовыми, часто с кирпично-красным оттенком, в основном мелкозернистыми, крепкими, обычно трещиноватыми, кварцитовидными, кварцевыми, с тонкой горизонтальной и косой слоистостью, с кремнистым и железистым цементом, с прослоями менее крепких песчаников. Обломочный материал песчаников сравнительно хорошо окатан. Величина зерен равна 0,1—0,2 мм, иногда до 1 мм. Вокруг обломочных зерен часто встречаются каемки аутигенного кварца. Отмечены тонкие прослои алевритовой глины.

Верхняя часть свиты (глубина 836—866 м, мощность 30 м) представлена мелко- и разнозернистыми песчаниками, реже алевролитами красно-бурыми, часто с кирпично-красным оттенком, розовыми, изредка (гнездами и прослоями в 5—10 см) светло-серыми и серыми, кварцевыми и полевошпатово-кварцевыми, с глинистым и железистым цементом, иногда базального типа, слабо и среднесцементированными. На отдельных интервалах в песчаниках и алевролитах хорошо выражена тонкая горизонтальная (ленточного типа), реже косая слоистость, подчеркнутая обычно наличием слюдястых присыпок на плоскостях наслоения.

Оршанская свита в Городке Витебской области залегает на глубине 881—1212 м (мощность 331 м) на породах рогачевской свиты и перекрывается терригенно-доломитовой подсвитой пинской свиты. Нижняя часть оршанской свиты в Городке (глубина 921—1212 м, пройденная мощность 291 м) представлена слабо сцементированными песчаниками и песками красноцветными (розоватыми, красно-бурыми, кирпично-красными), мелко- и разнозернистыми, кварцевыми, с незна-

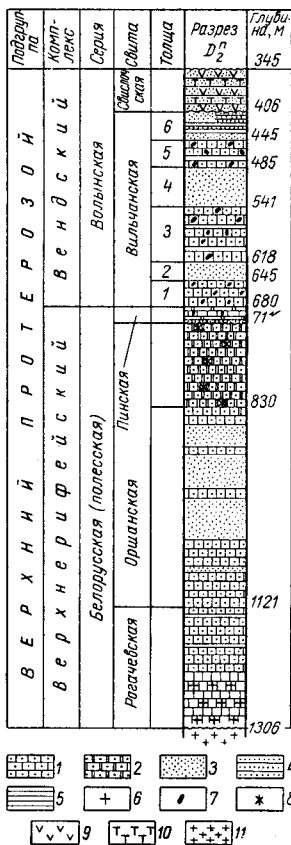


Рис. 6. Разрез оршанской свиты белорусской серии верхнего рифея и вольнской серии вендского комплекса района г. Могилева (д. Вильчицы). Составил А. С. Махнач

1 — песчаник; 2 — песчаник кварцитовидный; 3 — песок; 4 — алевролит; 5 — глина; 6 — обломки гранитов; 7 — обломки магматических, метаморфических и осадочных пород; 8 — окремнение; 9 — вулканические туфы; 10 — туффиты; 11 — породы кристаллического фундамента

чительным содержанием полевых шпатов, на отдельных интервалах полевошпато-кварцевыми, с прослоями алевролитов, а в нижней части и глин.

Верхняя часть оршанской свиты в Городке (глубина 881—921 м, мощность 40 м) сложена песчаниками розовыми и кирпично-красными, разномзернистыми (мелко- и среднезернистыми), кварцевыми, крепкими, кварцитовидными. Обломочный материал песчаников хорошо окатан, цемент кремнистый и железистый. Есть прослои некрепких песчано-алевролитовых пород.

Вскрытая часть оршанской свиты в д. Летцы (глубина 744—804 м) почти по всему разрезу сложена песчаниками кирпично-красными и желтовато-коричневыми, мелко-, средне- и крупнозернистыми, кварцевыми, слабо сцементированными, с глинистым и глинисто-железистым цементом, тонкоплитчатыми, с тонкой горизонтальной слоистостью. Отмечены прослои мелкозернистых кварцито-песчаников розовато-оранжевого цвета.

В пос. Чашники оршанская свита имеет мощность 37 м (глубина 623—660 м). Залегает на слюдистых и полимиктовых алевролитах рогачевской свиты, представлена песчаниками темно-бурыми и розовато-бурыми, кварцевыми, мелко- и среднезернистыми, средне- и крепко сцементированными, с железистым и каолинит-железистым цементом.

Оршанская свита в скважине района г. Рогачева залегает на породах рогачевской свиты, перекрывается терригенно-доломитовой подсвитой пинской свиты, имеет мощность 31 м (глубина 656—687 м) и сложена неслоистыми мелко- и среднезернистыми кварцевыми песчаниками с каолинит-гидросланцеватым и железистым цементом и разномзернистыми полевошпато-кварцевыми песками буровато-оранжевого и желто-серого цвета с подчиненными прослоями аркозовых алевролитов с пологоволнистой и перекрестной слоистостью.

Оршанская свита в г. Минске (скв. 4) залегает на кристаллическом фундаменте, перекрывается породами вендского комплекса, имеет мощность 122 м (глубина 433—555 м) и сложена кирпично-красными кварцевыми песчаниками, в основном мелкозернистыми, слабо сцементированными, часто переходящими в пески, с тонкой горизонтальной и косою слоистостью. В нижней части свиты отмечены прослои разномзернистых кварцевых песчаников с редкими зернами полевых шпатов. В ее основании встречены прослои плотных крепких пестроцветных глин.

В пос. Смиловичи оршанская свита имеет значительно большую мощность (320 м), чем в г. Минске. Здесь непосредственно над фундаментом выделяется пачка мощностью 11 м, сложенная пестроцветными мелко- и среднезернистыми кварцевыми песчаниками с прослоями алевролитов и глин. Остальная часть разреза представлена, как и в г. Минске, слабо сцементированными песчаниками и песками кирпично-красными, преимущественно кварцевыми, реже полевошпато-кварцевыми, мелко- и среднезернистыми, тонкослоистыми, с гнездами каолинита. Для песчаников оршанской свиты пос. Смиловичей по сравнению с г. Минском характерна большая разномзернистость, более высокое содержание полевых шпатов, кремнистых агрегатов.

Оршанская свита на прилегающей к Минску площади вскрыта многими скважинами и залегает в одних разрезах на породах кристаллического фундамента, в других — на отложениях рогачевской свиты, перекрывается вендскими, а в ряде разрезов и пинскими породами. Мощность ее равна 40—110 м. Она имеет в основном такие же литологические особенности, как и в районе Минска.

Оршанская свита в районе г. Осиповичей, деревень Блони и Ситников залегает на породах рогачевской свиты, перекрывается терригенно-доломитовой подсвитой пинской свиты. Мощность ее равна в районе г. Осиповичей 102—154 м, д. Блони 45—126 м, д. Ситники до 250 м. Оршанская свита Осиповичей, Блони, Ситников, Дукоры в основном такая, как в Минске и Смиловичах.

В д. Червоная Слобода, расположенной на территории Припятской впадины, оршанская свита залегает на глубине 1953—2106 м (мощность 153 м) на кристаллическом фундаменте и перекрывается пинской свитой. В ее составе выделены три пачки: нижняя, средняя и верхняя (Махнач, 1960). Нижняя пачка (мощность 47 м, глубина 2059—2106 м) сложена песчаниками кирпично-красными и розовато-серыми, разнозернистыми, слабо сцементированными, переходящими в пески, кварцевыми и полевошпато-кварцевыми, с тонкой горизонтальной и косой слоистостью, с глинистым и глинисто-железистым цементом. Средняя пачка, мощностью 53 м (глубина 2006—2059 м), сложена розовато-серыми и красно-бурыми крупнозернистыми гравийными песчаниками и гравелитами, резко разнозернистыми, с обломками величиной до 1—2 см гранитоидных, глинисто-кремнистых, роговиковых и эффузивных пород, кварцево-полевошпатовыми, с примерно одинаковым содержанием кварца и полевых шпатов, слабо сцементированными. Цемент песчаников и гравелитов преимущественно глинистый, с гидроокислами железа, с незначительным содержанием карбонатов и ангидрита. Средняя толща оршанской свиты д. Червоная Слобода отличается от нижней значительным увеличением в ней содержания полевых шпатов, усилением разнозернистости и крупнозернистости обломочного материала, наличием большого количества прослоев гравелита, большим содержанием обломков гранитоидных, кварцитовидных, кремнистых и эффузивных пород, присутствием роговой обманки и др. Верхняя пачка (мощность 54 м, глубина 1553—2007 м), близка по литологическим особенностям к нижней пачке. Она сложена кирпично-красными и розовато-серыми, разнозернистыми (с преобладанием мелкой фракции) кварцевыми песчаниками, с глинистым цементом, в различной степени ожелезненным.

Отложения оршанской свиты распространены и в смежных с Белоруссией районах РСФСР (города Смоленск, Рудня, Клины и др.). По направлению на запад, к границе современного их распространения, они претерпевают некоторые фациальные изменения, выражающиеся в увеличении размера и разнозернистости обломочного материала. Так, в оршанской свите пос. Смиловичи обломочный материал, по сравнению с материалом этой же свиты более восточных районов, становится более крупнозернистым, плохо отсортированным и слабее окатанным. В песчаниках оршанской свиты этого района полевые шпаты присутствуют в большем количестве, чем в других районах. Уменьшение мощностей и некоторые фациальные изменения с приближением к западной, а, возможно, и к юго-восточной границам современного распространения отложений оршанской свиты свидетельствует о том, что хотя эти отложения и были распространены значительно шире, чем в настоящее время, все же суша, ограничивающая водный бассейн времени накопления оршанской свиты, располагалась где-то в западной части Белорусского массива и на территории единого в то время Украинско-Воронежского массива. Отложения оршанской свиты были распространены значительно шире, чем в настоящее время, и на территории Припятской впадины.

Пинская свита

Отложения пинской свиты распространены в южной части Белоруссии и в смежных районах Украины, где известны ее наиболее полные разрезы. В центральной части республики мощность пинской свиты значительно меньшая, чем в южных районах. Отложения свиты повсеместно распространены на Полесской седловине (г. Пинск и др.), в восточной части Брестской впадины (д. Гирск), в северо-западной части Припятской впадины (поселки Старобин, Копаткевичи, г. Петриков, деревни Виша, Червоная Слобода и др.), в южной части Белорусского массива (деревни Солон, Лучки и др.), на Жлобинской седловине (д. Блонь и др.), частично в Оршанской впадине. Максимальная мощность этих отложений доходит до 411 м.

Отложения пинской свиты залегают, как правило, на породах кристаллического фундамента и только в некоторых пунктах (деревни Червоная Слобода, Блонь и др.) на отложениях оршанской свиты.

Пинская, как и оршанская, свита в связи с длительным перерывом на границе между белорусским и вендским комплексами имеет неполный разрез. Она размыта до различного стратиграфического уровня.

Отложения пинской свиты на всей площади их распространения имеют много общих черт. Среди них преобладают мелкозернистые песчаники и крупнозернистые алевролиты с частыми прослоями глин и глинистых алевролитов. Песчаники и алевролиты полевошпато-кварцевые, слабо сцементированные, с глинистым, изредка карбонатным цементом. Окраска пород красноцветная, реже зеленовато-серая. В отдельных районах д. Блонь, городов Осиповичи, Житковичи и др. в нижней части пинской свиты встречаются доломиты. Нами выделено четыре важнейших типа разрезов пинской свиты: пинский, глусский, блонский, житковичский. Несколько особняком стоит группа разрезов пинской свиты, расположенных на территории Припятской впадины в зоне, примыкающей к границе современного распространения (пос. Копаткевичи, г. Петриков, поселки Домановичи, Глусск, д. Виша).

В районе д. Блонь и в других пунктах пинская свита отчетливо подразделяется на две части: нижнюю (терригенно-доломитовую) и верхнюю (терригенную). В г. Осиповичи сохранилась от размыва только терригенно-доломитовая часть свиты. Доломиты встречаются во многих разрезах пинской свиты. Однако четкая их приуроченность к определенному стратиграфическому уровню установлена только в разрезах д. Блони, г. Осиповичей и в смежных районах.

Пинский тип разреза пинской свиты распространен на территории Полесской седловины (г. Пинск, деревни Богдановка, Достоево, Мотоль, Лунин, пос. Столин и др.), в западной части Припятской впадины (пос. Старобин и др.), в восточной части Брестской впадины (д. Гирск и др.), в южной части Белорусского массива (район г. Слонима).

Пинская свита в г. Пинске залегают непосредственно на кристаллическом фундаменте, перекрывается отложениями верхнего мела, имеет мощность 376 м (глубина 81—457 м) и представлена слабо сцементированными полевошпато-кварцевыми, мелкозернистыми песчаниками и крупнозернистыми алевролитами, с прослоями глинистых алевролитов и глин, а на отдельных интервалах с прослоями разно- и крупнозернистых песчаников. В верхней части свиты (глубина 81—110 м) породы имеют светло-серую окраску, ниже — в основном красноцветную (розовую, красно-бурую, коричневую, розовато-фиолетовую, кирпично-красную), участками серую, светло-серую, зеленовато-серую и зеленую. На многих интервалах окраска пород типично красноцветная. Цемент песчаников глинистый и железистый и лишь изредка карбонатный. Важ-

нейшими прозрачными обломочными минералами тяжелой фракции являются циркон и турмалин, при отсутствии или незначительном содержании граната. В породах много сульфидов, а также глинистой гальки и катунов, характерна тонкая косая и горизонтальная (нередко типа ленточной) слоистость.

Пинская свита в районе пос. Старобина (скв. Р-1, пробуренная в д. Тычины) залегает на глубине 1326—1659 м (мощность 333 м) на кристаллическом фундаменте, перекрывается вулканогенно-осадочными породами вендского комплекса и сложена в основном такими же породами, как и в г. Пинске. Это слабо сцементированные песчаники и крупнозернистые алевролиты, переходящие часто в пески и алевролиты розовые, красно-бурые и кирпично-красные, мелкими пятнами и прослоями серые и светло-серые, полевошпато-кварцевые, с чешуйками слюды, с прослоями красно-бурой глины. Цемент в песчаниках и алевролитах глинистый, изредка глинисто-железистый и карбонатный. Для многих разновидностей пород характерна тонкая горизонтальная, реже косая слоистость.

Аналогичные отложения вскрыты в д. Иваново (глубина 101—200 м, пройденная мощность 99 м), д. Озерница (соответственно 325—399 и 74 м), д. Козики (124—206 и 82 м), д. Мотоль (глубина 116—151 и 35 м), д. Достоево (глубина 114—216 и 102 м), а также в деревнях Парахонск, Дубновичи, Богдановка, Малая Плотница, южнее г. Слонима и др.

Многочисленными скважинами в районе г. Столина вскрыта, а во многих пунктах и пройдена на полную мощность пинская свита. Залегает она здесь на кристаллическом фундаменте и перекрывается отложениями венда. Мощность свиты доходит до 300—400 м. По строению, текстурным особенностям и вещественному составу она весьма близка к пинской свите района Пинска. Восточнее г. Столина, по направлению к д. Глушковичи, мощность свиты заметно сокращается, а затем она полностью выклинивается. Южнее г. Столина, на территории Украины, свита достигает значительной мощности (до 600 м).

От г. Пинска на запад мощность пинской свиты сокращается. В районе д. Гирск (восточнее Кобрин) мощность ее составляет 202 м (глубина 640—842 м). Залегает она здесь на кристаллическом фундаменте и перекрывается волинской серией. Восточнее д. Гирск пинская свита выклинивается. На территории большей части Брестской впадины и в смежных районах Польши она отсутствует. Здесь вендские отложения ложатся непосредственно на кристаллический фундамент.

Приведенные данные показывают, что характерными особенностями пинского типа разреза пинской свиты являются: преобладание в разрезе мелкозернистых песчаников и крупнозернистых алевролитов при незначительном количестве прослоев средне- и крупнозернистых песчаников, глинистых алевролитов и глин; пестроцветная окраска пород (розовая, красно-бурая, зеленовато-серая и др.), реже (прослоями и мелкими пятнами) серая; олигомиктовый состав песчаников и алевролитов; преобладание в тяжелой фракции циркона и турмалина при незначительном содержании граната; значительное содержание сульфидов железа, особенно в сероцветных разновидностях пород (в виде мелких кристаллов и тонкой порошокватой массы); глинистый и железистый, изредка карбонатный цемент песчаников и алевролитов; частое чередование горизонтально- и косослоистых серий; наличие в значительном количестве глинистой гальки и катунов.

Глусский тип разреза пинской свиты распространен на территории Жлобинской седловины и северной части Припятской впадины и вскрыт рядом буровых скважин (д. Лучки, пос. Глусск, деревни Солон, Горки,

Поблин, пос. Старые Дороги, д. Червоня Слобода и др.). Его характерной особенностью является значительное содержание доломита в цементе песчаников и алевролитов. Доломит образует иногда и тонкие прослои в нижней части свиты.

Глусский тип разреза пинской свиты наиболее полно и типично представлен в скв. 42, пробуренной в д. Лучки (3 км южнее пос. Глуска). Пинская свита в этом разрезе залегает на кристаллическом фундаменте, представленном кварцевыми порфирами, перекрывается отложениями наровского горизонта среднего девона, выделена в интервале глубин 127,65—539,15 м (мощность 411,5 м). По литологическим особенностям в составе пинской свиты д. Лучки выделено четыре пачки пород: первая (нижняя), вторая, третья и четвертая. Первая (нижняя) пачка, мощностью 25 м, сложена в основном пестроцветными слабо сцементированными песчаниками мелко- и среднезернистыми и алевролитами полевошпато-кварцевыми, с глинистым, глинисто-железистым, а иногда и с доломитовым цементом, с прослоями глин, с большим содержанием остроугольных обломков величиной от 1—2 мм до 10 см кварцевых порфиров. Вторая пачка, мощностью 143 м, имеет серую окраску и сложена в основном песчаниками полевошпато-кварцевыми, мелкозернистыми, алевроитовыми, изредка средне- и крупнозернистыми и алевролитами, от слабо сцементированных, переходящих в пески, до очень крепких (разности с доломитовым цементом). Цемент песчаников и алевролитов глинистый, изредка доломитовый. Среди песчаников и алевролитов встречаются прослои глин, песчано-алевроитовых доломитов. Для пород пачки характерна тонкая горизонтальная и косая слоистость, наличие глинистых катунов. Третья пачка, мощностью 187 м, сложена красноцветными мелкозернистыми песчаниками и крупнозернистыми алевролитами, полевошпато-кварцевыми, горизонтально- и косослоистыми, слабо сцементированными, иногда переходящими в алевроиты и пески, с глинистым цементом, с частыми прослоями крепких песчаников и алевролитов с доломитовым цементом.

Четвертая пачка, мощностью 56 м, имеет светло-серую окраску и сложена мелкозернистыми песчаниками и крупнозернистыми алевролитами, полевошпато-кварцевыми, от крепких до слабо сцементированных, переходящих в пески и алевролиты, с глинистым, а на отдельных участках и с доломитовым цементом, с прослоями глин и глинистых алевролитов.

Таким образом, разрез пинской свиты, вскрытый в районе д. Лучки, очень близок к разрезу этой свиты района г. Пинска. Основными типами пород в ней также являются мелкозернистые песчаники и крупнозернистые алевролиты с прослоями глин и глинистых алевролитов. В легкой фракции преобладает кварц, в тяжелой — циркон и турмалин при незначительном содержании граната. Главным отличием глусского типа разреза пинской свиты от пинского является широкое развитие в цементе песчаников и алевролитов доломита и наличие прослоев этого минерала.

Отложения пинской свиты, близкие к отложениям д. Лучки, вскрыты в деревнях Солон, Поблин и др., а также в скважине Глусская Р-1. В д. Солон пинская свита залегает на кристаллическом фундаменте, перекрывается отложениями верхнего мела, имеет мощность 314,9 м (глубина 78,0—392,9 м) и сложена в основном светло-серыми, преимущественно мелкозернистыми песчаниками полевошпато-кварцевого состава. Только в нижней части, непосредственно над кристаллическим фундаментом, выделяется пачка красно-бурых глин (6 м) и красноцветных разнозернистых песчаников (30 м). В верхней части встречена пачка кирпично-красных глин мощностью 17 м.

Примерно такую же мощность (378 м, глубина 2258—2636 м) и такие же литологические особенности имеет пинская свита в Глусской скважине Р-1, пробуренной на территории Припятской впадины. Отличие заключается лишь в том, что кровля свиты опущена здесь на большую глубину, а перекрывается она маломощной пачкой разнородных песчаников вендского комплекса.

Отложения пинской свиты в д. Червоная Слобода имеют мощность 225 м (глубина 1728—1953 м), т. е. меньше, чем в пунктах, расположенных севернее и западнее Червоной Слободы (пос. Старобин — 332 м, г. Пинск — 376 м, д. Лучки — 411 м) и значительно больше, чем в пос. Копаткевичи, г. Петрикове и пос. Домановичи (в этих пунктах пинская свита имеет мощность менее 100 м), расположенных южнее и восточнее д. Червоная Слобода. Восточнее пос. Копаткевичей, г. Петрикова и пос. Домановичей отложения пинской свиты не установлены.

Пинская свита в д. Червоная Слобода залегает на породах оршанской свиты, перекрывается пярнуско-наровской серией среднего девона и сложена розовыми и красно-бурыми, пятнами светло-серыми, разнородными и мелкозернистыми песчаниками и крупнозернистыми алевролитами, с прослоями красно-бурых глинистых алевролитов, алевритовых глин, а также среднезернистых песчаников. Слоистость пород горизонтальная и косая, в алевролитах и глинах часто очень тонкая (ленточного типа). Обломочная часть песчаников и алевролитов состоит из кварца (65—70%) и полевых шпатов (30—35%). Цемент песчаников и алевролитов глинистый и глинисто-железистый, реже доломитовый, изредка ангидритовый. Песчаники и алевролиты с доломитовым цементом образуют прослой различной мощности по всему разрезу.

Блонский тип разреза пинской свиты распространен на Жлобинской седловине и в смежных районах Оршанской впадины. Пинская свита в этих районах состоит из двух подсвит: нижней (терригенно-доломитовой) и верхней (терригенной)¹. Наиболее четко такое строение пинской свиты выдержано в районе д. Блонь. Западнее содержание доломитов в разрезе существенно уменьшается, в более восточных районах (г. Осиповича и др.) верхняя подсвита или сокращается в мощности, или выклинивается.

Терригенно-доломитовая подсвита. Специфические по своим литологическим особенностям доломито-терригенные отложения верхнего докембрия Оршанской впадины впервые были выделены в качестве верхней глинисто-доломитовой пачки оршанской свиты Е. П. Брунс (1958). Такой же точки зрения придерживался и А. С. Махнач (1958), который позже (Махнач и др., 1966) высказал мнение, что эту часть разреза следует исключить из оршанской свиты и назвать лапичской свитой. В. Я. Бессонова (1965) на основании изучения рогачевского разреза назвала эту часть доломито-терригенной толщей, а позже — осиповичской свитой. Прослой доломитов были отмечены во многих скважинах южной части Белоруссии — в пос. Глуске, городах Житковичах, Пинске и др. (Махнач, 1958, 1966; Брунс, 1958).

Терригенно-доломитовая подсвита наиболее отчетливо выражена в скважинах района Осиповичей. Залегает она здесь на породах оршанской свиты и перекрывается отложениями венда. Примерно такую же мощность имеет подсвита в д. Блонь (26—58 м), значительно меньшую (8—21 м) в Ситниках. Западнее (д. Дукора, пос. Смиловичи, г. Минск и др.) прослой доломитов отсутствуют. Возможно, что доло-

¹ Для терригенно-доломитовой подсвиты предложено наименование «лапичская свита» (А. С. Махнач), а для терригенной — «блонская» (В. Я. Бессонова).

миты здесь замещаются терригенными породами. В городах Рогачеве, Могилеве, Орше и других пунктах Оршанской впадины мощность доломито-терригенной толщи равна 15—30 м, залегает на породах Оршанской свиты и перекрывается вильчанской свитой. Терригенно-доломитовая подсвита в районе г. Осиповичи, деревнях Блонь, Ситники занимает определенное стратиграфическое положение между оршанской и заводомой частью пинской свиты. Она является, по-видимому, нижней частью последней. Установить, какая часть пинской свиты в районах г. Пинска, пос. Глусска, д. Тычин и других пунктах соответствует терригенно-доломитовой подсвите, в настоящее время не представляется возможным.

Терригенно-доломитовая подсвита во многих разрезах сложена в нижней части преимущественно песчаниками и алевролитами, в верхней — доломитами (часто водорослевыми) с прослоями песчаников и алевролитов.

В доломитах терригенно-доломитовой подсвиты пинской свиты содержатся многочисленные катаграфии и онколиты. З. А. Журавлевой (Журавлева, Чумаков, 1968 г.) из образцов скважин г. Рогачева и д. Вильчицы определены катаграфии *Vesicularis concretus* L. Lhu g., онколиты *Volvatella zonalis* Na g. и *Ambigolamellatus horridus* L. Lhu g. В образцах из скважин Р-3 и Р-5 района г. Осиповичей, кроме двух указанных форм онколитов, обнаружены также *Vesicularites reticulatus* Na g., *N. lobatus* Re it l. и *Nubecularites abustus* L. Lhu g. В доломитах скв. Р-3 Осиповичей обнаружены также фрагменты строматолитов, идентичных, по мнению Вл. А. Комара и М. А. Семихатова (Журавлева, Чумаков, 1968 г.), строматолитам *Voxonia grumulosa* Kom.

На основании этих данных З. А. Журавлева и Н. М. Чумаков считают, что верхняя часть полесской серии, содержащая указанные выше катаграфии и онколиты, может быть параллелизована с нижней частью юдомского комплекса и эту часть разреза нужно включить в вендский комплекс. Нам представляется, что такие выводы преждевременны.

Терригенная подсвита пинской свиты на территории Жлобинской седловины, Оршанской впадины и юго-восточного склона Белорусского массива залегает на породах терригенно-доломитовой подсвиты пинской свиты и перекрывается отложениями вендского комплекса. Отложения терригенной подсвиты пройдены на полную мощность в скважинах деревень Дукора, Блонь, Ситники и др., где их мощность достигает до 236 м. На большей части Оршанской впадины и в смежных районах подсвита выпадает из разреза верхнего докембрия. Здесь на доломито-терригенную подсвиту пинской свиты или оршанскую свиту с размывом ложатся породы вильчанской свиты. Наиболее полно представлены отложения терригенной подсвиты пинской свиты в районе д. Блонь (мощность 143—236 м) и д. Ситники (142—155 м). Здесь отложения подсвиты представлены пестроцветными песчаниками и алевролитами олигомиктового состава с прослоями глин. Эта часть разреза близка к разрезам пинской свиты г. Пинска, пос. Глусска и др.

Житковичский тип разреза пинской свиты (рис. 7) вскрыт многими буровыми скважинами на северном склоне Житковичского выступа. Отложения пинской свиты залегают здесь на породах кристаллического фундамента, перекрываются породами палеогена и только в отдельных разрезах вендского комплекса. Они имеют мощность от 30—50 до 200—300 м и представлены в основном песчаниками мелкозернистыми, реже средне- и крупнозернистыми и алевролитами полевошпатовкварцевыми, часто с горизонтальной и косой слоистостью, с прослоями глин, повышенным содержанием непрозрачных рудных минералов, ча-

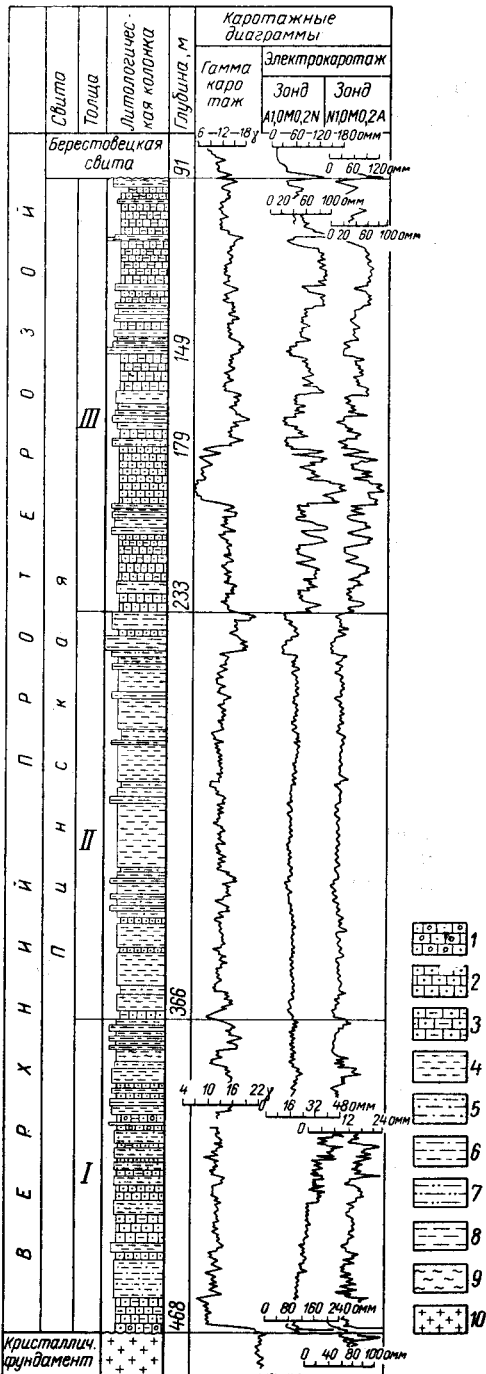


Рис. 7. Разрез пинской свиты белорусской серии г. Житковичи (скв. 080). Составили Н. В. Веретенников и А. С. Махнач
1 — песчаники разномзернистые; 2 — песчаники мелкозернистые; 3 — песчаники мелкозернистые, алевролитовые; 4 — алевролиты; 5 — алевролиты песчаные и песчанистые; 6 — алевролиты глинистые и глины алевролитовые; 7 — глины песчаные и песчанистые; 8 — глины; 9 — выветрелость пород; 10 — кристаллический фундамент

сто с тонкой горизонтальной слоистостью. По окраске пород свита отчетливо подразделяется на три части: верхнюю — преимущественно серую и светло-серую, среднюю — красно-бурую и кирпично-красную и верхнюю — преимущественно серую и светло-серую. Фрагменты отложений пинской свиты сохранились также в отдельных точках на территории Микашевичского и Житковичского выступов.

Отложения пинской свиты на территории Припятской впадины приурочены к ее северо-западной части, где они были установлены и детально описаны в пос. Старобине и д. Озернице (Стефаненко, Махнач, 1953 и др.). В последние годы они вскрыты значительно восточнее указанных пунктов — в д. Червоная Слобода, г. Петрикове и пос. Домановичи. Выше было отмечено, что пинская свита пос. Старобин и д. Озерница отнесена к пинскому типу разреза, д. Червоная Слобода — к глусскому, а в других из указанных пунктов эти отложения имеют резко сокращенную мощность и некоторые отличительные особенности, так как они примыкают к границе их современного распространения.

Отложения пинской свиты в районе г. Петриков залегают на породах кристаллического фундамента, перекрываются отложениями пярнуско-наровской серии, имеют мощность 97 м (глубина залегания 2130—2227 м) и представлены в основном песчаниками, с прослоями алевролитов и глин. Максимальная мощность песчаных прослоев в ней равна 5—7 м, глинистых 4—5 м. Окраска всех типов пород серая, светло-серая, красно-бурая и типично пестроцветная. Песчаники разномзернистые — преимущественно мелко- и среднезернистые и только в отдельных прослоях крупнозернистые. Многие разности песчаников в различной степени алевроитовые. Обломочная часть пес-

чаников сложена преимущественно кварцем (до 80—85%), реже полевыми шпатами (10—20%), представленными микроклином и частично ортоклазом, а также слюдами (до 5%) — биотитом, мусковитом. Цемент в песчаниках глинистый, глинисто-железистый и доломитовый, участками ангидритовый. Алевролиты красно-бурые, реже серые и пестроцветные, полевошпато-кварцевые, глинистые, слоистые, часто слюdistые, особенно на плоскостях наслоения. Глины, как и алевролиты, красно-бурые, реже серые и пятнистые, часто алевритовые и песчано-алеvритовые. В породах много пирита, частично окисленного, а также глинистой гальки и обломков магматических пород. Литолого-минералогические особенности рассматриваемых отложений района г. Петрикова, их стратиграфическое положение и характер распространения показывают, что они являются аналогом пинской свиты района г. Пинска и пос. Старобина, от которых отличаются несколько более крупнозернистым составом и меньшей отсортированностью и окатанностью обломочного материала. Отложения пинской свиты пос. Копаткевичи и Домановичи характеризуются в основном такими же литологическими особенностями, как в г. Петрикове.

По направлению на запад и восток от осевой линии распространения отложений пинской свиты их мощность уменьшается. В этом же направлении наблюдаются и некоторые, хотя и незначительные, фациальные изменения (Голубцов, Махнач, 1961). Так, в осевой зоне площади распространения пинской свиты выделяется узкая полоса со значительным содержанием в разрезе глин. Восточнее и западнее этой зоны следует полоса, сложенная мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. Еще дальше на запад наблюдается увеличение в разрезе содержания крупнозернистых песчаников и песков.

Уменьшение мощностей и некоторые фациальные изменения с приближением к границам современного распространения отложений пинской свиты свидетельствует о том, что береговая линия водного бассейна, в котором формировалась пинская свита, была расположена в юго-западной части Белоруссии и в смежных районах Украины и Польши. С другой стороны, следует подчеркнуть, что характер фациальных изменений отложений пинской свиты по мере перехода в осевой части к границе их современного распространения незначительный. Эту же особенность подчеркивает и О. В. Крашенинникова (1956 г.) для западного склона Украинского щита. Эти данные свидетельствуют о том, что отложения пинской свиты в западной части Русской платформы были распространены значительно шире, чем в настоящее время, но в последующем размывы.

Большое значение приобретает вопрос о соотношении оршанской и пинской свит белорусской серии. Отложения оршанской и пинской свит различаются по литологическим особенностям. В ряде разрезов (д. Червоня Слобода, г. Осиповичи, деревни Блонь, Ситники) установлено налегание пинской свиты на оршанскую. Это указывает, что оршанская свита более древняя.

Аналоги отложений белорусской серии Белоруссии по стратиграфическому положению и литологическим особенностям можно найти в составе сердобской серии Пачелмского прогиба, нижнебавлинской свиты Приуралья, каратауской серии Урала, серого спарагмита Норвегии. Ташковская свита, широко распространенная на территории Западной Украины, сопоставляется с пинской. Овручская свита Украины является, по-видимому, более древней, чем оршанская. Отложения оршанской свиты Белоруссии по литолого-петрографическим особенностям существенно отличаются от комплекса кварцитов и пиропиллитовых сланцев овручской серии Украинского щита.

В отложениях белорусской серии Белоруссии выявлены и хорошо изучены богатейшие ресурсы сильно минерализованных вод, которые известны в Городке, Орше, Минске, пос. Старобине и в других пунктах. Они используются в бальнеологических целях. Других полезных ископаемых, имеющих практическое значение, в отложениях этой серии пока неизвестно. В некоторых районах в отложениях серии установлена значительная вторичная сульфидная минерализация пород (пос. Смиловичи), повышенное содержание некоторых терригенных минералов тяжелой фракции — циркон и др. (Полесская седловина), значительное содержание в корках выветривания (пос. Смиловичи) гидроокислов железа, небольшое скопление сидерита (Житковичский и Микашевичский выступы и их склоны). Все эти проявления полезных ископаемых пока единичны и еще недостаточно изучены. Дальнейшим исследованиям в этой области необходимо уделять большое внимание.

Вендский комплекс

Отложения вендского комплекса распространены на территории Белоруссии почти повсеместно. В его составе выделены две серии — волинская и валдайская. Наиболее полные разрезы волинской серии приурочены к юго-западным районам республики, валдайской — к северным.

Волинская серия

Волинская серия широко распространена на территории Белоруссии (рис. 8, 9, 10, 11). Не обнаружена она лишь на северо-западе и на юго-востоке. Представлена она сравнительно мощной толщей осадочных и вулканогенных образований, которые залегают либо непосредственно на породах кристаллического фундамента, либо на песчаниках белорусской серии и перекрываются в большинстве случаев валдайской серией, реже девонскими или мезо-кайнозойскими отложениями.

В основании разреза волинской серии Белоруссии залегает пачка разномерных песчаников (вильчанская свита). Ее мощность на юго-западе республики обычно не превышает 20 м, в центральной и северо-восточной частях она возрастает до 300 м и более. Сложена пачка грубо- и разномерными песчаниками и глинистыми породами, содержащими большое количество обломков и галек изверженных, метаморфических и осадочных пород. Некоторые исследователи считают, что эти образования являются типичными тиллитами (Брунс, 1955 г.; Веретенников, 1968 и др.).

Выше по разрезу залегают эффузивная и туфогенно-осадочная толщи (свислочская свита), сопоставляемые с берестовецким горизонтом. Эффузивные породы имеют широкое, хотя, видимо, и неповсеместное распространение, в основном на юго-западе Белоруссии. Они приурочены к линиям разломов в фундаменте (Бондаренко, Хотько, 1961), образуя пластообразные тела, сложенные лавовыми породами типа базальтов (у некоторых авторов диабазов), долеритов, базальтовых порфиритов, спилитов. Их общая мощность достигает 200—300 м. Туфогенные и туфогенно-осадочные образования имеют более широкое распространение. Они встречены не только на юго-западе Белоруссии, но в центральной и северо-восточной ее частях. Представлены они в основном туффитами и туфогенными песчаниками, алевролитами и глинами, с прослоями вулканических туфов и нормальноосадочных пород. Их мощность составляет от 1—2 до 30—40 м в прослоях среди эффузивов на юго-западе, 150—200 м в районе г. Столина,

50—100 м в центральных районах республики, 30—65 м на востоке и северо-востоке.

В Брестской впадине, на Полесской седловине и южном склоне Белорусского массива волынская серия вскрыта многочисленными скважинами либо непосредственно под мезо-кайнозойскими образованиями

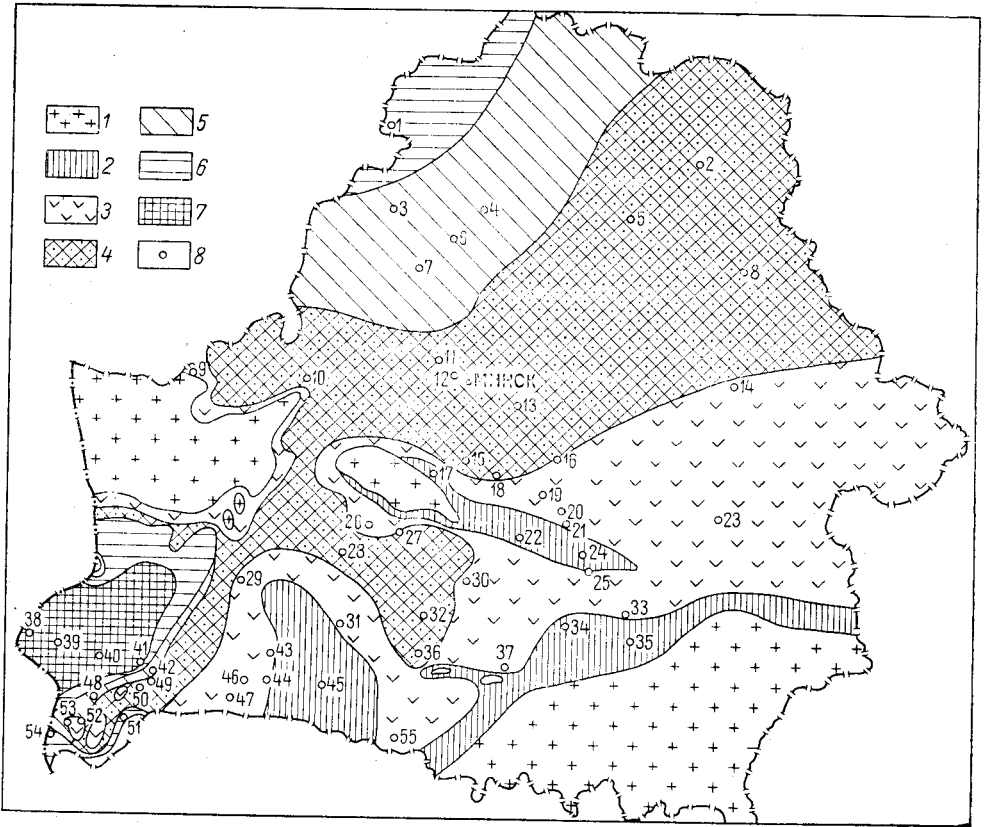


Рис. 8. Геологическая схема по додевонской поверхности. Составила М. С. Кичкина

1 — породы кристаллического фундамента; 2 — белорусская (полесская) серия (пески, песчаники, алевролиты); 3 — волынская серия (пески, песчаники, туфы, базальты); 4 — валдайская серия (песчаники, пески, алевролиты, глины); 5 — балтийская серия (пески, песчаники, глины, алевролиты); 6 — тискрская свита среднего(?) кембрия; 7 — верхнекембрийские отложения; 8 — важнейшие скважины, вскрывшие доордовикские отложения (цифры на схеме): 1 — Видзы, 2 — Летцы, 3 — Купа, 4 — Подомхи, 5 — Чашники, 6 — Кривичи, 7 — Куренец, 8 — Орша, 9 — Рыдзы, 10 — Зубковичи, 11 — Заславль, 12 — Ждановичи, 13 — Смиловичи, 14 — Вильчицы, 15 — Хотляны, 16 — Лапичи, 17 — Войково, 18 — Ветеревичи, 19 — Дороганово, 20 — Симановичи, 21 — Городок, 22 — Солон, 23 — Рогачев, 24 — Лучки, 25 — Глуцк Р-1, 26 — Клещк, 27 — Пузово, 28 — Смоляники, 29 — Ивацевичи, 30 — Тычины, 31 — Малая Плотница, 32 — Гаврильчицы, 33 — Виша Р-1, 34 — Червоная Слобода Р-1, 35 — Северо-Домановичи Р-1, 36 — Озерница, 37 — Житковичи, 38 — Высокое, 39 — Ратайчицы, 40 — Степанки, 41 — Гирск, 42 — Хабовичи, 43 — Мотоль, 44 — Иваньско, 45 — Пинковичи, 46 — Огдемер, 47 — Беленок, 48 — Гусаки, 49 — Новоселки, 50 — Черняны, 51 — Ляховцы, 52 — Бродятин, 53 — Медно, 54 — Домачево, 55 — Струга

(деревни Бродятин, Черняны, Богуславцы, Беленок, Огдемер и др.), либо под отложениями валдайской серии (д. Гусаки, пос. Свислочь, деревни Ротайчицы и Гирск, г. Высокое и др.).

Наиболее древние отложения волынской серии — пачка разнозернистых аркозовых песчаников на Полесской седловине была выделена Е. П. Брунс (1957) и А. С. Махначом (1958) в скважинах в д. Мотоле на глубине 106,6—113,6 м и в д. Достоево на глубине 107,15—113,65 м. К этой пачке ими были отнесены грубозернистые аркозовые песчаники, залегающие на красноцветной толще белорусской серии и содержащие

редкие прослои гравелитов, реже алевролитов и глин. Песчаники содержат гальку кварца, иногда полевого шпата и обломки гранитоидных пород. К пачке разнородных песчаников Е. П. Брунс (1957) отнесена также песчаная пачка, вскрытая в д. Козики на глубине 123,7—144,02 м. Она выделена в некоторых разрезах Брестской впадины (д. Гирск и др.).

В основании волинской серии юго-западной части Белоруссии залегает пачка вулканических туфов и туффоитов мощностью 20—50 м. Она хорошо представлена в разрезах г. Высокое, деревень Ротайчицы, Гирск, поселков Свислочь, Иваново и др. Выше залегает эффузивная толща основных эффузивных пород и их туфов. Ее мощность колеблется от первых десятков метров до 200—300 м. Она состоит (Ушакова, 1962) из многочисленных лавовых покровов, которые распознаются в отдельных разрезах по наличию туфовых прослоев, лавобрекчиям, последовательной смене пород от миндалекаменных базальтов и спилитоподобных пород до базальтовых порфиритов и хорошо раскристаллизованных базальтов. В краевых частях отдельных покровов в разрезах скважин в деревнях Черняны, Медно, Хабовичи, Бродятин и др. наблюдаются либо ожелезненная корка, либо зона альбитизации и хлоритизации, что заставляет предполагать различные физические условия излияний — наземные и подводные. Мощность лавовых покровов различна в разных частях разреза и колеблется от нескольких метров до 50 и более метров. В эффузивной толще содержится значительное количество пачек вулканических туфов псаммитовой и псифитовой структуры.

Наиболее типичные разрезы вулканогенной толщи вендского комплекса пройдены в

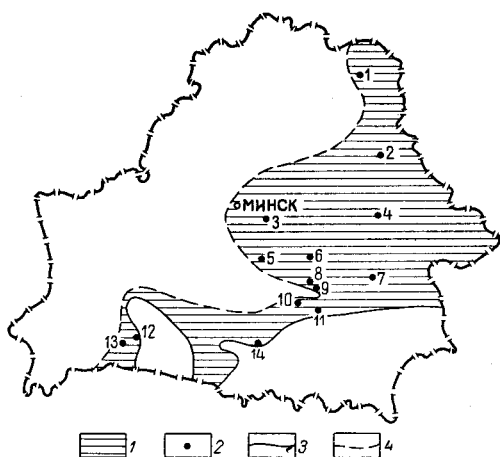


Рис. 9. Схема распространения отложений вильчанской свиты вендского комплекса. Составила М. С. Кичкина

1 — площадь распространения вильчанской свиты; 2 — важнейшие разрезы (цифры на схеме): 1 — Городок, 2 — Орша, 3 — Смилевичи, 4 — Вильчицы, 5 — Хотляны, 6 — Лапицы, 7 — Рогачев, 8 — Симоновичи, 9 — Городок, 10 — Глусск, 11 — Виша, 12 — Мотоль, 13 — Иваново, 14 — Житковичи; границы современного распространения свиты: 3 — достоверные, 4 — предполагаемые

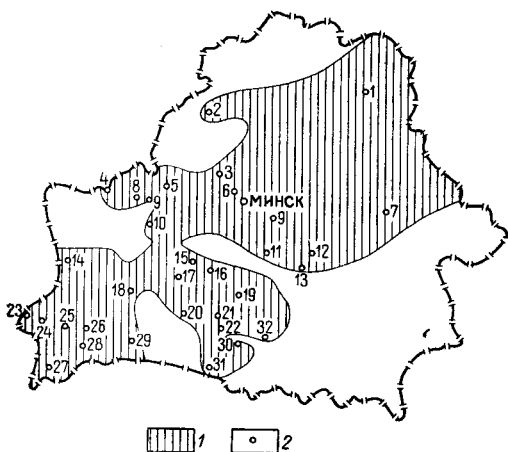


Рис. 10. Схема распространения вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований (свислочьская свита) вендского комплекса. Составила М. С. Кичкина

1 — площадь распространения свиты; 2 — важнейшие разрезы (цифры на схеме): 1 — Летцы, 2 — Купа, 3 — Красное, 4 — Рыски, 5 — Зубковичи, 6 — Заславль, 7 — Вильчицы, 8 — Лида, 9 — Ольховка, 10 — Налибоки, 11 — Хотляны, 12 — Лапицы, 13 — Дороганово, 14 — Свислочь, 15 — Клецк, 16 — Пузово, 17 — Смоляники, 18 — Ивацевичи, 19 — Тычины, 20 — Малая Плотница, 21 — Гаврильчицы, 22 — Озерницы, 23 — Высокое, 24 — Ротайчицы, 25 — Степанки, 26 — Кобрин, 27 — Бродятин, 28 — Черняны, 29 — Иваново, 30 — Сытница, 31 — Столин, 32 — Житковичи

Брестской впадине (д. Ротайчицы, г. Высокое, деревни Степанки, Гирск и др.). В Ротайчицах, по данным И. И. Верниковского и С. Х. Баязитова (1967 г.), она вскрыта на глубине 1375—1602 м. В основании толщи залегает пачка вулканических туфов и туффитов (мощностью 38 м) красноцветных и зеленовато-серых, псаммитовой и псефитовой структуры. Они состоят из обломков эффузивных пород, вулканического стекла, иногда с зернами кварца и полевого шпата осадочного происхождения, сцементированных вулканическим стеклом, хлоритом, каолинитом. Содержание пирокластического материала в породах колеблется

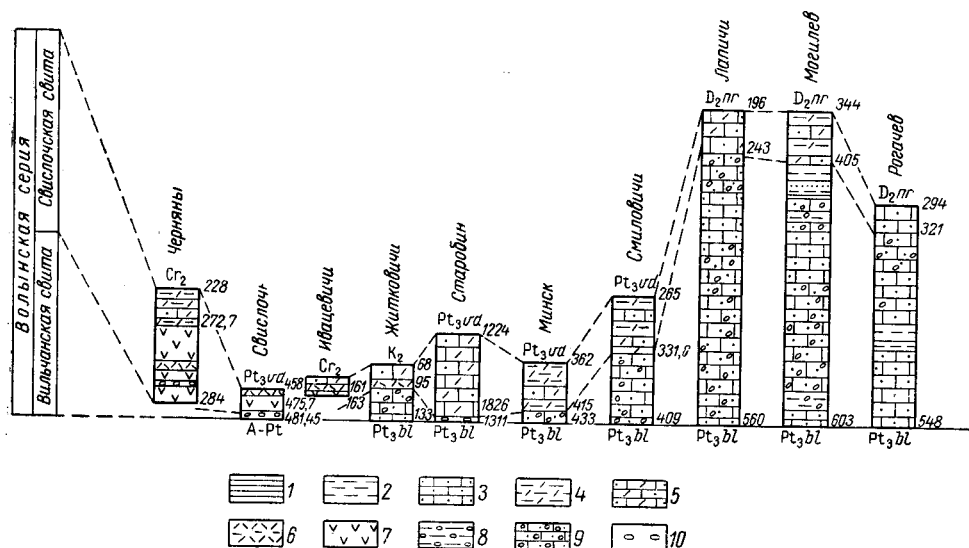


Рис. 11. Схема сопоставления разрезов волынской серии. Составила М. С. Кичкина
 1 — глины; 2 — алевролиты; 3 — пески, песчаники; 4 — туфогенные глины и алевролиты; 5 — туфогенные песчаники; 6 — туфы вулканические; 7 — эффузивные породы; 8 — алевролиты с включениями гравия и гальки; 9 — песчаники с включениями гравия и гальки; 10 — брекчия

от 70 до 90%, нормальноосадочного от 5 до 25%. Вверх по разрезу вулканические туфы сменяются собственно эффузивной пачкой, в строении которой принимают участие базальтовые покровы, разделенные прослоями туфов и туфолов. Базальты темно-серые, почти черные с зеленоватым оттенком, пятнами красноцветные, плотные, нередко сильно измененные (хлоритизированные, карбонатизированные, лимонитизированные), порфириовидные, трещиноватые, миндалекаменные. Миндалины обычно имеют округлую форму, размеры от долей миллиметра до 5—7 см. В средней части разреза (1403—1465 м) излившиеся породы более кислого состава.

Весьма близкое к разрезу Ротайчиц строение имеет вулканогенная толща и в других разрезах Брестской впадины. В ее основании всюду залегают туфы, сменяющиеся вверх по разрезу базальтами. В д. Степанки (скв. 3-К) и г. Кобрине (4-К) выше базальтов в верхней части разреза залегают андезиты и андезито-дациты. Пачки туфов между лавовыми покровами имеют различные мощности и встречаются в эффузивной толще довольно часто. Туфы имеют базальтовый и дацито-андезитовый состав. Они обычно пестроцветные, псаммитовой, псефитовой, реже пелитовой структуры, крепкие. Основные закономерности строения и состава вулканогенной толщи Брестской впадины показаны на рис. 12 (Махнач, 1968 г.).

Детально изучен разрез эффузивной толщи в д. Черняны. Она залегает здесь на глубине 272,7—384,0 м под отложениями валдайской серии, характеризуется сложным строением, обусловленным наличием многочисленных покровов различной мощности. Исследования петрографических особенностей строения эффузивной толщи в скважине д. Черняны дало возможность З. Г. Ушаковой (1962) выделить в ней четыре горизонта.

Первый из них, залегающий на глубине 364—384 м, представлен мощным покровом зонального строения, который вскрыт скважиной, по-видимому, до верхов его средней части. В нижней части вскрытого разреза (глубина 382—384 м) залегают однородные, афанитового сложения, серовато-черного цвета, массивные, хорошо раскристаллизованные базальты. Выше по разрезу (372—382 м) базальты постепенно переходят вначале в альбитизированные, хлоритизированные спилитоподобные породы, а затем в миндалекаменные их разновидности, выше (364—372 м) постепенно переходящие в лавобрекцию.

В разрезе второго горизонта по последовательной смене пород — от миндалекаменных спилитов к более однородным и более раскристаллизованным базальтам и затем опять к миндалекаменным их разновидностям, отражающей зональное строение покровов, выделяется ряд покровов, залегающих примерно на глубинах 358,4—364; 356,8—358,4; 353,9—356,8; 348,4—353,9 м. Горизонт заканчивается зоной сильнопузыристых анальцитомых лав, залегающих на глубине 336,4—348,4 м.

Третий горизонт представлен туфовой толщей мощностью 10,4 м (326—336,4 м). В ее нижней части наблюдаются крупнообломочные лапиллиевые туфы красно-бурого и зеленоватого цвета, которые

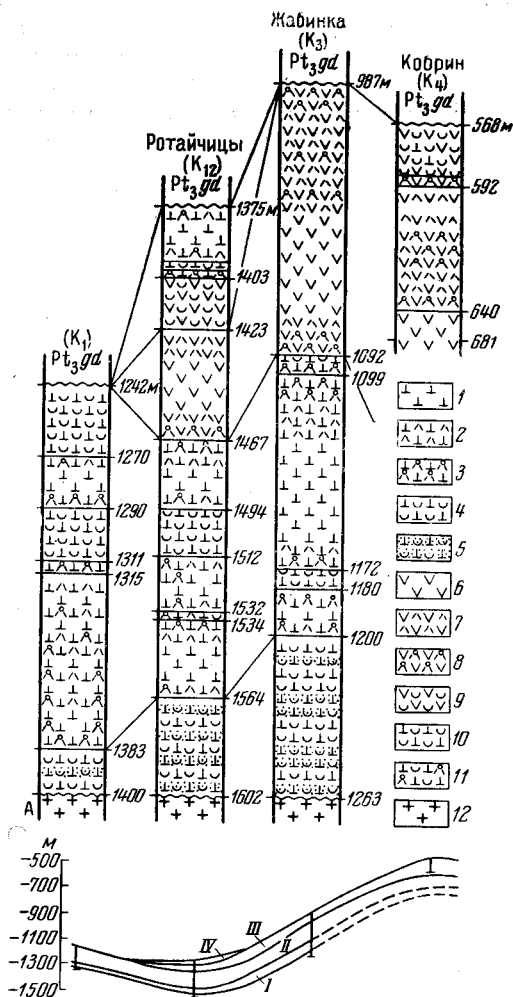


Рис. 12. Схема сопоставления разрезов вулканогенно-осадочной (свислочской) свиты Брестской впадины. Составил А. С. Махнач (1967)

1 — эффузивные породы основного состава (базальты, долериты) сравнительно свежие; 2 — эффузивные породы основного состава измененные (измененные базальты, базальтовые порфириты); 3 — эффузивные породы основного состава сильно измененные (спилитоподобные, миндалекаменные, лавобрекчин и др.); 4 — туфы вулканические основного состава различной структуры; 5 — туфиты различной структуры (пирокластический материал основного состава); 6 — эффузивные породы среднего состава (дациты, дацито-андезиты, андезиты и др.) сравнительно свежие; 7 — эффузивные породы среднего состава измененные; 8 — эффузивные породы среднего состава сильно измененные; 9 — туфы вулканические среднего состава различной структуры; 10 — туфы вулканические смешанного состава различной структуры; 11 — туфы вулканические и лавобрекчия основного состава; 12 — породы кристаллического фундамента; I—IV — части разреза

вверх по разрезу сменяются сначала мелкозернистыми, а затем снова грубообломочными разностями.

Четвертый горизонт вскрыт на глубине 272,7—326 м. Он представляет собой мощный (54 м) покров базальтов и обнаруживает зональное строение. Нижняя его часть (324—326 м) сложена миндалекаменными альбитизированными базальтовыми порфиритами ржаво-бурого цвета. Выше, на глубине 314—324 м, вскрыты темно-серо-зеленоватые базальты с текстурами течения, которые в интервале глубин 284—314 м постепенно переходят в черные, массивные, хорошо раскристаллизованные долерито-базальты, а затем на глубине 272,7—284 м — в базальтовые порфириты с текстурами течения. Их верхняя часть в значительной степени вторично изменена.

Близкие по характеру строения эффузивной толщи разрезы вскрыты скважинами в деревнях Медно, Хабовичах, Бродятине, Мельнике (скважина на территории Польской Народной Республики) и в других пунктах. Так, в д. Мельнике на глубине 1611—1746 м (мощность 135 м) вскрыта эффузивная толща, состоящая из восьми лавовых покровов, разделенных туфами и туфобрекчиями (Juskowiak, Ryka, 1967).

Эффузивная толща в ряде районов юго-запада Белоруссии в районе г. Кобрин, в деревнях Гирск, Гусаки, Новоселки, Хабовичи, Ивацевичи и южнее г. Высокое перекрывается туфогенно-осадочными отложениями, представленными переслаивающимися кварцево-полевошпатовыми, часто туфогенными песчаниками, алевролитами и глинами, обычно красноцветными, с прослоями туффитов, туфов, туфоконгломератов.

В д. Гусаки мощность красноцветных туфогенных конгломератов, состоящих из хорошо окатанных галек сильно измененных эффузивных пород размером от 0,2 до 3—4 см и редких неокатанных и полуокатанных зерен кварца и микроклина, сцементированных глинистым цементом, достигает 6,95 м. Общая мощность туфогенной толщи на юго-западе Белоруссии колеблется от 9 м в д. Новоселки до 127 м в д. Гирск.

В западной части Припятской впадины, на восточном склоне Полесской седловины и на южном склоне Белорусского массива волынская серия вскрыта многими скважинами (в деревнях Малой Плотнице, Денисковичах, Смоляниках, Погорельцах, Гаврильчицах, Озерницах, г. Клецке, пос. Старобине и др.). В районе городов Клецка и Барановичей, по данным А. С. Махнача (1963), разрез волынских отложений начинается базальным слоем мощностью 1—3 м, сложенным крупнозернистыми песчаниками с обломками гранита и других пород. Залегающая выше туфогенная свита сложена песчано-алевролитовыми породами, туффитами и вулканическими туфами в основном фиолетовой, реже бурой, красно-бурой, зеленой и зеленовато-серой окраски. Почти во всех породах даже макроскопически заметна примесь нормального осадочного материала — зерен кварца, полевого шпата и слюды. Пирокластический материал состоит из обломков вулканического стекла, сильно ожелезненных и хлоритизированных обломков эффузивных пород основного и реже кислого состава. Содержание вулканогенного материала возрастает в мелкозернистых песчаниках и алевролитах. Зерна кварца, полевого шпата присутствуют в них обычно в небольших количествах. В средне- и крупнозернистых песчаниках пирокластического материала значительно меньше.

Содержание вулканогенного материала в отложениях волынской серии описываемого района самое разнообразное. В деревнях Озерницы и Сытница преобладают туффиты с единичными прослоями туфов, туфогенных песчаников и песчаников. В д. Гаврильчицах и пос. Старобине основными типами пород, слагающих туфогенную толщу,

являются туффиты и туфогенные песчаники с прослоями вулканических туфов, в районе г. Столина — туфы.

В области восточного погружения Бобовнянского выступа фундамента (в районе деревень Дороганово и Симоновичей) и Микашевичского выступа (в районе г. Житковичей) отложения волинской серии залегают под девонскими, либо непосредственно под кайнозойскими отложениями. Они представлены здесь в основном мореноподобными отложениями, которые нередко перекрыты пачкой вулканических туфов и туффитов, их мощность равна 71—364 м.

В скважинах деревень Дороганово, Симоновичи, Городок, Н. Тарасовичи, Лапичи, Дукора, Хотляны, г. Житковичи, они представлены толщей разнозернистых глинистых песчаников (типа моренных), лишенных сортировки и слоистости и содержащих гальку и обломки розовых и красных кварцитовидных песчаников и выветрелых гранитоидных пород и единичную гальку эффузивных пород размером от нескольких миллиметров до 5—20 см. Порода обычно красно-бурая, пятнами, гнездами, прослойками, карманами голубовато- и зеленовато-серая.

В верхней части разреза волинской серии в д. Дороганово среди грубозернистых песчаников встречены несколько прослоев мощностью до 1 м туфогенных песчаников и туфогенных алевритов. Содержание вулканогенного материала колеблется от 15—30% в туфогенных песчаниках до 50—70% в туфогенных алевролитах. Терригенный материал представлен кварцем, полевыми шпатами, слюдами.

В д. Лапичи (район г. Осиповичей) волинская серия залегают под среднедевонскими отложениями на глубине 196—560 м. В ее составе выделено две части: нижняя (пачка разнозернистых песчаников) сопоставляемая с вильчанской свитой района г. Могилева, и верхняя — туфогенно-осадочная. Пачка разнозернистых песчаников (глубина 243—560 м) представлена разнозернистыми песчано-глинистыми мореноподобными породами, пестроцветными, красно-бурыми, в нижней части разреза грязно-серыми и пепельно-серыми, содержащими большое количество гравия, гальки и обломков кварцитовидных песчаников, кварцитов, гранитов, гранито-гнейсов. В интервале глубин 289—347 м сравнительно однообразная мореноподобная толща разделена прослоем красноцветного мелкозернистого песчаника, содержащего меньшее количество обломочного материала.

Туфогенно-осадочная толща в этом разрезе вскрыта на глубине 196—243 м. В ее основании (0,5 м) залегают кремовато-серые, полевошпато-кварцевые гравелиты, крепкие, пористые, с карбонатным цементом. Выше (196,0—242,5 м) их сменяют туффиты, туфогенные песчаники зеленовато-серого и буровато-сиреневого цвета.

Один из наиболее полных разрезов волинской серии известен в районе д. Хотляны. Здесь он залегают на белорусской серии и перекрывается валдайскими отложениями. В основании разреза на глубине 272—293 м залегают пачка разнозернистых песчаников (вильчанская свита). В ее нижней части (286—293 м) преобладают глинисто-алевролитовые породы и разнозернистые песчаники, тонко переслаивающиеся между собой. В них содержатся плохо окатанные гравий и обломки кварца и гранитоидных пород. В верхней части пачки (272—286 м) развиты разнозернистые песчаники, кварцево-полевошпатовые, с гравием и галькой, обычно плохо окатанной.

По литологическим признакам в составе свислочской свиты д. Хотляны выделяются три пачки (Махнач, Шкуратов, Веретенников, 1966). Нижняя пачка (глубина 234—272 м) отличается однородным составом и сложена туфами и туффитами с прослоями туфогенных песчаников и алевролитов преимущественно лилово-бурой окраски. Вулканогенный

материал в туфах и туффитах составляет 60—70%. Он представлен обломками вулканического стекла, в различной степени раскристаллизованного, пепловым материалом основного состава, обломками базальтов. Нормальноосадочный материал слюдисто-полевошпато-кварцевый.

В составе средней пачки (глубина 193—234 м) туфогенные породы содержатся в несколько меньшем количестве, чем в нижней. Пачка сложена переслаивающимися и переходящими друг в друга песчаниками и песчанистыми алевролитами, кварцево-полевошпатовыми, в различной степени обогащенными пирокластическим материалом, содержание которого в отдельных прослоях достигает 50—75%.

Верхняя пачка (глубина 174,8—193,0 м) сложена алевролитами, в различной степени песчанистыми и глинистыми, с прослоями песчаников и глин. Алевролиты и песчаники полевошпато-кварцевые с примесью (5—7%) вулканогенного материала, представленного обломками эффузивных пород и вулканического стекла. В пачке встречаются тонкие прослойки эпигенетического доломита. Аналогичные разрезы свислочской свиты встречены в районе д. Дукоры и других пунктах.

В пределах северного склонов Белорусского массива и в Оршанской впадине волынская серия вскрыта многими скважинами северо-восточнее г. Щучина, в районе городов Лиды, Ивенца, Минска, Заславля, д. Ждановичи, Смиловичей, д. Летцы, городов Орши, Городка. В этих разрезах она залегает либо на кристаллическом фундаменте, либо на образованиях белорусской серии и перекрывается валдайской серией, а в районе Могилева и Рогачева девонскими отложениями. В отличие от юго-западных районов Белоруссии разрез волынской серии здесь представлен в основном нормальноосадочными отложениями. Вулканические туфы, туффиты и туфогенные породы образуют пачки и прослои небольшой мощности.

Начинается разрез волынской серии в большинстве случаев пачкой разнозернистых песчаников, мощность которых колеблется в весьма широких пределах — от 21,1 м в д. Ждановичи до 103,85 м в пос. Смиловичи. Представлена она красно-бурыми, зеленовато-серыми, буровато-серыми песчаниками полевошпато-кварцевыми, в различной степени сцементированными (от крепких до почти рыхлых), с прослоями гравелита и конгломерата. В песчаниках иногда встречаются небольшие прослойки красно-бурых слюдистых алевролитов. Выше залегает туфогенная толща. В пос. Смиловичи они пройдены в интервале глубин 300,15—332 м и представлена грязно-серыми, пятнами красно-бурыми и фиолетовыми туффитами и туфогенными песчаниками и алевролитами с содержанием пирокластического материала до 30—50%. В д. Ждановичи на толще разнозернистых песчаников в интервале 376,3—405,9 м залегают песчаники с прослоями туфогенных алевролитов фиолетово-бурых, зеленовато-серых.

В д. Летцы туфогенная толща мощностью 27,5 м (Махнач, Бессонова, 1962) с размывом залегает на красноцветных песчаниках белорусской серии. Она сложена в основном туффитами с прослоями вулканических туфов, туфогенных алевритовых, глинисто-алеваитовых и глинистых пород зеленовато-серой и буровато-фиолетовой окраски.

Интересный разрез волынской серии, сходный с разрезом скважин деревень Симоновичей и Городка, был получен при бурении скважины на южном склоне Оршанской впадины в д. Вильчицы (южнее Могилева). Здесь в составе серии, по данным Г. И. Илькевича, И. А. Линника, А. С. Махнача (Махнач, 1963), выделено две свиты: нижняя, сложенная песчаниками и песками, названная вильчанской¹; и верхняя — ту-

¹ Эта толща А. С. Махначом (1963) названа могилевской свитой.

туфогенно-осадочная, представленная туфогенными песчаниками, туфогенными глинами и туффитами. По литологическим особенностям в составе нижней свиты выделено шесть толщ — три песков и три разнозернистых песчано-алевритовых глинистых пород с большим содержанием обломков магматических, метаморфических и осадочных пород. Эти толщи закономерно чередуются между собой, образуя три цикла осадконакопления.

Начинается разрез вильчанской свиты в интервале 680—642 м (мощность 38 м) толщей красноцветных глинистых песчаников и песков с большим количеством гравия и гальки магматических, метаморфических и осадочных пород. Вторая толща (глубина 642—618 м) сложена кирпично-красными и бурыми, реже коричневыми и светло-серыми кварцевыми песчаниками с зернами сильно каолинизированными полевыми шпатами. Отложения третьей толщи (глубина 618—541 м) весьма сходны с отложениями, залегающими в основании разреза волинской серии, и представлены красноцветными глинистыми песчаниками с многочисленными обломками магматических, осадочных и метаморфических пород, с редкими прослоями алевролитов и глин. Эту толщу на глубине 541—484 м сменяет толща желтовато-серых и розовых песков кварцево-полевошпатовых, слабоглинистых с редкими точечными включениями каолина, с маломощными прослойками песчаников с глинистым цементом. Залегающая выше (глубина 474—446 м) пятая толща сложена пестроцветными, преимущественно красноцветными песчаниками, тонкопереслаивающимися с алевролитами и глинами, с крупными (размером от 3—7 до 15 см) обломками кварцитовидных песчаников и кварцитов, реже гранитов и гнейсов. Их содержание доходит до 10—15%, заканчивается разрез вильчанской свиты на глубине 446,0 м толщей, сложенной частым чередованием пестроцветных песков, песчаников, алевролитов и глин. Пески и песчаники кварцевые, с небольшой примесью полевых шпатов. Глины буро-коричневые с голубовато-серыми пятнами, с тонкой горизонтальной слоистостью, плотные.

Туфогенно-осадочная свита вскрыта в районе д. Вильчицы на глубине 344—406 м. Она представлена фиолетово-бурыми и зеленовато-серыми туфогенными песчаниками, алевролитами, глинами с прослоями туффитов и вулканических туфов. В нижней части разреза наиболее широко распространены туфогенные песчаники и туффиты, обычно зеленовато-серого, буро-лилового, фиолетового цвета, мелко- и среднезернистые. Обломочный материал составляет в среднем 85% породы и представлен кварцем, полевым шпатом, слюдой и пирокластическим материалом. Содержание последнего в породе составляет в среднем 20—25%, но иногда повышается до 40—50%. Пирокластический материал представлен в основном хлоритизированным вулканическим стеклом. В верхней части разреза преобладают туфогенные алевролиты и туфогенные глины. Эти породы отличаются несколько меньшим содержанием пирокластического материала, обычно не превышающим 15—20%. Среди туфогенных глин появляются прослойки зеленовато-серого и темно-зеленого вулканического туфа. Суммарная мощность волинской серии в районе д. Вильчицы составляет 335 м.

В районе г. Рогачева волинская серия представлена только вильчанской свитой. В Орше, по данным Е. П. Брунс (1957), в основании разреза волинской серии в интервале глубин 792—811 м залегают пачка неотсортированных песчано-глинистых пород, содержащих многочисленные обломки, гравий и гальку, представленные главным образом красноцветными кварцитовидными песчаниками оршанской свиты. Верхняя же часть, к сожалению, не охарактеризована керном.

Валдайская серия

Отложения валдайской серии известны на большей части территории республики и вскрыты многочисленными буровыми скважинами (рис. 13). Они не обнаружены на юге и юго-востоке Белоруссии — в сводовой части Полесской седловины и в Припятской впадине, за исключением ее крайних северо-западных районов. Отсутствуют они в западной части Белорусского массива. Залегает валдайская серия либо

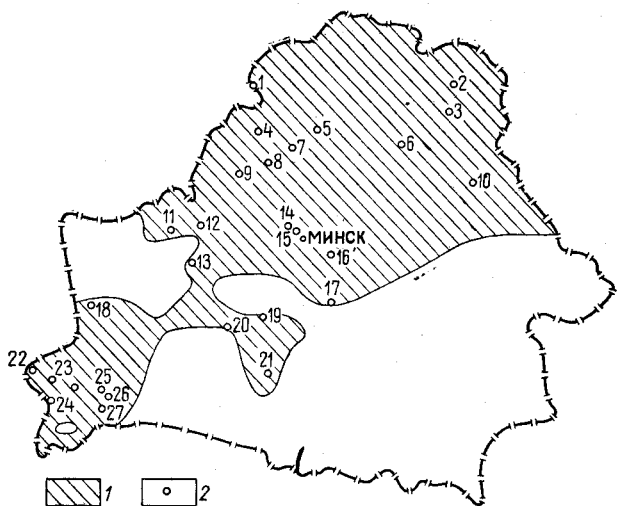


Рис. 13. Схема распространения отложений валдайской серии вендского комплекса. Составила М. С. Кичкича
 1 — площадь распространения серии; 2 — важнейшие разрезы (цифры на схеме): 1 — Видзы, 2 — Городок, 3 — Летцы, 4 — Купа, 5 — Подомхи, 6 — Чашники, 7 — Кривичи, 8 — Курепец, 9 — Сморгонь, 10 — Орша, 11 — Лида, 12 — Зубковичи, 13 — Налибокы, 14 — Заславль, 15 — Ждановичи, 16 — Смиловичи, 17 — Хогляны, 18 — Свислочь, 19 — Пузово, 20 — Смоляники, 21 — Гаврильчицы, 22 — Высокое, 23 — Ротайчицы, 24 — Степанки, 25 — Гирск, 26 — Кобрин, 27 — Новоселки.

на отложениях волынской или белорусской серий, либо непосредственно на породах кристаллического фундамента. Она перекрывается на северо-западе и юго-западе республики отложениями балтийской серии, на севере и востоке — девонскими, в центральной и южной частях Белоруссии — мезо-кайнозойскими отложениями. Общая мощность валдайских отложений колеблется от 10—15 м западнее г. Лиды до 284 м в районе пос. Кривичей.

Валдайская серия сложена в основном песчаными и песчано-глинистыми отложениями, закономерно перемежающимися между собой, образуя, по данным Е. П. Брунс (1957), два крупных цикла осадконакопления, нижний из которых относится к гдовскому, а верхний к ляминаритовому (котлинскому) горизонтам.

Наиболее полно представлены и лучше других изучены разрезы валдайских отложений северного склона Белорусского массива. В разрезах скважин д. Купа, пос. Кривичи и др. валдайская серия подразделяется на две свиты — гдовскую и ляминаритовую.

В основании гдовской свиты залегает песчаная пачка, представляющая собой нижнюю часть крупного цикла осадконакопления. Сложена она преимущественно красноцветными песчаниками и песками, в нижней части разреза обычно разнозернистыми, а по мере

приближения к сводовой части Белорусского массива грубозернистыми, содержащими гравий и гальку магматических и метаморфических пород. В верхней части пачки пески и песчаники становятся мелкозернистыми, слюдистыми. Появляются небольшие прослойки алевролитов. Пески и песчаники в большинстве своем полевошпато-кварцевые со средним содержанием кварца 60—70%. Полевой шпат представлен микроклином и ортоклазом. В мелкозернистых песчаниках и алевролитах содержится большое количество сильно измененного биотита. Цемент песчаников глинистый и глинисто-алевритовый, иногда карбонатный. Из минералов тяжелой фракции наиболее часто встречаются рутил, циркон, гранат, содержание которых в отдельных прослоях достигает 5—10%. Эти минералы иногда образуют тонкие невыдержанные прослои естественного шлиха. Мощность песчанистой пачки колеблется от 47,8 м в районе Сморгони до 143,40 м в пос. Кривичи.

Глинисто-алевролитовая пачка гдовской свиты венчает собой нижний цикл осадконакопления валдайской серии. Она встречена большинством скважин севера Белоруссии и сложена главным образом красно-бурыми глинистыми алевролитами, крепкими, с тонкой горизонтальной слоистостью (типа ленточных глин). В южной части описываемого района, вблизи свода Белорусского массива глинисто-алевролитовые отложения фациально замещаются песчаниками сначала мелкозернистыми, а затем разномзернистыми, сливаясь с нижней частью гдовской свиты. Мощность глинисто-алевролитовой пачки обычно невелика и изменяется от 3,7 (г. Сморгонь) до 17,5 м (д. Подомхи).

Ляминаритовой (котлинской) свите соответствует второй цикл осадконакопления валдайской серии. Как и в гдовской свите, по литологическим особенностям в нем могут быть выделены нижняя—песчанистая и верхняя—глинисто-алевролитовая пачки. Соотношение различных типов пород (песчаников, алевролитов, глин), слагающих этот горизонт, неодинаково. Если в северных периферических участках Белорусского массива, в районе пос. Кривичи и севернее, преобладают глины, то в районе д. Купы они фациально замещаются алевролитами, а в районе д. Красное—песчаниками.

Мощность ляминаритовой свиты обычно выдержанная и колеблется от 123,5 м в г. Сморгони до 151,4 м в районе пос. Докшиц (скважина в д. Подомхи).

Нижняя песчанистая пачка представлена разномзернистыми полевошпато-кварцевыми песчаниками и песчаниками красно-бурого, реже серовато-розового и зеленовато-серого цвета. В виде отдельных прослоев в районе оз. Нарочь (скважина в д. Купа) встречаются сильно ожелезненные алевролиты, цементирующая масса которых состоит из аморфной гидроокиси железа. Иногда в верхней части пачки встречаются также прослойки глинистых алевролитов. Мощность песчанистой пачки колеблется от 59,5 до 96 м и более.

Верхняя—глинисто-алевролитовая пачка (собственно ляминаритовые слои) заканчивает собой второй цикл осадконакопления валдайской серии. В большинстве разрезов она представлена тонкослоистыми алевритовыми глинами и глинистыми алевролитами светло- и голубовато-серого цвета, реже красноцветными, с отдельными прослоями песчаников, а также с линзами и желваками сидерита, кристаллами пирита. Глины по плоскостям наложения сильнослюдистые. В них часто встречаются пленки, по-видимому, органического вещества. Главным породообразующим минералом глин является гидрослюда с примесью каолинита и др. В тяжелой фракции преобладает пирит, содержание которого иногда достигает 90%. Мощность этой пачки 50—65 м.

На своде Белорусского массива разрез валдайской серии характеризуется как неполнотой состава (что обусловлено частым выклиниванием отдельных частей разреза), так и значительным сокращением мощности всей серии. На отдельных же участках высокого положения фундамента в центральной и западной частях массива (на Бобовнянском выступе, в районе городов Гродно, Щучина, Волковыска) осадки валдайской серии либо вовсе не отлагались, либо были уничтожены последующими эрозийными процессами. Валдайские отложения на массиве в западной части Белоруссии залегают или непосредственно на породах фундамента, или на отложениях волинской серии и перекрываются мезо-кайнозойскими образованиями. Несколько восточнее они повсеместно трансгрессивно перекрывают отложения волинской серии.

Валдайские отложения западной части Белорусского массива в районе г. Лиды, деревень Морино и Зубковичей представлены, видимо, лишь гдовской свитой, мощность которой не превышает 82—85 м. Она представлена здесь в основном разномерными, преимущественно крупномерными, песчаниками розовато-серого, светло-серого, розовато-бурого и коричнево-бурого и коричневатого-бурого цвета с прослоями гранита, песка и редко полимиктового алевролита. Обломочный материал, слагающий песчаники, слабо отсортирован и окатан и представлен главным образом зернами полевого шпата (30—70%) и кварца (15—30%). Как правило, песчаники слабо сцементированы и часто переходят в пески. В них иногда заметна косая или горизонтальная слоистость.

Близкий по характеру разрез валдайской серии вскрыт скважинами в районе городов Клецка и Барановичей. Здесь валдайские отложения залегают на туфогенно-осадочной толще волинской серии и перекрываются мезо-кайнозойскими. Представлены они главным образом разномерными, в нижней части красно-бурыми, а в верхней — светло-серыми песками и песчаниками с прослоями гравия и гравелитов, а иногда алевролитов и глины. Мощность валдайской серии в этом районе колеблется от 40 (д. Пузово) до 165 м (д. Смоляники).

В районе г. Минска и пос. Смиловичей валдайские отложения, видимо, представлены лишь гдовской свитой. В ее составе преобладают пестроцветные, преимущественно красноцветные песчаники. Им подчинены прослои алевролитов, глин и реже гравелитов. Песчаники характеризуются слабой сортировкой и плохой окатанностью зерен. Обломочный материал представлен главным образом кварцем и полевым шпатом. В глинах и алевролитах часто заметна микрослоистость. Мощность валдайских отложений в этом районе от 87 (пос. Смиловичи) до 145 м (г. Минск).

В западной части Припятской впадины отложения валдайской серии вскрыты скважинами в деревнях Гаврильчицах и Озерницах. По характеру строения разрезы валдайской серии этого района близки к разрезу одновозрастных отложений Клецко-Барановичского участка. В ее составе преобладают мелкозернистые песчаники. Им подчинены прослои алевролитов. Мощность отложений валдайской серии составляет 25—33 м.

Несколько иной характер строения валдайской серии на северо-востоке республики — в Оршанской впадине. В районе городов Витебска (скважина в д. Летцы) и Орши в разрезе валдайских отложений большую роль играют глинисто-алевролитовые породы. Так, в районе д. Летцы, разрез валдайской серии почти нацело представлен светло-серыми и темно-серыми глинами и алевролитами, характеризующимися тонкой горизонтальной слоистостью. В г. Орше, по данным Е. П. Брунс (1957), в основании разреза валдайской серии на глубине

593,7—574,0 м залегает пачка мелкозернистых песчаников, переслаивающихся с глинами и заключающих прослой неотсортированной песчано-глинистой породы, содержащей большое количество плоских галечек глины. Большую же часть разреза слагают алевроитовые глины и глинистые алевролиты, переслаивающиеся между собой. Наблюдающаяся в породах слоистость обычно горизонтальная и линзовидная, обусловлена чередованием темно- и светлоокрашенных прослоек. Иногда встречаются тонкие пропластки, а в средней и верхней частях разреза две пачки (мощностью до 20 м) песчаников. Окраска глинисто-алевролитовых пород большей части разреза серая, светло-серая, в нижней, средней и верхней частях встречаются отдельные пачки, имеющие пеструю, красно- и фиолетово-бурую окраску. Мощность валдайских отложений в г. Орше составляет 139 м.

На юго-западе республики валдайская серия встречена многими скважинами. Пройдена полностью в деревнях Ротайчицы, Гирске, г. Высокое и др. Валдайские отложения в Брестской впадине залегают на волинских эффузивных, туфогенных и туфогенно-осадочных образованиях и перекрываются либо балтийской серией нижнего кембрия, либо непосредственно мезо-кайнозойскими образованиями. Валдайская серия, как и на северо-западе республики, отличается циклическим строением. Четко выделяется один крупный цикл, в нижней части которого залегает песчаная толща (гдовская свита), а в верхней — глинисто-алевролитовая (котлинская свита).

В строении гдовской свиты основную роль играют песчаники. Встречаются также конгломераты, гравелиты, алевролиты и глины, но их значительно меньше. Состав песчаников кварцево-полевошпатовый. Содержание кварца и полевого шпата примерно одинаковое. Среди полевых шпатов преобладает микроклин. На отдельных участках широко распространены слюды: биотит и мусковит. Цемент песчаников глинистый, карбонатный, часто ожелезненный. Алевролиты имеют тот же состав, что и песчаники. Мощность гдовской свиты в Брестской впадине 16—64 м.

Ляминаритовая свита на юго-западе республики полностью пройдена в районе г. Высокого, деревень Ротайчицы, Степанки, Гирск, г. Кобрин, деревень Язвино, Орлянка и др. По литологическим особенностям эти разрезы близки разрезам ляминаритовой свиты севера Белоруссии. В их строении принимают участие глинистые породы, содержащие прослой песчаников и алевролитов. Глины зеленовато-серые, темно-серые, местами пестроцветные, алевроитовые, переходящие в алевроитовые, гидрослюдистые, плотные, тонкослоистые. Слоистость горизонтальная (ленточная), иногда волнистая или косая, линзовидная. По плоскостям наслоения встречаются бурые пленки органического вещества (*Laminarites*). Мощность ляминаритовой свиты в Брестской впадине увеличивается с запада на восток от 23—26 м в районе г. Высокое до 59 м в г. Кобрине.

Изучение вещественного состава отложений вендского комплекса на территории Белоруссии и прилегающих к ней районов указывает на возможную приуроченность к ним ценных полезных ископаемых. Так, массовое спектральное изучение эффузивных пород волинской серии, произведенное Управлением геологии УССР на крайнем юге Белоруссии (южнее пос. Дивина), позволило установить в них повышенное (более кларковых) содержание некоторых элементов (медь и др.). Сходство строения и состава эффузивной толщи с трапповой формацией Сибирской платформы дает основание для постановки в юго-западных районах республики, где основные эффузивные породы залегают неглубоко (80—250 м), поисково-разведочных работ.

Заслуживают внимания повышенные содержания некоторых минералов тяжелой фракции в отложениях гдовского горизонта. Так, по данным А. С. Махнача (1958), в разрезах гдовского горизонта центральной и северной Белоруссии наблюдается повышенное содержание ряда минералов, которые часто образуют тонкие невыдержанные прослои (0,1—1,0 см) естественного шлиха.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГРУППА

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Кембрийские отложения на территории Белоруссии известны только в северо-западных и юго-западных районах. В составе кембрийской системы выделены нижний и совершенно условно средний и верхний отделы (рис. 14, 15). Последний выделен условно в районе г. Высокое и других пунктах Брестской области. Кембрийские отложения на территории Белоруссии изучались теми же исследователями, которые занимались изучением осадочной части разреза верхнего протерозоя (белорусская серия и вендский комплекс).

Нижний отдел

Отложения нижнего кембрия, представленные балтийской серией, на территории Белоруссии имеют ограниченное распространение и известны только в северо-западных и юго-западных районах. Глубины залегания балтийской серии в северо-западной части Белорусской ССР изменяются от 81—162,95 м (г. Сморгонь, д. Красное) до 353—371,20 м (г. Верхнедвинск, пос. Видзы). Наибольшая глубина залегания (1121—1227 м) балтийской серии на юго-западе Белоруссии падает на Высоковский прогиб Брестской впадины (г. Высокое). Восточнее глубины постепенно уменьшаются до 783 м (пос. Жабинка), а в краевых частях впадины (г. Кобрин, д. Гирск) они составляют 160—324 м.

На северо-западе Белоруссии мощность балтийской серии изменяется от нескольких метров (д. Шелково 2,90 м) или нескольких десятков метров (д. Куренец 50—20 м, д. Красное 68,35 м) у границы современного распространения до 112,4—156,0 м на северо-западе (пос. Видзы, г. Верхнедвинск). На юго-западе республики мощность отложений серии на большей части территории Брестской впадины составляет 90—125 м и только в краевых частях резко сокращается (д. Гирск 44 м).

Отложения балтийской серии перекрываются на северо-западе Белоруссии отложениями среднего девона (деревни Шелково и Кривичи, пос. Докшицы, деревни Красное и Куренец), среднего кембрия (пос. Видзы, г. Верхнедвинск), ордовика (д. Купа) и антропогена (г. Сморгонь), а на юго-западе — отложениями среднего кембрия (г. Высокое, пос. Жабинка, г. Кобрин, д. Гирск и др.), реже юры (деревни Гусаки, Язвино, Пожежин, Орлянка).

Отложения балтийской серии представлены главным образом глинами зеленовато-серыми, изредка пестроцветными, нередко алевритовыми и песчанистыми, с прослоями алевролитов и песчаников серых, разнозернистых, полевшпато-кварцевых. В глинах, алевролитах и песчаниках часто встречается глауконит. В скважинах, вскрывших наиболее полные разрезы балтийской серии, выделяются две подсерии, соответствующие двум крупным циклам осадконакопления. Каждая подсерия состоит из двух частей: нижней — песчанистой и верхней — глинисто-алевролитовой. Мощность песчанистых частей изменяется в пределах 5—30 м, глинистых 13—100 м. Песчанистая часть первой серии выделяется

в надляминаритовую свиту, а глинисто-алевролитовая (верхняя) часть первой подсерии и отложения второй подсерии — в свиту «синих» глин».

Отложения надляминаритовой свиты на северо-западе Белоруссии вскрыты скважинами у городов Верхнедвинск, Сморгонь, пос.

Видзы, деревень Куренец, Красное и Купа. Глубина залегания их изменяется от 160 (г. Сморгонь) до 480 м (г. Верхнедвинск), мощность от 7,45 (д. Куренец) до 28,7 м (г. Верхнедвинск). Сложена свита песками серыми, разнозернистыми, полевошпато-кварцевыми (пос. Видзы), песчаниками светло-серыми, мелкозернистыми (д. Купа), иногда серыми и серовато-розовыми, разнозернистыми (деревни Красное, Куренец), полевошпато-кварцевыми с глинистым и карбонатным цементом, с прослоями алевролитов, гли, изредка гравелитов. В песчаниках иногда заметна слабо выраженная косяя и горизонтальная слоистость (д. Красное). В д. Куренец в основании свиты залегает глинистый конгломерат, состоящий из обломков желтовато-бурой глины, сцементированных глинистым материалом. В районе г. Верхнедвинска свита сложена переслаивающимися песками, песчаниками и глинами, с тонкими прослоями гравелита. В песках и песчаниках здесь встречается глауконит. Для глин характерны зеленовато-серая окраска и гидрослюдистый состав.

На юго-западе республики (г. Кобрин, деревни Быстрица, Язвино, Пожежин и др.) отложения надляминаритовой свиты вскрываются на глубинах от 204—836 м в восточной части Брестской впадины (д. Гирск, г. Кобрин и др.) до 1175—1300 м в западной части

впадины (г. Высокое, д. Ротайчицы и др.). Мощность ее в большинстве разрезов 15—25 м. Сложена свита (Махнач, 1958) песчаниками с мало-мощными прослоями гравелитов, алевролитов, тонкослойных глин. Песчаники серые и зеленовато-серые, разнозернистые (от мелко- до крупнозернистых), полевошпато-кварцевые, с примесью глауконита, с глинистым и карбонатным цементом. Характерна горизонтальная и

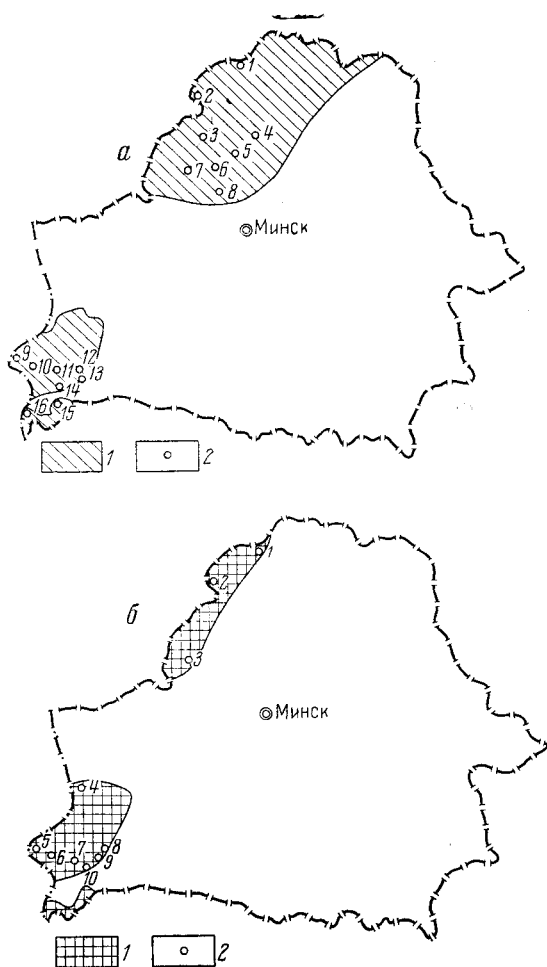


Рис. 14. Схема распространения отложений кембрия. Составила М. С. Кичкина

а — нижний кембрий: 1 — площадь распространения, 2 — важнейшие разрезы; б — средний и верхний кембрий: 1 — площадь распространения, 2 — важнейшие разрезы (цифры на схеме) — а: 1 — Верхнедвинск, 2 — Видзы, 3 — Купа, 4 — Подомки, 5 — Кризичи, 6 — Куренец, 7 — Сморгонь, 8 — Красное, 9 — Высокое, 10 — Ротайчицы, 11 — Степанки, 12 — Кобрин, 13 — Гирск, 14 — Гусаки, 15 — Ляховцы, 16 — Домачево, б: 1 — Верхнедвинск, 2 — Видзы, 3 — Суходолы, 4 — Свислочь, 5 — Высокое, 6 — Ротайчицы, 8 — Быстрица, 9 — Кобрин, 10 — Озяты

косая слоистость, многочисленные выделения пирита, гнезда каолинита и фосфорита.

Отложения свиты «синих глин» известны на северо-западе и юго-западе республики. Ее верхняя граница во всех разрезах выражена четко литологически. Покрывающие отложения ложатся на размытую поверхность свиты «синих глин», а в ряде разрезов (д. Быстрица, г. Кобрин и др.) на железисто-каолинитовую кору выветривания, мощность которой доходит до 10—14 м.

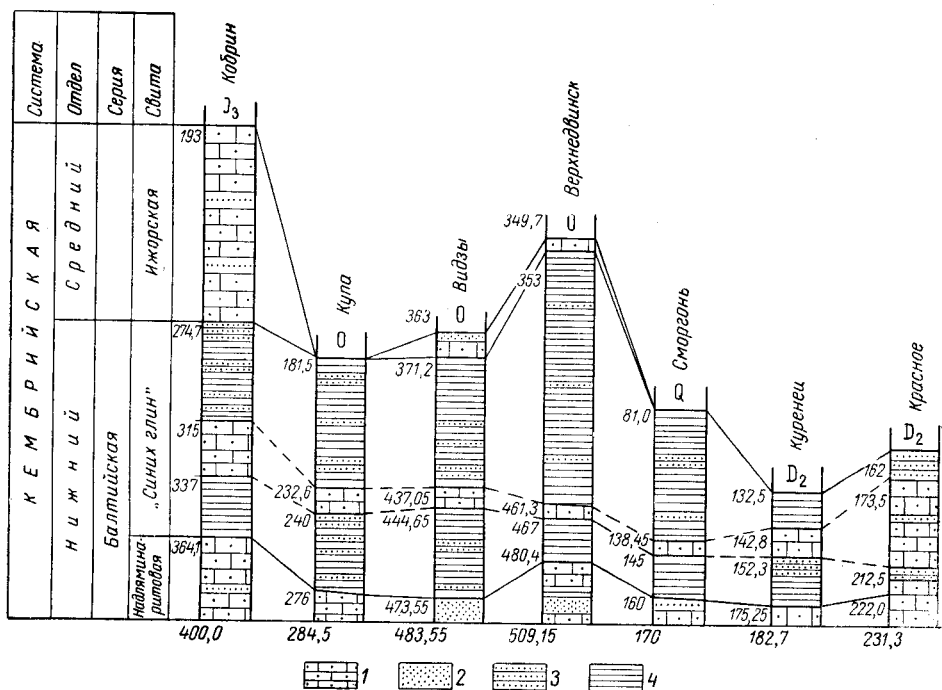


Рис. 15. Схема сопоставления разрезов кембрия. Составили А. С. Махнач и В. И. Пасюкевич

1 — песчаники; 2 — пески; 3 — алевролиты; 4 — глины

Отложения свиты «синих глин» представлены глинами с прослоями песчаников и алевролитов. Глины зеленовато-серые и серые, иногда пестроцветные, жирные, часто в различной степени алевроитовые и песчанистые, гидрослюдистые, в выветрелой зоне каолинитовые, слоистые, иногда тонкослоистые до листоватых. Слоистость глин горизонтальная. В них встречаются бугорчатые поверхности напластования и трещины усыхания. Песчаники серые и зеленовато-серые, изредка красноцветные, от мелко- до крупнозернистых, полевошпато-кварцевые, часто со значительным содержанием глауконита. Мощность отдельных песчаных прослоев достигает нескольких метров. Алевролиты серые и зеленовато-серые, полевошпато-кварцевые, часто глинистые или песчаные. Отдельные интервалы свиты «синих глин» представляют собой тонкое чередование глин, песчаников и алевролитов. Мощности прослоев в этих частях разреза колеблются от миллиметров и сантиметров до десятков сантиметров.

Во всех тилах пород свиты «синих глин» присутствуют пирит, глауконит и карбонатные минералы. Пирит встречается в виде землистых примазок, хорошо образованных кристаллов, конкреций и гнезд до 5—

7 см в диаметре. Глауконит приурочен чаще всего к песчаникам и алевролитам. Встречаются прослой, состоящие почти полностью из глауконита. Карбонатные минералы представлены обычно доломитом, реже анкеритом, сидеритом и кальцитом. В глинистых разностях пород они неравномерно пропитывают глинистую массу, образуя отдельные гнезда, а в алевролитах и песчаниках входят в состав цемента. В породах горизонта «синих глин» в большинстве разрезов Белоруссии встречаются многочисленны ходы и остатки червей *Sabellidites cambriensis* Jan., *Platysolenites antiquissimus* Eichw., указывающие на нижнекембрийский возраст вмещающих пород.

На северо-западе республики наиболее полные разрезы свиты «синих глин» вскрыты скважинами в районе пос. Видзы, д. Купы, Верхнедвинска, Сморгони, деревень Куренец и Красное. Мощность горизонта изменяется здесь от 94—103 м в районе д. Купы и пос. Видзы до 47—60 м в районе деревень Куренец и Красного и 2,9 м юго-восточнее Полоцка (д. Шелково). В тех же направлениях, т. е. в южном и юго-восточном, наблюдаются значительные фациальные изменения. В разрезах уменьшается количество глин и резко возрастает роль песчаных пород. В районе г. Верхнедвинска, пос. Видзы и д. Купы песчаники играют резко подчиненную роль, основную часть разреза здесь слагают глины и алевролиты. В г. Сморгони (Махнач, 1958) песчаные породы составляют менее 10%, в д. Куренец песчанистые и глинисто-алевролитовые породы содержатся примерно в одинаковых количествах, в д. Красное песчаники резко преобладают над остальными типами пород. Юго-восточнее г. Полоцка (д. Шелково) в разрезе свиты отсутствуют глинисто-алевролитовые разности пород. Резкое изменение фациальных особенностей свиты «синих глин» по мере приближения к границе их современного распространения обусловлено приближением к береговой линии морского бассейна, которая проходила, по-видимому, недалеко от границы современного распространения рассматриваемых отложений. В большинстве разрезов северо-западной части Белоруссии наблюдается грехчленное строение свиты «синих глин». Исключением являются разрезы у поселков Докшиц и Кривичей, где верхняя часть свиты «синих глин» оказалась размытой и сохранилась лишь часть нижней глинистой пачки.

В пос. Видзы свита «синих глин» вскрыта на глубине 371,2 м и имеет мощность 103,35 м. В основании разреза залегает нижняя глинистая пачка мощностью 28,9 м (глубина 444,65—473,55 м). Она сложена в нижней части (18,1 м) глинами алевролитовыми с маломощными прослоями песчаников. Глины серые с голубовато-зеленоватым оттенком, плотные, тонкослоистые, слюдистые. Песчаники серые, иногда зеленые, мелкозернистые, полевошпато-кварцевые и кварцево-глауконитовые, часто тонкослоистые. Иногда наблюдается тонкое чередование кварцево-глауконитовых песчаников и алевролитовых глин. Встречаются ходы и остатки червей. Верхние 10,8 м нижней глинистой пачки слагают глины серые и зеленовато-серые с красновато-бурыми и фиолетовыми пятнами, алевролитовые, плотные, переслаивающиеся с песчаниками серыми, разномзернистыми, иногда гравийными, полевошпато-кварцевыми, слюдистыми. Выше выделяется песчаниковая пачка мощностью 7,6 м (глубина 437,05—444,65 м), являющаяся нижней частью второй подсерии балтийской серия. В ее основании (2,7 м) залегают песчаники серые, полевошпато-кварцевые, с редкими прослоями алевролитов и песчаных глин. Остальная часть (4,9 м) пачки сложена тонкопереслаивающимися песчаниками и алевролитовыми глинами. Глины зеленовато-серые с красно-бурым и фиолетовым оттенком, плотные. Песчаники серые и темно-серые, мелкозернистые, полевошпато-кварцевые.

Верхняя глинистая пачка свиты «синих глин» в пос. Видзы имеет мощность 65,85 м (371,2—437,05 м), сложена алевритовыми глинами, лишь в нижней части содержит прослой глинистых алевролитов и песчаников. Глины зеленовато-серые и голубовато-серые, вверху голубовато-желтые, часто с фиолетовым оттенком, плотные, слоистые, часто алевритовые, с ходами и остатками червей. Среди глин отмечены тонкие прослой и линзы полевошпато-кварцевых и кварцево-глауконитовых песчаников с карбонатным цементом. В нижней части пачки прослой песчаников и алевролитов встречаются чаще. Мощность их достигает 20 см. Песчаники нижней части серые и зеленовато-серые, мелкозернистые, полевошпато-кварцевые, с карбонатным, иногда глинистым цементом. Алевролиты серые и зеленовато-серые, полевошпато-кварцевые и кварцево-глауконитовые, горизонтально- и косослоистые, с глинисто-карбонатным цементом. По всей пачке встречается пирит в виде мелких кристаллов, конкреций и гнезд диаметров до 5—7 см.

В д. Купа отложения свиты «синих глин» вскрыты на глубине 181,5 м. Мощность их здесь составляет 94,5 м. Нижняя глинистая пачка свиты имеет мощность 36 м (глубина 240,0—276,0 м). В основании (8,2 м) она сложена глинами серыми, плотными, алевритовыми, местами тонко переслаивающимися с песчаниками светло-серыми, мелкозернистыми, полевошпато-кварцевыми с глауконитом. В глинах встречаются ходы и остатки червей. Выше залегает слой (мощностью 2 м) песчаника серого, прослоями зеленого, мелкозернистого, глауконито-кварцевого, тонкослоистого. Над песчаником залегает порода, представляющая собой частое переслаивание песчаников, алевролитов и глин. Песчаники серые, мелкозернистые, полевошпато-кварцевые с глауконитом, тонкослоистые. Алевролиты глинистые, глины алевритовые, серые, плотные. Выше (12 м) залегают глины, серые с буроватым и желтоватым оттенком, внизу желтовато-серые, плотные, алевритовые, иногда тонкослоистые. В верхней части среди глин встречаются маломощные (2—4 см) прослой алевролитов и песчаников. Заканчивается разрез нижней глинистой пачки свиты «синих глин» в д. Купе алевролитами глинистыми, серыми, плотными, местами переходящими в глины алевритовые с маломощными (2—3 см) прослоями алевролитов и песчаников мелкозернистых, полевошпато-кварцевых, слюдистых. Выше (глубина 232,6—240,0 м) залегает песчаниковая пачка свиты «синих глин», которая сложена песчаниками серыми, слабо сцементированными, разнозернистыми, полевошпато-кварцевыми, с прослоями алевролитов.

Верхняя глинистая пачка свиты «синих глин» в д. Купе имеет мощность 51,1 м (глубина 181,5—232,6 м) и сложена преимущественно глинами. В ее основании залегает 3 м глин серых, плотных, алевритовых, с прослоями (до 2 см) слюдисто-кварцевых алевролитов, полевошпато-кварцевых песчаников. Выше залегает 10,9 м глин зеленовато-серых и серых, плотных, алевритистых, слюдистых, с прослоями алевролитов слюдисто-кварцевых и крепко сцементированных полевошпато-кварцевых песчаников с глауконитом. В глинах отмечены ходы червей. Выше в разрезе выделяются однородный слой мощностью 13,9 м (глубина 204,8—218,7 м) глин зеленовато-серых и серо-зеленых, иногда фиолетовых, плотных, слабо алевритовых, с многочисленными ходами червей.

Заканчивается разрез верхней глинистой пачки глинами (глубина 181,5—204,8 м) зеленовато-серыми с голубоватым оттенком, плотными, алевритовыми, с прослоями алевролитов и песчаников. На отдельных интервалах порода представляет собой тонкое переслаивание алевритовых глин и алевролитов. Мощность прослоев алевролитов не превышает 0,2 м. На глубине 193,2 м встречен прослой (0,5 м) песчаника серого с зеленоватым оттенком, мелкозернистого, полевошпато-

кварцевого с большим количеством глауконита. Ниже прослоя этого песчаника среди глин встречаются прослой мощностью до 0,1 м алевролитов зеленовато-серых, кварцево-глауконитовых, тонкослоистых. Выше прослоя песчаника среди глин встречаются прослой алевролитов серых тонкослоистых, слюдистых, содержащих в небольших количествах глауконит. По всему интервалу в глинах встречаются ходы, реже остатки червей. Для верхней части пачки характерны многочисленные выделения пирита.

Характеристика свиты «синих глин» г. Сморгони, деревень Куренца и Красного приводится по данным А. С. Махнача (1958). В г. Сморгони горизонт «синих глин» имеет мощность 79 м и состоит из трех пачек. Нижняя пачка мощностью 15 м (глубина 145—160 м) сложена глинами зеленовато-серыми, иногда алевролитовыми, тонкослоистыми, с прослоями (5—10 см) разнородных песчаников, с остатками червей. Песчаная пачка свиты «синих глин» имеет мощность 6,55 м (глубина 138,45—145,0 м). Она начинается прослоем (5 см) конгломерата, который состоит из плоской глинистой гальки величиной до 3 см, сцементированной песчаником зеленовато-серым, мелкозернистым, полевошпато-кварцевым с глауконитом. Выше залегают переслаивающиеся глины и песчаники. В последних содержится глауконит. В песчаниках и глинах встречены остатки червей. Верхняя глинистая пачка горизонта имеет мощность 57,45 м (глубина 81—138,45 м). Она сложена преимущественно глинами и по литологическим особенностям подразделяется на три части. Нижняя часть (глубина 124,60—138,45 м) сложена голубовато-серыми глинами с тонкими прослоями серых и зеленовато-серых песчаников с глауконитом. Из этой части разреза Р. Ф. Геккером были определены черви *Sabellidites cambriensis* Jap. Средняя часть пачки (глубина 93,5—124,60 м) сложена в основном такими же породами, как и нижняя. Заканчивается разрез (глубина 81,0—93,5 м) глинами без прослоев песчаников.

Аналогичное строение имеет свита «синих глин» и в районе д. Куренца. Залегает она на глубине 132,5 м (мощность 50,2 м). Нижняя глинистая пачка имеет мощность 22,95 м (глубина 152,3—175,25 м) и сложена внизу (17,15 м) глинами с тонкими прослоями алевролитов, песчаников и гравелитов, вверху (5,8 м) — алевролитами желто-бурыми и красноцветными, тонкослоистыми, иногда глинистыми, переходящими в алевролитовые глины. Средняя (песчаниковая) пачка имеет мощность 9,5 м (глубина 142,8—152,3 м) и сложена песчаниками, красноцветными, разнородными, крепкими, полевошпато-кварцевыми, с карбонатным цементом, с редкими прослоями глин и алевролитов. Верхняя глинистая пачка мощностью 10,3 м (глубина 132,5—142,8 м) сложена карбонатными тонкослоистыми глинами зеленовато-серыми, иногда красноцветными, алевролитовыми. В глинах встречаются тонкие прослой и гнезда алевролитов и песчаников, трещины усыхания, остатки червей.

В районе д. Красное «синие глины» вскрыты на глубине 162 м (мощность 69,7 м). В этом разрезе увеличивается песчаность и разнородность пород. Нижняя пачка имеет мощность 9,5 м и сложена алевролитами и мелкозернистыми песчаниками с горизонтальной слоистостью. Средняя песчаная пачка мощностью 39 м сложена песчаниками серыми, зеленовато-серыми и красноцветными, разнородными, полевошпато-кварцевыми, слюдистыми на плоскостях наложения, с карбонатным, реже глинистым и железистым цементом. Среди песчаников встречаются прослой гравелитов и красно-бурых тонкослоистых алевролитов. Заканчивается разрез свиты «синих глин» в д. Красное пачкой

(11,5 м) алевролитов и мелкозернистых песчаников зеленовато-серых, реже красноцветных и с карбонатным и глинистым цементом.

В районе г. Верхнедвинска в разрезе свиты «синих глин» преобладают глины. Строение горизонта и литологические особенности пород в основном такие, как и в пос. Видзы, д. Купе, г. Сморгони и др. Из отложений «синих глин» г. Верхнедвинска М. Э. Янишевским и Т. Н. Алиховой определены остатки трубчатых червей *Sabellidites cambriensis* J a n.

На юго-западе республики отложения свиты «синих глин» вскрыты в нескольких пунктах (г. Кобрин, деревни Пожежин, Быстрица, Гусаки, г. Высокое, д. Гирск, д. Ротайчицы и др.). Мощность их изменяется от 20 до 80—100 м. Представлена свита «синих глин» в этом районе глинами с прослоями алевролитов и песчаников, т. е. в тех же фациях, что и на северо-западе республики. В разрезах юго-запада наблюдается такое же трехчленное строение свиты «синих глин», как и на северо-западе. Наиболее полный разрез «синих глин» на юго-западе Белоруссии вскрыт у г. Кобрин. Здесь (Махнач, 1958) отложения свиты «синих глин» вскрыты на глубине 247,7 м и имеют мощность 89,4 м. В основании свиты залегает пачка глин мощностью 27,1 м (глубина 337—364,1 м). Глины зеленовато-серые, плотные, тонкослоистые, с прослоями и гнездами песчаников серых и зеленовато-серых, разнозернистых, полевошпато-кварцевых с глауконитом. Выше залегает песчаниковая пачка мощностью 22 м (глубина 315—337 м), сложенная песчаниками зелеными, зеленовато-серыми и серыми, разнозернистыми, от слабо до крепкоцементированных, полевошпато-кварцево-глауконитовых, с глинистым и карбонатным цементом, с гнездами фосфорита и каолинита.

Верхняя глинистая пачка в районе г. Кобрин имеет мощность 40,3 м (глубина 274,7—315 м). Основную часть разреза этой пачки (28,5 м) составляют глины зеленые и зеленовато-серые, изредка красноцветные, как правило, алевроитовые, переходящие в глинистые алевролиты, плотные, часто тонкослоистые. В отдельных интервалах встречаются маломощные прослои (до 10 см) и гнезда песчаника серого и красноцветного, плотного, крепкого, полевошпато-кварцевого, с карбонатным цементом. По всему интервалу встречаются ходы и остатки червей. Заканчивается разрез пачки алевролитами (11,8 м), представляющими кору выветривания горизонта «синих глин». Алевролиты краснобурые, фиолетово-розовые, полевошпато-кварцевые, с глинистым, глинисто-железистым, иногда карбонатным цементом, с прослоями зеленых и серых глин, алевролитов и песчаников, с остатками и ходами червей. В районе д. Быстрица мощность коры выветривания свиты «синих глин» достигает 14,55 м. Сложена она здесь глинами и алевролитами пестроцветными, часто каолинизированными, с ходами и остатками червей *Sabellidites cambriensis* J a n.

В Брестской впадине по профилю г. Высокое — д. Гирск (юго-восточнее г. Кобрин) скважинами у г. Высокое, д. Ротайчицы, пос. Жабинка, д. Гирск и др. балтийская серия пройдена на полную мощность. Ее мощность, условия залегания и строения в основном как и у г. Кобрин. Наиболее типичный разрез балтийской серии по указанному профилю вскрыт скважиной 12-К у д. Ротайчицы на глубине 1227—1346 м (мощность 119 м). В ее составе выделено три пачки: нижняя (глубина 1318—1346 м, мощность 28 м), соответствующая первому крупному циклу осадконакопления; средняя (глубина 1243—1318 м, мощность 75 м), соответствующая второму крупному циклу осадконакопления; верхняя (глубина 1227—1243 м, мощность 16 м) — кора выветривания, развитая на балтийской серии нижнего кембрия.

Нижняя пачка залегает с перерывом на отложениях валдайской серии. В составе пачки выделены две подпачки: нижняя — преимущественно песчаная и верхняя — преимущественно глинистая. Нижняя подпачка (мощность 10 м) сложена песчаниками с прослоями алевролитов и глин. Песчаники светло-серые, резко разнозернистые, полевошпато-кварцевые, часто слюдистые, крепкие, с глинистым цементом. Глины темно-серые, иногда красноцветные, плотные, алевритовые. Верхняя подпачка (мощность 18 м) сложена глинами с прослоями песчаников и алевролитов. Глины темно-серые, плотные, крепкие, гидрослюдистые, алевритовые. В глинах часто встречаются зерна глауконита, с которым обычно ассоциирует пирит. Некоторые наиболее алевритовые разновидности глин переходят в глинистые алевролиты. Песчаники подпачки разнозернистые, полевошпато-кварцевые, с глинистым и карбонатным цементом. В песчаниках встречаются зерна глауконита, есть пирит, каолинит.

Средняя пачка состоит из двух подпачек: нижней — преимущественно песчаной и верхней — в основном глинистой. Нижняя подпачка (мощность 18 м) сложена песчаниками разнозернистыми, полевошпато-кварцевыми, с глинистым, глинисто-карбонатным и глинисто-железистым цементом, с глауконитом. С глауконитом ассоциирует пирит. В песчаниках встречены фосфаты. Глины, образующие редкие прослои, темно-серые, темно-лиловые, зеленовато-серые, гидрослюдистые, алевритовые, с глауконитом. Верхняя подпачка (мощность 57 м) сложена глинами с прослоями песчаников и алевролитов и содержит в значительном количестве глауконит, а на отдельных интервалах мелкие желваки фосфорита. Глины зеленовато-серые, голубовато-серые, алевритовые, с линзами песчаника и алевролита, с глауконитом и пиритом. Основная масса глин сложена тонкочешуйчатым материалом типа гидрослюда и содержит примесь каолинита. Глины в различной степени алевритовые и мелкопесчаные. Обломочный материал разнозернистый, слабо отсортированный, полевошпато-кварцевый. В глинах отмечены гнезда карбонатов, часто встречаются чешуйки слюд. Отмечены ходы и остатки червей. Песчаники серые, разнозернистые, полевошпато-кварцевые, с глауконитом, с глинистым, участками карбонатным цементом. Алевролиты полевошпато-кварцевые и слюдисто-полевошпато-кварцевые с глауконитом и фосфатами.

Верхняя пачка представляет собой кору выветривания балтийской серии нижнего кембрия. В ее составе выделены две подпачки: нижняя глинисто-алеваитовая и верхняя — песчано-алеваитовая. Нижняя подпачка (мощность 12 м) сложена глинистыми алевролитами, переходящими в алевритовые глины, с прослоями песчаников. Породы ожелезнены, содержат выветрелый глауконит. Глины красно-бурые, коричневые, в нижней части в отдельных прослоях темно-серые, зеленовато-серые, алевритовые, гидрослюдистые и каолиновые, ожелезненные. Алевролиты глинистые, красноцветные, кварцевые, полевошпато-кварцевые и слюдисто-кварцевые, с глинисто-железистым цементом, с зернами сильно измененного глауконита. Песчаники полевошпато-кварцевые, с глинистым и карбонатным цементом, с зернами выветрелого глауконита. Содержание карбонатных минералов доходит до 20%. В песчаниках много продуктов вторичного изменения первичных минералов.

Верхняя подпачка (мощность 6 м) сложена песчаниками и алевролитами, переслаивающимися между собой, с прослоями глины. Окраска пород красно-бурая и коричневая, в отдельных прослоях серая. Песчаники полевошпато-кварцевые, мелко- и среднезернистые, с глинистым (гидрослюдистым и каолиновым) цементом, с частыми гнездами и монокристаллами каолинита и зернами выветрелого глауконита.

Приведенные данные показывают, что балтийская серия нижнего кембрия скв. К-12 д. Ротайчицы близка к разрезам балтийской серии скв. 501 района г. Кобрин, а также северо-западных районов Белоруссии. Ее характерными особенностями являются: 1) своеобразные голубовато-серые и зеленовато-серые глины, 2) присутствие по всему разрезу глауконита и мелких желваков фосфорита, 3) наличие ходов и остатков червей *Sabellidites cambriensis* J a n и др.

На территории Белоруссии, как и в Прибалтике, известна только нижняя часть нижнего кембрия, соответствующая мезонацисовому горизонту (с *Holmia kjaerulfi* L n g s., *Vollborthella tenuis* S c h w. и др.) Западной Европы. Значительная же часть верхов разреза нижнего кембрия, которому в Польше и Англии отвечает фауна протоленусового горизонта, здесь полностью отсутствует.

Средний отдел

Отложения среднего кембрия на территории Белоруссии распространены ограниченно и известны только на северо-западе и на юго-западе. Они выделены на основании литологических особенностей, стратиграфического положения в разрезе и по аналогии со сходными отложениями (ижорская или тискреская свита) Прибалтики. Эти отложения относятся к среднему кембрию условно. Они залегают с крупным перерывом на отложениях балтийской серии и резко отличаются от последних литологическими особенностями.

На северо-западе республики отложения среднего кембрия вскрыты в пос. Видзы и в г. Верхнедвинске. В Видзах они залегают на глубине 363 м на отложениях балтийской серии нижнего кембрия и перекрываются ордовиком. Их мощность 8,2 м. Сложены они в нижней части (4,55 м) песчаниками светло-серыми, мелкозернистыми, алевроитистыми, кварцевыми, слабо сцементированными. Выше залегают пески (3,65 м) серые и светло-серые, мелкозернистые (с примесью средних фракций), кварцевые.

Такое же стратиграфическое положение занимают отложения среднего кембрия и в районе г. Верхнедвинска. Вскрыты они здесь на глубине 349,7 м, мощность 3,3 м. Среди песчаников встречаются тонкие прослой серых и светло-серых глин.

На юго-западе республики отложения среднего кембрия вскрыты (под юрскими, триасовыми и пермскими отложениями) в районах городов Кобрин, Высокое, деревень Быстрица, Петьки, Ротайчицы, Гирск, Озяты и пос. Свислочи. Они залегают обычно с перерывом на отложениях балтийской серии, только в районе пос. Свислочи — на отложениях вендского комплекса. Мощность среднекембрийских отложений в Брестской впадине равна 85—115 м (г. Высокое 112—115 м, д. Ротайчицы 109 м, г. Кобрин и д. Гирск 81—89 м). Представлены они песчаниками светло-серыми и белыми, изредка с желтоватым оттенком, мелкозернистыми, реже разнозернистыми, кварцевыми, с тонкой горизонтальной и косой слоистостью, хорошо сцементированными, с гнездами и линзами каолинита, с прослоями кварцевых алевролитов, с каолиновым цементом.

Один из наиболее типичных разрезов ижорской свиты вскрыт скв. 12-К в д. Ротайчицы на глубине 1118—1227 м (мощность 109 м). Она представлена здесь в основном песчаниками с частыми прослоями алевролитов и редкими прослоями глин. Окраска пород красноцветная, розовато-серая и светло-серая, нередко типично пестроцветная.

Песчаники мелкозернистые, иногда разнозернистые, часто алевроитовые, кварцевые, с небольшим содержанием полевых шпатов и слюд.

средне- и крепкоцементированные. Цемент песчаников глинистый (гидрослюдистый, каолиновый), глинисто-карбонатный и карбонатный. Карбонаты представлены в основном доломитом мелкозернистым, слабо ожелезненным, розовой окраски. Их содержание колеблется от 1—2 до 20—25%. Алевролиты имеют в основном такой же состав, как и песчаники. Глины темно-серые, алевритовые, гидрослюдистые, каолиновые.

О химическом составе песчаников среднего кембрия д. Ротайчицы можно судить по анализам двух типичных образцов. В одном из них (глубина 1153,3—1156,3 м), представленном кварцевым песчаником с небольшим содержанием глинистого цемента и единичными гнездами доломита, содержится SiO_2 92,65%, Al_2O_3 2,61%, CaO 0,49%, MgO 0,41%, CO_2 0,31%. Во втором образце (глубина 1223,2—1223,8 м), представленном песчаником красноцветным с доломитовым цементом базального типа, содержится SiO_2 5,89%, Al_2O_3 0,99%, Fe_2O_3 1,81%, CaO 5,88%, MgO 5,24%, CO_2 9,18%. Анализ этих данных показывает, что содержание SiO_2 при пересчете на бескарбонатное вещество составляет около 94%, карбонаты составляют около 20% и представлены полностью доломитом, содержание Fe_2O_3 небольшое (1,81%), но этого достаточно для красноцветной окраски породы.

Верхний отдел

Отложения верхнего кембрия выделены условно в ряде разрезов Брестской впадины (г. Высокое, д. Ротайчицы, г. Кобрин и др.). Залегают они без видимого перерыва на среднем кембрии и перекрываются терригенной толщей ордовика, а в краевых частях впадины непосредственно юрой. Мощность их равна 31—43 м. Представлены они в основном алевролитами с прослоями глин и песчаников.

Наиболее типичный разрез верхнего кембрия вскрыт скв. К-12 в д. Ротайчицы Брестской области на глубине 1078—1118 м (мощность 40 м). Здесь он представлен в основном алевролитами с частыми прослоями глин, изредка песчаников. Среди алевролитов выделяются две разновидности: 1) алевролиты крупно- и среднезернистые, 2) алевролиты глинистые, мелкозернистые. Алевролиты крупно- и среднезернистые, серые, кварцевые, с незначительной примесью полевых шпатов и слюд, хорошо цементированные, с карбонатным и карбонатно-глинистым цементом. Глинистые алевролиты имеют темно-серую окраску. Соотношение между алевритовой и глинистой частями породы различное. Обломочная часть представлена мелко- и частично среднеалеваевритовыми зернами кварца. В большом количестве содержатся слюды (биотит, изредка мусковит), чешуйки которых образуют тонкие прослойки и имеют четкую параллельную ориентировку. Отмечены зерна полевых шпатов. Цементом служит глинистое тонкочешуйчатое вещество типа гидрослюды. Глины темно-серые и зеленовато-серые, гидрослюдистые, алевритовые. Алевритовый материал кварцевый и слюдистый, распределен в породе неравномерно. Песчаники разнозернистые (от мелко- до крупнозернистых), алевритовые, кварцевые, с карбонатным цементом порового типа. В толще верхнего кембрия широко развиты смешанные породы: песчано-алеваевритовые, песчано-глинистые, глинисто-алеваевритовые. Слоистость тонкая, горизонтально-прерывистая, линзовидная, на отдельных интервалах ленточная. По всей толще, хотя и не во всех образцах, встречаются карбонатные минералы, представленные кальцитом и доломитом. Содержание карбонатных минералов колеблется от единиц до первых десятков процентов. Распространены они неравно-

мерно, гнездообразно. В отдельных образцах много пирита и органического вещества.

В одном из анализированных образцов содержится 89,13% SiO_2 и 1,63% Al_2O_3 и около 6% доломита. Толща верхнего кембрия в разрезе Брестской скважины К-12 отчетливо отделяется от подстилающей (среднекембрийской) и покрывающей (ордовикской) толщ более мелким гранулометрическим составом пород, широким развитием алевритовых и глинистых пород и незначительным количеством песчаников. К верхнему кембрию рассматриваемая толща отнесена условно по ее стратиграфическому положению в разрезе и литологическому сходству с разрезами верхнего кембрия Прибалтики.

В отложениях кембрия Белоруссии нет месторождений полезных ископаемых. Заслуживает внимания детальное изучение железисто-каолиновой толщи коры выветривания, развитой на «синих глинах» нижнего кембрия. Эта часть разреза может оказаться перспективной на некоторые виды полезных ископаемых.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Первое указание о возможном распространении в Белоруссии ордовикских отложений принадлежит А. П. Карпинскому. Несмотря на то, что в ряде работ (1892, 1907) А. П. Карпинский говорил о широком распространении древнепалеозойских отложений на территории Белоруссии, с конца XIX в. и вплоть до начала пятидесятих годов XX в. прочно укоренилось мнение, что в Белоруссии наиболее древними палеозойскими отложениями, непосредственно залегающими на породах кристаллического фундамента, являются девонские. В значительной мере это было обусловлено тем, что палеозойские отложения, залегающие непосредственно под мезозоем, в скважине района г. Минска, пробуренной в 1914—1915 гг., на основании заключения А. П. Карпинского, П. А. Тутковским и Е. В. Оппоковым (1916) были отнесены к среднедевонским. Правда, в 1922 г. И. Семирадский указал на литологическое сходство аркозовых песчаников минской скважины с широко распространенными отложениями на Подолии, где их принадлежность к додевонским отложениям не вызывала сомнений.

Наиболее интенсивное изучение ордовикских отложений, как и всего осадочного чехла Белоруссии и смежных районов, началось после окончания Великой Отечественной войны. Большой фактический материал, полученный в результате глубокого бурения, позволил установить возраст додевонской мощной песчано-глинистой толщи, залегающей непосредственно на кристаллическом фундаменте.

Керновый материал пробуренных глубоких скважин Белоруссии в 1948—1949 гг. был изучен Т. И. Осыко, Е. П. Брунс, А. Н. Золотаревой, А. С. Махначом, Б. С. Соколовым, В. Т. Белоусовой. При описании разреза минской опорной скважины А. Н. Золотарева в 1948 г. высказала предположение о возможном наличии ордовикских (нижнесилурийских) отложений в Белоруссии.

В 1948—1950 гг. Н. П. Фурсовой, Л. К. Берзиной, Т. И. Осыко на основании определений фауны Т. Н. Алиховой в разрезе скважины в г. Верхнедвинске были выделены ордовикские отложения (глауконитовые, ортоцератитовые и эхиносферитовые слои), а в районе г. Бреста (Т. И. Осыко) — верхнесилурийские.

В 1951—1952 гг. исследованиями П. Л. Шульги, А. С. Махнача, А. Я. Стефаненко в юго-западной части Белоруссии выделены нижний силур (ордовик) и верхний силур (собственно силур).

В изучение ордовикских отложений Белоруссии большой вклад внесен Т. И. Алиховой (1960), разработавшей на основании изучения фауны схему стратиграфии ордовика всей Русской платформы.

Фактический материал по ордовику, полученный при бурении глубоких скважин, обобщен в ряде отчетов (Н. П. Фурсова, Л. К. Берзина, Р. С. Каган, Т. И. Осыко, А. Н. Бессонов, Е. Н. Жук и др.). Наиболее полно ордовикские отложения всей территории Белоруссии освещены в работах А. С. Махнача (1958). В последние годы новые данные по ордовику получены по Брестской впадине (И. И. Верниковский, Г. В. Зиновенко и др.).

Ордовикские отложения на территории республики распространены широко. Они приурочены к северо-западным склонам Белорусского массива и к Брестской впадине. На северо-западе граница распространения ордовика проходит несколько восточнее пос. Россоны, г. Полоцк, пос. Ветрино, северо-западнее поселков Докшицы и Кривичи, г. Сморгонь и юго-восточнее г. Ошмяны. На юго-западе эта граница проводится южнее пос. Свислочи, севернее поселков Порозово, Ружаны, между городами Пружаны и Береза, западнее Кобрина, восточнее пос. Жабинки и южнее Бреста. На крайнем юго-западе ордовик выделен на площади, расположенной к югу от поселков Домачево и Малорита.

В Белоруссии, как и в смежных районах Латвии, Литвы и Украины, достоверно установлены все три отдела ордовикской системы (рис. 16). В нижней части разреза отложения ордовика представлены терригенными породами (тремадокский ярус), в средней и верхней — карбонатными. Известные в настоящее время мощности ордовика колеблются в пределах 29—143 м, изменяясь на северо-западе от 29 м (д. Суходолы) до 108 м (пос. Видзы), на юго-западе от 83 м (пос. Жабинка) до 143 м (г. Высокое).

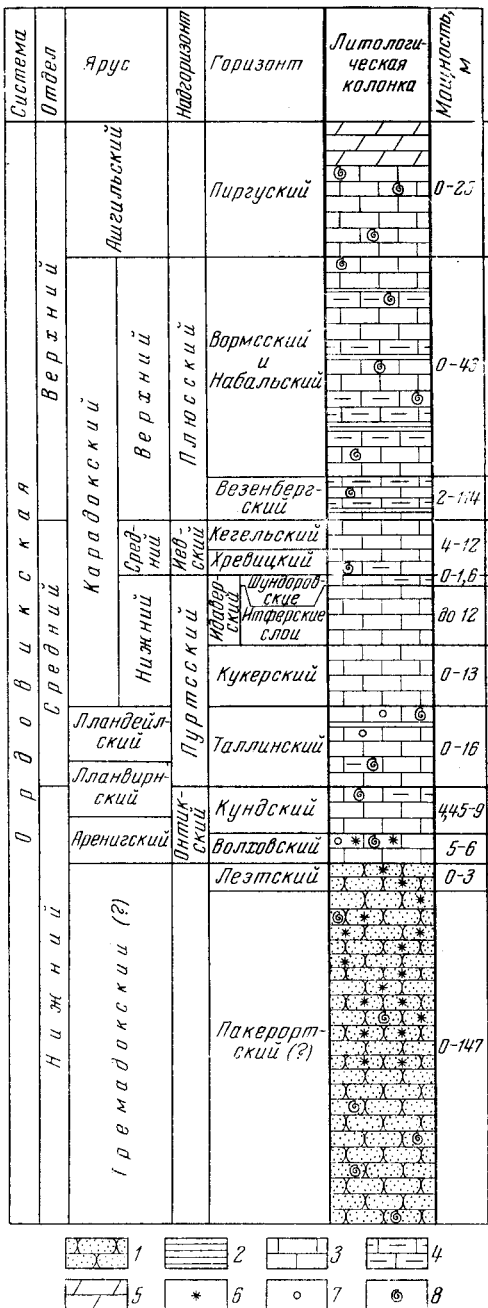


Рис. 16. Сводный стратиграфический разрез ордовика. Составили А. И. Свержинский, Н. Н. Смирнова

1 — пески, песчаники; 2 — глины, аргиллиты; 3 — известняки; 4 — мергели; 5 — доломиты; 6 — глауконит; 7 — оолиты; 8 — фауна

В скважине д. Пища Волынской области мощность ордовика превышает 40 м. Максимальная мощность ордовика для северо-западной части Белоруссии предполагается в районе г. Браслава, где вскрытая мощность составляет 108 м (скважина остановлена в среднем ордовике). Глубина залегания ордовика на северо-западе колеблется от 63—70 м (деревни Жодишки, Нестанишки, Королевцы) до 330 м (г. Верхнедвинск), на юго-западе от 588 м (пос. Жабинка) до 951 м (д. Ротайчицы), в д. Пуще 375 м. Как видно из приведенных данных, увеличение мощностей на северо-западе республики наблюдается в северном и северо-западном направлениях (соответственно и погружение кровли происходит в ту же сторону), на юго-западе — в западном.

Отложения ордовикской системы на территории Белоруссии и смежных районов залегают на породах кембрия, а перекрываются на северо-западе силурийскими (г. Браслав, пос. Видзы, деревни Суходолы, Рудишки), девонскими (г. Верхнедвинск, д. Купа, пос. Полоцкий) и непосредственно четвертичными (деревни Жодишки, Ядревцы, Мартышки) образованиями, на юго-западе — силурийскими (деревни Ротайчицы и Пища Волынской области) и, возможно, в отдельных пунктах краевой части впадины юрой.

Стратиграфия ордовикских отложений для северо-западной части республики разработана Т. Н. Алиховой (1960), изучавшей фауну этой части разреза для Белоруссии, Литвы и Латвии. Расчленение ордовика на юго-западе республики приведено по данным И. И. Верниковского, Г. В. Зиновенко, А. В. Мацкевич, а по скважине, пробуренной в д. Пища, по данным Г. М. Помяновской.

Стратиграфическое расчленение ордовикских отложений дается по унифицированной схеме, но так как границы выделенных горизонтов в большинстве случаев не совпадают с границами ярусовой новой унифицированной схемы, описание отложений приводится по отделам и горизонтам.

Северо-западные склоны Белорусского массива

Нижний отдел. В составе нижнего ордовика северо-западной части Белоруссии и смежных районов Литвы на основании данных изучения палеонтологических остатков и литологических особенностей пород выделяются тремадокский и аренигский ярусы и нижнелланвирчский подъярус, включающие пакерортский, леэтский, волховский и кундский горизонты.

Пакерортский горизонт на северо-западе Белоруссии выделен лишь в пос. Видзы (357,7—358,16 м), где представлен, как и на территории Литвы (города Пренай, Швенченис), оболовыми песчаниками, сложенными преимущественно рыхлыми кварцевыми неотсортированными песчаниками с обломками *Obolus apollinis* Eichw. В пос. Видзах мощность горизонта составляет 0,45 м, в Швенченисе 0,05 м, в Вильнюсе 6—7 м.

Леэтский горизонт вскрыт на северо-западе республики в д. Купе (181,35—181,5 м), где сложен глауконитовыми песками и песчаниками зеленого цвета. Отложения этого горизонта в д. Купе имеют мощность 0,15 м; такую же мощность можно предположить и для скважины в пос. Видзах. Верхняя граница горизонта из-за отсутствия типичной фауны и постепенного перехода песков и песчаников в карбонатные породы вышележащего горизонта может быть проведена в значительной степени условно. На территории Литвы в отложениях леэтского горизонта встречены *Plectella uncinata* (P a n d.), *Panderina tetragona* (P a n d.), *Ranorthis carinata* Rub., «*Megalaspis*» cf. *pagreboni* L a m.

Волховский горизонт на северо-западе Белоруссии вскрыт тремя скважинами: в г. Верхнедвинске (340,2—340,7 м), пос. Видзах (352,55—357,55 м) и д. Купе (186,35—185,50 м). Представлен известняками плотными, в различной степени доломитовыми, местами — глинистыми неплотными известняками с зернами глауконита. Цвет серый, зеленовато-серый, темно-серый, реже фиолетово-серый, иногда (пос. Видзы) с желтыми пятнами, в которых наблюдаются скопления железистых оолитов. Здесь встречены *Endoceras glauconiticum* Heing., *Orthis* cf. *callactis* Dalm., *O.* cf. *abscissa* Papd., *Megistaspis* sp., *Asaphus* sp. и *Orthidae*.

Из-за недостаточного количества найденной фауны верхняя граница, а соответственно и мощность горизонта, несколько условны. Так, в г. Верхнедвинске она составляет 10 м, в д. Купе 5,65 м, в пос. Видзах 5,0 м (в Литве, близ границы с Белоруссией, она изменяется от 1 до 4,5 м).

Кундский горизонт в северо-западной части республики вскрыт в тех же скважинах, что и волховский на глубинах в пос. Видзах 347,8—352,55 м, в д. Купе 175,25—179,7 м, в г. Верхнедвинске 335,2—340,2 м. Представлен известняками, в различной степени глинистыми, местами доломитизированными, серыми, темно- и зеленовато-серыми. Нередко в них наблюдаются ожелезненные обломки фауны и железистые оолиты (в местах разрушения оолитов образуются ржавые пятна). Последние встречаются по всему горизонту. В разрезе д. Кула преобладают зеленовато-серые, сильноглинистые и лишь местами более плотные известняки.

В кундском горизонте в Белоруссии и смежных районах Литвы и Латвии обнаружена следующая характерная для этого горизонта фауна: *Lycophoria nucella* Dalm., *Antigonambonites* cf. *aequirostris* Gagg., *Endoceras duplex* Wahlb., *E. incognitum* Bal., *Paracyclendoceras cancellatum* (Eichw.), *Megistaspis heros* (Dalm.), *Pliomera fischeri* (Eichw.), *Orthis* sp., *Illaenus* sp., *Asaphus* sp.

Мощность горизонта в г. Верхнедвинске 5 м, в пос. Видзах 4,75 м, в д. Купе 4,45 м. В соседних районах Литвы мощность изменяется в пределах от 3,4 м (г. Вильнюс) до 6,1 м (г. Швенченис).

Средний отдел. Площадь современного распространения отложений среднего ордовика на северо-западе Белоруссии несколько меньше, чем нижнего ордовика, что связано, по-видимому, с доверхнедевонским размывом. Мощность нижнего ордовика в д. Купе равна 10,3 м, в г. Верхнедвинске 15,0 м, а среднего соответственно 3,5 и 3,0 м. Граница распространения среднего ордовика в этом районе проводится восточнее г. Верхнедвинска, пос. Мюоры, западнее пос. Мядель, северо-западнее г. Ошмяны и дальше она уходит на запад за пределы республики.

По фауне в составе среднего ордовика на северо-западе республики выделены таллинский и кукерский горизонты, итферские слои, шундорские слои и иевский надгоризонт нерасчлененные, соответствующие верхней (меньшей) части ланвирнского, ландейльского, нижне- и среднекарадокского подъярусам.

К таллинскому горизонту на северо-западе Белоруссии отнесены отложения, залегающие на глубине 332,1—347,8 м (мощность 15,7 м) в пос. Видзах, 380,4—390,4 м (вскрытая мощность 10 м) в г. Браславе, 332,0—335,2 м (мощность 3,2 м) в г. Верхнедвинске, 175,25—171,75 м (мощность 3,50 м) в д. Купе. Они представлены известняками серыми, плотными, с многочисленными темно- и зеленовато-серыми глинистыми примазками неправильной формы. Наблюдается чередование более и менее глинистых разностей известняков.

В пос. Видзах в нижней части горизонта известняки пестрые: зеленовато-серые и серые с кирпично-красными, фиолетовыми и желтыми пятнами и разводами. В д. Купе и пос. Видзах наблюдаются ожелезненные обломки фауны и железистые оолиты (преимущественно в нижней части горизонта). В большом количестве встречается фауна, из которой наиболее характерны для горизонта формы *Platystrophia sf. dentata* P a n d., *Cyrtonotella semicircularis* (W y s o g.), *Leptestia humboldtii* (V e r n.), *Christiania oblonga* (P a n d.), *Ladogiella transversa* (P a n d.), *Lycophoria globosa* (P a n d.), *Orthoceras regulare* S c h l., *Endoceras remotum* E i c h w., *En. schlieffeni* R u d., *En. cf. vertebrale* E i c h w., *Cochlioceras avus* E i c h w., *Echinospaerites aurantium* G y l l., *Cyclopentagonalis serratus* J e l t., *Asaphus cornutus* P a n d., *As. platyurus* A n g., *Iliaenus intermedius* H o l m., *Cheirurus exsul* B e u g. и др.

Мощность таллинского горизонта в д. Купе, г. Верхнедвинске и других пунктах неполная, что связано с доверхнеордовикским размытием.

Кукерский горизонт на северо-западе республики вскрыт лишь двумя скважинами — в пос. Видзах (321,5—332,1 м) и в г. Браสลаве (367,4—380,4 м). Представлен известняками, большей частью серыми, плотными, тонкокристаллическими, реже зеленовато-серыми, более глинистыми, скрытокристаллическими.

В серых плотных известняках наблюдаются незначительные включения сильноглинистого вещества темно-серого, реже коричневатого и зеленовато-серого, что обуславливает желваковую текстуру известняков. В этом горизонте в большом количестве встречена фауна, наиболее характерные формы которой *Pseudocrania planissima* (E i c h w.), *Platystrophia biforata* S c h l., *Cliftonia dorsata* (H i s.), *Leptestia musculosa* B e k k., *Leptelloidea leptelloides* (B e k k.), *Opikina dorsata dorsata* (B e k k.), *Sowerbyella liliifera* Ö p., *Kullervo panderi* (Ö p.), *Clitambonites schmidti* (P a h l.), *Cl. squamatus* (P a h l.), *Vellamo Pyramidalis* (P a h l.), *Michelinocearas kuckersense* B a l., *Endoceras kuckersense* B a l. и др.

Мощность горизонта в пос. Видзах и г. Браслане равна соответственно 10,6 и 13,0 м, в г. Швенченисе 11 м, в г. Вильнюсе 6,5 м.

Итферские слои идаверского горизонта выделены только в скважине в пос. Видзы (319,6—321,5 м), где в сильноглинистых известняках, мощностью 1,9 м, найдена характерная для итферских слоев фауна — *Cyrtonotella concava* (S c h m.) наряду с видами, известными и из вышележащих горизонтов, что не исключает возможности и более молодого возраста этих отложений. На соседней территории Литвы (в г. Пренай) встречена типичная для горизонта *Cyrtonotella concava* (S c h m.), *Opikina anijana* (Ö p.).

Границы горизонта в разрезе скважины пос. Видзы точно не установлены. В г. Пренае мощность равна 16,2 м (достаточно обоснованно лишь 8,7 м). В г. Браслане эти отложения выделяются условно (мощность 12 м).

Шундоровские слои и невский(?) надгоризонт (нерасчлененные) выделены в северо-западных районах Белоруссии. В скважинах в пос. Видзы (314,0—319,6 м) и г. Браслане (349,7—355,3 м) выше кукерского горизонта залегает толща известняков зеленовато-серых, в различной степени глинистых общей мощностью 6 м. В известняках, залегающих в пос. Видзах, выше тех, которые отнесены к итферским слоям, обнаружены представители криноидей, известные, по данным Р. С. Елтышевой, лишь в шундоровских слоях — *Pentagonopentagonalis eoronoides* J e l t. в невском надгоризонте — *Pentagonocyclicus pentaporus* J e l t. Кроме этих форм, в данной части разреза

найлены *Clitambonites schmidti epigonus* Ö p. и *Platystrophia lynx lynx* E i s h w., причем первая форма встречена вместе с шундоровским представителем криноидей.

Мощность (условная) шундоровских слоев 1,6 м (сильноглинистые известняки, аналогичные известнякам итферского горизонта), иевского надгоризонта — около 4 м (в различной степени глинистые известняки).

В 1963—1964 гг. ниже-среднеордовикские отложения вскрыты скважинами в деревнях Суходолы (273,6—275,05 м) и Рудишки (253,6—259,6 м) Ошмянского района, где представлены песками (д. Рудишки) и мергелями с прослоями глин. В д. Суходолы в мергелях верхней части разреза встречены *Rafinesquina* sp. (определения И. Ю. Пашкевичюса) и остракоды *Bolbina rakverensis* S a r v., *Tallinnopsis liwica* (N e c k.), *Sigmoopsis granulata* (S a r v.), *Disulcina perita perita* (S a r v.) (определение Ст. Сауленене), указывающие на ниже-среднеордовикский возраст этой толщи. Мощность нерасчлененных ниже- и среднеордовикских отложений в скважине д. Суходолы составляет 1,45 м; залегают они на среднекембрийских образованиях. В д. Рудишках вскрытая мощность их равна 6,0 м (скважина остановлена в ордоликке).

Верхний отдел. На территории северо-западной части Белоруссии (и в смежных районах Литвы) в верхнем ордовике, вскрытом многими скважинами, выделены везенбергский и набальский — вормсиский горизонты (нерасчлененные) верхнекарадокского подъяруса и пиргуский горизонт ашгильского яруса.

Везенбергский горизонт на северо-западе Белоруссии установлен в разрезе ордовика в деревнях Купа (311,0—314,0 м), Суходолы (267,35—273,5 м) и Рудишки (238,0—249,4 м). В д. Купа отложения везенбергского горизонта представлены известняками серыми и светло-серыми с пропластками и неправильной формы включениями зеленовато-серого мергеля и карбонатной глины. В известняках обычно стилолитовые швы. В скважинах в деревнях Суходолы и Рудишки мергели и известняки часто переслаиваются между собой и содержат прослойки доломитовых глин. Фауна обильная и позволяет выделить везенбергский (ракверский по И. Ю. Пашкевичюсу) горизонт. Т. Н. Алиховой и И. Ю. Пашкевичюсом определены *Platystrophia* cf. *lutkevichi* A l., *Dalmanella wesenbergensis* W y s o g., *D. wesenbergensis vilniusensis* A l., *Rafinesquina inaequiclina* A l., *Sowerbyella sladenis* J o n., *Sampo hiiuensis* Ö p., *Holtedahlna sakuensis* O r a s p., *Leptaena wesenbergensis* A l., *Platystrophia ovalis* A l., *Pl. quadriplata* A l., *Chasmopa wesenbergensis* S c h w. и виды, известные из вышележащих горизонтов. Кроме того, Ст. Сауленене определены остракоды *Bolbina rakverensis* S a r v., *Disulcina perita perita* (S a r v.), *Tetrabella litwiensis* N e c k., *Dilobella illativis* N e c k. и др.

Мощность горизонта в д. Купе 2,15 м, д. Суходолы 6,25 м и д. Рудишки 11,4 м.

Набальский и вормсиский горизонты на северо-западе Белоруссии выделены как нерасчлененные (расчленены лишь в Литве в Пренайском разрезе). Вскрыты скважинами в д. Купе (144,85—169,6 м), г. Браславе (304,6—347,9 м), пос. Видзах (276,3—311,0 м), в деревнях Суходолы (255,8—267,35 м), Рудишки (238,0—249,4 м) и др. В д. Купе, пос. Видзах, г. Браславе они представлены известняками серыми, иногда светлыми или желтовато-серыми, с неправильными пропластками (мощностью от 1—2 до 5—8 см) и включениями темно-серого глинистого известняка, мергелями (Суходолы, Рудишки) зеленовато-серыми, часто с пятнами темно-серого и бурого

цвета, известковисто-доломитистыми и доломитистыми, иногда переходящими в доломитовую глину; известняки иногда органогенные. Фауна встречена обильная, но не позволяющая в названных разрезах выделить набальский и вормиский горизонты в самостоятельные единицы. Наиболее характерны: *Pseudolingula quadrata* (Eichw.), *Boreadorthis* cf. *recula aequivalvata* Op., *Dalmanella* cf. *estona* Vysog., *Vellamo verneulli* (Eichw.), *Triplesia insularis* (Eichw.), *Porambonites gigas* Teich., *Rafinesquina semipartita* (Roem.), *Iliaenus* cf. *roemeri* Volb. и др. Кроме того, в пос. Видзах в 9 м от нижней границы набальского горизонта, а в г. Швенченисе — в 5 м от его подошвы обнаружен *Dinorthis (Plassiomys) solaris* (Buch), характерный для вормиского горизонта.

Суммарная мощность набальского и вормиского горизонтов составляют в д. Суходолы 11,55 м, д. Рудишки 11,4 м, д. Купе — 24,75 м, пос. Видзах 34,7 м, г. Браславе 43,3 м.

Пиргуский горизонт вскрыт на северо-западе Белоруссии в скважинах в г. Браславе (282,1—304,6 м), пос. Видзах (251,0—276,3 м), Купе (135,0—144,8 м), Суходолах (246,5—255,8 м), Рудишках (223,8—238,0 м), Новиках, Королевцах, Нестанишках и других и сложен известняками и доломитами. В г. Браславе и д. Купе в верхней части разреза — доломиты и доломитизированные известняки, серые, местами довольно светлые, а в Суходолах и Рудишках в разрезе преобладают доломиты светло-серые, массивные, перекристаллизованные. Из характерных форм здесь присутствуют (определения Т. Н. Алиховой и И. Ю. Пашкевичюса): *Sarcinula venoesta* Sok., *Platystrophia* cf. *dalinkevichusi* Pask. (in litt.), *Dinorthis (Plassiomys) cf. solaris* (Buch.), *Dalmanella* aff. *estona* Vysog., *Sowerbyella sladenensis* Jon., *S. sladenensis simulans* Jon., *Plectatrypa sulevi* Jaan., *Pl. turgida* Jaan. (in coll.), *Discoceras* cf. *antiguissimus* (Eichw.), *Dictyonema* cf. *robustireticulatum* Obut et Rytzk., «*Halysites*» sp., *Boreadorthis* sp., *Straparolus* sp.

Мощность пиргуского горизонта в д. Суходолы 9,3 м, в д. Купе 9,85 м (неполная в результате доживетской эрозии), д. Рудишки 14,2 м, г. Браславе 22,3 м, пос. Видзы 25,3 м. Верхняя часть горизонта вскрыта рядом скважин, пробуренных севернее г. Сморгони. В д. Жодишки вскрытая мощность горизонта 15,4 м, в д. Нестанишки 21,0 м.

Юго-западная часть Белорусской ССР (Брестская впадина)¹

До последнего времени отложения ордовика Брестской впадины были изучены слабо, так как немногочисленные буровые скважины вскрывали здесь только их самую верхнюю часть. В последние годы Управлением геологии при Совете Министров БССР по профилю г. Высокое — д. Гирск пробурено значительное количество скважин (1-К, 10-К, 12-К, 5-К, 3-К и др.), большая часть которых полностью прошла ордовикские отложения. Эти данные, а также материалы по смежным районам Польши (Znosko, 1964; Langier-Kuzniarowa, 1967) дали весьма ценный новый материал по ордовику.

Ордовикские отложения распространены в западной и центральной частях Брестской впадины. Они залегают на размытой поверхности среднего и верхнего кембрия, перекрываются силуром. Между ордовиком и силуром установлен перерыв в осадконакоплении и выпадение из разреза верхних горизонтов ордовика и нижних горизонтов силура. В составе ордовика выделяются две толщи: нижняя — песчано-глинистая (пакерортский горизонт) и верхняя — карбонатная.

¹ В подготовке раздела принимала участие Г. В. Зиновенко.

Пакерортский горизонт тремадокского яруса нижнего ордовика в Брестской впадине имеет большую мощность (70—103 м), причем она увеличивается с востока на запад (пос. Жабинка 70 м, д. Ротайчицы 100 м, г. Высокое 103 м). Горизонт сложен серыми песчаниками с прослоями алевролитов и глин. Один из наиболее типичных разрезов горизонта вскрыт скважиной 12-К в д. Ротайчицы в интервале глубин 978—1078 м. Он сложен светло-серыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами кварцевого состава с прослоями глин.

Мощность карбонатного ордовика, полностью пройденного рядом скважин в северной части Брестской впадины, равна 13—40 м. Максимальная мощность характерна для скважины 1-К (40 м), расположенной в самой западной части района. Восточнее мощности постепенно уменьшаются и составляют в скважинах К-10 и К-12 27—30 м, в скважинах К-5 и К-3 19—13 м. Уменьшение мощностей карбонатного ордовика связано главным образом с размывом его верхней части. По направлению на запад от скв. 1-К на территории Польши мощность ордовика несколько увеличивается и составляет 42,2 м (глубина 1136,0—1178,2 м) в Мельнике и 44,3 м (глубина 2357,7—2402,0 м) в Жебраке. Восточнее скв. 3-К отложения ордовика отсутствуют.

Максимальные глубины залегания карбонатного ордовика на территории северной части Брестской впадины отмечены в скважинах 12-К (948 м) и 10-К (945 м). Они заметно уменьшаются по направлению на восток (скв. 5-К 734 м, скв. 3-К 578 м) и на запад (скв. 1-К 820 м). На территории Подляского погружения кровля ордовика залегает на значительно больших глубинах (Мельник 1136 м, Жебрак 2357,7 м), чем в Брестской впадине.

В сравнительно однородной карбонатной толще ордовика Брестской впадины и смежных районов Польши на основании литологических данных и каротажа выделено четыре пачки («А», «Б», «В», «Г»), которые хорошо выражены и уверенно коррелируются между собой во всех скважинах. В восточном направлении мощность пачек «А», «Б», «В» постепенно уменьшается, а пачка «Г» резко сокращается, что связано с размывом ее верхней части.

Пачка «А» в Брестской впадине и смежных районах Польши сложена в нижней части (0,7—2 м) глауконитовыми песчаниками (леэцкий горизонт), в верхней (0,6—2,8 м) — глауконитовыми известняками (волховский горизонт).

Глауконитовые песчаники в Брестской впадине и Подляском погружении залегают несогласно на оболочках песчаниках тремадока и являются базальным горизонтом карбонатной толщи ордовика. В центральной части Подляского погружения (скважина Жебрак) в основании глауконитового песчаника залегают конгломераты, сложенные обломками (величиной от миллиметров до 2 см) песчаника и других пород. И только в северо-восточной части Подляского погружения (скважины деревень Васьки, Подборовиско, Гродиско) глауконитовый песчаник залегает несогласно на черных граптолитовых сланцах тремадока. В скважине Мельник (Znosko, 1964) прослой этих сланцев имеет мощность только 1 см. Глауконитовые песчаники сложены в основном глауконитом и содержат примесь зерен кварца и полевых шпатов.

В глауконитовом песчанике Подляского погружения определена следующая фауна: *Lingulella* sp., *Acrothele* sp., *Crania* sp., *Nonorthis* cf. *christianiae* (Kjerulf.).

В смежных с Белоруссией районах Волыни и в д. Пуша Г. М. Помяновской кварцево-глауконитовые песчаники с глинистым цементом (леэцкий горизонт) выделены на глубине 412—415 м (мощность 3 м).

Из фауны здесь встречен только *Endoceras* sp. Верхняя граница проведена по появлению *Dalmanella* sp.

На основании стратиграфического положения и фауны глауконитовый песчаник Брестской впадины, как и смежных районов Польши, Украины и других районов Русской платформы (Алихова, 1960) относится к лезтскому горизонту тремадокского яруса нижнего ордовика.

Глауконитовый известняк в Брестской впадине и Подляском погружении залегает на глауконитовом песчанике и только в отдельных пунктах Подляского погружения (скважина д. Кшиже), как и в Эстонии, в основании подпачки известняка выделяется тонкий прослой мергеля и карбонатной глины. Известняки зеленовато-серые и серые, нередко пестроцветные, на отдельных интервалах доломитовые, иногда с прослоями доломитов, с различным содержанием глауконита. В известняках много фауны трилобитов, головоногих, плеченогих, граптолитов, из которых в скважинах Подляского погружения определены *Orthis callactis* Dalman, *Antigonambonites* cf. *planus costatus* Örik, *Hemipyonites* cf. *tumida* (Pander), *Plesiomegalaspis* sp., *Asaphus* sp., *Megalaspis limbata* Sars. et Bock., *Megalaspides* sp., *Niobe* cf. *incerta* Tjernvik, *Cybele bellatula* (Dalman).

Пачка глауконитовых известняков по фауне и стратиграфическому положению в разрезе относится к волховскому горизонту аренигского яруса нижнего ордовика.

В скважине д. Пуци (глубина 406—412 м, мощность 6 м) этот горизонт сложен известняками, изредка доломитовыми и содержит, по данным Г. М. Помяновской, следующую фауну: *Endoceras* cf. *glauconiticum* Heintz., *Paracyclendoceras cancellatum* (Eichw.), *Orthis* sp., *Asaphus* sp. и др.

Пачка «Б» (кундский горизонт) имеет мощность 4,2—6,6 м. Она сложена известняками светло-серыми с бурыми оттенками, пятнами желто-бурыми, трещиноватыми, кавернозными, с железистыми оолитами, сложенными шамотитом и лимонитом, иногда доломитовыми. Из известняков этой пачки в скважинах Подляского погружения определены *Paracyclendoceras cancellatum* (Eichw.), *Orthoceras regulare* (Schloth.), *Neoasaphus* cf. *kowalewskii* Law., *Cyrtototella* cf. *kukersiana* (Wysog.), *Nonorthis* sp., *Crinoidea*.

Известняки пачки «Б» по положению в разрезе и фауне относятся к кундскому горизонту аренигского и ланвирнского ярусов ордовика.

В скважине д. Пуца, по данным Г. М. Помяновской, к кундскому горизонту отнесены отложения, залегающие на глубине 397—406 м (мощность 9 м) и представленные известняками светло-серыми, среднекристаллическими, крепкими, плотными, с зеркалами скольжения. В них обнаружена фауна: *Dalmanella wesenbergensis* Wysog., *D.* ex gr. *navis* Örik., *Leptaena wesenbergensis* Al., *Platystrophia lutkevichi* Al., *Pl.* aff. *lynx lynx* Eichw.(?), *Pl.* ex gr. *dentata* (Pander.), *Sowerbyella sladensis* Jones., *S.* cf. *trivia* Rõõm., *Boreadorthis crassa* Örik., *B. sadewitzensis* (Roemer.), *Vallamo verneulli* (Eichw.) и другие.

Пачка «В» (таллинский горизонт) имеет примерно такую же мощность, как и предыдущая пачка, и сложена серыми трещиноватыми известняками, с многочисленными выделениями пирита и черного битума. Из известняков этой пачки Подляского погружения определена фауна: *Orthoceras regulare* Schloth., *Nicolella* sp., *Clathrospira* cf. *inflata* Kок.

Пачка «В» по фауне, литологическим особенностям и положению в разрезе может быть отнесена к таллинскому горизонту ланвирнского и ландейльского ярусов среднего ордовика.

Пачка «Г» сложена известняками светло-серыми, трещиноватыми, по трещинам с глинистыми налетами и битумами, с прослоями темно-серых глинистых известняков. Наиболее типично эта пачка представлена в скв. 12-К, нижняя ее часть присутствует в скважинах 5-К и 3-К. Западнее (скважины 1-К и 10-К) литологический состав пачки несколько меняется за счет увеличения в разрезе прослоев глинистых известняков и появления прослоев мергелей.

Пачка «Г» на территории Польши отчетливо выделяется в скважинах Мельника и Жебрака. В Жебраке она сложена в основном такими же известняками, как и в скв. 12-К, в Мельнике — светло-серыми известняками и зеленовато-серыми мергелями, чередующимися между собой. Возраст пород этой пачки остается неясным. Е. Зноско (Znosko, 1964) условно относит эту пачку в скважине Мельник к ландейльскому и карадокскому ярусам, а А. Лангер-Кузнярова (Langier-Kuzniarowa, 1967) — к карадокскому и ашгильскому.

Пачка «Г» Брестской впадины и Подляского погружения имеет, по-видимому, ландейльский и карадокский возраст, хотя не исключено наличие в западных (наиболее полных) разрезах ордовика отложений ашгильского яруса. Из известняков верхней части этой пачки в скважине Жебрак определены руководящие формы для ашгильского яруса *Dalmanitina mucronata* (Brongn) и *Dalmanitina cf. olivi* Temple.

В скважине д. Пуци, по данным Г. М. Помяновской, выше таллинского горизонта выделены только иевский надгоризонт (кукерский горизонт и итферские слои выпадают из разреза) и везенбергский горизонт (более молодые отложения ордовика размыты в предсилурийское время). Иевский надгоризонт выделен на глубине 385—397 м (мощность 12 м), сложен светло-серыми известняками. Выделен на основании находок фауны: *Dalmanella* sp., *D. cf. kegelensis* Al., *Sowerbyella cf. trina* R o o m. и др.

Везенбергский горизонт в скважине д. Пуци залегает на глубине 375—385 м, сложен известняками серыми с прослоями (мощностью 0,15—0,5 м) серовато-зеленых алевролитов. В известняках содержится следующая фауна: *Boreadorthis sadervitziensis* (R o o m e r), *Platystrophia lutkevichi* Al., *Rafinesquina* ex gr. *subaequulina* Al., *Leptaena* sp. indet., *Vallamo verneuli* (E i c h w.).

Таким образом, в разрезе нижней части карбонатной толщи ордовика Брестской впадины и Подляского погружения уверенно выделены все горизонты нижнего и нижней части среднего отдела; леэцкий (глауконитовый песчаник), волховский (глауконитовый известняк), кундский и таллинский. В верхней части выделены условно ландейльский, карадокский и, возможно, ашгильский ярусы. Стратиграфические границы совпадают в основном с границами литологических пачек, которые имеют отчетливую характеристику на кривых кажущегося электрического сопротивления и гамма-каротажа и прослеживаются в виде региональных реперов на территории Брестской впадины и Подляского погружения.

Карбонатные отложения ордовика Брестской впадины представляют интерес с точки зрения поисков в них нефти и газа. Региональная нефтеносность ордовикских отложений Южной Прибалтики, залегающих глубже 1000 м, доказана. В скв. Гусев-2 из ордовикских отложений получен небольшой (2,6 т в сутки) приток нефти. В структурной скважине Кибартай-14 и других верхнеордовикские известняки сильно насыщены и пропитаны нефтью. В скв. Кентшин-1, расположенной на польской части Балтийской синеклизы, из трещиноватых карбонатных отложений ордовика получено 2 т нефти.

На территории Брестской впадины в скв. 1-К в интервале 819,8—823,1 м в трещинах ордовикских известняков отмечены пленки и капельки подвижной жидкой нефти, а в известняках скв. 12-К встречены включения осмоленного битума. На территории Подлясского погружения в скважинах Жебрак и Тлуц из карбонатных отложений ордовика получены притоки минерализованной воды хлоридно-кальциевого типа с общей минерализацией 100 г/л.

Благоприятными факторами для положительной оценки перспектив нефтеносности ордовикских отложений Брестской впадины и Подлясского погружения являются: 1) значительные глубины залегания ордовика, особенно в наиболее погруженной Высоковской зоне Брестской впадины и в Подлясском погружении; 2) ордовик перекрыт мощной толщей карбонатных и мергельно-карбонатных пород силура (в Брестской впадине до 600 м, на территории Подлясского погружения до 900—1000 м); 3) сильная трещиноватость карбонатных пород, что обусловило их хорошие коллекторские свойства; формированию коллекторов в карбонатных породах ордовика содействовал перерыв в осадконакоплении между ордовиком и силуром; 4) наличие локальных структур по отложениям нижнего палеозоя с амплитудой до 100 м (Кустинская и др.); именно с такими структурами связаны нефтеносные залежи в Балтийской синеклизе; 5) по геофизическим и геологическим данным Брестская впадина разбита разрывными нарушениями на блоки, для которых характерна различная глубина залегания силурийских и ордовикских отложений, подвижки этих блоков способствовали формированию локальных структур; в условиях тектонической нарушенности района можно ожидать здесь наличие месторождений тектонически экранированных залежей нефти.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

История изучения силурийских отложений неотделима от истории изучения отложения ордовика и связана в основном с именами тех же исследователей.

До недавнего времени в пределах северо-западной части Белоруссии (Махнач, 1958) были известны лишь отложения ландоверского яруса нижнего отдела. В последние годы скважинами, пробуренными в Ошмянском районе Гродненской области, вскрыты и более молодые отложения (Пашкевичюс, Радзевичюс, Рауба и др., 1964 г.). На юго-западе отложения силурийской системы вскрыты в нескольких пунктах. Полная мощность их вскрыта в д. Ротайчицы, г. Высокое, пос. Жабина и др., а также в д. Пище Волынской области (вблизи юго-западной границы Белоруссии).

Северо-западные склоны Белорусского массива

Граница распространения силура на северо-западе республики проходит западнее г. Верхнедвинска, поселков Миоры, Шарковщина, Воропаево, оз. Нарочь и г. Ошмяны, затем резко поворачивает на запад и уходит за пределы республики. На юго-западе граница повторяет контуры площадного распространения ордовика, охватывая несколько меньшую территорию внутри этого контура (рис. 17).

Отложения силурийской системы представлены карбонатной толщей, мощность которой на северо-западе колеблется от 6,0 м (в г. Бракове, где верхняя часть разреза замята) до 64,5 м и более (д. Мали, скважина остановлена в нижнем силуре).

Мощность силура (и погружение его кровли) увеличивается от границ современного распространения в северо-западном направлении,

отражая моноклинальное погружение нижнепалеозойских пород в сторону Балтийской синеклизы.

Залегают силурийские отложения повсеместно на верхнем ордовике, перекрываются средним девонем (г. Браслав, пос. Видзы), мелом (деревни Суходолы, Рудишки) или четвертичными образованиями (д. Мали). На основании определений фауны (Т. Н. Алихова, И. Пашкевичюс, Л. И. Сарв, Э. Тримонис и др.) на северо-западе Белоруссии выделяются нижний и верхний отделы силура.

Нижний отдел. Нижний силур представлен ландоверским и венлокским ярусами. На северо-западе нижнесилурийские отложения расчленены на ярусы в известной степени условно, что связано с недостатком фактического материала (небольшое количество скважин, вскрывших эти отложения, и бедная фауна, содержащаяся в них). До 1964 г. в этом районе были известны лишь отложения ландоверского яруса (в пос. Видзах, г. Браславле, д. Бобровниках, а также в отдельных пунктах за пределами республики). В 1964 г. (А. Рядзевичюс, Х. Рауба и др.) в разрезах скважин деревень Суходолы, Рудишки и Мали, пробуренных в Ошмянском районе Гродненской области, вскрыты нижнесилурийские отложения, в которых предполагается наличие ландоверского и венлокского ярусов. И. Ю. Пашкевичюс в 1963 г. (Радзевичюс, Рауба, 1964 г.) в скважине д. Мали и восточных районах Литвы выделяет шванченские слои, соответствующие верхнеландоверскому подъярису, папреняйские слои — венлокскому ярусу и верхнесилурийские отложения, состоящие из бирштонских, веркнеских слоев лудловского яруса.

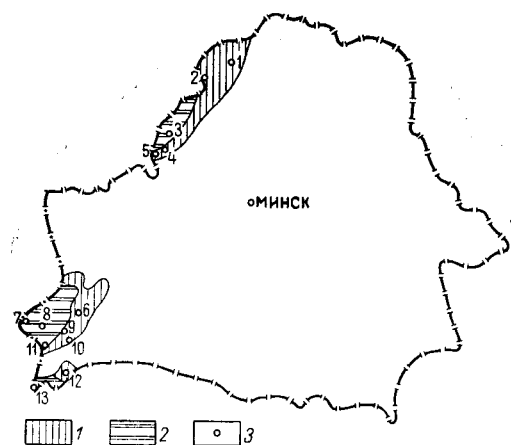


Рис. 17. Схема распространения отложений силура. Составила М. С. Кичкина

Площадь распространения: 1 — нижнего силура, 2 — верхнего силура; 3 — важнейшие разрезы (цифры на схеме): 1 — Браслав, 2 — Видзы, 3 — Мали, 4 — Суходолы, 5 — Рудишки, 6 — Шерешово, 7 — Высокое, 8 — Ротайчицы, 9 — Степанки, 10 — Федьковичи, 11 — Брест, 12 — Заречка, 13 — Томашовка

Граница распространения нижнего силура на территории Белоруссии совпадает с границей силурийской системы в целом (см. рис. 24). Отложения ландоверского яруса на северо-западе республики вскрыты скважинами в пос. Видзах (глубина залегания 227,0—251,0 м), г. Браславе (276,1—182,1 м), д. Бобровниках (88,6—109,6 м), в деревнях Суходолы (215,4—246,5 м), Рудишки (205,9—223,8 м) и Мали (164,55—173,0 м), в которых, как уже упоминалось выше, верхняя часть разреза, возможно, относится к венлокскому ярусу (Радзевичюс и др., 1964 г.). Залегают ландоверские отложения на верхнем ордовике и перекрыты либо венлоком (?) (Суходолы, Рудишки, Мали), либо средним девонем (пос. Видзы, г. Браслав, д. Бобровники).

Сложен ландоверский ярус в пос. Видзах и г. Браславе доломитами с подчиненным содержанием известняков и мергелей, в деревнях Бобровники, Суходолы, Рудишки и Мали — в основном мергелями серыми с редкими прослоями известняков и доломитов. Фауна крайне бедная и представлена остатками *Crinoidea*, ходами червей, «*Halysites*» sp. и др. В ближайших к Белоруссии разрезах Литвы (в Вильнюсе, Швенченесе) и Латвии (в г. Даугавпилсе) И. Ю. Пашкевичюсом

(1963 г.) выделяются швенченские слои, охарактеризованные соответствующими комплексами фауны ландоверского яруса.

Мощность ландоверского яруса изменяется от 6,0 м в г. Браславе (здесь верхняя часть разреза размыта) до 24,0 м в пос. Видзах (выше лежащие горизонты также размыты). В деревнях Суходолы и Рудишки мощность нерасчлененного(?) нижнего силура соответственно 31,1 и 17,9 м; в скважине д. Мали вскрытая мощность составляет 8,45 м.

Отложения венлокского яруса, как указывалось выше, вскрыты на северо-западе республики лишь в деревнях Суходолы, Рудишки и Мали, но из-за недостаточной фаунистической обоснованности приводятся как нерасчлененные в составе нижнего силура.

Верхний отдел. Отложения верхнего силура на северо-западе Белоруссии представлены лудловским ярусом. Площадь распространения верхнесилурийских отложений на северо-западе Белорусской ССР невелика (они известны лишь в Ошмянском районе). Граница их современного распространения проходит западнее пос. Видзы, восточнее г. Швенченис и северо-западнее г. Ошмяны.

На северо-западе Белоруссии фаунистически охарактеризованные отложения лудловского яруса, которые хорошо сопоставляются с отложениями карбонатных фаций Литвы, вскрыты только скважиной в д. Мали (109,5—164,55 м), где они без видимого перерыва залегают на нижнем силуре и несогласно перекрыты четвертичными отложениями. Представлены доломитовыми мергелями (преобладают в верхней части разреза) серыми с зеленоватым и голубоватым оттенком, местами тонкослоистыми, с тонкими (4—5 см) прослоями глин, и доломитами (преобладают в нижней части разреза) серыми со слабым зеленовато-голубым оттенком, плотными, микрозернистыми, местами кавернозными. В мергелях встречена фауна (Э. Тримонис и И. Пашкевичюс): *Lingula* cf. *minima* Sow., *L.* sp., *Schellwienella* sp. и другие. В аналогичных породах скважин Вильнюса и Григишкес (Кауно-Ваке) встречены *Atrypa reticularis dzwinogrodensis* Kozl., *Protathyris* cf. *infantile* Kozl., *Cyrtina* sp. и др., характерные для отложений лудлова (Василяускас, Жейба, 1962 г.). На основании фауны и литологических особенностей пород, слагающих разрез в д. Мали, И. Пашкевичюс и Э. Тримонис (1963 г.) выделяют здесь бирштонские, верхнесилурийские и нерисские слои лудловского возраста. Суммарная мощность лудловских отложений в д. Мали составляет 56,05 м.

Юго-западная часть Белорусской ССР (Брестская впадина)¹

В Брестской впадине силурийские отложения вскрыты многими скважинами, а некоторыми из них пройдены на полную мощность. Залегают они со стратиграфическим несогласием на отложениях ордовика, перекрываются верхней юрой (г. Брест, пос. Жабинка, д. Хведьковичи и др.), нижним триасом (д. Ротайчицы) и верхней пермью (г. Высокое, д. Новоселки). На крайнем юго-западе Белоруссии силур перекрывается карбоном (д. Томашевка), а в разрезах скважин Пущи и Заболотье Волынской области — мелом. Максимальная мощность силура в этом районе падает на Высоковский прогиб. Так, в скв. 12-К (д. Ротайчицы) она равна 573 м (глубина 375—948 м), 10-К 550 м (395—945 м). В этих скважинах разрез силура наиболее полный. По направлению на восток мощность силура быстро сокращается и составляет 407 м (глубина 327—734 м) в скв. 5-К и 305 м (273—578 м) в скв. 3-К (пос. Жабинка). Еще восточнее (г. Кобрин и др.) силурий-

¹ В подготовке раздела принимала участие Г. В. Зиновенко.

ские отложения отсутствуют. Западнее скважин 10-К и 12-К также наблюдается заметное уменьшение мощности силура — в скв. 1-К г. Высокое 351 м (глубина 469—820 м), а затем на территории Польши мощность силура увеличивается и доходит до 500—1000 м (в скважине Мельник ИГ-1 она равна 552,6 м, глубина 582,5—1136,0 м).

В д. Пище, Волинской области мощность силура 115 м, причем весь нижний отдел из разреза здесь, по-видимому, выпадает (долудловский размыв?). В скважинах, пробуренных в деревнях Томашевке и Новоселках, вскрыты лудловские и, возможно, верхневенлокские отложения. Кровля силурийских отложений падает моноклинально с востока на запад от 273 м в скв. К-3 до 582,5 м в Мельнике. На крайнем юго-западе Брестской впадины глубина залегания кровли силура изменяется от 216 м (д. Заречка, скв. 141) до 422 м (д. Томашевка, скв. 185).

В силурийских отложениях юго-западной части Белоруссии И. И. Верниковским и Г. В. Зиновенко в 1967 г. в скважинах К-1, К-10, К-12, К-5 и К-3 по профилю I—I (г. Высокое — д. Гирск) выделено по геофизическим и литологическим данным семь (I—VII) пачек. Все пачки имеют место только в наиболее полном разрезе скв. К-12 (д. Ротайчицы). В разрезах, расположенных восточнее (К-5, К-3), выпадают (за счет домезозойского размыва) пачки VI—VII, в более западных разрезах вначале выпадает пачка VII (скв. К-10), а затем и пачка VI (скв. К-1). Аналогичные пачки (I—V) выделены в разрезе скважины Мельника.

Пачка I (мергельная) представлена мергелями зеленовато-серыми. В ее основании встречаются прослой красноватых мергелей мощностью 0,2—0,5 м. Мощность пачки 10—13 м.

Пачка II (мергельная с редкими прослоями и желваками известняка) представлена мергелями темно-серыми с голубовато-зеленоватым оттенком, с остатками фауны брахиопод, трилобитов, криноидей, остракод, с прослоями и желваками известняков серых, крепких, скрытокристаллических, иногда глинистых, с остатками фауны. Мощность пачки увеличивается в восточном направлении от 72 м (I-К) до 93 м (3-К).

Пачка III (мергельно-известняковая) сложена мергелями зеленовато-серыми и известняками серыми, кристаллическими, желваковыми. Соотношение мергельного и известнякового компонентов на различных интервалах пачки существенно меняется. Мощность пачки составляет в скв. 3-К 100 м, 5-К 120 м, 12-К 154 м. В скважинах 1-К и 10-К разрез пачки становится монотонным — преимущественно мергельным, она постепенно переходит в вышележащую мергельную пачку.

Пачка IV (мергельная с редкими прослоями и желваками известняка) состоит из мергелей темно-серых с зеленовато-голубоватым оттенком, с редкими прослоями серых кристаллических известняков. Мощность пачки составляет в скв. 12-К 78 м, 5-К 83 м, 3-К 75 м. В скважинах 1-К и 10-К она сливается с пачкой III.

Пачка V (мергельно-известняковая) наиболее полно представлена в скважинах 10-К и 12-К, в остальных разрезах сохранилась только ее нижняя часть. Сложена желваковыми мергельно-известковистыми породами. Их «цементирующая» (резко преобладающая) часть сложена мергелями, в которой в различном количестве содержатся известняки серые, кристаллические. Аналогичные известняки образуют редкие прослой. В породах пачки содержатся остатки фауны брахиопод, трилобитов, остракод. Мощность пачки составляет в скважине 12-К 166 м, 10-К 191 м, 5-К 105 м, 3-К 24 м, 1-К 31 м.

Пачка VI (глинистая) установлена только в скважинах 10-К (мощность 51 м) и 12-К (60 м). Она сложена глинами темно-серыми с зеленовато-голубоватым оттенком, доломитовыми, с прослоями глинистых известняков и мергелей, с редкими остатками фауны.

Пачка VII (известняково-доломитовая) известна только в скв. 12-К (мощность 30 м). Нижняя часть пачки (4 м) сложена доломитами серыми, порово-кавернозными, с остатками фауны брахиопод, верхняя (26 м) известняками светло-серыми, доломитизированными, кавернозными.

В силуре Брестской впадины выделены лландоверский, венлокский и лудловский ярусы. На крайнем юго-западе впадины (д. Томашевка) выделен также тиверский (борщовский ярус). Присутствие всех ярусов силура в Брестской впадине установлено на основании определений фауны (брахиопод, остракод, граптолитов и др.), выполненных в разное время Т. Н. Алиховой, О. И. Никифоровой, Н. Е. Бражниковой, А. В. Мацкевич, Л. И. Сарвом, Т. И. Моисеевой, Г. М. Помяновской, В. С. Крандиевским. Данные по фауне, а также сопоставление силурийских отложений Брестской впадины со смежными районами Вольни, Польши и Прибалтики показывают, что нижний отдел силура (лландоверский и венлокский ярусы) здесь имеют незначительную мощность и основная часть разреза силура падает на его верхний отдел (лудловский ярус). Несмотря на ряд имеющихся заключений по фауне, провести однозначно границу между ярусами силура в Брестской впадине не представляется возможным, что связано прежде всего со слабой изученностью фауны. Так, в отчете по результатам бурения глубоких скважин по профилю I—I (г. Высокое — д. Гирск) И. И. Верниковский и С. Х. Баязитов (1967) пачки I и II относят к лландоверскому ярусу (мощность 86—106 м), III, IV и низы V — к венлокскому (мощность 205—277 м), верхи V, а также VI и VII — к лудловскому (19—205 м). Г. В. Зиновенко (1968) считает, что мощность нижнего силура (лландоверского и венлокского ярусов) в этих разрезах не превышает 100 м. К нижнему силуру условно относятся только пачки I и II.

Отложения лландоверского яруса распространены, по-видимому, повсеместно на территории Брестской впадины. Их мощности здесь точно не установлены. Присутствие этих отложений подтверждено фауной в скв. 12-К (д. Ротайчицы), где из серых и темно-серых желваковых глинистых известняков с прослоями мергелей (глубина 941,5—946,5 м) А. В. Мацкевич определена следующая фауна: *Leptaena* ex gr. *depressa* Sow., *Parmorthis* ex gr. *elegantula* (Dalm.).

В скв. 1-К (пос. Высокое) Л. Н. Сандлер определены граптолиты, характерные для лландоверского яруса: глубина 809 м (верхи I пачки): *Monograptus priodon* (Bronn.), *Monograptus marri* Reppert, *Oktavites spiralis* (Gein.), глубина 815 м (середина I пачки) — *Monoclimacis linnarssoni* (Tullb.), *Monoclimacis griestonensis* (Nicol.), *Diversograptus* sp. intet, *Streptograptus* sp. и др.

В юго-западной части Белоруссии венлокские отложения имеют широкое распространение. Они полностью пройдены скважинами по профилю г. Высокое — д. Гирск, а также вскрыты многими скважинами в других районах (деревни Хведьковичи, Заречка и др.). Мощность венлока в скважинах по профилю г. Высокое — д. Гирск точно не установлена. Вскрытая мощность венлока составляет в д. Хведьковичи 62,05 м (глубина 243,45—305,5 м), в д. Заречка 41,0 м (глубина 216,5—257,5 м). Венлок залегает на отложениях лландоверского яруса, перекрывается лудловом (г. Высокое, д. Ротайчицы и др.) и юрой (деревни Хведьковичи и Заречка), представлен в основном серыми желваковидными известняками, с редкими прослоями мергелей и доломитов. По-

всему разрезу встречена обильная фауна. В отложениях, вскрытых скважиной в д. Хведьковичи, Т. Н. Алиховой определены *Heliolites decipiens* M'Coу, *Palaejavosites* sp., *Licocystiphyllum* sp., *Thecaspinellum* (?) sp., *Leptaena* sp., *Atrypa* ex gr. *reticularis* Atrypa sp., L., *Wilsonella wilsoni* Dav. и др., указывающие на венлокский возраст вмещающих пород. В скважине д. Ротайчицы Л. И. Сарвом определены остракоды (*Daleiella janica* Neck., *Rectella aequalis* Neck., *Altha* sp., *Thlipsura personata* Kraus, *Clavofabella* sp., *Silenis* cf. *subtriangulatus* Neck., *Arcuaria* sp., *Thlipsura simplex* Krause, *Leperditella* cf. *gregaria* Sarg.), а А. В. Мацкевич — макрофауна *Atrypa* ex gr. *reticularis* *nieczlawiensis* Kozl, *Schellwienella* ex gr. *wieniukowi* Kozl, Sch. sp., позволяющие отнести содержащую фауну толщу к венлоку. В разрезе скважины д. Заречка Г. М. Помяновской определены *Atrypa reticularis* Linné, *Wilsonella* cf. *wilsoni* Sow., *Chonetes zbruczensis* Kozl, *Conchidium pseudohigti* Tshern., *Parmorthis* cf. *crassa* Lindstr. и др., указывающие на нижнесилурийский (скорее всего венлокский) возраст вмещающих пород. Кроме перечисленной фауны, во всех разрезах встречаются стебли и членики *Crinoidea*, одиночные кораллы, хвостовые щиты *Trilobita* и много отпечатков ребер брахиопод.

Скважиной в д. Пище нижний силур не вскрыт; здесь непосредственно на верхнем ордовике залегают известняки лудловского яруса верхнего силура. Однако несколько северо-восточнее, скважиной в д. Заречка (Малоритский район) венлокский ярус установлен по фауне (Анисимов и др., 1964 г.).

На территории Польши в скважинах Мельника и Жебрака суммарная мощность лландоверских и венлокских отложений (пасленские слои) составляет 56 и 84 м и соответствует пачкам I и II силура Брестской впадины.

На юго-западе республики (в Брестской впадине) верхнесилурийские отложения вскрыты, а в ряде случаев полностью пройдены многими скважинами: К-1 (г. Высокое), К-12 (д. Ротайчицы) и др. Лудловский ярус вскрыт скважинами в деревнях Новоселки (478,6—723,6 м), Романовские Хутора (288,5—297,8 м), Пугачево (295,45—312,0 м), Гузни (293,94—318,0 м), в г. Бресте (324,65—385,0 м) и других пунктах. Лудловский ярус представлен известняками, нередко доломитовыми и глинистыми, с прослоями мергелей и доломитов. Часто наблюдается переслаивание известняков и мергелей. Повсеместно встречается фауна (в большом количестве граптолиты) различной сохранности. Так, в скважине д. Новоселки А. В. Мацкевич и А. В. Фурсенко определена фауна, характерная для лудловского яруса: *Spirifer* cf. *angustiplicatus* Kozl. *Monograptus crinitus* Wood., *Pristiograptus graciosus* Prib., *Pr. bohemicus* Boul., *Pr. transgrediens* (Pern.), *Orthoceras* sp., *Tentaculites* sp. и др.

В скважинах хутора Гузни и г. Бреста О. И. Никифоровой определены *Orthis* ex gr. *elegantula* Dalm., *Parmorthis* cf. *crassa* Lindstr., *Rhipidomella* sp., *Stropheodonta costatula*(?) Barr., *Lissatrypa* ex gr. *prunum* His, *L. aff. corvelina* Buch. и др., указывающие на лудловский или верхневенлокский возраст вмещающих их пород. В скважине Гузни (глубина 313,0 м) Н. Е. Бражниковой отмечена микрофауна, встречающаяся в фаунистически охарактеризованных лудловских отложениях района г. Ковеля. Это позволяет отнести отложения, вскрытые скважинами в г. Бресте и д. Гузни, к лудлову, хотя не исключено, что нижняя часть разреза относится к венлоку. Фауна, определенная Л. И. Сарвом (*Borussulus reticulifer* Mart., *Cytherellina angulata* Neck., *Cavellina circulata* N., *Polenovula* cf. *profundigena* Mart.), указывает на верхнесилурийский (лудловский) возраст этой толщи.

Возможно, что верхняя часть разреза в скважине д. Ротайчицы принадлежит уже низам борщовского горизонта, в то время как большая (нижняя) часть разреза, несомненно, имеет лудловский возраст. Лудловский возраст устанавливается и по фауне граптолитов, типичной для скальского горизонта.

В районе Ковельской плиты (на крайнем юго-западе республики и северо-западе Волынской области Украины) отложения верхнего силура вскрыты в деревнях Томашевке, Пище, Заречке, Залисы (Анисимов и др., 1964). Здесь выделяются отложения скальского (лудловского) и борщовского горизонтов. Скальский горизонт вскрыт всеми перечисленными скважинами. Он представлен известняками зеленовато-серыми и серыми, плотными, комковатыми, органогенно-обломочными, с частыми и постепенными переходами в серые и коричневатые-серые скрытокристаллические известняки и зеленовато-серые и серые сильноглинистые известняки и мергели. Встречаются маломощные линзовидные прослои серовато-коричневого доломита и доломитизированного известняка. Иногда в разрезе преобладают зеленовато-серые карбонатные глины (д. Томашевка). Из этих отложений Г. М. Помяновской определены *Dayia navicula* (Sow.), *Atrypa reticularis* L., *At. praeearinaspus* Nik., *Spirifer elevatus* Dalm., *S. radiatus* Sow., *S. cf. bragensis* Wenjuk., *Chonetes* sp. и др., а В. С. Крандиевским остракоды *Volyntiella silurica* Kraud. et Gur., *Dirygopleura oleskoiensis* Neck., *Pseudocavellina oleskoiensis* (Nesck.), *Ps. subangulata* Kraud. (in litt.) и др., указывающие на лудловский возраст (скальский горизонт) этой части разреза. Мощность скальского горизонта достигает 140 м и более.

Отложения тиверского яруса достоверно установлены только на крайнем юго-западе Белоруссии и в смежных районах Волынской области. Представлены они борщовским горизонтом, который выделен в скважинах деревень Томашовка, Пища, Залесье и др. По мнению Г. М. Помяновской, во всех перечисленных разрезах верхняя часть горизонта размыта. Сложен он известняками органогенно-обломочными и скрытокристаллическими с прослоями мергелей и глинистых известняков в основании разреза. В д. Томашевка это зеленовато-серые аргиллиты с тонкими прослоями известняков, мелкозернистых песчаников и алевролитов. Породы борщовского горизонта литологически сходны с породами скальского горизонта и граница между ними проводится только по фауне. Г. М. Помяновской в этих отложениях определены *Clorinda pseudolinguifera* Kozl., *Rhipidomella frequens* Kozl., *Parmorthis elegantuloides* Kozl., *Septatrypa secreta* Kozl., *Wilsonella wilsoni* (Sow.), *Nucleospira aff. robusta* Kozl. и др. В. С. Крандиевским *Pristiograptus iltimus* (Wood), *Pristiograptus kosoviensis* (Boucek), *Linograptus* sp. и др.

На территории Польши отложения лудловского яруса (мельницкие, седлецкие и подляские слои) имеют большую мощность (в Мельнике 497 м, в Жебраке 913 м). В их составе существенную роль играют глинисто-мергельные породы, весьма богатые граптолитами.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонские отложения Белоруссии впервые изучены в обнажениях рек Днепра и Западной Двины и описаны в разные годы Ю. Г. Блазиусом, Р. Мурчисоном, Э. Вернейлем, А. Кайзерлингом (1949), Г. А. Гельмерсенем (1856 г.), М. А. Антоновичем (1873) и др. Последний собрал большую коллекцию фауны, изученную Ф. Н. Чернышевым (1884), на основании которой витебские доломиты были отнесены

к верхнему горизонту среднего девона Центрального девонского поля и стрингоцефаловым горизонтам Рейнской провинции. П. Н. Венюков (1886) сопоставил витебские доломиты с евлановско-воронежскими слоями Центрального девонского поля.

В дальнейшем изучении девонских отложений северной и центральной частей Белоруссии занимались П. Я. Армашевский (1895), А. П. Карпинский (1892—1914 г.), Е. В. Оппоков (1906, 1916), А. М. Жирмунский (1919), Ф. В. Лунгерсгаузен (1930), Н. Ф. Блюдухо (1935), Г. Ф. Мирчинк (1933), В. И. Маевский (1950), А. Г. Зайцев (1940 г.), З. П. Воробьева (1950), Л. С. Петров (1956) и др. Наиболее существенными результатами исследований следует считать открытие Ф. В. Лунгерсгаузеном (1930) выходов девона по р. Сарьянке, первую сводку по девону Белоруссии А. Г. Зайцева (1941 г.), установление на основе детального изучения новых сборов фауны (З. П. Воробьева, Б. П. Марковский) разновозрастности доломитов Орши (снетогорско-чудовские) и Витебска (свинордско-бурегские), выделение среднего и верхнего отделов девонской системы и их сопоставление с одновозрастными отложениями Главного девонского поля.

В послевоенное время (1947—1948 гг.) в девонских отложениях района Старобина было открыто крупное месторождение калийных солей. В эти же годы начались планомерные геологические съемки, а с 1949 г. — глубокое бурение на нефть и газ в Припятской впадине. В итоге этих работ получены основные данные по девонским отложениям, изложенные в многочисленных статьях и монографиях. Важнейшие представления о стратиграфии девонских отложений Белоруссии содержатся в работах А. В. Фурсенко (1957), А. В. Фурсенко и М. Г. Ковхута (1955), Г. И. Кедо (1955), Р. М. Пистрак и С. В. Тихомирова (1959), А. Я. Стефаненко и А. С. Махнача (1953, 1955), С. В. Тихомирова (1955), А. С. Махнача, Р. М. Пистрак и др. (1955), Е. П. Брунс (1957), А. С. Махнача (1958), В. К. Голубцова (1954, 1964, 1965), В. К. Голубцова и Г. И. Кедо (1960), В. К. Голубцова и З. Л. Познякевича (1963 г.), В. К. Голубцова и А. С. Махнача (1961 г.), А. С. Махнача и др. (1964, 1966), В. К. Голубцова, Г. И. Кедо и А. С. Махнача (1968 г.) и др. Фауну и споры девонских отложений, приводимые ниже, определяли в основном следующие исследователи: брахиоподы и филлоподы — А. В. Фурсенко, Л. С. Линник, А. И. Ляшенко, В. П. Марковский, А. К. Крылова; остракоды — Е. И. Поленова, В. С. Заспелова, Э. К. Демиденко, В. Чижова, В. К. Голубцов, Л. Н. Егорова; фораминиферы — В. К. Голубцов; рыбы — Д. В. Обручев, А. П. Быстров, В. И. Каратаюте-Талимаа; конодонты — С. А. Кручек; споры — Г. И. Кедо.

В результате исследований установлено, что девонские отложения широко распространены на большей части Белоруссии, отсутствуют они лишь на юго-западе республики (рис. 18). Приурочены главным образом к Припятской и Оршанской впадинам, Латвийской и Жлобинской седловинам, а также к восточным и северным склонам Белорусского массива и Полесской седловины. Основные сведения о составе и строении девонских отложений Белоруссии были получены при изучении разрезов более 700 скважин. В северной части Белоруссии имеются немногочисленные обнажения верхнедевонских пород: 1) по р. Днепру и его притоку р. Оршице, в районе г. Орши; 2) по р. Западной Двине в районе г. Витебска (деревни Л. Руба, Койтово, Тяково и др.) и в районе г. Верхнедвинска у деревень Лошковая (Юстианово) и Леонполь; 3) по р. Сарьянка (приток Западной Двины) — между деревнями Калюта и Дворище. Южнее, в Минской, Могилевской и Гомельской областях, известны отторженцы девонских пород (Шклов, Слав-

город, Радутичи, Станице и др.), которые первоначально принимались отдельными геологами (Армашевский, 1895 и др.) за коренные выходы.

Девон Белоруссии представлен отложениями среднего и верхнего отделов. Нижнедевонские отложения на территории Белоруссии, как и на большей части Русской платформы, отсутствуют.

Максимальное распространение имеют среднедевонские отложения. Они залегают на глубине от 100 м (Белорусский массив) до 3000 м (Припятская впадина) на размытой поверхности пород нижнего пале-

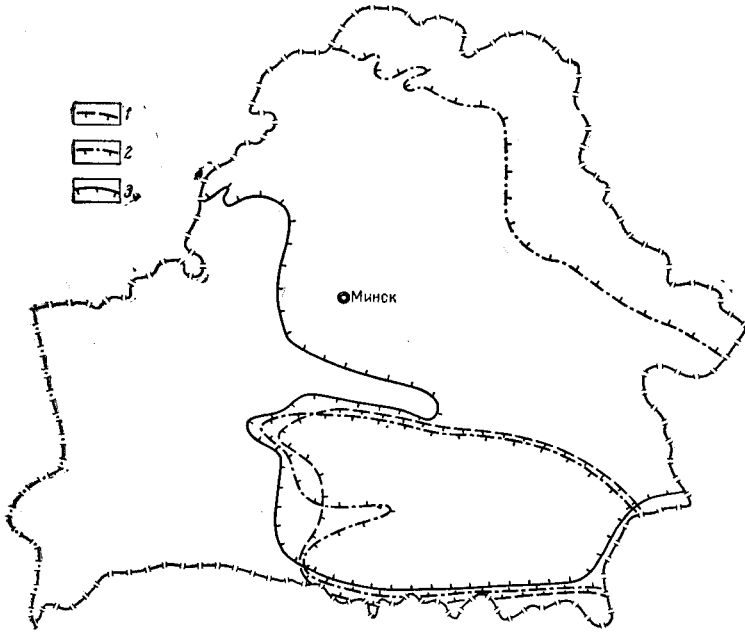


Рис. 18. Схема распространения девонских отложений.

Составил В. К. Голубцов

1 — верхний девон, фаменский ярус; 2 — верхний девон, франкий ярус;
3 — средний девон

озоя, верхнего докембрия и кристаллического фундамента. Перекрываются они в Припятской и Оршанской впадинах и частично в Латвийской седловине верхнедевонскими, а на остальной территории — мезозойскими и кайнозойскими (в основном — четвертичными) образованиями.

На всей территории Белоруссии среднедевонские отложения имеют сходные литологический состав, мощность и палеонтологическую характеристику. Они представлены пестроцветной, реже серой и темно-серой песчано-глинистой толщей, содержащей в нижней части прослойки доломитов, мергелей, ангидритов и гипсов. Для среднедевонских отложений Белоруссии характерно отчетливо выраженное циклическое строение (горизонты, слои, пакки). В основании каждого цикла (как крупного, так и мелкого) залегают песчаные, а в верхней части циклов — глинистые породы.

Среднедевонские отложения Белоруссии имеют значительное сходство с аналогичными отложениями других областей Русской платформы. Имеющиеся некоторые различия (по составу, фауне, мощностям и др.) в целом не существенны (Голубцов, Махнач, 1961). В среднем девоне Белоруссии в настоящее время выделен только живетский ярус. Вопрос об отнесении нижней части живетских отложений к эйфель-

скому ярусу, как это сделано для восточных и центральных районов Русской платформы, до получения более убедительной палеонтологической аргументации остается открытым.

Мощность среднедевонских отложений составляет в среднем 150—200 м, увеличиваясь в Оршанской впадине до 250—350 м (Лиюзно, Летцы) и уменьшаясь до 80—120 м в юго-восточной части Припятской впадины (Гульговичи, Брагин).

Верхнедевонские отложения распространены на меньшей территории, чем среднедевонские, только в Припятской и Оршанской впадинах и частично на Латвийской седловине. Они залегают обычно согласно на среднедевонских, а в отдельных разрезах Припятской впадины, в южной прибортовой зоне (Селизовка) и на Микашевичском выступе, непосредственно на породах кристаллического фундамента.

Верхнедевонские отложения юга и севера Белоруссии резко различны. В Припятской впадине они распространены повсеместно и представлены мощной (до 3000—3500 м) толщей, сложенной в основном каменной солью, перемежающейся с карбонатными, глинистыми и реже песчаными породами. По литологическим признакам верхнедевонские отложения Припятской впадины разделяются на толщи (снизу вверх): 1) подсолевою терригенную, 2) подсолевою карбонатную, 3) нижнюю соленосную, 4) межсолевою, 5) верхнюю соленосную, 6) надсолевою. Первые три толщи относятся к франскому, остальные к фаменскому ярусу.

В северной части Белоруссии верхнедевонские отложения имеют небольшое распространение, сокращенный разрез, малую мощность (не превышающую 100—150 м) и сложены в нижней части терригенными, а в верхней карбонатными породами, в литолого-фациальном отношении сходными с подсолевыми терригенной и карбонатной толщами Припятской впадины.

Отложения франского яруса известны как в Припятской, так и в Оршанской впадине. Нижняя их граница проводится в основании песчаной пачки нижнешигровского горизонта, залегающей на песчано-глинистой пачке старооскольского горизонта. В некоторых разрезах наблюдаются местные перерывы в осадконакоплении и небольшой размыв кровли старооскольских пород (Голубцов, Познякевич, 1963 г.). Перекрываются франские отложения в Припятской впадине фаменскими, каменноугольными, пермскими и мезозойскими, а в Оршанской впадине — четвертичными образованиями.

Отложения фаменского яруса распространены только в Припятской впадине. Залегают они на франских, а местами (Микашевичский выступ и южный борт Припятской впадины в районе Селизовки) на породах кристаллического фундамента и перекрываются в центральной и восточной частях впадины каменноугольными и реже пермскими, а на северо-западе — мезозойскими и кайнозойскими образованиями.

В верхнедевонских отложениях Припятской впадины обнаружены промышленные месторождения нефти, калийной и каменной солей, а в последнее время — горючие сланцы.

Отложения верхнего девона Белоруссии, исключая нижнефранские, значительно отличаются от разновозрастных отложений других областей Русской платформы (Голубцов, Махнач, 1961).

Девонские отложения северной части Белоруссии имеют падение пород с запада на восток — от Белорусского массива в сторону Московской синеклизы. В этом же направлении увеличивается их мощность, глубина залегания и стратиграфическая полнота разреза: в районе Молодечно, Минска, Борисова разрез представлен пярнуским и наровским горизонтами среднего девона мощностью 20—80 м, восточнее (в районе

Могилева, Полоцка) разрез наращивается старооскольским горизонтом и имеет мощность 150—200 м, а еще восточнее (Городок, Орша, Лиозно) появляются франские отложения, а мощность разреза увеличивается до 300—400 м. В Припятской впадине девонские отложения залегают с падением пород от бортов к центру впадины. В этом же направлении увеличиваются их мощность, глубина залегания и стратиграфическая полнота разреза (Голубцов, Махнач, 1961).

Средний отдел

Живетский ярус

В составе живетского яруса выделены пярнуский (обольская свита), наровский (западновинская и костюковичская свиты) и старооскольский (полоцкая свита) горизонты¹.

Пярнуский горизонт. Отложения пярнуского горизонта распространены ограниченно. Даже в Припятской и Оршанской впадинах они развиты не повсеместно, а на Латвийской седловине и Белорусском массиве они известны лишь в отдельных разрезах. Залегают они трансгрессивно на отложениях древнего палеозоя и верхнего докембрия, а перекрываются карбонатно-сульфатными породами наровского горизонта, с которыми образуют единый цикл осадконакопления. Нижняя граница горизонта устанавливается отчетливо по резкой смене состава пород. Верхняя граница менее четкая, так как она проводится по кровле переходной пачки, сложенной песчанистыми глинами, мергелями или доломитами мощностью до 0,5—1,5 м.

Пярнуский горизонт на всей территории Белоруссии представлен слабо сцементированными песчаниками, с подчиненными прослоями алевролитов, глин и мергелей. Песчаники серые, зеленовато- и розовато-серые, красно-бурые, кварцево-полевошпатовые, разнозернистые, иногда гравийные, косослойные, с глинистым, карбонатным и сульфатным цементом. В нижней части горизонта преобладают более грубозернистые песчаники, часто с гальками и обломками доломита, кварцита, гранита и других пород, а в верхней части — мелкозернистые песчаники, глинистые, слюдистые, с прослоями тонкослойных глин, алевролитов и мергелей (рис. 19).

Фауна и споры не обнаружены, изредка в песчаниках встречаются обуглившиеся растительные остатки (Гаврильчицы). Возраст пород, слагающих горизонт, определяется условно на основании положения в разрезе (базальная пачка) и литологического сходства со стратотипическим разрезом пярнуского горизонта в Эстонии.

Мощность пярнуского горизонта изменяется в Припятской впадине от 4 до 18 м, в Оршанской впадине от 3 до 32 м, в Латвийской седловине от 17 до 25 м, а на Белорусском массиве 8,6 м (Красное).

Наровский горизонт. Отложения наровского горизонта по сравнению с другими горизонтами девона распространены наиболее широко. Они залегают согласно на породах пярнуского горизонта, а в разрезах, где последние отсутствуют, на образованиях вендского комплекса и верхнего рифея, в юго-восточной части Припятской впадины — на породах кристаллического фундамента.

Наровские отложения представлены мергелями и доломитами с подчиненными прослоями гипсов, ангидритов, глин, реже песчаника. По ли-

¹ Местные свиты для среднедевонских отложений Белоруссии были выделены в 1963 г. В. К. Голубцовым ввиду отсутствия палеонтологических критериев для установления здесь пярнуского, наровского и старооскольского горизонтов (Голубцов, Кедо, 1963 г.).

тологическим особенностям, фауне, спорово-пыльцевым комплексам и данным каротажа отложения наровского горизонта отчетливо разделяются на два подгоризонта: нижний — преимущественно сульфатно-карбонатный (западнодонская свита) и верхний — мергельно-глинистый (костюковичская свита).

Мощность наровского горизонта колеблется от 20 до 150 м, изредка достигая 269 м (Летцы). Такие колебания мощностей связаны с после-

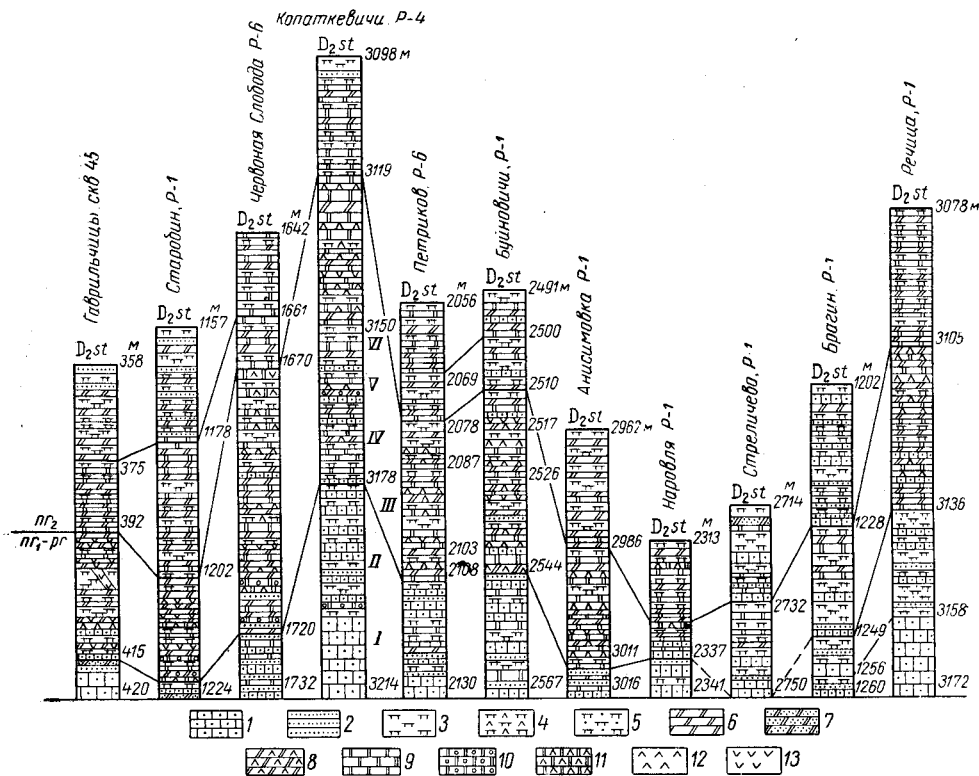


Рис. 19. Важнейшие разрезы пярнуского и наровского горизонтов среднего девона Припятской впадины. А. С. Махнач и др. (1966)

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — глины доломитовые; 4 — глины доломитовые с сульфатами; 5 — глины доломитовые, песчано-алевритовые; 6 — мергели доломитовые; 7 — мергели доломитовые, песчано-алевритовые; 8 — мергели доломитовые, сульфатизированные; 9 — доломиты; 10 — доломиты оолитовые; 11 — доломиты сульфатизированные; 12 — ангидриты; 13 — гипс; I—VI — номера пачек

дующим размывом этих отложений. На Белорусском массиве, Жлобинской и Полесской седловинах, а также в юго-восточной части Припятской впадины мощность в большинстве разрезов не превышает 50 м.

Нижненаровский подгоризонт. Нижненаровские отложения представлены доломитами и мергелями, содержащими прослойки глин, песков, песчаников, алевролитов, гипсов и ангидритов. Окраска пород серая и темно-серая, реже зеленовато-серая и пестроцветная (красно-бурая с зеленоватыми пятнами). Породы горизонтально-слоистые, а в песчаниках и алевролитах иногда наблюдается косая слоистость. В составе подгоризонта по литологическим данным выделяются две пачки: нижняя — мергельно-доломитовая (оолитовая) и верхняя — сульфатно-доломито-мергельная (гипсоносная).

Мергельно-доломитовая (оолитовая пачка) сложена в основном доломитами и доломитизированными мергелями, с прослоями песчаников,

глин и конгломератов. Отмечены очень редкие включения пирита, гипса, следы окремнения, коричневые битуминизированные пленки. Местами породы кавернозные и мелкопористые. Доломиты белые, светло-серые и серые, изредка с зеленоватым оттенком, массивные и плитчатые, тонко- и мелкокристаллические, местами, особенно в нижней части, с мелкими (до 0,5 см) обломками доломитов (текстура взмучивания). Встречаются прослой (до 0,2—0,3 м) мелкообломочных конгломератов и брекчий. Оолитовые доломиты, залегающие в виде прослоев (до 0,5—0,7 м) среди других пород пачки, белые и светло-серые, крепкие, плотные, массивные, состоят из крупных (до 2 мм) оолитов.

Весьма характерен прослой оолитового доломита с многочисленными остракодами (*Leperditia geographica* Нескер и др.), отсутствующий лишь в Припятской впадине. В некоторых разрезах количество мергелей значительно возрастает и составляет большую часть пачки. Мергели плотные, крепкие, доломитовые, иногда песчанистые, с включениями и прожилками волокнистого гипса по трещинам и в гнездах. Часто мергели переходят в доломитовые глины аргиллитовидные, слоистые, песчанистые, местами с трещинами усыхания и скоплениями филлопод. В Припятской впадине в оолитовой пачке преобладают глины и мергели, а в окраинных разрезах (Брагин, Хойники) и песчаники.

В изученных отложениях обнаружены редкие брахиоподы (*Lingula bicarinata* К u t.), остракоды (*Leperditia* aff. *geographica* Нескер, *Semilukiella indecens* Z a s p., *Mica trapezoides* Z a s p., *Aparchites* sp., *Paraparchites* sp.), остатки рыб, эстери, единичные пелециподы и гастроподы, а также трохилиски и строматолиты. Некоторые прослой более глинистых и плитчатых пород содержат на плоскостях наслоения мелкие обуглившиеся растительные остатки. Для оолитовой пачки характерен руководящий спорный комплекс, представленный следующими видами: *Retusotriletes devonicus* (N a u m.) К е d o, *R. antiquus* (N a u m.) К е d o, *R. verrucosus* (N a u m.) К е d o, *R. concinnus* (N a u m.) К е d o, *R. gibberosus* (N a u m.) К е d o, *R. parvimammilaris* К е d o sp. nov., *Hymenozonotriletes proteus* N a u m. Этот комплекс спор в основном такой же, как из ряжско-морсовских слоев центральных районов Московской синеклизы и Волгоградской области. Он широко распространен от берегов Балтики до Урала (Кедо, 1966).

Мощность оолитовой пачки составляет в Оршанской впадине 15—54 м, на Белорусском массиве и Жлобинской седловине 4—31 м, на Латвийской седловине мощность достигает 32 м, в Припятской впадине до 25—30 м.

Сульфатно-доломитово-мергельная (гипсоносная) пачка имеет по сравнению с оолитовой меньшее распространение, что связано с сокращением площади нижненаровского бассейна. Она сложена в основном глинами, мергелями, доломитами с прослоями гипсов, ангидритов и редко песчаников. В разных районах Белоруссии в разрезах преобладают те или другие из названных пород, но общий фациальный облик пачки при этом сохраняется неизменным. Окраска пород гипсоносной пачки обычно зеленовато- и темно-серая, реже пестроцветная.

Нижняя граница гипсоносной пачки в большинстве разрезов нерезкая из-за постепенного перехода отложений оолитовой пачки в гипсоносную. Лишь в тех разрезах (Полоцк, Глусск и др.), где в основании гипсоносной пачки присутствуют прослой (до 0,5—1,7 м) песчаника, эта граница является более четкой. Примерно такой же облик имеет и верхняя граница гипсоносной пачки.

Наиболее характерные разрезы гипсоносной пачки мощностью 6—20 м известны в Оршанской впадине в районе г. Полоцка. Она начинается пластом песчаника (1,7 м) зеленовато-серого и серого, мелко-

зернистого, кварцево-полевошпатового, часто оолитового, с большим количеством мелких карбонатных оолитов, крепкого, с карбонатно-глинистым и глинисто-гипсовым цементом. Выше залегает глина (1,5 м) серая, песчанистая, с редкими оолитами, с гнездами и включениями гипса, постепенно сменяющаяся прослоями гипса и огипсованными глинами. В кровле пачки залегают глины темно-серые, жирные, с прослойками и гнездами гипса (Голубцов, Кедо, 1963 г.). Огипсованность пачки увеличивается в восточном и северо-восточном направлениях — в сторону Смоленска, Вязьмы, Нелидова. В двух последних пунктах в разрезе гипсоносной пачки появляются прослойки каменной соли.

В пределах Латвийской седловины гипсоносная пачка представлена в основном доломитами и мергелями, с прослоями, включениями и гнездами гипса и ангидрита. Мощность ее около 3 м (Верхнедвинск).

На Белорусском массиве гипсоносная пачка мощностью около 7 м выделяется лишь в одном разрезе (Борисов), где представлена глинами с прослоями гипсов и ангидритов. В основании пачки залегает маломощный (до 0,5 м) прослой песчаника. В некоторых разрезах массива (Кривичи, Крупица и др.) аналоги гипсоносной пачки, возможно, представлены брекчиями обрушения мощностью до 5—9 м.

На территории Жлобинской седловины гипсоносная пачка мощностью 8—18 м представлена в основном глинами, с прослоями доломитовых мергелей, песчаников и сульфатных пород. Часто они полностью представлены только пестроцветными глинами с единичными прослоями мергелей.

В Припятской впадине присутствие гипсоносной пачки в разрезах устанавливается по наличию включений, гнезд и тонких (до 1—3 см) прослоев гипса и ангидрита в доломитовых мергелях, доломитах и аргиллитоподобных глинах, которые слагают здесь разрез гипсоносной пачки. В разрезе гипсоносной пачки (у д. Виша) встречен прослой каменной соли (Махнач и др., 1966).

Фауна в породах гипсоносной пачки не обнаружена. В самой верхней ее части встречен следующий руководящий комплекс спор: *Leiotriletes simplicissimus* Naum., *L. microrugosus* (Ibr.) Naum., *Trachytroleles minutus* Naum., *T. solidus* Naum., *Retusotriletes simplex* Naum., *R. concinnus* (Naum.) Kedo, *R. gibberosus* (Naum.) Kedo, *Hymenozotriletes proteus* Naum., *H. spinulosus* Naum. и многочисленные *Acritarcha*. Этот своеобразный комплекс не имеет аналогов на остальной части Русской платформы. Он свидетельствует не столько о возрасте пород, сколько указывает на водные условия среды обитания, в которой получили широкое развитие *Acritarcha*, представляющие собой, по всей вероятности, зеленые водоросли *Chlorophyta*. По возрасту этот комплекс является, по-видимому, морсовским (Кедо, 1966). Мощность гипсоносной пачки изменяется от 3 до 20 м.

Верхненаровский подгоризонт. Отложения верхненаровского подгоризонта, по сравнению с нижненаровским, имеют меньшее распространение, что связано с их последующим размывом. В полном объеме они известны в Припятской и Оршанской впадинах, а также местами в пределах Жлобинской седловины. Эти отложения представлены в основном доломитовыми мергелями и доломитовыми глинами, с подчиненными прослоями доломитов, песчаников и алевролитов. Нижняя граница подгоризонта нечеткая. Она условно проводится в кровле гипсоносной пачки по смене обычно глинистого разреза этой пачки мергельно-доломитовым, с учетом исчезновения последних прослоев и включений гипса и ангидрита. В разрезах (Рогачев, Глусск, Костюковичи и др.), где в подошве подгоризонта на породах гипсоносной пачки залегает прослой до 0,1—0,5 м песчаника кварцевого, мел-

козернистого, часто оолитового, слабо сцементированного глинистым цементом, рассматриваемая граница устанавливается более уверенно.

По литологическому составу и палеонтологическим данным отложения верхненаровского подгоризонта разделяются на три пачки: нижнюю — доломитово-мергельную, среднюю — карбонатную и верхнюю — глинистую.

Доломитово-мергельная пачка сложена в основном доломитовыми мергелями, с прослоями доломитов, доломитовых глин и изредка песчаников и алевролитов.

Наиболее типичные разрезы пачки известны в Оршанской впадине и Жлобинской седловине. Здесь преобладают доломитовые мергели серые и зеленовато-серые, иногда с красно-бурыми пятнами, плотные, крепкие, слоистые, с прослоями (до 0,2—0,3 м) доломитов белых и серых, крепких, массивных, обычно глинистых. Глины, мощностью до 1 м, приурочены к верхней части пачки. Они голубовато- и зеленовато-серые, слоистые, доломитовые, иногда с трещинами усыхания, заполненными тонко- и мелкозернистым кварцевым песком. Изредка встречаются единичные прослой мощностью до 0,5 м песчаника, приуроченного к средней части пачки, серого и голубовато-серого, кварцевого, мелко- и среднезернистого, с крупными зернами кварца, с глинистым и глинисто-доломитовым цементом (Глусск, Рогачев). В некоторых разрезах (Полоцк) вместо песчаника наблюдается прослой конгломерата мощностью до 0,2 м.

Облик доломитово-мергельной пачки хорошо выдерживается на всей площади ее развития. Отмечаются лишь местные изменения, вызванные спецификой условий осадконакопления. Так, в Припятской впадине разрез пачки в целом более глинистый, чем в Оршанской впадине и Жлобинской седловине. А для юго-восточных и южных районов Припятской впадины (Стреличево, Брагин, Наровля и др.) характерно почти полное отсутствие доломитов и мергелей и значительное содержание песчаных пород. Вместе с тем в Оршанской впадине также встречаются участки (Городок), отличающиеся от соседних значительно большим развитием глин.

В глинах и мергелях рассматриваемой пачки во многих разрезах (Костюковичи, Рогачев, Старобин, Полоцк, Глусск и др.) обнаружены брахиоподы — *Lingula bicarinata* Kut., единичные однокамерные фораминиферы — *Archaeosphaera* sp., *Irregularina* sp., остракоды — *Leperditia* sp., остатки рыб — *Dipterus valenciennesii* Sedgw. et Murch., *Osteolepis macrolepidotus* Sedgw. et Murch., *Asterolepis estonica* Gross. и др. Были встречены также раздробленные растительные остатки и споры. Изучение последних позволило установить возраст рассматриваемой пачки и с учетом литологического состава разделить ее на две части: нижнюю — мергельно-доломитовую мощностью 15—43 м и верхнюю — мергельно-глинистую мощностью 30—42 м. Граница между ними проводится по подошве вышеуказанного прослоя песчаника или конгломерата, по смене руководящих споровых комплексов. В районе Глусска доломиты, залегающие в кровле мергельно-доломитовой части пачки, кавернозные. В породах нижней части доломитово-мергельной пачки некоторых разрезов (Костюковичи, Летцы, Буйновичи и др.) по трещинкам и, реже, в виде гнезд и прослоек присутствует гипс.

Для нижней части рассматриваемой пачки характерен вышеприведенный руководящий споровый комплекс (Голубцов, Кедо, 1963 г.). Верхняя часть пачки охарактеризована уже другим руководящим споровым комплексом, в состав которого входят следующие виды: *Trachytriletes solidus* Naum., *Archaeotriletes setigerus* Kedo, *Hymenozonotri-*

letes microincisus Kedo sp. nov., *H. polymorphus* Naum., *H. echiniformis* Kedo, *H. dvinius* Kedo sp. nov., *H. incisus* Naum. Этот комплекс из мергельно-глинистой толщи хорошо сопоставляется с мосоловским комплексом спор из разрезов центральных районов Русской платформы (Кедо, 1966).

Мощность доломитово-мергельной пачки изменяется от 13 до 85 м, в среднем около 50 м.

Карбонатная пачка распространена в Оршанской впадине (Орша, Костюковичи), Жлобинской седловине (Рогачев, Глусск и др.) и северо-западной части Припятской впадины (Клецк, Гаврильчицы, Озерница, Луинец), а также в смежных районах Брянской области (Струговская Буда). На остальной территории Белоруссии эта пачка либо отсутствует, либо замещается глиной и потому неотделима от пород вышележащей глинистой пачки. Возможно также, что она местами включается в состав доломитово-мергельной пачки.

Карбонатная пачка обычно представлена доломитом или доломитизированным известняком мощностью до 1—3 м, светло-серым, серым, иногда с голубоватым оттенком, мелкокристаллическим, крепким, со стилолитовыми поверхностями и примазками черной глины по ним, обычно перекристаллизованным и слегка пористым, с пустотами выщелачивания размером до 0,5 см, с гнездами пирита, многочисленными фрагментами рыб и раковинами брахиопод плохой сохранности. Доломит имеет изменчивую мощность (от 3 м до 5—10 см), иногда выклиниваясь и замещаясь карбонатной глиной.

Характерно присутствие в доломитах замковых брахиопод (Костюковичи, глубина 339,1—350,2 м; Озерница, глубина 97,0—102,8 м, Гаврильчицы, глубина 378,2 м; скважины района Глусска и Клецка). Из этих отложений были определены (Б. П. Марковский, А. В. Фурсенко): *Emmanuella pseudopachyrincha* Tschern., *Atrypa* ex gr. *reticularis* Linn., *Schizophoria* ex gr. *striatula* Schloth. Здесь же были встречены пелециподы, криноидеи, кораллы (ругозы), обломки рыб, а также конodontы, из которых определены (С. А. Кручек, 1958 г.) *Icriodus* cf. *cymbiformis* Branson et Mehl., *I. nodosus* (Huddle), *I.* cf. *symmetricus* B. et M., *Ozarcodina* cf. *angesta* Stauffer., *Oz. elegans* (Stauffer), *Paltodus* sp., *Polygnathus linguiformis* Hinde, *P. webbi* Stauffer, *Prioniodina prona* (Huddle), *Roundya* sp.

Карбонатная пачка сопоставляется с аналогичными известняками и глинисто-известняковыми пачками с обильными брахиоподами верхнемосоловского — воробьевского возраста Вольно-Подолки (Пелча) и Брянской области (профиль Навля — Орел). Учитывая также данные спорового анализа из подстилающих и перекрывающих пород, ее возраст следует принимать условно как мосоловский.

Несмотря на ограниченное развитие и небольшую мощность (не более 3 м) карбонатную пачку необходимо выделять как самостоятельную стратиграфическую и литологическую единицу, являющуюся характерным маркирующим горизонтом среднего девона Белоруссии.

Глинистая пачка развита только в Оршанской и Припятской впадинах и в погруженных участках Жлобинской седловины. Залегает она, по-видимому, согласно на карбонатной пачке, а в случаях ее отсутствия — непосредственно на доломитово-мергельной пачке. По своему литологическому составу глинистая пачка является одной из наиболее характерных в составе среднего девона Белоруссии. Сложена она глинами светло-коричневой, шоколадно-коричневой, буровой, реже серой и зеленовато-серой окраски, тонкоотмученными, аргиллитоподобными, тонкоплитчатыми, некарбонатными, с мелкими включениями пирита и сидеритовых стяжений, с многочисленными пиритизиро-

ванными следами ползания донных организмов. Весьма характерной чертой пачки является присутствие в нижней или средней ее части своеобразного «чечевичного слоя», мощностью до 1—3, реже 5 см, представляющего собой скопление многочисленных мелких (1—5 мм) конкреционных железистых стяжений чечевицеобразной формы.

В центральной части Белоруссии, включая и северную половину Припятской впадины, в разрезе пачки значительно преобладают (до 95—100%) глины. В северной части республики она сложена глинами, песками и песчаниками, причем содержание глин составляет в среднем 40—50%. Однако и здесь сохраняются вышеотмеченные характерные черты. В южных районах Припятской впадины, примыкающих к Украинскому щиту, в разрезе пачки снова увеличивается содержание песчаных прослоев, причем большей песчаностью, как и на севере Белоруссии, характеризуется ее верхняя часть.

В породах глинистой пачки обнаружены брахиоподы — *Lingula bicarinata* Kut., эстерины, криноидеи, тентакулиты, остракоды, мелкие растительные остатки и споры.

Для глинистой пачки Белоруссии характерен руководящий спорный комплекс, в состав которого входят следующие виды: *Leiotriletes parvus* Naum., *Trachytriletes subtriangulatus* Tschibr., *Acanthotriletes parvispinosus* Naum., *Stenozonotriletes recognitus* Naum., *Diatomozonotriletes devonicus* Naum., *Camarozonotriletes obtusus* Naum., *C. devonicus* Naum., *Retusotriletes gibberosus* (Naum.) Kedo, *Hymenozonotriletes melanidus* Naum., *H. polymorphus* Naum., *H. proteus* Naum., *H. polyacanthus* Naum. Этот комплекс спор сопоставляется с аналогичным спорным комплексом из верхнемосоловских отложений центральных и восточных областей Русской платформы, а также со сходным спорным комплексом из средней части древнего красного песчаника Шотландии (Кедо, 1966).

Мощность глинистой пачки в Припятской впадине составляет 10—15 м, на Жлобинской седловине 20—40 м. В северной части Белоруссии 15—25 м, изредка достигая 30—45 м.

Общая мощность верхненаровского подгоризонта в Припятской впадине составляет 25—44 м, на Жлобинской седловине 20—50 м, возрастающая в Рогачеве и Костюковичах до 80—100 м.

Старооскольский (лужский) горизонт. Отложения старооскольского горизонта по площади своего развития уступают наровским, на которых они залегают обычно согласно. Но иногда наблюдается небольшой размыв верхней части наровских отложений. Перекрываются старооскольские отложения в Припятской и Оршанской впадинах нижнещигровскими, а на остальной территории их распространения — мезозойскими и кайнозойскими образованиями. Нижняя граница старооскольского горизонта проводится по кровле глинистой пачки верхненаровского подгоризонта, в подошве песчаной пачки. Эта граница четко устанавливается и по данным каротажа.

Отложения старооскольского горизонта представлены песками, песчаниками и алевролитами, с прослоями глин, мергелей и доломитов (рис. 20). Окраска пород пестроцветная: преобладают красно-бурые и зеленовато-серые цвета. Породы обычно слюдистые, некарбонатные, часто горизонтальнослоистые. В целом эта толща характеризуется сравнительным однообразием разреза, бедностью палеонтологических остатков, отчетливым циклическим строением. На основании литологических особенностей и спорных комплексов старооскольские отложения разделяются на две пачки: нижнюю — алевроито-песчаную и верхнюю — песчано-глинистую.

Алеврито-песчаная пачка сложена преимущественно розовыми, красно-бурыми и серыми песчаниками и алевролитами, с подчиненными прослоями пестроцветных (бурых, зеленовато-серых, красно- и лилово-бурых) глин, изредка (только в Припятской впадине) до-

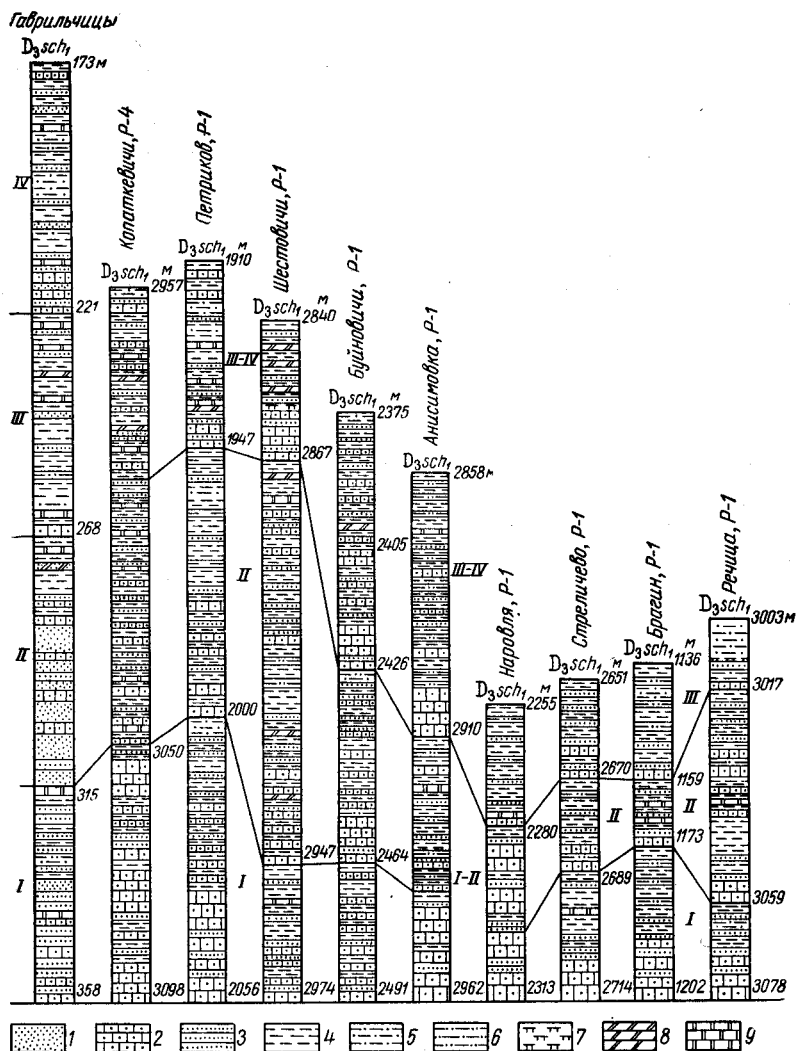


Рис. 20. Важнейшие разрезы старооскольского (лужского) горизонта среднего девона Припятской впадины. А. С. Махнач и др. (1966)

1 — пески; 2 — песчаники; 3 — алевриты и алевролиты; 4 — глины; 5 — глины алевритовые; 6 — глины песчано-алеуритовые и песчаные; 7 — глины доломитовые; 8 — мергели доломитовые; 9 — доломиты; I—IV — номера пачек

ломитовых мергелей и доломитов, приуроченных к верхней части пачки. Максимальная мощность глинистых слоев составляет обычно 2—3 м, а песчаных до 10—15 м. Слоистость алеврито-песчаных пород неясная, тонкая, местами косяя. Глинистые прослои характеризуются горизонтальной слоистостью. Песчано-алеуритовые породы в основном кварцевого состава (70—85%), с примесью полевого шпата (15—20%) и слюды. Характерно присутствие в песчаниках и алевролитах магнетита, отмечен глауконит.

В алеврито-песчаной пачке встречаются фрагменты рыб, обуглившиеся растительные остатки и споры. Для нее характерен руководящий споровый комплекс, в который входят такие виды, как *Archaeozonotriletes punctulatus* Naum., *A. vorobjensis* Naum., *A. meonacanthus* Naum., *A. micromanifestus* Naum., *A. tenuispinosus* Kedo. Этот комплекс Г. И. Кедо (1966) сопоставляет с аналогичным комплексом из верхней части воробьевских слоев центральных областей Русской платформы.

Мощность алеврито-песчаной пачки изменяется от 11 до 90 м.

Песчано-глинистая пачка представлена глинами, песками и песчаниками, чередующимися между собой. В Припятской впадине в разрезах преобладают глины, а на севере Белоруссии содержание тех и других примерно одинаково. Глины пестроцветные (красно-бурые, зеленовато-бурые, коричневые, голубовато-серые, иногда зеленые, серые и темно-серые), плотные, крепкие, с четкой или слабо выраженной горизонтальной слоистостью, с прослоями алевролитов и песчаников светло-серых, серых, розовых, равномерно распределенных по всему разрезу. Пески и песчаники кварцевые, слюдистые, мелкозернистые, с прослоями (до 0,5 м) глины песчанистой, слюдистой, некарбонатной. В нижней части пачки преобладают песчаники, пески и алевролиты. Местами (Полоцк) в подошве пачки залегает песок буровато-серый, с плохо окатанными гальками (размером до 1—2 см) кварцитоподобного песчаника серого цвета. В верхней части наблюдается более частое чередование глин и алеврито-песчаных пород, а в Припятской впадине — также редких, тонких (до 0,2 м) прослоев доломитовых мергелей и доломитов (не более 5—10%) серых, желтовато-зеленых и пестроцветных. Мощность прослоев алевролитов, песков и песчаников колеблется от нескольких сантиметров до 4—5 м.

Органические остатки встречаются редко. Они представлены брахиоподами (*Lingula* sp.), филлоподами (*Estheria* sp., *E. membranacea* Rascht.), обломками рыб (*Coccosteus* cf. *minor* Millar, *Glyptolepis* sp., *Devononchus* sp., *Dipterus* sp.), а также растительными остатками и спорами, из которых, по определению Г. И. Кедо, наиболее характерны следующие виды: *Archaeozonotriletes extensus* Naum., *A. pusillus* Naum., *A. minor* Naum., *A. tenuispinosus* Kedo, *A. pustulatus* Naum. var. *minor* Kedo, *A. micromanifestus* Naum. var. *minor* Naum., *A. tuberculatus* Kedo., *Archaeozonotriletes gorodkensis* Kedo, *A. retiformis* Naum., *Hymenozonotriletes spinutissimus* Naum. Г. И. Кедо сопоставляет этот комплекс с аналогичными комплексами из старооскольского горизонта центральных областей Русской платформы. По ее мнению, выделенный комплекс является типичным для старооскольского горизонта Белоруссии (Кедо, 1966).

Мощность песчано-глинистой пачки изменяется от 23 до 95 м. Общая мощность старооскольского горизонта изменяется от 33 до 186 м, причем максимальные мощности приурочены к Оршанской (Костюковичи, 186 м) и Припятской (Гаврильчицы, 185 м) впадинам.

Верхний отдел

Франский ярус

Франские отложения на территории Белоруссии представлены нижнещиговским, верхнещиговским¹, семилукским, петинским (?), воронежским, евлановским и ливенским горизонтами.

¹ В связи с тем, что в Белоруссии до настоящего времени не установлены аналогичные пашийского, кыновского и саргаевского горизонтов, не определены их объемы, здесь пока используются термины «нижне-» и «верхнещиговский» горизонты.

Вскрытая мощность франских отложений в Припятской впадине составляет более 1000 м. По-видимому, максимальная их мощность здесь около 1200—1500 м, а на северо-востоке Белоруссии она не превышает 100—150 м.

Нижнещигровский (пашийско-кыновский) горизонт. Отложения нижнещигровского горизонта по сравнению с другими горизонтами франского яруса имеют наибольшее площадное распространение. Они известны только по разрезам скважин, залегают обычно согласно на старооскольских и перекрываются верхнещигровскими, а на северо-востоке Белоруссии — часто антропогенными, меловыми и юрскими породами.

Нижнещигровские отложения представлены глинистыми и песчано-алевритовыми породами, с подчиненными прослоями доломитовых мергелей и доломитов. Нижнещигровские отложения северо-востока Белорусской ССР, в отличие от Припятской впадины, в общем имеют: 1) значительно меньшую площадь распространения по сравнению со старооскольскими отложениями; 2) более песчаный и менее карбонатный и бессульфатный разрез; 3) несколько большие мощности. В пределах Припятской впадины, в свою очередь, также есть небольшие местные различия, позволившие выделить здесь пять типов разреза (Махнач и др., 1966).

Нижнещигровские отложения разделяются на две пачки: нижнюю — преимущественно песчаную (или песчано-алевролитовую) и верхнюю — глинистую (или карбонатно-глинистую). Нижняя пачка, возможно, является аналогом пашийского, а верхняя — кыновского горизонтов центральных и восточных областей Русской платформы.

Песчаная пачка, мощностью от 2 до 88 м, сложена песчаниками, песками и алевролитами, с редкими прослоями глины. В Припятской впадине в верхней части пачки иногда встречаются тонкие прослойки (до 10 см) доломитовых мергелей и доломитов (Речица, Анисимовка, Брагин). Песчаники и алевролиты мелко- и тонкозернистые, кварцевые, слюдястые, с тонкой горизонтальной и косою слоистостью, слабо сцементированные, с глинистым и реже глинисто-доломитовым цементом. Пески в Припятской впадине встречаются редко, а на северо-востоке республики они почти полностью слагают песчаную пачку. Фауна не обнаружена. В комплекс спор входят следующие виды, свидетельствующие о франском (пашийском) возрасте песчаной пачки (Кедо, 1966): *Archaeozonotriletes rugosus* Naum., *A. notatus* Naum., *A. compactus* Naum., *A. basilaris* Naum., *A. micromanifestus* Naum., *A. micromanifestus* Naum. var. *crispus* Tschibr., *Hymenozonotriletes incisus* Naum., *Lophozonotriletes excisus* Naum.

Глинистая пачка, мощностью от 19 до 50 м, сложена глинами с прослоями доломитовых мергелей и доломитов, изредка песчаников, песков и алевролитов. В Припятской впадине в верхней части пачки иногда присутствуют гнезда, включения и тонкие (1—5 см) прослойки ангидрита. На северо-востоке Белоруссии пачка сложена глинами, с редкими прослоями песков, а в отдельных разрезах (Богушевск, Стайки) единичными прослоями (до 1 м) доломитовых мергелей и доломитов. В Припятской впадине содержание карбонатных прослоев достигает иногда 10—20% мощности пачки (Копаткевичи, Петриков и др.). Глины зеленовато-серые, темно-серые, пестроцветные, в различной степени доломитовые, плитчатые, иногда тонкослоистые. Доломиты плотные, крепкие, массивные, пелитоморфные, реже мелкозернистые, с включениями ангидрита, гипса, пирита, алевритового материала. Иногда встречаются песчано-алевритовые (Анисимовка, Кустовница) доломиты.

В породах пачки встречаются черви, брахиоподы, филлоподы, пелециподы, редкие остракоды, фрагменты рыб, растительные остатки, споры и харовые водоросли. Из них определены: *Lingula subparaletella* Sandb., *Estheria vulgaris* Lutk., *Asterolepis radiata* Rohon, *Dipterus* sp., *Bothriolepis* sp., *Glyptolepis* sp., *Psammolepis* sp. В руководящий споровый комплекс входят следующие виды: *Archaeozonotriletes rugosus* Naum., *A. notatus* Naum., *A. compactus* Naum., *A. basilaris* Naum., *A. micromanifestus* Naum., *Hymenozonotriletes incisus* Naum., *Lophozonotriletes exigus* Naum. Этот споровый комплекс сопоставляется с аналогичными споровыми комплексами из пашийско-кыновских отложений центральных и восточных областей Русской платформы (Кедо, 1966).

Мощность нижнешигровского горизонта на северо-востоке Белорусской ССР изменяется от 19 до 137 м. В Припятской впадине она более выдержана и обычно составляет 45—60 м, изменяясь от 27 до 117 м.

Отложения среднего девона и нижнешигровского горизонта составляют подсолевою терригенную толщу Припятской впадины.

Верхнешигровский (саргаевский) горизонт. Нижняя граница горизонта проводится отчетливо в подошве карбонатной толщи пород, залегающей согласно на нижнешигровских глинах. Только в разрезе скважины Летцы верхнешигровские отложения с размывом залегают на старооскольских. Верхнешигровские отложения на всей площади их развития в Белоруссии представлены доломитами и доломитизированными известняками. Реже встречаются известняки, мергели, глины и ангидриты. Последние наблюдаются только в Припятской впадине, а на северо-востоке Белоруссии они отсутствуют. Верхнешигровские отложения Припятской впадины разделяются на две пачки: нижнюю — сульфатно-карбонатную и верхнюю — карбонатную (рис. 21, 22).

Нижняя пачка, мощностью 3—10 м, сложена чередующимися доломитами, доломитовыми мергелями и ангидритами, с подчиненными прослоями глин и известняков. Окраска пород преимущественно серая и темно-серая. Глины, доломитовые мергели и доломиты плотные, крепкие, тонкоплитчатые, с гнездами и прослоями ангидрита. Из органических остатков здесь встречены редкие обломки иглокожих, брахиопод, тентакулитов, остракод и рыб.

Верхняя пачка сложена известняками, доломитизированными известняками и доломитами. Известняки плотные, крепкие, массивные, органогенно-детритовые, часто брекчиевидные, прослоями мелкозернистые, слабо доломитизированные, иногда глинистые, со стилолитовыми поверхностями, с многочисленными криноидеями, брахиоподами, пелециподами, гастроподами, тентакулитами, остракодами, фораминиферами. Доломиты и доломитизированные известняки часто кавернозные и пористые, перекристаллизованные, с редкими брахиоподами и фораминиферами. Наиболее характерны следующие виды брахиопод: *Atrypa velikaja* Naal., *Anatrypa micans* (Buch.), *Camarothechia aldoga* Naal., *Ladogia meyendorfia* (Verh.), *Mucrospirifer novosibiricus* (Toll.), *Elytha fimbriata* (Sopg.). На северо-востоке Белоруссии в обнажениях по рекам Днепру и Оршице и из скважин (Городок, Озерцы, Лиозно) собраны и определены многочисленные формы, из которых наиболее характерными являются *Atrypa velikaja* Naal., *Anatrypa heckeri* Naal., *Lamellispirifer novosibiricus* (Toll.), *L. muralis* Verh., *Camarothechia pskovensis* Naal.

Приведенные комплексы брахиопод свидетельствуют о верхнешигровском (саргаевском) возрасте вмещающих их пород. Мощность верхнешигровского горизонта в среднем составляет около 30 м, изменяясь от 20 до 55 м.

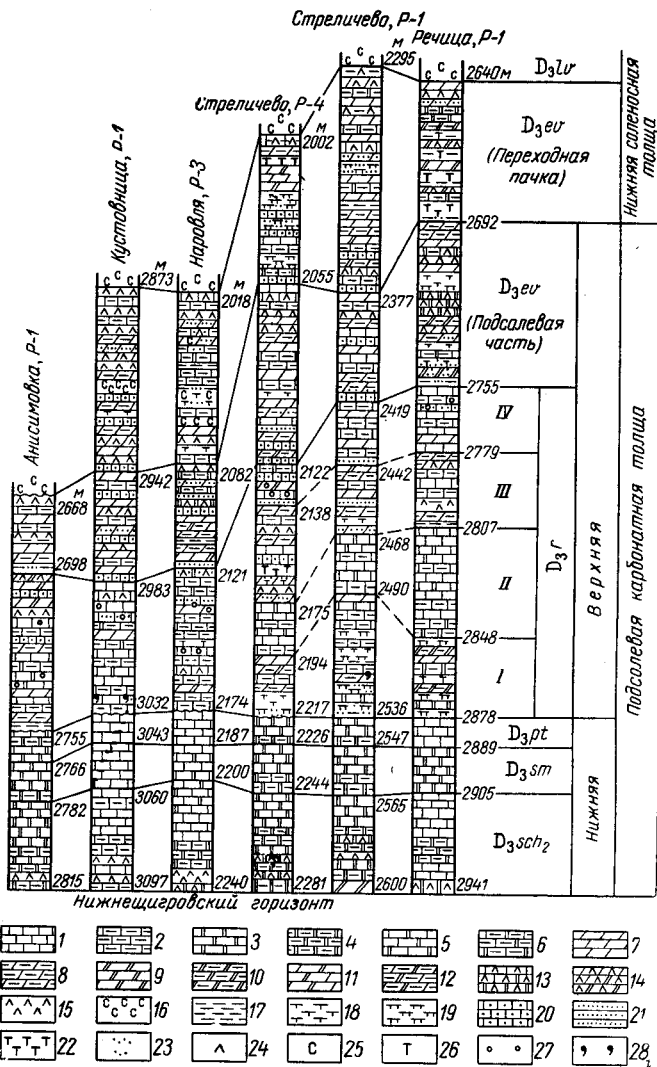


Рис. 21. Основные разрезы подсолевой карбонатной толщи восточной части Припятской впадины. И. И. Урьев (1963)

1 — известняки; 2 — глинистые известняки; 3 — доломиты; 4 — глинистые доломиты; 5 — известняки доломитовые и доломиты известковые; 6 — глинистые доломитовые известняки и известковые доломиты; 7 — мергели; 8 — глинистые мергели; 9 — доломитовые мергели; 10 — глинистые доломитовые мергели; 11 — известково-доломитовые и доломито-известковые мергели; 12 — глинистые мергели, известково-доломитовые и доломитово-известковые; 13 — сульфатно-карбонатные породы с различным соотношением карбонатных минералов; 14 — сульфатно-карбонатно-глинистые породы с различным соотношением кальцита и доломита; 15 — ангидриты; 16 — каменная соль; 17 — глины; 18 — глины известковистые; 19 — глины доломитистые; 20 — песчаники; 21 — алевролиты; 22 — вулканогенные породы; 23 — примесь песчано-алевритового материала в различных типах пород; 24 — содержание ангидрита в породах; 25 — включение каменной соли; 26 — присутствие в породах вулканогенного материала; 27 — известковые оолиты; 28 — глауконит; I—IV — номера пачек

Семилукский горизонт. Отложения семилукского горизонта развиты на тех же площадях, что и верхнещигровские. Они известны по разрезам скважин, а в Оршанской впадине, кроме того, обнажаются по р. Западной Двине выше Витебска. Нижняя граница горизонта прово-

дится условно внутри карбонатной толщи, на основании изменения в составе фауны.

Семилуцкие отложения представлены известняками и доломитами (см. рис. 21, 22). На большей части территории Белоруссии (северо-восток республики, приподнятые участки Припятской впадины) распространены вторичные доломиты серые, светло-, реже темно-серые,

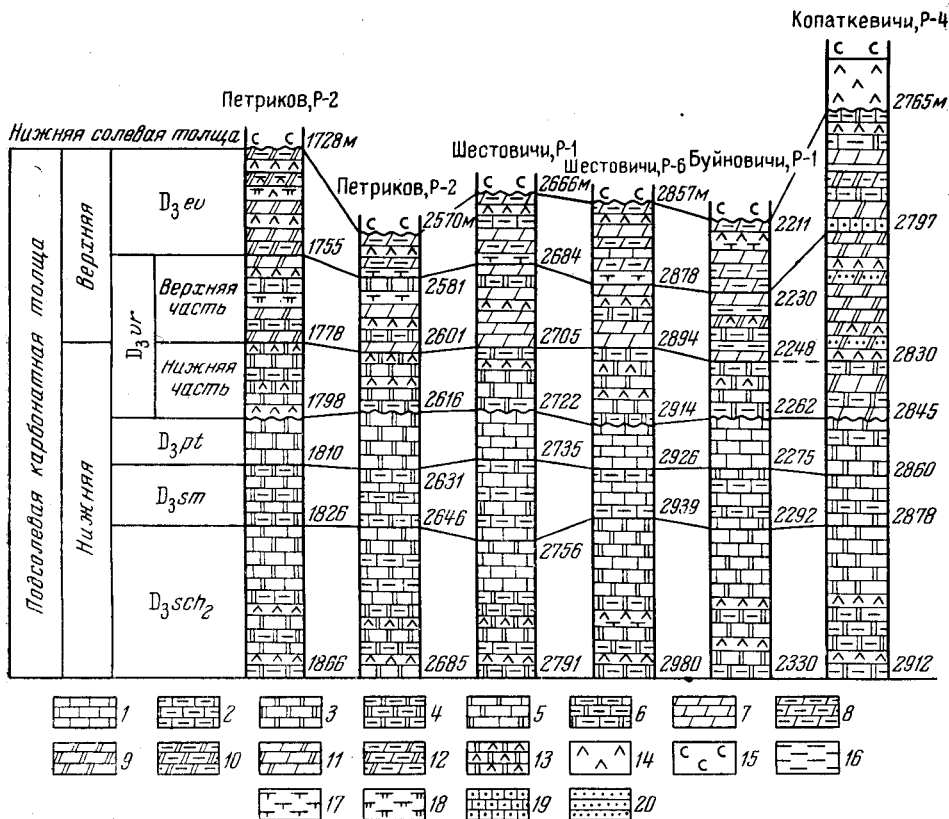


Рис. 22. Основные разрезы подошловой карбонатной толщи западной части Припятской впадины. И. И. Урьев (1963)

1 — известняки; 2 — глинистые известняки; 3 — доломиты; 4 — глинистые доломиты; 5 — известняки доломитовые и доломиты известковые; 6 — глинистые доломитовые известняки и известковые доломиты; 7 — мергели; 8 — глинистые мергели; 9 — доломитовые мергели; 10 — глинистые доломитовые мергели; 11 — известково-доломитовые и доломито-известковые мергели; 12 — глинистые мергели известково-доломитовые и доломито-известковые; 13 — доломито-ангидритовые породы; 14 — ангидриты; 15 — каменная соль; 16 — глины; 17 — глины известковые; 18 — глины доломитовые; 19 — песчаники; 20 — алевролиты

крепкие, массивные, плитчатые, мелко- и крупнокристаллические, перекристаллизованные, часто кавернозные и пористые, выветрелые, с редкими брахиоподами и кораллами, с кварцем, кальцитом и пиритом по трещинам и кавернам. Встречаются прослой глинистых доломитов, часть которых, по-видимому, являются первичными. Доломитизированные известняки отличаются от доломитов меньшей степенью выветрелости и большим количеством фауны. Известняки белые, светло-серые или кремневые, плотные, крепкие, массивные, мелкокристаллические, с парасилитовыми поверхностями, с примазками черной глины по ним, с многочисленной фауной брахиопод, криноидей, кораллов, тектакулитов, фораминифер и др. Встречаются органогенно-обломочные, детритусовые брекчиевидные известняки с характерной текстурой

взмучивания. Иногда известняки перекристаллизованы, участками окремненные, слегка трещиноватые. Изредка наблюдаются прослои глинистых известняков и мергелей, зеленовато-серых, плотных, плитчатых, с большим количеством разнообразной фауны, среди которой в отличие от чистых известняков отсутствуют кораллы и криноидеи.

В Припятской впадине определены многочисленные брахиоподы, из которых наиболее характерны следующие формы: *Atrypa uralica* Nal., *A. svinordi* Nal., *A. koloschka* Nal., *Spinatrypa krylovae* (Furss. et Kovch.), *Theodossia svinordensis* Nal., *Anathyris svinordensis* (Nal.), *Cyrtina* cf. *demarllii* (Bouch.), *Stropheodonta interstitialis* (Phill.), *Cyrtospirifer disjunctus* Sow., *Pugnax voroni* Nal., *Ilmenia altovae* Nal., *Hypothyridina schelonica* Nal. На северо-востоке республики из обнажений по Западной Двине (Сахарово, Койтово, Тяково, Левая Руба) и р. Сарьянке собрана и определена многочисленная фауна: *Cyrtospirifer tenticulum* (Vern.), *Flemingia koloschkensis* Nal., *Platyschisma kircholmensis* Keys., *Murchisonia angulata* Phill., *Naticopsis piligera* (Sandb.), *Pleurotomaria stolbovi* Nal., *Thamnopora cervicornis* (Blainv.), *Th. vermicularis* (M. Coy), *Th. reticulata* (Blainv.), *Alveolites romosa* Roem., *Amphipora patokensis* var. *minor* Rjab., *Clathrodietyon actinostromiformis* Rjab. Приведенные комплексы фауны свидетельствуют о семилукском и свиновордско-бурегском возрасте.

Для рассматриваемых отложений в Припятской впадине установлен также руководящий комплекс спор, в состав которого входят следующие виды: *Archaeozonotriletes rugosus* Naum., *A. semilukensis* Naum., *A. nalivkinii* Naum., *A. variabilis* Naum., *A. notatus* Naum., *Hymenozonotriletes argutus* Naum., *H. incisus* Naum., *H. lacinosus* Naum., *Stenozonotriletes laevigatus* Naum., *Lophozonotriletes excisus* Naum., *Retusotriletes communis* Naum., *Acanthotriletes polygamus* Naum., *Archaeoperisaccus menneri* Naum., *A. concinnus* Naum. Этот комплекс спор и пыльцы хорошо сопоставляется с аналогичным комплексом из семилукских отложений центральных и восточных областей Русской платформы (Кедо, 1966).

Мощность семилукских отложений на территории Белоруссии изменяется от 7 до 23 м, в среднем составляя около 15 м.

Петинский или бурегский(?) горизонт. Отложениям этого времени на территории Белоруссии соответствует, вероятно, перерыв в осадконакоплении, в течение которого подвергались выветриванию, выщелачиванию и доломитизации семилукские известняки. В результате на многих участках Припятской впадины образовались кавернозные доломиты, являющиеся хорошими коллекторами нефти (Речица, Давыдовка, Виша).

Ранее (Пистрак, Тихомиров, 1959; Голубцов, Махнач, 1961) к петинским отложениям относилась пачка, мощностью 9—15 м, известняков и вторичных доломитов, площадное распространение и литологические особенности которых весьма сходны с семилукскими породами, но отличаются от них меньшим содержанием фауны. В самой кровле «петинских» пород залегает весьма характерный пласт известняка — белого, мраморовидного, с большим количеством кораллов. Местами он значительно перекристаллизован, участками окремнен, иногда превращен в доломит. Из этого известняка (Наровля, скв. З-Р) К. А. Ермаковой определены следующие кораллы: *Alveolites multiporosus* Ermak., *Scaliopora denticulata* (Edw. et H.), *Thamnopora* aff. *cervicornis* (Blainv.). Последняя форма встречена также в доломитах, обнажающихся по Западной Двине. Кроме кораллов, из наровлянских известняков определена (А. И. Лященко) *Adolfia* ex gr. *krestovnikovi*

Ljasch., характерная в Припятской впадине для семилукских отложений. Отнесение рассматриваемых отложений к петинскому горизонту вызывает большие сомнения. По-видимому, их надо относить к семилукскому горизонту. Однако в силу сложившихся традиций условно будем называть их до выяснения обоснованной возрастной принадлежности семилукско-петинскими(?).

Карбонатная толща верхнешигровского, семилукского и семилукско-петинского(?) горизонтов служит надежным репером для подсоловых отложений Припятской впадины. Эта толща является здесь основным объектом геологоразведочных работ на нефть и газ. На Речицкой, Давыдовской и Вишанской структурах в семилукско-петинских(?) отложениях уже открыты промышленные нефтяные месторождения. Нефть здесь заключена в кавернозно-поровых и трещинных коллекторах — доломитах и известняках. Перспективы нефтеносности карбонатной подсоловой толщи, имеющей региональное распространение в Припятской впадине, весьма высокие.

Воронежский горизонт. Отложения воронежского горизонта достоверно известны только в Припятской впадине, но, возможно, они развиты также и на северо-востоке Белоруссии. Нижняя граница горизонта проводится в основании темно-серых и зеленовато-серых глинистых известняков, залегающих либо на размытой и выветрелой поверхности кавернозных доломитов, либо на белых и светло-серых коралловых известняках семилукско-петинского(?) возраста. Эта граница хорошо фиксируется сменой комплексов фаун, а также по данным каротажа. На многих участках Припятской впадины (Кустовница, Речица, Ельск и др.) в основании воронежского горизонта залегает пестроцветная пачка глин и известняков, сменяющаяся выше по разрезу темно-серыми породами (Махнач и др., 1966). Воронежские отложения сложены известняками, доломитами, мергелями, глинами и реже ангидритами, сульфатно-карбонатными и туфогенными породами. По составу пород и брахиопод они делятся на два подгоризонта: нижний — карбонатный и верхний — карбонатно-глинистый. Граница между ними нечеткая и устанавливается по смене брахиопод. Разрез воронежских отложений, как и евлановских и ливенских, на северо-западе Припятской впадины значительно сокращен по мощности и сложен более карбонатными породами.

Нижневоронежский подгоризонт на северо-западе впадины (Старобин, Петриков, Шестовичи, Буйновичи) сложен преимущественно тонкослоистыми желтовато-серыми и серыми, мелкозернистыми доломитами, с редкими прослойками (до 5 см) доломитового ангидрита. Встречаются прослои микрозернистого известняка и глинистого доломита, переходящего в доломитовую глину.

В центральной и юго-восточной частях впадины подгоризонт представлен в основном известняками, часто глинистыми, с хорошо развитыми парастилолитовыми поверхностями. Отмечаются известняково-глинистые породы с «узловатой» текстурой, редкие прослойки желтовато-серых доломитов и маломощные (0,5—1 см) линзовидные прослойки темно-серых глин, богатых органическим веществом. Характерно присутствие прослоев «пахучих» (с запахом керосина) тонкоплитчатых глинистых известняков (Наровля) пленок битумов, гнезд пирита. В самой восточной части впадины (Речица, Стреличево) в разрезе преобладают глины и мергели, переслаивающиеся с прослоями доломитов, известняков и туфогенных глинисто-алевритовых пород. Нижняя часть подгоризонта более глинистая, со значительной примесью обломочного и вулканогенного материала, верхняя — более известняковая.

Породы подгоризонта содержат многочисленную фауну (фораминиферы, кораллы, черви, брахиоподы, пелециподы, гастроподы, остракоды и др.) и водоросли (харовые, синезеленые и др.). Отсюда определены брахиоподы: *Theodossia uchtensis* Nal., *Th. ex gr. tanaica* Nal., *Crania proavia* Goldf., *Adolfia krestovnikovi* Ljasch., *Spinatrypa tubaecostata* (Paesck.), *Produktella subaculeata* Murch., *Atrypa ex gr. tanaica* Nal., *Ilmenia* sp. и остракоды: *Knoxites menneri* Eg., *Knoxiella aff. ischimensis* Pol., *Buregia bispinosa* Zasp., *Acratia aff. evlanensis* Eg., *A. aff. mayselae* Eg. Мощность нижневоронежского подгоризонта изменяется от нескольких (не более 10) метров на северо-западе до 68—71 м на востоке впадины (Стреличево, Речица).

Верхневоронежский подгоризонт в отличие от нижневоронежского характеризуется меньшей известковистостью, большей глинистостью, присутствием прослоев сульфатных и песчано-алевритовых пород. Преобладают глины и мергели, а среди известняков и доломитов — глинистые разности. Сульфатные породы встречаются в виде гнезд, включений и тонких (до 10 см) прослоев. Все породы обычно тонкослоистые, темно- и зеленовато-серого цвета. Фауна редкая. Она характеризуется обеднением родового и видового состава и многочисленностью экземпляров представителей немногих видов. Здесь встречены фораминиферы, криноидеи, брахиоподы, пелециподы, гастроподы, остракоды. Из брахиопод определены *Theodossia tanaica* Nal., *Ilmenia* sp.; остракоды — *Knoxites bolchowitinovae* Eg., *Knoxella donensis* Eg., *Bairdia quarziana* Eg., *Acratia silincula* Pol., *Famenella misera* Zasp.; фораминиферы — *Umbella bella* Masl., *U. ex gr. bykovae* Reitl.; водоросли — *Issinella devonica* Reitl.

Мощность верхневоронежского подгоризонта изменяется от нескольких метров (около 10 м) на северо-западе до 49—52 м на востоке впадины (Стреличево, Речица).

Для воронежского горизонта характерен следующий руководящий комплекс спор: *Archaeozonotriletes rugosus* Naum., *A. notatus* Naum., *A. basilaris* Naum., *A. semilukensis* Naum., *A. micromanifestus* Naum., *Hymenozonotriletes deliquescens* Naum., *H. livnensis* Naum., *H. lacinosus* Naum., *Archaeotriletes fidus* Naum., *Archaeoperisaccus elongatus* Naum., *A. concinnus* Naum., *A. menneri* Naum., *A. mirus* Naum. Приведенные комплексы фауны также свидетельствуют о воронежском возрасте вмещающих пород.

Общая мощность воронежского горизонта составляет 18—33 м на северо-западе и до 123—136 м на востоке впадины. В порово-трещинных и трещинных известняках воронежского горизонта на Осташковской структуре встречена промышленная нефть. Региональное распространение этих отложений в Припятской впадине позволяет говорить о больших перспективах обнаружения нефти и на других структурах.

Евлановский горизонт. Отложения евлановского горизонта распространены только на территории Припятской впадины. Нижняя их граница нечеткая. Она проводится внутри карбонатно-глинистой толщи на основании заметного увеличения количества глинистых прослоев в ее верхней (евлановской) части по сравнению с нижней (воронежской). Местами (Петриков, Наровля, Кустовница и др.) и подошве евлановского горизонта приурочены прослойки песчаников и алевролитов.

Евлановские отложения представлены в основном глинами темно-серыми, плотными, горизонтально-слоистыми, песчанистыми и слюдястыми на плоскостях наложения, в той или иной степени карбонатными, с прослоями темно-серых глинистых известняков и доломитов, мергелей, песчаников и ангидритов. Иногда в разрезе преобладают либо доломиты, перемежающиеся с ангидритами (Казанск), либо известняки и

мергели (Стреличево). В строении евлановского горизонта наблюдается ритмичность (Голубцов, Махнач, 1961). В целом для евлановских отложений характерна значительно большая ангидритизация и доломитизация верхней части разреза. Евлановские отложения северо-западной части впадины характеризуются меньшими мощностями, незначительным развитием гипса и ангидрита и большей песчаностью разреза. В восточных разрезах (Речицы, Стреличево) породы часто содержат примесь песчано-алевритового нормальноосадочного и вулканогенного материала, наблюдаются прослойки песчаников, алевролитов и туффигов.

Фауна евлановских отложений однообразна по родовому и видовому составу. Здесь встречены и определены брахиоподы *Theodossia evlanensis* Wal., *Th. cf. evlanensis* Na l., пелециподы *Leptodesma evculoides* (Vern); остракоды *Evlanella ljaschenkoi* Eg., *Evl. incognita* Eg., *Aparchites* ex gr. *crassus* Pol., *Knochella* aff. *dubia* Pol., *Uchtovia elonogata* Gleb. et Zasp.; фораминиферы *Archaesphaera minima* Sul., *A. grandis* Sul., *Vicinisphaera* ex gr. *angulata* Andr.; водоросли *Coactilum straeleni* Lecompte, *Issinella devonica* Reith.; фрагменты рыб; в некоторых разрезах (Кустовница) обнаружены кораллы. Данный комплекс органических остатков указывает на евлановский возраст вмещающих пород.

Мощность евлановского горизонта изменяется от 10—35 м на северо-западе до 120—130 м на востоке впадины.

К евлановскому горизонту условно относится также так называемая «переходная пачка» (Голубцов, Познякевич, 1963 г.; Махнач и др., 1966). Границы этой пачки нечеткие, так как переходы ее в подсолеву и соленосную толщину очень постепенны. В некоторых разрезах Наровли (скважины 4-Р, 10-Р) она залегает на породах кристаллического фундамента. Нижняя граница условно проводится по подошве ангидритовых и сульфатно-карбонатных пород, а верхняя — по подошве соленосных отложений. «Переходная пачка» в большинстве разрезов представлена чередованием ангидритов, доломитов, сульфатно-карбонатных пород, мергелей, глин, изредка песчаников и алевролитов. В разрезе значительно преобладают ангидриты, сульфатно-карбонатные породы и доломиты. В восточной части впадины (Речица, Стреличево) среди пород пачки часто присутствуют вулканические туфы, туфогенные песчаники. По литологическим особенностям породы сходны с такими же типами пород из подсолевых евлановских отложений, отличаясь лишь большей сульфатизацией, а иногда (Кустовница, Ельск, скв. 15-Р) и присутствием прослоев (до 1 м) галогенных пород.

В известняках, мергелях и глинах переходной пачки встречаются брахиоподы, пелециподы, остракоды, рыбы, а также трохилиски и мелкие растительные остатки. Наиболее характерной формой является *Theodossia narovlensis* Linnik, встречающаяся в большом количестве экземпляров. Кроме того, отсюда определены *Theodossia cf. evlanensis* Na l., *Avicula (Leptodesma) aviculoides* Vern., *Evlanella* ex gr. *ljaschenkoi* Eg. Указанный комплекс позволяет относить переходную пачку к евлановскому горизонту. Об этом же возрасте свидетельствуют и данные спорового анализа (Кедо, 1966). Косвенным подтверждением правильности такого вывода является отсутствие перерыва между типично евлановской подсолевой карбонатной толщей и рассматриваемой переходной пачкой, а также присутствие в некоторых разрезах (Копаткевичи, скв. 4-Р; Казанск, скв. 2-Р; Стреличево, скв. 4-Р; Анисимовка, скв. 1-Р и др.) в заведомо евлановских отложениях *Theodossia narovlensis* Linnik, совместно с *Th. cf. tanaica* Na l. *Th. cf. evlanensis* Na l., характерных для евлановского горизонта Припятской впадины.

Мощность отложений «переходной пачки» в среднем составляет около 50—60 м, достигая максимальной мощности (82 м) в районе Стреличева. Отложения верхнецигровского, семилукского, петинского(?), воронешского и евлановского горизонтов составляют подсолевую карбонатную толщу Припятской впадины.

Ливенский горизонт. Отложения ливенского горизонта имеют широкое распространение в Припятской впадине. Переход евлановских отложений в ливенские — постепенный, без перерыва в осадконакоплении. Нижняя граница ливенского горизонта условно проводится в подошве соленосных отложений, залегающих на «переходной пачке» евлановского горизонта. По данным В. П. Курочки (Махнач и др., 1966) в районе Стреличева (скважины 2-Р и 4-Р) соленосные отложения залегают на «переходной пачке» с размывом и перерывом. Возможно, что к этому перерыву следует относить границу евлановского и ливенского горизонтов. Однако не исключено, что в некоторых районах нижняя часть собственно соленосных отложений, залегающих уже выше «переходной пачки», будет еще относиться к евлановскому горизонту (Голубцов, 1965).

Отложения ливенского горизонта в Припятской впадине представлены тремя типами разреза — соленосным, глинисто-сульфатным и эффузивно-туфогенным. Наиболее характерным и распространенным является соленосный тип разреза, приуроченный к центральной и юго-восточной частям впадины. Два других, развитых соответственно в северо-западной (и, возможно, юго-западной) и северо-восточной частях впадины, являются фаціальными и возрастными аналогами соленосного типа (Голубцов, Махнач, 1961).

Соленосный тип разреза (нижняя соленосная толща)¹ сложен каменной солью, с прослоями известковистых глин, мергелей, доломитов, известняков, ангидритов, песчаников и алевролитов. В восточных районах (Речица, Стреличево) часто встречаются также прослои туффигов, туфогенных песчаников и глин. Осадочные породы здесь также содержат примесь вулканогенного материала. Мощность отдельных прослоев негалогенных пород в соленосной толще небольшая (обычно до 3—5, реже 10 м), а в целом суммарная мощность всех прослоев негалогенных пород может достигать до 40% мощности соленосной толщи. Литологический состав негалогенных пород ливенской соленосной толщи характеризуется большей песчаностью, доломитизацией и сульфатизацией по сравнению с породами евлановского горизонта. Характерная черта соленосной толщи — ее циклическое строение, причем наблюдаются циклы разных порядков: от элементарных до крупных, составляющих характерные пачки.

В. П. Курочка выделяет в составе нижней соленосной толщи шесть пачек, включающих до 75 элементарных циклов (Махнач и др., 1966). Мощность соленосной толщи изменяется в очень широких пределах — от 1158 м (Ельск, скв. 13-Р) до 140 м (Глусск, скв. 1-Р). Обычно ее мощность 500—700 м.

Глинисто-сульфатный тип разреза представлен в основном глинами и мергелями с прослоями ангидритов, гипсов, глинистых известняков и доломитов. Как и в евлановском горизонте, здесь встречаются прослои алевролитов и песчаников, имеющих обычно карбонатно-глинистый, реже карбонатно-гипсовый цемент. Мощность разреза изменяется от 29 до 108 м.

¹ Нижняя соленосная толща Припятской впадины названа В. К. Голубцовым копаткевичской свитой (Голубцов, 1965). — *Прим. ред.*

Эффузивно-туфогенный тип разреза сложен в основном эффузивными породами, вулканическими туфами, туфобрекчиями, в верхней части местами, возможно, прослоями нормальноосадочных пород с примесью туфогенного материала (Борщевка). Мощность разреза до 500 м.

Из фауны в ливенском горизонте встречены только редкие остатки рыб. Возраст первого и второго типов разреза и их синхронность друг другу установлены по данным спорового анализа. Третий тип разреза отнесен к ливенскому горизонту условно. Для ливенских отложений Припятской впадины характерны следующие виды спор: *Lophotriletes semilucensis* Naum., *L. salebrosus* Naum., *Retusotriletes pichovii* Naum., *Hymenozonotriletes radiatus* Naum., *H. radiatus* Naum. var. *poljessicus* Kedo, *H. radiatus* var. *microtuberculatus* Kedo, *H. speciosus* Naum., *H. meonacanthus* Naum., *Stenozonotriletes conformis* Naum., *Lophozonotriletes excisus* Naum. Этот комплекс спор сопоставляется с аналогичными комплексами из ливенских отложений центральных и восточных областей Русской платформы (Кедо, 1966).

Таким образом, франкий ярус на территории Припятской впадины завершается ливенским горизонтом, представленным в основном соленосной фацией, составляющей нижнюю соленосную толщу Припятской впадины.

Фаменский ярус

Стратиграфия фаменских отложений Припятской впадины еще слабо разработана. В их составе выделены и фаунистически доказаны задонский, елецкий и данково-лебедянский¹ горизонты, а также озерско-хованские слои. Но границы между ними еще недостаточно обоснованы, так как они проходят внутри литологически однородных толщ, связанных взаимными фациальными переходами. Палеонтологические остатки в этих отложениях редки и приурочены лишь к определенным стратиграфическим уровням. Все это заставляет в практической работе часто пользоваться не стратиграфическими горизонтами, а толщами, подразделяя их на местные свиты (Голубцов, 1965). В фаменском ярусе Припятской впадины выделены три толщи: межсолевая, верхняя соленосная и надсолевая, подразделяемые на свиты и пачки (табл. 3).

Межсолевая толща залегает трансгрессивно с размывом на нижней (ливенской) соленосной толще и перекрывается согласно с постепенным переходом верхней (елецко-лебедянской) соленосной толщей. В возрастном отношении межсолевая толща по данным изучения брахиопод, остракод, конодонтов и спорово-пыльцевых комплексов является задонско-елецкой. Однако в большинстве разрезов расчленение ее на задонский и елецкий горизонты без изучения палеонтологических остатков весьма затруднительно. Для некоторых районов Припятской впадины (Речица, Осташковичи, Туров и др.) установлено, что нижняя часть межсолевой толщи относится к задонскому горизонту (Линник и др., 1964 г.). Но в целом для Припятской впадины возраст межсолевой толщи в практической работе геологов принимается как задонский или задонско-елецкий. Поэтому здесь описание межсолевой толщи дается при характеристике задонского горизонта с указанием, что са-

¹ Данково-лебедянские отложения Припятской впадины ввиду слабой их изученности (большие мощности, фациальная изменчивость пород по простиранию и вертикали, редкие находки палеонтологических остатков, отсутствие монографического описания споровых комплексов и их сравнение с аналогичными комплексами центральных районов Русской платформы и др.) в настоящее время невозможно разделить на лебедянский и данковский горизонты.

Стратиграфическая схема девонских отложений Белоруссии

Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Литологические толщи (пачки)		Свиты	
С	C ₁	C _{1t}	C _{1mm}				
Девонская	Верхний	Фаменский	oz-ch	Надсолевая		Давыдовская	
			dl	Верхняя соленосная	Глинисто-галитовая пачка		Солигорская
							Слуцкая
					Галитовая пачка		Шестовичская
			el				
		zd	Межсолевая				
		liv	Нижняя соленосная		Копаткевичская		
		Франский	evl-liv	Подсолевая карбонатная	„Переходная“ пачка		
			evl vor pet sem sch ₂		Глинисто-мергельно-известняковая пачка		
					Известняково-доломитовая пачка		
	sch ₁						
	Средний		Живетский	D _{2st}	Глинистая пачка		Полоцкая
		Песчаная пачка					
		Песчано-глинистая пачка					
		D _{2n}	Алеврито-песчаная пачка		Костюковичская		
			Глинистая пачка				
			Карбонатная пачка				
	D _{2p}	Доломитово-мергельная пачка		Западнодвинская			
		Гипсоносная пачка					
		Оолитовая пачка		Обольская			
Песчаная пачка							

мая верхняя часть описываемых отложений должна относиться уже к елецкому горизонту.

Верхняя елецко-лебедянская соленосная толща широко распространена на большей части территории Припятской впадины. Она имеет сложное строение, фациально изменяется как по простиранию, так и по вертикали и представлена в основном каменной солью с прослоями негалогенных пород. Мощность верхней соленосной толщи иногда превышает 3000 м (в скв. Первомайская 1р 3259 м). По литологическому составу и в меньшей мере по данным фауны и спорово-пыльцевых комплексов толща расчленяется на три части (свиты): шестовичская, слущкая и солигорская. В возрастном отношении шестовичская свита отвечает, по-видимому, елецкому горизонту, а слущкая и солигорская — соответственно нижней и средней частям данково-лебедянского горизонта (Голубцов, 1965). Некоторые исследователи (Курочка, Познякевич, Макаревич и др.) делят верхнюю соленосную толщу на две части: нижнюю — галитовую («чистая» соль) и верхнюю — глинисто-галитовую («грязная» соль). Галитовая подтолща соответствуют шестовичской свите, а глинисто-галитовая — слущкой и солигорской свитам.

Надсолевая толща (давыдовская свита) повсеместно распространена в Припятской впадине. Она залегает на верхней соленосной толще, по-видимому, трансгрессивно, т. е. местами контакт солигорской и давыдовской свит отмечен явно выраженными следами размыва и перерыва в осадконакоплении, но возможно, что этот перерыв и размыв не являются региональными (Голубцов, 1965). Отложения давыдовской свиты перекрываются образованиями различного возраста — от каменноугольных до палеогеновых. В возрастном отношении давыдовская свита отвечает верхней части данково-лебедянского горизонта и озерско-хованским слоям (Голубцов, Кедо, 1964). Надо отметить, что отложения озерско-хованских слоев в Припятской впадине зачастую отсутствуют и нижнетурнейские более молодые отложения залегают сразу на размытой поверхности нижележащих пластов давыдовской свиты (Голубцов, Кедо, 1959).

Фаменские отложения Припятской впадины наиболее характерны и важны в промышленном отношении: именно в них содержатся нефть, калийная и каменная соли, горючие сланцы, минерализованные и гидротермальные воды и др. Мощность фаменских отложений изменяется от 84—600 м на северо-западе до 2000—3500 м на юго- и северо-востоке впадины.

Задонский горизонт. Отложения задонского горизонта залегают на большей части территории их развития согласно на ливенских отложениях, а на Микашевичском выступе непосредственно на породах кристаллического фундамента. Перекрываются они обычно породами верхней соленосной толщи, либо в северо-западной и юго-восточной частях впадины каменноугольными, пермскими и мезо-кайнозойскими образованиями. Задонские отложения представлены аргиллитами, известняками и мергелями, с прослоями доломитов, алевролитов и песчаников, а местами — туфогенных пород. Наблюдаются фациальные изменения задонских отложений по простиранию. Поэтому выделяется три типа разреза: 1) карбонатно-терригенный (или аргиллитово-карбонатный), 2) карбонатный и 3) галогенно-глинистый (Голубцов, Махнач, 1961).

Карбонатно-терригенный тип разреза наиболее широко распространен на территории Припятской впадины и приурочен к ее центральной и юго-восточной частям. Для него характерны: наиболее полный разрез и максимальные мощности, тонкая слоистость и темноцветная окраска пород, высокое содержание в породах органического вещества, пирита, битумов, кремнезема (опал, халцедон), глубо-

ководной фауны, обуглившихся и битуминизированных растительных остатков, присутствие туфогенного материала, повсеместные нефтепроявления. Этот тип разреза является доманиковым.

Залегают рассматриваемые отложения согласно на соленосной толще ливенского горизонта. Сложены они аргиллитами, мергелями, известняками, доломитами, алевролитами и песчаниками. В нижней части встречаются прослои и гнезда ангидрита. В разрезе в целом преобладают аргиллиты и мергели. По литологическим особенностям задонские отложения этого типа разделяются на две толщи: нижнюю (мергельно-известняковую), характеризующуюся кальцитовый минерализацией пород и присутствием прослоев туфогенных песчаников, вулканических туфов и туффитов, и верхнюю (глинисто-карбонатно-терригенную) с доломитовой минерализацией пород и присутствием прослоев кремнистых пород с большим количеством радиолярий и фораминифер. В каждой толще выделяется две пачки, а в верхней местами и три пачки (Махнач и др., 1966). В основании задонских отложений (первая пачка) наблюдаются брекчиевидные карбонатные породы с тонкой горизонтальной, линзовидной и пльчатой слоистостью. В южной и юго-восточной частях впадины (Ельск, Стреличево) в разрезах значительное место занимают песчаники и алевролиты. Примесь терригенного материала содержится во всех породах (карбонатно-терригенный подтип разреза). В центральной части впадины (Копаткевичи и др.) наблюдается преобладание в разрезах аргиллитов, песчаники и алевролиты встречаются здесь редко (аргиллито-карбонатный подтип разреза). В рассматриваемых отложениях встречена немногочисленная, но характерная фауна: единичные гониатиты (по-видимому *Cheiloceras* sp.), пеллециподы (бухиолы, авикулы), ракообразные (*Gigantostroma*), радиолярии, фораминиферы, остракоды и брахиоподы. Мощность этого типа разреза 350—600 м.

Карбонатный тип разреза распространен в западной, северной и юго-восточной частях впадины. Задонские отложения залегают здесь на глинисто-сульфатной (Старобин, Ляховичи, Петриков и др.), эффузивно-туфогенной (Борщевка, Шарпиловка и др.), нижней соленосной (Петриков, Шестовичи, Буйновичи, Первомайск и др.) толщах ливенского возраста либо на породах кристаллического фундамента (Микашевичский участок). В основании разреза обычно залегают песчаники (0,3—1,0 м) кварцевый, мелкозернистый, карбонатный, иногда глинистый, местами с гнездами гипса. Выше лежит глина мощностью 3—5 м, зеленая или темно-зеленовато-серая, песчаная, некарбонатная, переходящая в верхней части в доломитовый мергель. Выше залегают карбонатная толща, сложенная известняками и мергелями, с редкими прослоями глин. Среди известняков преобладают органогенные, органогенно-хемогенные, сферолитовые, водорослевые (онколитовые) брекчиевидно-конкреционные, водорослево-брахиоподовые, с многочисленными фораминиферами, криноидеями, остракодами, брахиоподами, пеллециподами, радиоляриями, а также различными водорослями. В породах встречены кремнезем, пирит, пирокластический материал, пленки битумов, обуглившиеся и битуминизированные растительные остатки. Здесь также наблюдается разделение толщ на две части: нижнюю — с известковой минерализацией и верхнюю — с доломитовой минерализацией со значительным количеством радиолярий и включением кремнезема. Это позволяет сопоставлять данный тип разреза с карбонатно-терригенным типом.

В разрезах юго-восточной части Припятской впадины (Борщевка, Шарпиловка, Добруш, Абакумы и др.) задонские отложения подстилаются и перекрываются эффузивно-туфогенными толщами соответ-

ственно ливенского и елецкого возраста, имеют несколько большие мощности, достигающие 200—260 м, и содержат в средней части прослойки сульфатных пород. Некоторые разрезы (Абакумы, Чернигов и др.) являются как бы переходными от карбонатного типа к карбонатно-терригенному — в них начинают преобладать аргиллиты и встречается фауна доманикового облика (Голубцов, Махнач, 1961).

Мощность отложений карбонатного типа изменяется от 14—130 м (Микашевичский и Слуцко-Старобинский участки) до 208 м (Буйновичи), средняя мощность составляет около 100 м. Повышенную мощность (более 500 м) имеют задонские отложения карбонатного типа, сложенные почти полностью известняками, в районе Петрикова, Турова и Первомайска.

Галогенно-глинистый тип разреза выделяется на некоторых приподнятых участках северной (Казанск, Северные Домановичи, Речица и др.) и южной (Наровля, Анисимовка и др.) частей впадины. Задонские отложения представлены здесь в основном глинами зеленовато-серыми, плотными, тонкослоистыми, карбонатными, с прослоями известняков, доломитов, ангидритов и каменной соли. Количество прослоев последней достигает иногда 30—40% всей мощности разреза. В глинах из нижней части разреза района Наровли в скв. 5-Р на глубине 2308—2314 м были обнаружены единичные остракоды *Acratia zadonica* E.g. и *Famenella inconditi* Pol., указывающие на задонско-елецкий (скорее всего задонский) возраст и морские условия образования этих глин. В районе Казанска в доломитах были встречены единичные фораминиферы *Archaeosphaera* sp., *Parathuramina* sp., *Irregularina* sp. Некоторые исследователи (Махнач и др., 1966), считая эти отложения по возрасту задонскими, на основании литологического состава относят их к нижней соленосной толще. Мощность отложений галогенно-глинистого типа разреза колеблется от 25 до 282 м.

Для задонских отложений Припятской впадины в целом характерны следующие виды брахиопод *Productella koscharica* Sok., *Praewagenoconcha oreliana* (Moell), *Camarotoechia* Nal., *Leiorhynchus lentiformis* Gürich, *L. cracoviensis* Gürich, *Cyrtospirifer archiaci* (Vern.), *C. belorussicus* Ljasch., *Athyris angelica* Hall. и др., остракод *Plavskella famensis* Sam., *Serenida corinata* Pol., *Famenella inconditis* Pol., *Acratia zadonica* E.g., *A. aff. siratchoica* E.g. В руководящий спорный комплекс входят следующие виды: *Leiotriletes microrugosus* (Ibr.) Naum., *Archaeozonotriletes honestus* Naum., *A. larvatus* Naum., *A. polymorphus* Naum., *A. hamulus* Naum. var. *famenensis* Naum., *Retusotriletes communis* Naum., *Stenozonotriletes conformis* Naum. и акритархи типа *Leiosphaeridae*.

Таким образом, рассмотренные отложения карбонатно-терригенного и карбонатного типов составляют межсолевою толщу мощностью соответственно до 600 (Копаткевичи) и 1078 м (Первомайск). Как отмечалось выше, самую верхнюю часть межсолевой толщи некоторых районов (Речица, Осташковичи и др.), представленную доломитами и мергелями, содержащими много кремнезема, пирокластического материала, многочисленных радиолярий, характерные пленки ракообразных, остракоды, конодонты, боктриты, ядра аммоноидей, единичные брахиоподы и споры, следует относить уже к елецкому горизонту. Комплекс изученной фауны здесь небольшой. В него входят следующие формы: *Pugnax* sp., *Plectorhynchanellella plicata* Nal., *Entomozoe* aff. *pseudorichterina* Mattern, *Ent.* aff. *schmidti* Mattern, *Impostor pallax* Zan., *Matis elskiensis* Pol., *Waldeckella* aff. *fabaeformis* M.-S. и др.

Этот комплекс резко отличается от вышеприведенного типично задонского комплекса и его следует считать, по данным Л. С. Линник

и др. (1969), елецким. Однако необходимо отметить, что по споровым комплексам эта часть разреза в Речице и Осташковичах является задонской. Более богатый и разнообразный комплекс брахиопод, остракод и конодонтов, несомненно свидетельствующий о елецком возрасте, определен из самой верхней части межсолевой толщи карбонатного типа разреза (Туров, Первомайск).

Галогенно-глинистый тип разреза задонского горизонта относится либо к межсолевой, либо к соленосной толще. На северо-западе и западе впадины карбонатный тип задонского горизонта мощностью до 130 м составляет «переходную» толщу — от глинисто-сульфатной (ливенского возраста) к карбонатно-доломитовой (елецкого возраста).

Елецкий горизонт. Отложения елецкого горизонта распространены на меньшей территории Припятской впадины, чем задонские. Как и последние, они испытывают значительные фациальные изменения по простиранию. Поэтому выделяются три типа разреза елецкого горизонта: 1) соленосный, 2) карбонатный и 3) эффузивно-туфогенный (Голубцов, 1965).

Соленосный тип (шестовичская свита) распространен наиболее широко и приурочен к центральной и восточной частям впадины. Нижняя граница шестовичской свиты здесь приводится в подошве ангидритовой пачки, залегающей на карбонатных или карбонатно-аргиллитовых породах межсолевой толщи. Переход последней в шестовичскую свиту постепенный, без видимого перерыва. Но в некоторых разрезах (Наровля, Буйновичи, Шестовичи, Речица и др.) наблюдается налегание на межсолевую толщу различных растей шестовичской свиты в результате выпадения из разреза ложных ее пачек (Махнач и др., 1966).

Шестовичская свита сложена чистой кристаллической солью, в которой лишь местами встречаются прослой, мощностью до 3—5, реже до 10 м и более, глин, мергелей, доломитов и ангидритов, составляющих не более 3—5%, изредка до 10% общей мощности свиты. Благодаря их присутствию отчетливо наблюдается циклическое строение свиты. По литологическому составу прослой негалогенных пород сходны с такими же типами пород из нижележащих отложений. В них часто присутствует примесь туфогенного материала, а в некоторых восточных разрезах (Речица, Малодуша, Вышемир и др.) — прослой туфогенных алевролитов, песчаников и туффитов. Фауна в шестовичской свите не обнаружена. Лишь местами (Ельск) в карбонатных прослоях из нижней части свиты встречаются радиолярии. Возраст свиты устанавливается как елецкий на основании спорово-пыльцевых комплексов. Мощность соленосного типа разреза елецкого горизонта составляет обычно около 500—800 м, изменяясь от 80 м (Петриков) до 1373 и 2140 м (Шестовичи 3-Р и 4-Р).

Карбонатный тип разреза, распространенный в западной части впадины, сложен мергелями, доломитами, известняками и глинами с прослоями и включениями ангидритов. Елецкие отложения карбонатного типа трудно отделимы от задонских и объединяются в единый задонско-елецкий горизонт, охарактеризованный фораминиферами, брахиоподами, остракодами и др. (Фурсенко, 1953 г.; Голубцов, Махнач, 1961). Нижняя его часть сложена известняками с богатой фауной задонского облика, часто переполняющей породу, а верхняя представлена доломитами, доломитизированными известняками и доломитовыми мергелями с редкой фауной елецкого облика. В отдельных разрезах (Ляховичи, Копачевичи) граница между ними проводится в подошве песчаника кварцевого, мелкозернистого, с карбонатным цементом. Нижняя часть рассматриваемых разрезов отвечает задонскому горизонту и оха-

рактирована выше, а верхняя, сопоставляемая по спорово-пыльцевым комплексам с соленосными отложениями шестовичской свиты центральных районов впадины, — елецкому горизонту. Это подтверждается находками здесь брахиопод, характерных для елецкого горизонта центральных областей Русской платформы: *Cyrtospirifer brodi* (Wen.), *C. semisbugensis* Na l., *Athyris concentrica* (Buch.), *Camarotoechia brodica* Na l., *Productella herminae* Frech., *Schuchertella matyrica* (Na l.), *Chonetipustula membranacea* (Phil) и др.

Необходимо отметить, что между типично соленосным и карбонатным типами разреза елецкого горизонта имеется целый ряд переходных типов — доломитово-ангидритовый, глинисто-ангидритово-соленосный и др., отражающих сложную картину перехода с запада на восток карбонатных фаций в соленосные (Голубцов, 1965).

Мощность отложений карбонатного типа разреза 32—44 м.

Эффузивно-туфогенный тип разреза распространен в самой северо-восточной части Припятской впадины (Борщевка, Шарпиловка и др.) и на Черниговском выступе (Чернигов, Березна и др.). Сложен он туфами, туфобрекчиями и щелочными эффузивными породами с редкими прослоями карбонатно-вулканогенных и глинисто-карбонатных туфогенных пород. В скважине Борщевка эффузивно-туфогенная толща, залегающая на карбонатных отложениях задонского горизонта, разделяется, по данным В. П. Корзуна (Махнач и др., 1966), на две пачки: нижнюю — карбонатно-туфогенную и верхнюю — эффузивно-туфогенную. В основании нижней пачки (2385—2460 м) залегают сероцветные известняки и доломиты, обогащенные пирокластическим материалом, включающие прослой эффузивных пород. Местами в известняках содержатся брахиоподы: *Chonetipustula* sp., *Ambocoelia fecunda* Ljasch., *Reflexia polessica* Linnik, *Athyris* aff. *concentrica* Buch.

В кровле верхней пачки (глубина 2290—2310 м) среди туфов также встречены прослой глинисто-карбонатных туфогенных пород с единичными брахиоподами *Chonetipustula membranacea* (Phil). Верхняя пачка целиком сложена туфобрекчиями, туфами и эффузивными породами, со значительным преобладанием первых. Возраст эффузивно-туфогенной толщи на основании приведенной фауны следует условно определить как елецкий. Ее мощность изменяется от 198 (Чернигов) до 410 м (Борщевка). Необходимо подчеркнуть, что по направлению с востока на запад также наблюдаются постепенные фациальные переходы от типично эффузивно-туфогенного к типично соленосному типу разрезов елецкого горизонта.

Таким образом, в Припятской впадине наблюдается весьма сложное строение елецкого горизонта, со значительными фациальными изменениями по простиранию от центра впадины к западной и восточной ее окраинам (эффузивно-туфогенный → туфогенно-карбонатно-соленосный → соленосный → глинисто-ангидритово-соленосный → доломитово-ангидритовый → карбонатный). Поэтому только детальное изучение литологического состава, фауны и споровых комплексов позволяет устанавливать разновозрастность рассматриваемых разрезов. В этом отношении большую роль играют споровые комплексы встреченных в породах всех типов разрезов елецкого горизонта.

В целом для елецкого горизонта Припятской впадины характерен определенный комплекс брахиопод, среди которых, кроме уже приведенных при описании карбонатного и эффузивно-туфогенного типов разрезов, присутствуют виды, встреченные пока только в Припятской впадине: *Rugosochonetes granulatus* (Ljasch.), *Leiorhynchus alissae* Linnik, *Pugnax ljaschenkoi* Linnik, *Ambocoelia fecunda* (Ljasch.). Для

елецкого горизонта характерен следующий комплекс спор: *Hymenozotriletes varius* Naum., *H. poljessicus* Kedo, *H. rugosus* Naum., *Lophotriletes rugosus* Naum., *Archaeozotriletes polymorphus* Naum., *Stenozotriletes conformis* Naum., *Lophozotriletes cristifer* (Luber) Kedo.

Данково-лебединский горизонт. Отложения данково-лебединского горизонта повсеместно распространены в Припятской впадине. На основании различия в литологическом составе и палеонтологической характеристике они делятся на три свиты: нижнюю — слущкую, среднюю — солигорскую и верхнюю — давидовскую (Голубцов, Кедо, 1964). Мощность данково-лебединских отложений значительно изменяется — от 500—700 м на северо-западе впадины до 2000—3000 м в центральных и юго-восточных районах впадины.

Слущкая свита. На северо-западе впадины слущкая свита залегает согласно на елецких отложениях. Нижняя ее граница проводится на основании изменения фауны в литологически однородной карбонатной толще. Местами (Хоростов) к этой границе приурочен прослой глинистого алевролита, ниже которого залегают светло-серые известняки, доломиты и мергели с задонско-елецкими брахиоподами, а выше лежат желто-серые и коричневато-серые кавернозные доломиты и доломитизированные известняки с данково-лебединскими брахиоподами. На всей остальной территории впадины слущкая свита подстилается соленосными образованиями шестовичской свиты, а перекрывается галогенными породами солигорской свиты, причем нижний и верхний контакты отмечены в большинстве разрезов размывами и перерывами в осадконакоплении.

Слущкая свита северо-западной части впадины представлена доломитами, доломитизированными известняками и ангидритами с редкими прослоями глин и песчаников. Доломиты темно-серые, коричневатые, крепкие, иногда окремненные, плотные, часто кавернозные, с включениями гнезд пирита, на отдельных участках глинистые и реже песчанистые. Встречаются прослой известняков доломитизированных, крепких, часто кавернозных, иногда оолитовых. Известняки и доломиты содержат многочисленные брахиоподы и пелециподы, образующие местами прослой ракушечников. Ангидриты темно- и светло-серые, голубовато-серые, кристаллические. Глины тонкослоистые, доломитовые. Песчаники кварцевые, мелкозернистые, слабо сцементированные, реже крепкие, с карбонатным, глинистым и ангидритовым цементом. Свита делится на две части. К нижней части приурочены прослой доломитов и доломитизированных известняков с фауной. Ангидрит встречается здесь редко и только в виде включений. Верхняя часть свиты, наоборот, сложена в основном ангидритами. Доломиты здесь редки, не содержат фауны. Наблюдается обогащение пород терригенным материалом.

В центральных и юго-восточных районах Припятской впадины слущкая свита фациально изменяется. Она сложена здесь уже глинами и мергелями, с прослоями доломитов, известняков, ангидритов и каменной соли. При этом содержание прослоев каменной соли достигает иногда 60—75% (Голубцов, 1965). Из-за этого отложения слущкой свиты местами очень трудно отделимы от нижележащей (шестовичской) и вышележащей (солигорской) соленосных толщ и объединяются в единую «верхнюю» соленосную толщу елецко-лебединского возраста. Однако во многих разрезах (Речица, Осташковичи и др.) слущкая свита достаточно четко может быть выделена в разрезе, так как почти повсеместно сохраняется характерная ее черта — присутствие прослоев известняков и доломитов, изредка содержащих фораминиферы и остракоды.

На Слуцко-Старобинском участке в доломитизированных известняках и доломитах слущкой свиты были определены *Cyrtospirifer lebedjanicus* Na l., *C. postarchiaci* Na l., *Productella* cf. *scyrhica* Na l., *Camarotoechia* ex gr. *livonica* (Buch.), ядра гастропод (*Pleurotomaria* sp.), обломки пелеципод и остатки рыб; во многих разрезах центральной и восточной частей впадины (Заозерная, Ельск и др.) — споры I руководящего данково-лебедянского спорового комплекса (Г. И. Кедо (1955), в состав которого входят следующие виды: *Trachytriletes solidus* Na u m., *Hymenozonotriletes commutatus* Na u m., *H. luteolus* Na u m., *H. parvimammatus* Na u m., *Archaeozonotriletes micromanifestus* Na u m., var. *famenensis* Na u m., *A. famenensis* Na u m., *Stenozonotriletes definitus* Na u m. Приведенные комплексы фауны и спор соответствуют аналогичным комплексам нижней части данково-лебедянских отложений Центрального девонского поля (Фурсенко, Ковхута, 1955; Кедо, 1966), т. е. слущкая свита и по фауне, и по спорам относится к нижней части данково-лебедянского горизонта (лебедянские слои Центрального девонского поля).

Мощность слущкой свиты в Слуцко-Старобинской депрессии изменяется от 9 до 82 м, а в центральных и юго-восточных районах впадины от 39 до 332 м.

В породах слущкой свиты в районе Осташковичей и Шатилок обнаружены промышленные притоки нефти. Поэтому выделение этой свиты и прослеживание площадного ее развития представляет большой практический интерес.

Солигорская свита. Отложения солигорской свиты по площади своего развития несколько уступают образованиям слущкой свиты, на которых они залегают согласно. Нижняя граница солигорской свиты в стратотипических разрезах на Слуцко-Старобинском участке проводится по появлению, а верхняя — по исчезновению в разрезе прослоев каменной соли. В центральных районах впадины эти границы устанавливаются с большим трудом, так как прослои каменной соли здесь встречаются уже в слущкой свите. По-видимому, в различных районах впадины эти границы проводятся на несколько различных стратиграфических уровнях. Для установления этих границ надо применять метод подсчета процентного содержания негалогенных пород в разрезе (Голубцов, 1965). Солигорская свита представлена чередованием прослоев каменной соли и глины, реже встречается прослой мергелей, глинистых доломитов и известняков, песчаников и алевролитов. Почти повсеместно встречаются также прослой (или включения) калийных солей (в основном сильвинита), достигающие в районе Старобинского месторождения калийных солей мощности 20—30 м. Присутствие в разрезе прослоев калийной соли и большое процентное содержание негалогенных пород отличает солигорскую соленосную толщу от шестовичской.

Соль каменная, бесцветная, розоватая, желто-серая, кристаллическая, с прослойками глины. В центральных и юго-восточных районах — Ельск, Копаткевичи, Речица и др. — соль разбита трещинами, содержит включения битумов и полужидкой нефти. Глины, заключенные в толще солей, зеленовато-серые, тонкослоистые и листоватые, карбонатные, с гнездами и прожилками каменной соли, иногда с редкими обуглившимися растительными остатками и мелкими кристалликами пирита. Мергели и глинистые известняки, встречающиеся реже глин, зеленовато-серые, темно-зеленые, плотные, крепкие, слоистые, доломитизированные, изредка с растительными остатками, с гнездами и тонкими прослойками каменной соли красноватого цвета. Прослой глинистого известняка маломощные — до 0,1—0,2 м, а мергеля — до 2,0—

3,0 м. Песчаники и алевролиты встречаются редко и только в юго-восточных районах (Мозырь, Наровля, Ельск и др.). Они мелкозернистые, кварцево-полевошпатовые, розовато-красного цвета, крепкие, с глинистым и галитовым цементом, мощностью не более 0,5—1,0 м. Калийная соль розовато-красная, оранжево-красная, ярко-красная, реже синяя, кристаллическая, чаще мелкокристаллическая, представлена в основном сильвинитом, реже карналлитом. Она залегает в виде прослоев в толще каменной соли; в районе Солигорска образует крупное промышленное месторождение. Переслаивание каменных солей и глин в разрезе солигорской свиты частое и ритмичное, причем прослой глины достигают мощности 50—100 м. Процентное содержание негалогенных пород в солигорской свите обычно составляет 10—20%, но иногда, особенно в прибортовых разрезах — Выступовичи, Новая Рудня и др., достигает 50—80% (Голубцов, 1965).

Фауна в отложениях солигорской свиты не обнаружена. Возраст ее установлен на основании изучения спорово-пыльцевых комплексов из прослоев глин. Для солигорской свиты Слуцко-Старобинского участка характерен I руководящий споровый комплекс данково-лебедянских отложений. В центральных и юго-восточных районах впадины (Казанск, Ельск, Наровля, Речица и др.) в нижней части солигорской свиты также обнаружен I руководящий споровый комплекс, а в верхней — споры II руководящего спорового комплекса. Таким образом, на северо-западе впадины соленосная толща отвечает по возрасту верхней половине лебедянской толщи Центрального девонского поля; на юго-востоке верхняя часть свиты соответствует уже мценской толще (Голубцов, Кедо, 1964 г.).

Мощность солигорской свиты на Слуцко-Старобинском участке колеблется от 88 (Обидемля) до 565 м (Старобин). В центральных и юго-восточных районах от 181 (Наровля) до 2203 м (Речица).

Давыдовская свита. Отложения давыдовской свиты характеризуются темно- или зеленовато-серой окраской пород, их сильной карбонатностью и значительным преобладанием в разрезе глин. По литологическим признакам она делится на две подсвиты: нижнюю — сульфатную (гипсово-мергельно-глинистую) и верхнюю — бессульфатную (глинисто-мергельную). Граница между ними проводится условно — по исчезновению в разрезе прослоев гипса, а иногда на Слуцко-Старобинском участке более уверенно в основании конгломератовидного песчаника с гипсово-карбонатным цементом (Голубцов, Кедо, 1964 г.).

Нижнедавыдовская подсвита представлена глинами, мергелями, доломитами, ангидритами и гипсами. Изредка встречаются прослой песчаников. Породы плотные, крепкие, слоистые, часто с включением гнезд и прожилков гипса, а в нижней части подсвиты — каменной соли и зерен кварца, иногда с обуглившимися растительными остатками и гнездами пирита. Глины и мергели обычно доломитизированные, иногда песчаные и слюдястые на плоскостях наслоения. Доломиты частью глинистые, реже кристаллические. Ангидриты встречаются небольшими прослоями в нижней части подсвиты, где они вместе с доломитами преобладают, в разрезе верхней части преобладают глины и мергели с редкими прослоями гипса и глинистого известняка.

Фауна встречается очень редко: единичные фораминиферы *Eonodolaria* sp., *Rectocoynuspira* sp., отпечатки пелеципод *Edmondia*(?) sp. или *Sanquinolites* (?) sp.; единичные остракоды *Cavellina* sp. Здесь встречены растительные остатки: *Tancrea cornuformis* Stock., *Archaeopteris* aff. *archaeotypus* Schmalh., *Asterocalamites scrobiculatus* (Schloth.) Zeill., *Bothrodendron* sp. и обильные споры II руководящего спорового комплекса данково-лебедянских отложений Припят-

ской впадины: *Lophotriletes rotundus* Naum., *Hymenozonotriletes ventosus* Naum., *H. lepidophytus* Kedo, *Archaeozonotriletes variabilis* Naum., *A. dedaleus* Naum., *Lophozonotriletes rarituberculatus* (Luber) Kedo, *L. macrogrumosus* Kedo. Этот комплекс спор сопоставляется с аналогичным споровым комплексом, выделенным С. Н. Наумовой из отложений мценской и киселево-никольской толщ Центрального девонского поля (Голубцов, Кедо, 1964 г.).

Мощность нижнедавыдовской подсвиты в среднем 150—200 м, изменяясь от 20 до 400 м.

Верхнедавыдовская подсвита по составу слагающих ее пород близка к нижнедавыдовской, отличаясь от нее лишь отсутствием прослоев гипса и ангидрита и большей общей карбонатностью. Преобладают сильноизвестковистые глины, в которых наблюдаются прослой мергелей, известняков и песчаников. В породах встречается большое количество растительных остатков и детрита, гнезда и кристаллы пирита, различно ориентированные прожилки и прослойки волокнистого кальцита. Прослой мергелей и известняков здесь встречаются чаще и имеют большую мощность, чем в нижнедавыдовской подсвите. Песчаники известковистые, крепкие, от мелко- до крупнозернистых, с включением большого количества растительных остатков, фрагментов рыб, с гнездами и кристалликами пирита, иногда с мелкими глинистыми гальками. В восточных разрезах впадины (Речица, Наровля, Слободка и др.) песчаники часто пестроцветные мелко- и разнозернистые, слабо сцементированные, обычно глинистые, иногда с примесью туфогенного материала, который встречается и в других типах пород (Махнач и др., 1966). Для некоторых разрезов, приближенных к северному борту Припятской впадины, характерно большое содержание прослоев внутриформационных мелкогалечниковых конгломератов, состоящих из глинистых галек и известковистых стяжений, размером до 0,5—1 см.

Весьма характерным для верхнедевонской подсвиты является присутствие прослоев горючих сланцев светло-коричневых, желтовато-серых, плотных, тонкослоистых с детритом, примесью глинистого и иногда алевритового материала, мощностью до 3 м.

В породах часто встречаются фораминиферы, черви, пелелиподы, филлоподы, остракоды, конодонты, рыбы, а также оогонии харовых водорослей, растительные остатки и споры. Определены следующие формы: *Serpula vipera* Wen., *Posidonomia venusta* Münster var. nov., *Arca* (?) *oreliana* Wen., *Cavellina* aff. *tambovensis* Sam., *Glyptolichwinella* ex gr. *adelaidae* Sam., *Eridoconcha* ex gr. *socialis* Eichw., *Tancrea cornuformis* Stock., *Protopteridium hostimense* Kr., *Aneurophyton germanicum* Kr., *Rhachiopteris* sp., *Sphenopteridium* sp., *Cyclostigma* sp.

В состав спорового комплекса входят следующие характерные виды: *Trachytriletes solidus* Naum., *Lophotriletes rugosus* Naum., *L. mesogrumosus* Kedo, *Dictyotriletes crassipterus* Naum., *Hymenozonotriletes pallidus* Naum., *H. hyalinus* Naum., *H. poljessicus* Kedo, *H. lepidophytus* Kedo var. *minor* Kedo, *H. commutatus* Naum., *Archaeozonotriletes parvibasilaris* Naum., *A. famenensis* Naum., *Lophozonotriletes maletokensis* (Naum.) Kedo, *L. cristifer* (Luber) Kedo. Этот комплекс сопоставляется с аналогичным комплексом из верхней части данково-лебединских отложений Центрального девонского поля (Голубцов, Кедо, 1958, 1964 г.).

Верхнедавыдовская подсвита Припятской впадины, по-видимому, соответствует мценской, киселево-никольской, орловско-сабуровской, тургеневской и кудеяровской толщам Центрального девонского поля (Голубцов, Кедо, 1964 г.). Мощность верхнедавыдовской подсвиты в среднем составляет 200—250 м, изменяясь от 7—35 м на солянку-

польных структурах до 535 и даже до 754 м в межкупольных участках (Мозырь, Первомайск).

Озерско-хованские слои. Озерско-хованские отложения Припятской впадины литологически и палеонтологически тесно связаны с нижележащими данково-лебедянскими, на которых залегают согласно. Они перекрываются либо турнейскими (малевские слои), либо пермскими красноцветными породами. Нижняя граница озерско-хованских слоев проводится по подошве прослоя (0,2—1,0 м) песчаника серого и светло-серого, кварцевого мелкозернистого, карбонатного, крепкого, с гнездами пирита, иногда с глинистыми гальками и растительными остатками. Ниже песчаника залегают типичные данково-лебедянские глины, а выше — глины с озерско-хованским комплексом спор.

Озерско-хованские отложения представлены темно- и зеленовато-серыми сильноизвестковистыми глинами и мергелями, с прослоями известняков, песчаников и алевролитов, а в прибортовых разрезах — мелкогалечниковых конгломератов. Иногда встречаются прослои (0,1—0,2 м) черных, тонкослойных крепких, хрупких (сухарных), некарбонатных глин с большим количеством остракод. Почти все породы озерско-хованских слоев содержат фораминиферы, черви, пеллециподы, остракоды, конодонты, остатки рыб; особенно обильны остракоды и черви, образующие часто прослои остракодово-серпуловых известняков-ракушечников. Отсюда определены *Archaesphaera minima* Sul., *Bisphaera* ex gr. *malevkensis* Bir., *Parathurammia* sp., *Irregularina* sp., *Glyptolichwinella spiralis* (Jones et Kirkby), *Gl. limbata* Posn., *Sulcella* ex gr. *multicostata* Posn., *Paraparchites* sp., *Eridoconcha* ex gr. *socialis* (Eichw.), *Serpula vipera* Wen. и др.; среди остракод особенно многочисленны представители рода *Paraparchites*. Для озерско-хованских слоев Припятской впадины характерен следующий комплекс спор: *L. microrugosus* (Ibr.) Naum., *L. simplicissimus* Naum., *L. rotundus* Naum., *L. parvus* Naum., *Trachytriletes solidus* Naum., *Lophotriletes rugosus* Naum. *L. rotundatus* Naum. var. *minor* Naum., *Hymenozotriletes hyalinus* Naum., *H. pallidus* Naum., *H. commutatus* Naum., *H. lepidophytus* Kedo var. *tener* Kedo.

Этот комплекс сопоставляется со споровым комплексом озерско-хованских отложений Солигалича и Сундыря (Наумова, 1953 г.) и, по всей вероятности, указывает на морской характер вмещающих отложений.

Мощность озерско-хованских слоев в Припятской впадине изменяется от 2,5 до 67 м. Ввиду литологической, палеонтологической и структурно-тектонической близости указанных отложений к данково-лебедянским они относятся к фаменскому ярусу верхнего девона и включаются в состав давыдовской свиты.

Общая мощность давыдовской свиты в среднем составляет 250—300 м, достигая в отдельных разрезах 600—876 м и даже 1054 м (Первомайск). На солянокупольных структурах мощность свиты сокращается иногда до 21—31 м (Ельск, Наровля).

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольные отложения на территории Белоруссии впервые пройдены Домановичской скважиной 1-Р, где их визейский возраст был доказан в 1949 г. Н. Е. Бражниковой на основании определения фораминифер. В 1939 г. З. Суйковский условно выделял нижнекаменноугольные отложения в районе г. Давид-Городка (д. Семигостици), а в 1941 г. — Э. Н. Кара-Мурза и И. Э. Вальц, а вслед за ними многие геологи (Горелик, 1947 г. и др.) на основании изучения спорово-пыль-

цевых комплексов отнесли к нижнему карбону надсолевою толщю Давыдовской скважины 1-с. Как сейчас установлено, возраст надсолевой толщи и в г. Давид-Городке, и в д. Давыдовке — верхнедевонский (Голубцов, Кедо, 1958 г.).

С 1955 г. началось планомерное изучение каменноугольных отложений Припятской впадины в связи с поисками каменного угля. В 1956 г. было доказано присутствие на территории впадины отложений башкирского яруса среднего карбона, а в 1958 г. также и московского яруса (Голубцов, Брусенцов, 1956, 1959 г.). В последние годы (1964—1968 гг.) изучением литологии каменноугольных отложений Припятской впадины занимались Л. М. Палер, Н. А. Савченко (1965, 1966 г.), З. В. Жицкая (1966), З. М. Невмержичка, Л. Ф. Лжгиревич. Фосфориты и остракоды каменноугольных отложений изучены В. К. Голубцовым, брахиоподы — Г. А. Белоусовой, споры — Г. И. Кедо.

В настоящее время стратиграфия каменноугольных отложений Припятской впадины достаточно детально разработана и обоснована палеонтологически. В составе каменноугольной системы выделены нижний и средний отделы, подразделенные на ярусы и горизонты (рис. 23). В последнее время появились разрезы, в которых можно предполагать присутствие верхнекаменноугольных отложений (д. Осташковичи, скв. 11-к).

Каменноугольные отложения Припятской впадины в целом имеют значительное сходство как по фауне, так и по литологическим особенностям с одновременными отложениями смежных районов. Наибольшее сходство при этом обнаруживается с Днепровско-Донецкой впадиной. Для каменноугольных отложений Припятской впадины характерно значительное содержание пестроцветных пород.

Полнота разреза каменноугольных отложений в Припятской впадине зависит от структурных условий местоположения скважин. На куполах они, как правило, представлены только нижним карбоном, зачастую лишь турнейским ярусом, а в межкупольных участках всегда присутствует также и средний карбон. Этими же обстоятельствами объясняются и значительные колебания мощностей карбона — от нуля до 20—100 м на куполах до 500—800 м в межкупольных участках. Общая мощность каменноугольных отложений в Припятской впадине 1000—1300 м.

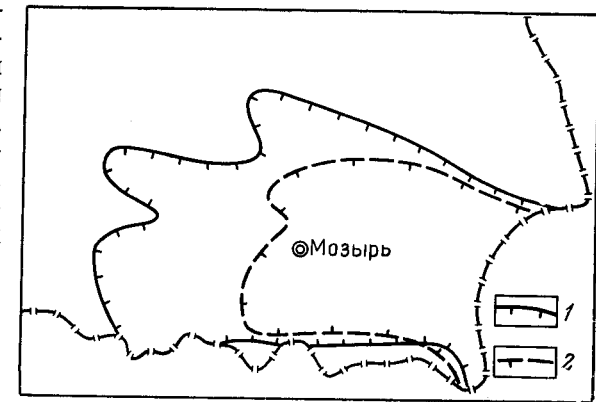


Рис. 23. Границы распространения отложений карбона на территории Белоруссии
1 — нижний отдел; 2 — средний отдел

Нижний отдел

Нижнекаменноугольные отложения распространены широко в Припятской впадине. По площади своего распространения они, хотя и уступают верхнедевонским отложениям, но значительно превосходят среднекаменноугольные. Они вскрыты многочисленными роторными и струк-

турными скважинами. В их составе выделяются все три яруса: турнейский, визейский и намюрский.

Залегают отложения нижнего карбона на фаменских и перекрываются среднекаменноугольными отложениями. В пределах солянокупольных структур, в прибортовых зонах и в северо-западной части Припятской впадины они перекрываются пермскими и триасовыми отложениями, а в некоторых разрезах (д. Милашевичи, скв. 17-с; д. Скородное, скв. 71-с; д. Рудня, скв. 14-с и др.) даже юрскими и палеогеновыми отложениями.

Мощность отложений нижнего карбона закономерно увеличивается в направлении с северо-запада на юго-восток, изменяясь от 4,5—33,5 м на северо-западе до 600—747 м на юго-востоке впадины. Максимальная мощность нижнекаменноугольных отложений (1472 м) отмечена в скважине пос. Ельск 19-Р. Возможно, однако, что самые нижние 250—300 м здесь должны быть отнесены к верхнему девону.

Турнейский ярус

Из всех ярусов нижнего карбона отложения турнейского яруса наиболее широко распространены в Припятской впадине. В фациальном отношении они неоднородны в северной и южной частях впадины. В первой они представлены темно-серой толщей глин и мергелей, очень сходной с нижележащими отложениями верхнего девона, а во второй — пестроцветной песчано-глинистой толщей, резко отличающейся от пород девона.

Нижняя граница отложений турнейского яруса во впадине нормальная, без явных следов размыва. В некоторых разрезах северной части Припятской впадины отмечается отсутствие озерско-хованских слоев и залегание в таких случаях турнейских отложений непосредственно на данково-лебедянских (Голубцов, Кедо, 1960). В северной части впадины граница девона и карбона проводится внутри более или менее литологически однородной толщи по подошве прослоя песчаника серого, кварцевого, мелкозернистого, крепкого, карбонатного, с гнездами пирита и мелкой глинистой галькой. Иногда в самых северо-западных разрезах карбона (деревни Писаревичи, Ананчицы) место песчаника занимает глинистый известняк или мергель темно-серый, крепкий, с глинистыми гальками. Выше песчаника или мергеля в глинах встречаются споры и остракоды малевского облика, ниже — споры озерско-хованского возраста. В южной части впадины граница девона и карбона более четкая. Здесь на глинисто-мергелистой карбонатной толще фаменского яруса залегают песчано-глинистая бескарбонатная толща турнейского с прослоем грубозернистого песка и гравийным материалом в основании.

Верхняя граница турнейских отложений в северной части впадины, где верхние горизонты турнейского яруса и бобриковский горизонт размывы, проводится в основании тульских или алексинских глин и известняков, залегающих на чернышинских или малевских глинах (пос. Копаткевичи, д. Осташковичи и др.). В южной части впадины, где отложения турнейского и визейского ярусов представлены полностью, эта граница проводится в основании каолиновой толщи глин и песков, содержащих споры бобриковского горизонта. В некоторых разрезах к этой границе приурочен прослой кварцитового галечника (д. Словечно, скв. 2-с; д. Новая Рудня, скв. 23-с) или грубозернистого песка.

В составе турнейских отложений впадины выделяются нижний и верхний подъярусы, соответствующие лихвинскому и чернышинскому надгоризонтам. Мощность турнейских отложений значительно изменя-

ется — от 3—4,5 м (д. Головчицы, пос. Копаткевичи) до 250—350 м (пос. Ельск), достигая в южной прибортовой части 473 м (д. Выступовичи, скв. 11-с) и 598 м (д. Новая Рудня, скв. 1-Р), иногда 750—1049 м (пос. Ельск, скв. 19-Р).

Лихвинский надгоризонт

Лихвинские отложения представлены в Припятской впадине только малевским горизонтом. Присутствие здесь отложений упинского горизонта, хотя местами и предполагается, но пока не доказано достоверными палеонтологическими данными.

Малевский горизонт. По площади своего распространения малевские отложения превосходят отложения всех других горизонтов. По литологическому составу они довольно однородны на всей территории впадины, что отличает их от образований других горизонтов турнейского яруса. Представлены темно-серой глиной, в южной части впадины — некарбонатной, с прослоями песчаников в верхней части разреза, в северной части впадины — в основном карбонатной, с прослоями глинистых известняков. По всему разрезу толщи почти повсеместно отмечаются остракоды, образующие местами прослой остракодовых известняков-ракушечников.

Комплексы остракод малевского горизонта несколько отличны в северной и южной частях впадины. В северной части наиболее характерными видами являются следующие (Голубцов, 1956): *Glyptolichwinella* ex gr. *spiralis* (Jones et Kirkby), *Carboprimitia alveolata* Posn., *C. polenovae* Posn., *Bairdia* sp., *Cavellina eichwaldi* Posn., *Carbonita elongata* Posn., *Acratia* sp., *Aparchites* sp. В южной части впадины: *Glyptolichwinella* cf. *spiralis* (Jones et Kirkby), *Gl.* ex gr. *spiralis* (J. et K.), *Gl.* ex gr. *limbata* Posn., *Lichwinella* sp., *Sulcella* cf. *multicostata* Posn., *Eridoconcha* ex gr. *socialis* (Eichw.).

Для малевских отложений, кроме того, характерны обильные *Serpula* ex gr. *vipera* Wen., *Bisphaera* ex gr. *malevkensis* и остатки рыб. По спорам выделены три фитостратиграфические зоны, отвечающие нижней, средней и верхней частям горизонта (Голубцов, Кедо, 1959 г.). В целом для малевского горизонта Припятской впадины характерными руководящими формами спорового комплекса являются следующие: *Leiotriletes microrugosus* (Ibr.) Naum., *Trachytriletes solidus* Naum., *Dictyotriletes trivialis* Naum., *D. concolletyris* Naum., *D. microreticulatus* Naum., *D. tschernyschensis* Jush., *Archaeozonotriletes malevkensis* (Naum.) Kedo, *A. devonicus* Naum., *A. macrospinosus* Jush. var. *punctatus* Jush., *Stenozonotriletes conformis* Naum., *S. pumilus* Naum., *Lophozonotriletes rarituberculatus* (Lub.) Kedo, *L. malevkensis* (Naum.) Kedo, *Hymenozonotriletes pusillites* Kedo.

Этот комплекс спор сопоставляется со споровым комплексом из стратиграфического разреза малевского горизонта Подмосковного бассейна.

Мощность отложений малевского горизонта изменяется от 1,5 до 122 м.

Чернышинский надгоризонт

Чернышинские отложения в составе черепетского и кизелевского горизонтов выделены в Припятской впадине только на основании спорового анализа (Кедо, 1957 г.). Залегают они на лихвинских отложениях с размывом, перекрывая то верхнюю, то среднюю, а иногда и нижнюю части малевского горизонта. Нижняя их граница в южной ча-

сти впадины проводится по подошве пестроцветной железистой толщи, залегающей на темно-серых глинах малевского горизонта. В северной части впадины эта граница по литологическим признакам трудно уловима и устанавливается на основании данных спорово-пыльцевого анализа. Именно в разрезах этой части впадины предполагается присутствие упинских отложений, так как перерыва между малевским и черепетским горизонтами здесь не наблюдается. Мощность чернышинских отложений колеблется от 3,0 до 121,0 м, причем в северной части впадины по сравнению с южной отмечается существенное ее увеличение.

Черепетский горизонт. Палинологически доказанные отложения черепетского горизонта известны в десяти разрезах северной части впадины и в двух разрезах (деревни Новая Рудня и Движки) ее южной части. По спорам выделены три фитостратиграфические зоны, отвечающие нижней, средней и верхней частям горизонта.

В северной части впадины рассматриваемые отложения представлены глинами темно-серыми, зеленовато-серыми и пестроцветными, от жирных до песчанистых, в различной степени карбонатными, слоистыми, с прослоями глинистых известняков, мергелей и песчаников. В породах двух нижних фитостратиграфических зон некоторых разрезов (деревни Писаревичи, Михедовичи, Глинка, Яшицы, Сельное) встречаются остракоды, остатки рыб и конодонтов.

В южной части впадины отложения черепетского горизонта представлены пестроцветными глинами и песчаниками железистой толщи. В единичных прослоях пепельно-серых глин здесь обнаружен обедненный комплекс спор верхней фитостратиграфической зоны. В целом для черепетского горизонта Припятской впадины наиболее характерными видами спорового комплекса являются *Acanthotriletes multisetus* (L u b e r) K e d o, *Lophotriletes rotundus* N a u m., *L. verrucosus* N a u m., *Dictyotriletes magnus* N a u m., *D. tschernyschensis* J u s h., *Hymenozonotriletes* aff. *subgranulatus* N a u m., *H. pallidus* N a u m., *H. hyalinus* N a u m., *Archaeozonotriletes compactus* N a u m., *A. devonicus* N a u m., *A. parvibasilaris* N a u m., *A. literatus* (N a u m.) K e d o, *Stenozonotriletes insignis* N a u m.

Этот комплекс спор сопоставляется с аналогичными споровыми комплексами из чернышинской толщи Подмосковного бассейна. Мощность черепетского горизонта в Припятской впадине изменяется от 3,0 до 77,0 м.

Кизеловский горизонт. Отложения кизеловского горизонта известны только в южной части впадины, где они представлены пестроцветными глинами, песчаниками и песками железистой толщи. Глины жирные и песчанистые, микропараллельно- и линзовиднослоистые, часто неяснослоистые, с зеркалами скольжения, участками каолинизированных, с многочисленными обуглившимися растительными остатками, образующими иногда тонкие (5—10 см) прослойки углей. В средней части толщи на Заозерной, Наровлянской и Ельской структурах обнаружен небольшой (до 10 см) прослой красно-бурого крепкого, мелкокристаллического доломита. В скважине д. Дроньки (Стреличевская площадь) встречен прослой (до 1 м) известняка серого, глинистого, скрытокристаллического, песчанистого, с редкими фораминиферами (*Bisphaera* sp.). Из прослоев углей и углистых глин было выделено два комплекса спор (Голубцов, Кедо, 1959). В целом для кизеловского горизонта характерны следующие споры: *Leiotriletes microrugosus* (I b r.) N a u m.; *Trachytriletes solidus* N a u m., *T. minutissimus* N a u m., *Lophotriletes rugosus* N a u m., *L. minor* N a u m., *Retusotriletes septalis* J u s h. var. *microspinosus* J u s h., *Dictyotriletes trivialis* (N a u m.) K e d o, *D. magnus* (N a u m.) K e d o, *D. multiplicabilis* K e d o, *Hymenozonotri-*

letes submirabilis (Luber) Kedo, *Stenozonotriletes compactus* Naum., *S. scabelus* Naum., *S. micropunctatus* Naum., *Lophozonotriletes malev-kensis* (Naum.) Kedo, *Trilobozonotriletes granulatus* Naum., *T. incisio-trilobus* Naum.

Указанный комплекс спор хорошо сопоставляется со споровым комплексом из кизеловского горизонта Урала.

В северной части впадины отложения кизеловского горизонта отсутствуют, они, по-видимому, размыты в предтульское время.

Мощность палинологически доказанных отложений кизеловского горизонта составляет 71,0—74,7 м. Мощность железистой толщи в тех разрезах, где споры пока не изучены, составляет 100—120 м.

Отложения кизеловского горизонта могут представлять некоторый практический интерес, так как в них встречаются небольшие по мощности прослой углей.

Визейский ярус

Отложения визейского яруса представлены терригенными песчано-глинистыми породами; известняки в их составе играют сравнительно небольшую роль (рис. 24). В отличие от фаменских и турнейских визейские отложения характеризуются большим однообразием на всей территории Припятской впадины как в фаунистическом, так и в литологическом отношении.

В составе визейского яруса выделены только средний и верхний подъярусы. Отложения нижнего подъяруса, отвечающие малиновскому надгоризонту, не установлены. По-видимому, этому времени в Припятской впадине отвечает перерыв в осадконакоплении. Однако не исключена вероятность их присутствия в нижней части каолиновой или в верхней части железистой толщ, где споры и пыльца пока не изучены или отсутствуют.

Нижняя граница визейских отложений в северной части впадины легко устанавливается в подошве тульских или алексинских глин и известняков. В южной части впадины эта граница проводится в основании каолиновой толщи, в которой обнаружены споры бобриковского горизонта. В некоторых разрезах на границе турнейского и визейского ярусов наблюдаются прослой грубозернистого песка или кварцитового галечника.

Мощность визейских отложений (без бобриковского горизонта) почти не изменяется, составляя в среднем 70—100 м. В единичных разрезах она достигает 115—135 м.

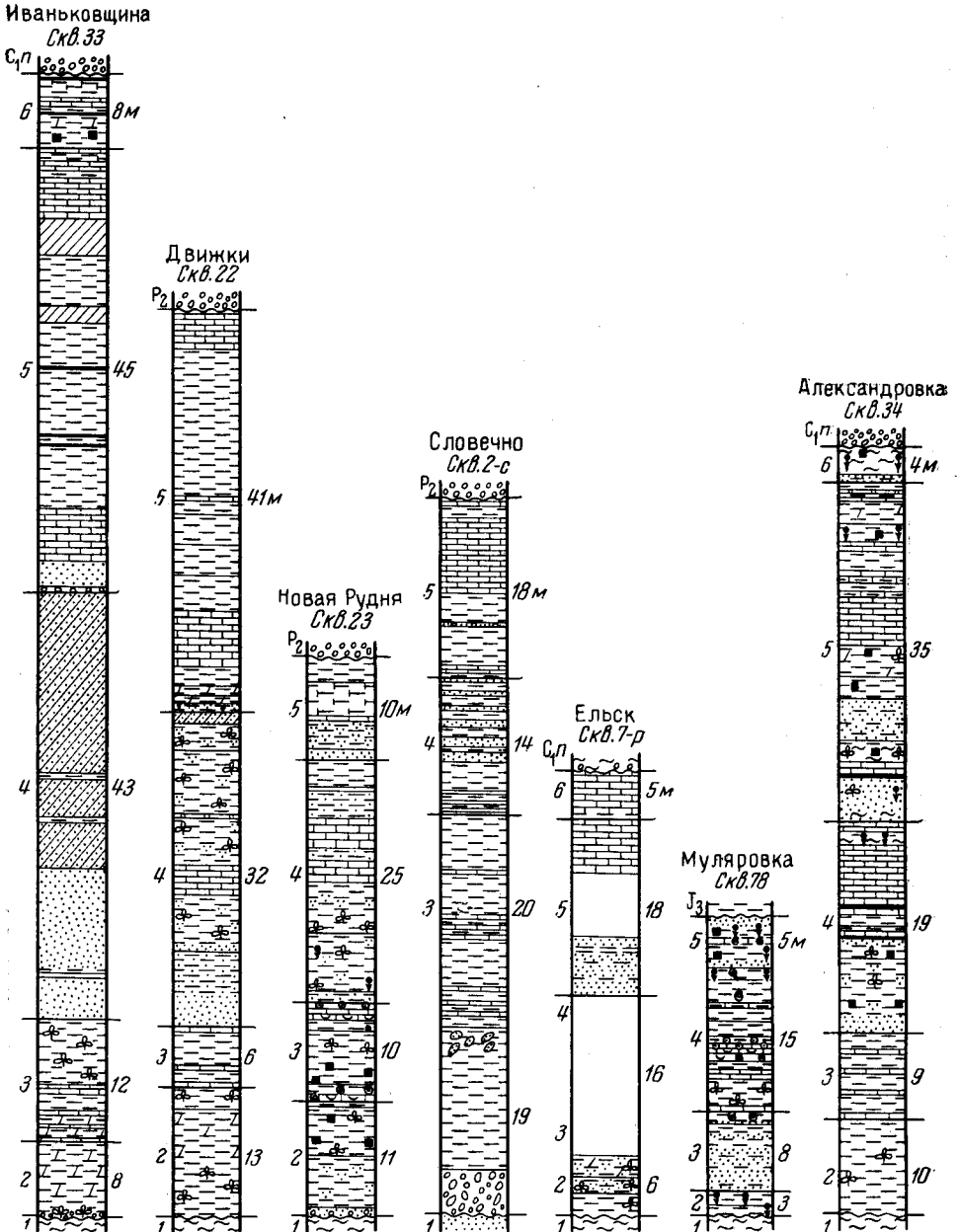
Яснополянский надгоризонт

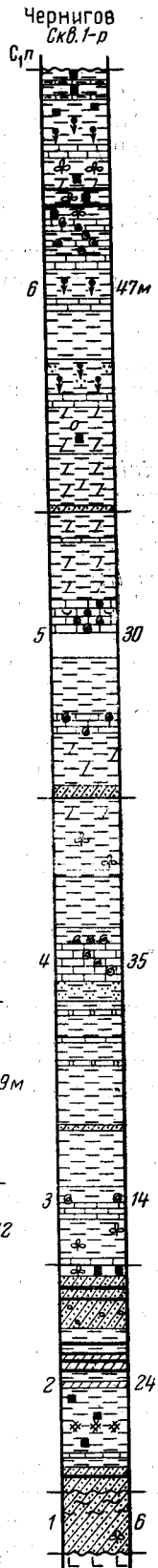
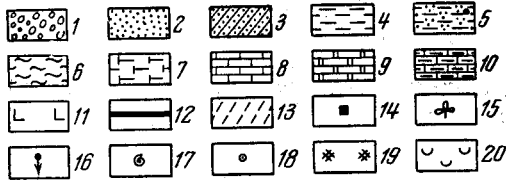
Яснополянский надгоризонт представлен бобриковским и тульским горизонтами. Отложения бобриковского горизонта образовались в континентальных озерно-болотных условиях, а тульского — в условиях морского прибрежного мелководья. В отложениях обоих горизонтов встречены прослой углей. Мощность отложений яснополянского надгоризонта колеблется в широких пределах — от 0—4,0 до 200—430 м.

Бобриковский горизонт. Отложения этого горизонта широко развиты только в южной части впадины, тогда как в северной части они встречаются лишь в виде отдельных островков в пределах наиболее погруженных участков. Представлены эти отложения так называемой «каолиновой толщей», сложенной преимущественно песками кварцевыми, реже с полевым шпатом (не более 8—5%), разнозернистыми, в большей части пестроцветными (светлых и розоватых тонов), с про-

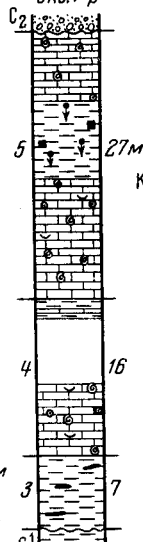
Рис. 24. Важнейшие разрезы визейских отложений Припятской впадины. Составил В. К. Голубцов

1 — галечник, конгломерат; 2 — песок; 3 — песчаник; 4 — глина; 5 — глина песчанистая; 6 — глина каолиновая; 7 — глина карбонатная; 8 — известняк; 9 — доломит; 10 — мергель; 11 — эффузивные породы; 12 — уголь; 13 — углистость; 14 — пирит; 15 — растительные остатки; 16 — стигмарины; 17 — брахиоподы; 18 — криноидеи; 19 — мшанки; 20 — остракоды. Цифры у колонок слева — горизонты: 1 — бобриковский, 2 — нижнетульский, 3 — верхнетульский, 4 — алексинский, 5 — михайловский, 6 — веневский; цифры справа — мощности горизонтов

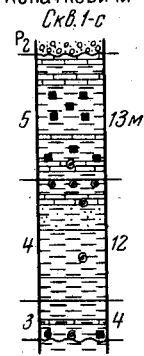




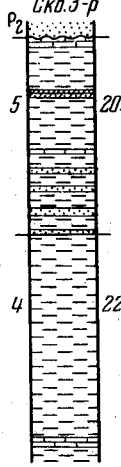
Домановичи
Скв. 1-р



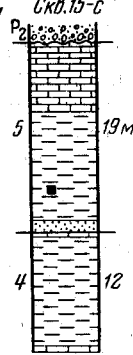
Копаткевичи
Скв. 1-с



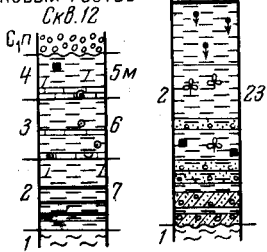
Ельск
Скв. 3-р



Ельск
Скв. 15-с



Новый Гостов
Скв. 12



слоями белых, розоватых и пятнистых каолиновых глин, на некоторых участках песчаных, иногда с обуглившимися растительными остатками, нередко очень хорошей сохранности (*Stigmaria ficoides* В г о п г. и др.). В верхней части толщи встречаются прослой бурых углей и углистых глин, а также единичные маломощные (до 10—15 см) прослой крепкого карбонатного песчаника и доломита. По всему разрезу наблюдаются единичные гальки и гравий овражного кварцита, образующие на отдельных интервалах (особенно в нижней части толщи) прослой конгломерата или гравелита.

Фауна не встречена. По спорам выделено две фитостратиграфические зоны, охарактеризованные комплексами спор (Кедо, 1958). Нижний из них представлен видами спор, переходными от турнейских к визейским. В верхнем комплексе содержатся споры, типичные для бобринского горизонта Московской синеклизы. В целом для каолиновой толщи наиболее характерными видами спор являются: *Euryzonotriletes trivialis* К е д о et J u s h., *E. macroreticulatus* N a u m., *E. macroduplicatus* N a u m., *Hymenozonotriletes pusillus* (I b r.) I s c h., *Trematozonotriletes variabilis* (W a l t z.) var. *irregularis* (A n d r.) N a u m., *T. vulgaris* N a u m., *T. goniacanthus* N a u m., *T. punctatus* N a u m., *Stenozonotriletes literatus* N a u m., *Simozonotriletes eurynatus* (A n d r.), *Trilobozonotriletes inciso-trilobus* N a u m., *Dictyotriletes magnus* (N a u m.) К е д о.

Мощность бобринских отложений изменяется от 0,5—22,7 м в северной части Припятской впадины до 120—427,0 м в южной.

Тульский горизонт. Отложения тульского горизонта известны в разрезах свыше 60 скважин. На контакте бобринского и тульского горизонтов в прибортовых скважинах (д. Словечко) залегают галечник овражного кварцита, который в наиболее погруженных участках Ельской депрессии замещается конгломератовидной породой, включающей большое количество глинистой гальки, грубозернистого песка и раздробленных обуглившихся растительных остатков. Отложения тульского горизонта по своему литологическому составу и фауне отчетливо расчленяются на две части: нижнюю — глинистую и верхнюю — глинисто-известняковую. Граница между ними проводится по подошве первого известняка в разрезе.

Отложения нижней тульской подгоризонта сложены в основном глинами темно-серыми, плотными, нередко с конкрециями и мелкими сферолитами сидерита и доломита, иногда тонкослоистыми, с линзами и прослоями кварцевого песка и алевролита, прослоями бурого угля, местами сапропелита. Фауна встречена в самой кровле толщи. Она представлена фораминиферами, мелкими брахиоподами и остракодами. Определены следующие виды (Голубцов, 1956 г.): остракоды *Jonesina* cf. *bivesiculosa* P o s n., *Knoxella posneri* E g o r., *Scrobicula eresiformis* Z a n., *Kirkbya minuta* Z a n., *K.* ex gr. *bilobata* P o s n., *Ammphisites tricollinus* (J o n e s et K i r k b y), *A. verrucosus* Z a n., *A. mosguensis* P o s n., *A. urei* (J o n e s), *A. helena* P o s n., *Kelletina legibilis* Z a n., *Healdinella darwinuloides* P o s n., *Bairdia* ex gr. *jonesi* P o s n.; брахиоподы *Athyris lamellosa* E v e i l l e, *Gigantoproductus* sp., *Lingula* aff. *squamiformis* P h i l l., *Linoproductus*(?) sp., фораминиферы *Hyperamina* sp., *Ammodiscus priscus* R a u s., *Endothyra* sp., *Monotaxis* sp. *M.* ex gr. *exilis* V i s s., *Tetrataxis* sp., *Archaeodiscus* sp. (*A.* ex gr. *karreri* B r a d y).

Мощность отложений нижней части тульского горизонта изменяется от 6 до 20 м, что, по-видимому, следует связывать с неровностями рельефа подстилающих отложений.

Верхняя часть тульского горизонта сложена глинами темно-серыми, нередко карбонатными, с тонкими (до 5—15 см) про-

слоями известняков серых и темно-серых, крепких, часто глинистых, местами слабо доломитизированных, с фораминиферами, брахиоподами и остракодами. Иногда встречаются углистые глины и прослои углей. Из прослоев известняка были определены следующие фораминиферы (Голубцов, 1957): *Ammodiscus priscus* Raus., *Endothyra prisca* Raus. et Reitl., *E. obsoleta* Raus., *E. crassa* var. *compressa* Raus. et Reitl., *Archaediscus karreri* var. *nana* Raus., *A. krestovnikovi* Raus., *A. krestovnicovi* var. *pusilla* Raus., *Tetrataxis minima* Lee et Chen, *T. eominima* Raus., *T. pusilla* Golub., *Palaeotextularia* ex gr. *longiseptata* Lip., *Eostaffella* ex gr. *parva* (Moeller), *E. cf. mediocris* Viss. и др. Кроме фораминифер в глинах были встречены остракоды: *Amphisites mikhailovi* Posn., *A. urei* (Jones), *Scrobicula scrobiculata* (Jones, Kirkby et Brady), *Bairdia distracta* Eichw., *Microcheilnella* ex gr. *subcorbulodes* (Jones et Kirkby) и др.; из брахиопод определены *Semiplanus semiplanus* (Schw.) var. *plicatus* Jan., *Gigantoproductus* cf. *latiexpansus* Saг., *Dictyoclostus* sp.

Приведенный комплекс фораминифер, появляясь в первом же снизу известняке, наблюдается обычно во всех вышележащих известняках, иногда несколько меняясь по отдельным прослоям.

Мощность верхней части тульского горизонта 14—57 м. Общая мощность тульского горизонта в Припятской впадине равна 3—57 м.

Окский надгоризонт

Окский надгоризонт представлен алексинским, михайловским и веневским горизонтами общей мощностью 70—100 м.

Алексинский горизонт. Отложения алексинского горизонта представлены на всей изученной территории глинами, нередко карбонатными, с прослоями известняков, песков. Известняки в основном органогенные, органогенно-хемогенные и органогенно-обломочные, причем в нижней части горизонта преобладают брахиоподо-криноидно-мшанковые известняки, а в верхней — фораминиферовые и водорослево-фораминиферовые. Нижняя граница алексинского горизонта проводится в основании пласта известняка с подстилающей его сильноизвестковистой глиной, залегающих на темно-серых некарбонатных глинах тульского горизонта.

Фауна алексинского горизонта представлена фораминиферами, брахиоподами, мшанками, гастроподами, криноидеями, морскими ежами, обломками кораллов и остракодами. Из фораминифер наиболее характерны следующие виды: *Ammodiscus volgensis* Raus., *Brunsia* ex gr. *sygmoidalis* Raus., *Glomospira gordialis* var. *prisca* Raus., *Endothyra* aff. *similis* Raus. et Reitl., *E. omphalota* var. *minima* Raus. et Reitl., *E. globulus* (Eichw.), *Bradyina* cf. *rotula* (Eichw.), *B. rotula* var. *minima* Golub., *Archaediscus moelleri* Raus., *A. moelleri* var. *gigas* Raus., *A. krestovnikovi* var. *multicavus* Golub., *Tetrataxis media* Viss., *Palaeotextularia longiseptata* Lip., *Eostaffella prisca* Raus. et Reitl., *E. mediocris* Viss., *E. mosquensis* Viss., *Millerella tantilla* Gan., *Parastaffella* ex gr. *struvei* (Moeller) и др.; из остракод определены *Amphisites mosquensis* Posn., *A. aff. batalihae* Posn., *Microcheilnella subcorbuloides* (Jones et Kirkby), *Scrobicula scrobiculata* (Jones, Kirkby et Brady), *Gliptopleura spinosa* (Jones et Kirkby), *G.* ex gr. *plicatula* Posn., *Biardia* ex gr. *alta* Jones et Kirkby., *B.* ex gr. *nicomlensis* Posn.; из брахиопод: *Chonetes bougurkensis* Bel., *Striatifera* cf. *striata* (Fisch.), *Phricodot-hyris lineata* (Mart.), *Athyris* sp., *Productus* sp., *Schelwienella* sp.; среди известковых водорослей были встречены довольно многочислен-

ные нодозинеллы, *Kulikia sphaerica* Golub., *Calcifolium okense* Schwez. et Bir. (Голубцов, 1957).

Мощность отложений алексинского горизонта обычно составляет 10—20 м, лишь в единичных случаях (район пос. Ельска, Михайловская площадь) достигает 70—90 м.

Михайловский горизонт. Отложения михайловского горизонта выделяются в тех же районах и разрезах Припятской впадины, что и алексинские. Нижняя граница михайловского горизонта проводится по кровле алексинских песков, в основании слоя карбонатной глины с прослоем известняка. В некоторых районах (пос. Копаткевичи) эта граница устанавливается с трудом и проводится более или менее условно. Представлены михайловские отложения известняками и иногда известковыми глинами. Нижняя часть разреза сложена в основном глинами плотными, слоистыми, от жирных до алевроитовых и песчанистых, с тонкими прослоями известняков крепких, кристаллических. В верхней части горизонта преобладают известняки, а глины встречаются в виде единичных прослоев. Известняки крепкие, мелко- и тонкокристаллические, часто органогенно-обломочные, в самой верхней части обычно сильно окременненные и перекристаллизованные, местами слабо кавернозные и трещиноватые.

Фауна михайловского горизонта представлена фораминиферами, брахиоподами, гастроподами, пелециподами, обломками кораллов, морских ежей, криноидеями, мшанками, остракодами и остатками рыб. Из фораминифер наиболее характерны *Ammodiscus volgensis* Raus., *Brunsia pulchra* Mikh., *Endothyra* ex gr. *gracilis* Raus., *E. similis* var. *amplis* Schlyk., *E. pannusaeformis* Schlyk., *E. bradyi* Mikh., *E. omphalota* var. *minima* Raus. et Reitl., *Archaeodiscus moelleri* var. *gigans* Raus., *A. perlucidus* Golub., *A. granus* Golub., *Bradina rotula* (Eichw.), *B. rotula* var. *minima* Golub., *Tetrataxia media* Viss., *T. submedia* Brazhn., *T. quasiconica* Brazhn., *Monotaxis gibba* (Moeller), *Climacammina* cf. *prisca* Lip., *Eostaffella prisca* var. *ovoides* Raus., *E. minutissima* var. *crassa* Golub., *E. mediocris* Viss., *E. mosquensis* Viss., *E. mosquensis* var. *acuta* Raus., *E. proikensis* Raus., *E. aff. ikensis* Viss., *E. inflata* Golub., *Parastaffella struvei* (Moeller), *P. biconvexa* Golub., *P. lenticularis* Golub.; из остракод характерны *Paraparchites subordiculus* (Münster), *Glyptopleura plicatula* Posn., *Microcheilinella subcorbuloides* (Jones et Kirkby), *Scrobicula scrobiculata* (Jones, Kirkby et Brady), *Bairdia distracta* Eichw., *B. alta* var. *curvirostris* Posn., *B. ex gr. jonesi* Posn., *B. jonesi* var. *adiposa* Zan., *B. ex gr. korzenewskaja* Posn.

Определены следующие виды брахиопод (С. В. Семихатова и Г. А. Белоусова): *Osthotetes* cf. *hindi* Thomas, *Echinoconchus punctatus* (Mart.), *Striatifera* cf. *striata* (Fisch.), *S.* aff. *spinifera* (Paeck.), *Semiplanus semiplanus* (Schw.) var. *plicata* Jan., *Gigantoproductus* ex gr. *giganteus* (Mart.), *G.* cf. *sinuatus* (Sar.), *Productus concinnus* Sow., *P. bensianus* (Sar.), *Antiquatonia khimenkovi* (Jan.), *A.* cf. *serenensis* Sar., *A.* cf. *hindi* (Muir-Wood), *Marginfera praecursor* (Muir-Wood), *Schelwienella* cf. *crenistris* (Phill.), *Eomarginifera longispina* (Sow.), *Ambocorlla urei* (Flem.), *Phricodotyrhis lineata* (Mart.), *Dielasma* (?) *avellana* (Kon.), *Schizophoria* cf. *resupinata* (Mart.), *S. upensis* Sar., *Schuchertella* cf. *rovnensis* Jan., *Avonia* cf. *youngiana* (Dav.), *Composita ambigua* (Sow.), *Athyris planosulcata* (Phill.), *Chonestes* cf. *laquessianus* Kon., *Dictyoclostus* sp., *Spirifer* ex gr. *pseudotrigonalis* Semich., *Sp. gröberi* Schwez. sencu Semich., *Brachythyrina* sp., *Dielasma* sp., *Hustedia* (?) sp., *Spiriferina* cf. *insculpta* (Phill.), *Orbiculoidea* ex gr. *nutida* (Phill.).

В известняках, кроме того, обычны известковые водоросли: *Calcifolium okense* Schwez. et Bir., *C. punctatum* Masl., *Giroanella ducii* Weth., *Nodosinella* sp., *Kulikia sphaerica* Golub.

Комплексное изучение фораминифер, остракод и брахиопод, известковых водорослей позволяет считать описываемые отложения михайловскими (Голубцов, 1957). Мощность их в Припятской впадине изменяется от 4 до 67 м.

Веневский горизонт. Отложения веневского горизонта представлены толщей переслаивания светло-серых известняков, голубовато-серых мергелей и темно-серых глин. В некоторых разрезах (Заозерная структура) преобладают глины. Залегают рассматриваемая толща согласно на михайловских известняках и с разрывом перекрывается намюрскими отложениями. Нижняя граница веневского горизонта по литологическим признакам и по фауне устанавливается нечетко. Она условно проводится по подошве темно-серых глин, залегающих на михайловских известняках, или по фауне внутри однородной пачки известняков.

Фауна веневского горизонта представлена брахиоподами, остракодами и фораминиферами. Определены следующие виды брахиопод: *Schizophoria resupinata* (Mart.), *Orthotetes hindi* Thomas, *O. cf. hindi* Thomas, *Buxtonia scarbricula* (Mart.), *B. cf. scarbricula* (Mart.), *B. mosquensis* Ivanov, *B. cf. mosquensis* Ivanov, *Composita(?) ambigua* Sow., *Pugilis* sp., *Antiquatonia* sp., *Lingula* sp. Фораминиферы по своему родовому и видовому составу очень сходны с михайловскими, чем объясняется сложность разделения отложений этих двух горизонтов в Припятской впадине, как и в других областях Русской платформы. Отличие веневского комплекса фораминифер от михайловского в Припятской впадине состоит в большем обилии мелких зоштафелл, архедискусов с зазубренной стенкой (*Archaediscus parvus* Raus., *A. ovoides* Raus., *A. ex gr. baschkiricus* Krest. et Reitl.), монотаксисов, многочисленных водорослей *Calcifolium okense* Schwez. et Bir., *C. punctatum* Masl. и других форм. В целом фауна фораминифер веневского горизонта более обильна, чем в михайловском горизонте, хотя новых форм здесь почти не появляется.

Мощность отложений веневского горизонта в Припятской впадине небольшая (3,0—18,0 м).

В Брестской впадине визейские отложения были впервые вскрыты в 1958 г. скважиной в д. Томашевка (Крандиевский, 1962 г.). Залегают они на глубине 331,6—421,6 м на породах верхнего силура, а перекрываются верхнемеловыми образованиями. Представлены визейские отложения в основном известняками светло-серыми и серыми, мелкокристаллическими, крепкими, массивными, с брахиоподами, криноидеями, крупными остракодами и др. Встречаются прослойки темно-серых и черных слоистых, некарбонатных глин, иногда углистых, с растительными остатками, нередко с брахиоподами. Глины преобладают в основном в нижней части разреза. По фауне фораминифер, предварительно изученной В. К. Голубцовым, выделяются отложения тульского, алексинского и михайловского горизонтов. Общая мощность визейских отложений в скважине д. Томашевка составляет 90 м.

Серпуховский надгоризонт

Отложения серпуховского надгоризонта в Припятской впадине достоверно палеонтологически не доказаны. Они могут быть выделены в некоторых разрезах наиболее погруженных участков юго-востока впадины.

Намюрский ярус

Отложения намюрского яруса представлены только протвинским горизонтом. Верхненамюрские отложения либо были уничтожены предбашкирским размывом, либо вообще не отлагались в Припятской впадине. Залегают отложения протвинского горизонта на размытой поверхности пород визейского яруса (от веневского до тульского горизонта) и перекрываются, также с размывом, отложениями башкирского яруса.

Намюрские отложения представлены в основном известняками белыми и светло-серыми, крепкими, кристаллическими, сильно окремненными и перекристаллизованными. В разрезах более погруженных участков южной части Припятской впадины среди известняков наблюдаются прослои темно-серых слоистых глин, иногда углистых, реже встречаются прослои углей мощностью до 0,2—0,8 м (д. Малый Бокоец, скв. 100 и др.).

Брахиоподы, кораллы, криноидеи, остракоды и фораминиферы, встреченные в известняках, обычно перекристаллизованы, что затрудняет их определение. Именно поэтому намюрские отложения по сравнению с визейскими очень слабо изучены. Определены следующие виды брахиопод: *Schellwienella* (*Pulsia*) cf. *janischewskii* Sok., *Antiquatonia* aff. *serenensis* Sar., *Marginifera praecursor* (Muir-Wood), *Schuchertella* sp., *Linoproductus* sp., *Striatifera* sp., *Buxtonia*(?) sp.

Комплекс фораминифер намюра отличается от визейского комплекса резким обеднением родового и видового состава — в шлифах обычно удается обнаружить только архедискусов и мелких редких эоштафелл, из которых определены *Archaediscus* cf. *brazhnikovae* Kir., *A. ex gr. moeller* Raus., *Eostaffella ex gr. protvae* Raus., *Endothyra* sp., *Paleotextularis* sp., *Nanicella* sp.

Состав фауны неопределенный. Он может встречаться как в намюрском, так и в башкирском ярусах. Но, учитывая обедненность комплекса, и то, что на отложения с указанной фауной с размывом ложится башкирский ярус, можно условно относить этот комплекс и вмещающие его породы к намюрскому ярусу.

Мощность намюрских отложений в Припятской впадине изменяется от 0,9 до 40,0 м.

Средний отдел

Среднекаменноугольные отложения залегают на глубине 246—1296 м под толщей пермских, мезозойских и кайнозойских образований. Границы рассматриваемых отложений устанавливаются в разрезе отчетливо. Нижняя граница проводится в основании прослоя розовато-серого песка или слабо сцементированного песчаника, залегающего либо на окремнелых и сильновыветрелых известняках намюра, либо на визейских известняках и глинах. Верхняя граница проводится в основании красноцветной глинистой или песчаной толщ перми, трансгрессивно залегающих на пестроцветной толще пород среднего карбона.

Характерной особенностью среднекаменноугольных отложений, отличающей их от нижнекаменноугольных и пермских, является ритмичное и циклическое строение толщи, а также окраска пород, в основном пестроцветная (фиолетовых и сиреневых оттенков).

Мощность среднекаменноугольных отложений в Припятской впадине значительно изменяется. Наименьшие мощности (от нуля до 20—30 м) отмечаются в сводах солянокупольных структур, а наибольшие (до 426 м) — в межкупольных участках.

Башкирский ярус

Отложения башкирского яруса по площади своего распространения превосходят намюрские и московские, но значительно уступают визейским и турнейским отложениям. В целом башкирские отложения представлены глинистой темно-серой толщей с подчиненными прослоями песчаников, алевролитов и известняков. Изредка встречаются также прослой бурых углей мощностью до 1—1,5 м. Башкирские отложения в основном морские, в верхней части, вероятно, прибрежно-морские и дельтовые. По литологическим особенностям пород и по фауне башкирские отложения разделяются на нижний и верхний подъярусы, в составе которых выделено четыре свиты, соответствующие, вероятно, стратиграфическим горизонтам башкирского яруса других областей Русской платформы (табл. 4).

Общая мощность отложений башкирского яруса в Припятской впадине изменяется от 6,4 до 226,4 м.

Нижнебашкирский подъярус

Нижнебашкирские отложения представлены хойникской свитой, которая известна во многих разрезах, преимущественно в межкупольных погруженных участках впадины. Она подразделяется на две подсвиты: нижнюю — песчано-глинистую и верхнюю — глинисто-песчаную с фауной.

Нижняя подсвита (мощность до 23,6 м) сложена пестроцветными, реже темно-серыми глинами плотными, неслоистыми, некарбонатными, с редкими растительными остатками и песками мелкозернистыми, кварцево-полевошпатовыми, иногда с обломками кремня и сильно окремнелого известняка намюрского возраста. В подошве подсвиты залегает розовато-серый песок или песчаник мощностью до 2—3 м. В верхней части подсвиты местами наблюдается прослой (до 0,6 м) глинистого известняка красно-бурого, сильно ожелезненного. Пески приурочены в основном к нижней части подсвиты и реже встречаются в верхней части. Фауна в породах рассматриваемой подсвиты не обнаружена.

Верхняя подсвита (мощностью до 34,4 м) представлена темно-серыми, иногда пестроцветными глинами, песчаниками и алевролитами, чередующимися между собой. Глины тонкослоистые, с многочисленной фауной пеллеципод и редко лингул, местами с отпечатками растительных остатков. Пески, песчаники и алевролиты кварцевые, серые, зеленовато-серые, редко розоватые, мелко- и тонкозернистые, глинистые, слабо сцементированные. Изредка встречаются прослой крепких карбонатных песчаников (д. Проудок). В самой кровле подсвиты обычно залегает углистая глина, которая часто переходит в уголь мощностью до 0,3—0,6 м.

На Заозерной структуре П. Л. Шульга определила: *Myalina monoensis* Varthen, *Dunbarella papyracea* (Sow.), *Dunbarella* sp., *D. speciosa* (Jackson). Здесь же встречены *Lingula* sp. и довольно многочисленные споры (Г. И. Кедо): *Leiotriletes nigratus* Naum., *L. microrugosus* (Ibr.) Naum., *Lophotriletes micropunctatus* Naum., *L. scrobiculatus* Naum., *L. rugosus* Naum., *Hymenozonotriletes pusillus* (Ibr.) Naum., *H. minimus* Naum., *H. globiformis* (Ibr.) Kedo, *somb. nov.*, *Perisaccus* cf. *unicus* Jush., *Azonomonoletes vulgaris* (Ibr.) Luber, *Azonomonoletes glaber* Luber.

Пеллециподы и споры, по заключению П. Л. Шульги и Г. И. Кедо, указывают на башкирский возраст вмещающих отложений. Учитывая,

Таблица 4

Стратиграфическая схема среднекаменноугольных отложений Припятской впадины

Унифицированная схема Русской платформы (1962)				Припятская впадина			
Система	Отдел	Ярус	Польярус	Горизонт	Свита	Подсвита (толща)	Мощность, м
Пермская	Нижний			Швагериновый	Прудковская	Сульфатная Бессульфатная	2,0—40,0
		Верхний					
Каменноугольная	Средний	Московский	Верхний	Мячковский	Днепровская	Известняково-глинистая пестроцветная	26,4—79,7
				Подольский			
				Каширский			
		Нижний	Верейский	Гулевичская	Песчано-глинистая	11,9—76,8	
				Мытвинская	Песчаная	1,5—54,1	
					Песчано-карбонатная		
	Башкирский	Верхний		Мелекесский	Заозерная	Песчано-глинистая	4,9—59,2
						Глинисто-карбонатная	
				Движковская	Глинисто-песчано-алевролитовая	20,8—77,2	
		Нижний	Черемшанский	Припятская	Глинисто-алевролитовая	2,7—46,9	
					Известняково-глинистая	2,0—42,5	
				Прикамский	Хойникская	Глинисто-песчаная	
	Северокельтменский		Песчано-глинистая				
Нижний	Намюрский		Краснополянский слои	Отложения не обнаружены			
			Протвинский			0,2—34,7	

что вышележащая свита (припятская) охарактеризована уже верхнебашкирской фауной фораминифер, возраст хойникской свиты следует определять как нижнебашкирский. Она, по-видимому, является аналогом прикамского горизонта центральных и восточных районов Русской платформы. Возможно, что нижняя ее подсвита соответствует частично северокельтменскому горизонту. В Донбассе ей, вероятно, соответствует свита C_2^1 (F), а в Львовской мульде — морозовичская зона. Мощность хойникской свиты изменяется от 5,4 до 47,2 м.

Верхнебашкирский подъярус

Отложения верхнебашкирского подъяруса представлены тремя свитами: припятской, движковской и заозерной. Контакт нижне- и верхнебашкирских отложений резкий — на темно-серых глинах с прослоями углистой глины и угля трансгрессивно залегают известняки припятской свиты с богатой фауной фораминифер и брахиопод.

Припятская свита по литологическому составу и фауне делится на две подсвиты: нижнюю — глинисто-известняковую и верхнюю — глинисто-алевроитовую.

Нижняя подсвита (мощность 2,0—42,5 м) сложена в основном брекчиевидными известняками, состоящими из желвакообразных обломков белого, крепкого, кристаллического известняка, сцементированных зеленовато-серой или иногда пестроцветной (буровато-лиловой) сильноизвестковистой глиной. В некоторых разрезах подсвита почти нацело сложена глинами, а известняки встречаются лишь отдельными прослоями и желваками. В верхней части подсвиты обычно залегают пласт (до 1,5—2,0 м) белого мраморовидного известняка, который иногда бывает сильно перекристаллизованным и доломитизированным.

В породах подсвиты содержится разнообразная фауна: черви, брахиоподы, пелециподы, кораллы, мшанки, криноидеи, фораминиферы, а также известковые водоросли (в основном *Donezella*). Определены брахиоподы: *Chonetes* aff. *donetzianus* Aizenwerg, *Choristites* cf. *jigulensis* (Stuck.), *Pustula* sp., *Linoproductus* sp., *Dictyoclostus* (?) sp. фораминиферы: *Profusulinella* cf. *parva* (Lee et Chen), *Pr. elephantica* Pot., *Schubertella* ex gr. *obscura* Lee et Chen, *Ozawainella umbonata* Brazhn. et Pot., *Oz. minima* Man., *Pseudostafella antiqua* (Lutk.), *Ps. antiqua* var. *grandis* Schlyk., *Ps.* cf. *praegorskyi* Raus., *Ps.* ex gr. *subquadrata* Grosd. et Leb., *Eostafella ezilis* Grosd. et Leb., *E. acuta* Grosd. et Leb., *E. postmosquensis* Kir., *E.* aff. *compressa* Brazhn., *Millerella umbilicata* Kir., *Archaediscus* ex gr. *baschkiricus* Krest. et Theod., *A. gregorii* Dain., *A. donetzianus* Sosn., *Bradyina cribrostomata* Raus. et Reitl., *Climacammina* ex gr. *simplex* Raus., *Endothyra minima* Reitl.

Верхняя подсвита (мощностью 2,7—46,9 м) представлена зеленовато-серыми и темно-серыми глинами, алевролитами и песчаниками, с единичными тонкими прослоями известняков и углистых глин. В основании подсвиты залегают песчаник зеленовато-серый, мелкозернистый, слабо сцементированный. Фауна не обнаружена.

Движковская свита представляет собой частое чередование тонких прослоев глин, алевролитов и песчаников. Контакт ее с припятской свитой нормальный, без видимого перерыва в осадконакоплении. Граница между ними проводится в подошве зеленовато-серого, крепкого, карбонатного песчаника. Глины тонкослоистые, некарбонатные, алевроитовые и слюдяные на плоскостях наложения. Алевролиты и песчаники кварцево-полевошпатовые, тонко- и мелкозернистые, глинистые, слоистые. Во всех породах часто содержатся растительные остатки. В разрезе преобладают алевролиты и песчаники. Окраска пород обыч-

но грязно-желто-зеленая («горчиная толща»; Голубцов, 1958 г.). В единственном прослое глинистого известняка, залегающем в верхней части свиты, был встречен комплекс фораминифер, отличающийся от комплекса фораминифер припятской свиты. Отсюда определены *Ozawainella* sp., *Oz. ex gr. plana* Pot., *Eostaffella postmosquensis* var. *acutiformis* Kir.

Из глин Г. И. Кедо определены споры, которые указывают на верхнебашкирский возраст: *Leiotriletes nigratus* Naum., *L. subintortus* (Waltz) Naum., *L. microrugosus* (Ibr.) Naum., *Hymenozonotriletes pusillus* (Ibr.) Isch., *H. minimus* Naum., *H. pusillus* (Ibr.) Isch. var. *gracilis* Waltz, *Trematozonotriletes commutatus* (Waltz) Kedo, *T. variabilis* (Waltz) var. *irregularis* (Andr.) Naum., *T. punctatus* Naum., *T. gibberosus* Kedo et Jush., *T. bialatus* (Waltz) Kedo et Jush., *Perisaccus pumicosus* (Ibr.) Naum., *P. cf. unicus* Naum., *Florinites volanus* (Loose), *Azonomonoletes vulgaris* (Ibr.) Naum. Кроме того, встречены брахиоподы (*Choristites* sp., *Linoproductus* sp.), пелециподы (*Carbonicola* cf. *preaquilina* Schulga), мшанки, криноидеи.

Движковская свита разнофациальна в разных участках Припятской впадины. Иногда в ее составе преобладают темно-серые глины, в которых содержится сравнительно мало растительных остатков. Мощность движковской свиты 20,8—77,2 м.

Заозерная свита залегает согласно на движковской свите. Во многих разрезах эти свиты трудно отделимы одна от другой. По литологическому составу пород заозерная свита делится на две подсвиты: нижнюю — глинисто-карбонатную и верхнюю — песчано-глинистую. Граница между ними нечеткая; она проводится в подошве пестроцветного песчаника или, реже, пестроцветной песчанистой глины.

Нижняя подсвита (мощностью 5,9—39,3 м) представлена глинами, в основном пестроцветными, жирными, неслоистыми, некарбонатными. Местами глины имеют темно-серую окраску и содержат большое количество растительных остатков. В толще встречаются 2—3 тонких (5—10 см) прослоя известняка глинистого, красно-бурого, иногда с железисто-карбонатными оолитами. Весьма характерен средний прослой известняка — донецелловый с детритом, обломками и целыми раковинами фораминифер. Этот известняк прослеживается на большей части площади распространения отложений заозерной свиты. В частности, он встречен на Заозерной структуре (район пос. Ельска) и в районе г. Речицы. Из этого известняка определены *Profusulinella* sp., *Schubertella* ex gr. *obscura* Lee et Chen, *Ozawainella* ex gr. *rhomboformis* Man., *Oz. pararhomboidalis* Man., *Oz. ex gr. pararhomboidalis* Man., *Pseudostaffella* ex gr. *gorskyi* (Dutk.), *Ps.* ex gr. *subquadrata* Grosd. et Leb., *Eostaffella acuta* Grosd. et Leb., *E.* ex gr. *acuta* Grosd. et Leb., *E. exilis* Grosd. et Leb., *E. ex gr. exilis* Grosd. et Leb., *Novolla* sp., *Endothyra* sp., *Globivalvulina* sp., *Palaeotextularia* sp., *Tetrataxis* ex gr. *lata* Pot., *T. acutiformis* Pot., *T.* ex gr. *acutiformis* Pot.

В известняке встречены единичные кораллы, пелециподы (*Carbonicola* sp.) и остракоды (*Bairdia* sp. и др.). Кроме того, из глин рассматриваемой подсвиты Г. И. Кедо определены споры, указывающие на верхнебашкирский подъярус. Этот комплекс спор в основном сходен с вышеприведенным для движковской свиты, отличаясь лишь отсутствием некоторых форм и несколько иным процентным содержанием одних и тех же форм.

Верхняя подсвита (мощностью 4,9—29,8 м) сложена пестроцветными песками, песчаниками и глинами, жирными, неслоистыми, некар-

бонатными, иногда, в верхней части подсвиты, каолинизированными. Местами наблюдаются тонкослойные глины с ожелезненными растительными остатками. В нижней части подсвиты преобладают пески и песчаники. Фауна не обнаружена. В одном из прослоев темно-серой глины с растительными остатками из нижней части подсвиты на Заозерной структуре были обнаружены споры, из которых Г. И. Кедо определены: *Leiotriletes subintortus* (Waltz) Naum., *L. microrugosus* (Ibr.) Naum., *Hymenozotriletes pusillus* (Ibr.) Isch., *H. pusillus* (Ibr.) Isch. var. *gracilis* Waltz, *H. minutus* Naum., *Trematozotriletes commutatus* (Waltz) Kedo, *T. variabilis* (Waltz) var. *irregularis* (Andr.) Naum., *T. punctatus* Naum., *T. gibberosus* Kedo et Jush., *T. bialatus* (Waltz) Naum., *Perisaccus* sp., *Florinites volans* (Loose), *Azonomonoletes vulgaris* (Ibr.) Luber.

Данный комплекс спор отличается от комплекса спор из движковской свиты лишь процентным содержанием одних и тех же форм. Учитывая вышеприведенные фораминиферы из нижней подсвиты, а также положение в разрезе, можно сопоставлять заозерную свиту Припятской впадины со свитой C_2^4 (J) Донбасса и верхней частью мелекесского горизонта Волго-Уральской области (Голубцов, 1963). Мощность отложений заозерной свиты изменяется от 4,9 до 59,2 м.

Московский ярус

Отложения московского яруса представлены пестроцветной песчано-глинистой толщей, с редкими прослоями известняков в верхней части (рис. 25). Нижняя их граница проводится в основании песчаной толщи, залегающей на каолинизированных глинах башкирского яруса. Иногда наблюдается трансгрессивное залегание московских отложений непосредственно на размытой поверхности известняков припятской свиты (д. Гулевичи), визейского яруса (Домановичи, Александровка), турнейского яруса (пос. Брагин) или непосредственно на породах кристаллического фундамента (д. Кулажин). По литологическим особенностям и фауне отложения московского яруса разделяются на три свиты (снизу вверх): мытвинскую, гулевичскую и днепровскую. Общая мощность московских отложений в Припятской впадине изменяется от 1,5 до 195,5 м.

Мытвинская свита разделяется на две подсвиты: нижнюю — песчано-карбонатную (иногда глинисто-карбонатную) и верхнюю — песчаную.

Нижняя подсвита (мощностью 1,5—19,3 м) сложена в основном песчаниками кварцевыми, реже кварцево-полевошпатовыми, от мелко- до крупнозернистых, крепкими, карбонатными, часто ожелезненными и трещиноватыми, с подчиненными прослоями глин жирных, слоистых, местами алевритистых и слюдистых, иногда с единичными *Lingula* sp. В основании подсвиты в песчанике встречается много грубых полуокатанных зерен кварца.

Верхняя подсвита (мощностью до 49,3 м) из свит московского яруса в Припятской впадине имеет наибольшее распространение. Эти отложения трансгрессивно залегают на различных горизонтах нижнего карбона, а в прибортовых частях впадины — непосредственно на породах кристаллического фундамента. Свита сложена песками и песчаниками с редкими прослоями глин. Пески и песчаники кварцевые, тонко- и мелкозернистые, некарбонатные, с хорошо отсортированными и окатанными зернами; песчаники в основном слабо сцементированные, иногда глинистые и слюдистые. Глины плотные, жирные, сло-

стые, некарбонатные, часто слюдяные, местами железненные. Фауна не обнаружена. Очень характерна фиолетово-розовая окраска пород мытвинской свиты. Иногда в нижней части свиты встречаются прослойки крепких песчаников темно-лиловой (до сизо-черной) окраски. Общая мощность отложений мытвинской свиты изменяется от 1,5 до 54,1 м.

Гулевичская свита представлена глинами, песками, песчаниками и алевролитами, чередующимися между собой. Глины пестроцветные, реже темно-серые, плотные, жирные, неслоистые, некарбонатные, иногда с редкими пеллециподами, лингулами и растительными остатками.

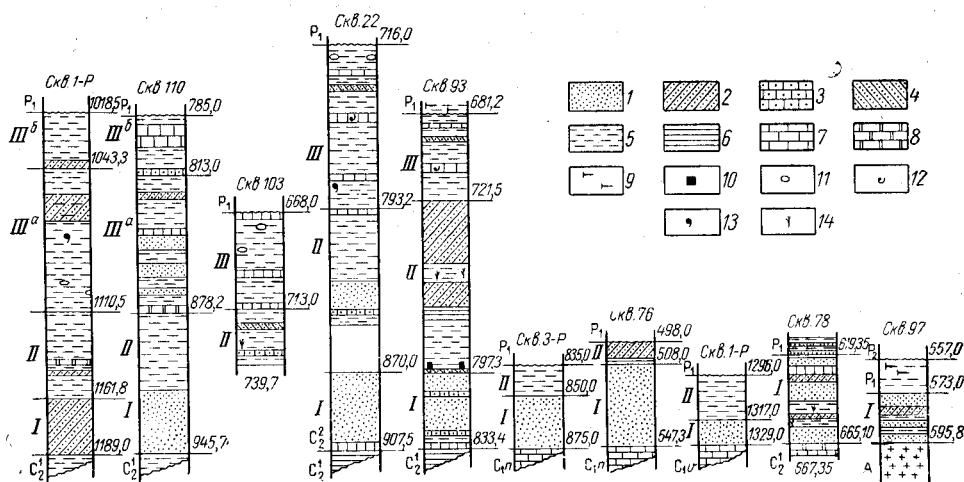


Рис. 25. Сопоставление разрезов московского яруса Припятской впадины.
Составил В. К. Голубцов

1 — песок; 2 — песчаник; 3 — песчаник крепкий, карбонатный; 4 — алевролит; 5 — глина; 6 — глина слонстая; 7 — известняк; 8 — доломит; 9 — карбонатность; 10 — пирит; 11 — обломки известняка; 12 — брахиоподы; 13 — пеллециподы; 14 — растительные остатки; свиты: I — мытвинская, II — гулевичская, III — днепровская (а — нижняя, б — верхняя подсвиты)

Пески и песчаники зеленовато-серые, мелкозернистые, кварцево-полевошпатовые, иногда глинистые, некарбонатные. Песчаники и алевролиты слабо цементированные. В основании свиты залегает песчаник крепкий, карбонатный, глинистый, с включением большого количества мелкого остроугольного гравия кварца и полевого шпата. В глинах были встречены многочисленные остатки каламитов и папоротников, из которых определены: *Neuropteris* aff. *tenuifolia* (Schloth.) Brong., *N.* aff. *scheuchzeri* f. *minor* Novik. Гулевичскую и мытвинскую свиты следует относить к верейскому горизонту. Мощность отложений гулевичской свиты изменяется от 11,9 до 76,8 м.

Днепровская свита представлена в основном пестроцветными и, реже, темно-серыми глинами с единичными и маломощными прослоями песчаников, алевролитов и известняков. Переход отложений гулевичской свиты в днепровскую очень постепенный. Граница между ними проводится условно в основании первого в разрезе московского яруса известняка. Днепровская свита делится на три части, которые, по-видимому, отвечают соответственно каширскому, подольскому и мячковскому горизонтам.

Нижняя часть свиты представлена глинами пестроцветными (красно-бурыми, желто-бурыми, лиловатыми, зеленовато-бурыми, иногда пепельно-серыми), плотными, крепкими, жирными, неслоистыми,

нередко тонкослюдистыми, в той или иной степени известковистыми, в средней части иногда (д. Гулевичи) с большим количеством брахиопод, пелеципод и криноидей. Местами (д. Коммуна) в глинах встречаются редкие обуглившиеся и лимонитизированные растительные остатки.

В основании разреза залегает известняк (мощностью 0,6—1,2 м) серый и темно-серый, плотный, крепкий, мелкокристаллический, массивный, в кровле и подошве глинистый, переходящий в мергель, голубовато-серый с желто-бурыми пятнами, трещиноватый, с выделениями кальцита по трещинам. Кальцит наблюдается также в виде гнезд и в глинах, для которых часто характерны, кроме того, зеркала скольжения. В известняке содержатся брахиоподы (*Choristites* ex gr. *priscus* Eichw.), пелециподы, криноидеи, остракоды и фораминиферы. В известняке из скв. 93 (д. Коммуна) встречен единичный обломок головного щита трилобита. В рассматриваемом известняке В. К. Голубцовым (1961) были определены многочисленные фораминиферы, наиболее характерные из которых следующие: *Aljutovella saratovica* (Putrja et Leont.), *A. aljutovica* Raus., *Schubertella obscura* Lee et Chen, *Sch. gracilis* Raus., *Sch. ex gr. gracilis* Raus., *Sch. ex gr. acuta* Raus., *Sch. obscura* var. *procera* Raus., *Profusulinella ovata* Raus., *P. ex gr. ovata* Raus., *P. acta* var. *kamensis* Saf., *P. ex gr. acta* Raus., *P. prisca* var. *timanica* Kir., *P. ex gr. costans* Saf., *Pseudostaffella gorskyi* Dutk., *P. uvarovi* Raus., *P. larionovae* Raus. et Saf., *P. ex gr. ozawai* (Lee et Chen), *Eostaffella acuta* Grosd. et Leb., *Novella evoluta* var. *mosquensis* Raus., *Endothyranella protracta* Raus., *Endothyra* ex gr. *mosquensis* Reitl., *Tetrataxis parviconica* Lee et Chen, *T. numerabilis* Reitl., *Textularia* sp., *Globivavulina* ex gr. *minima* Reitl., *Ammodiscus* sp.

Данный комплекс фораминифер, вместе с (*C. ex gr. priscus* Eichw.), несомненно, свидетельствует о каширском возрасте вмещаемого их известняка, а возможно, и всей нижней части днепровской свиты (Голубцов, 1963). Мощность нижней части днепровской свиты составляет 17,0—19,5 м.

Средняя часть днепровской свиты сложена глинами зеленовато-серыми, серыми, реже пестроцветными (охристыми, красно-бурыми, лиловатыми), плотными, жирными, в нижней части алевритистыми, некарбонатными, в основном неслоистыми, реже тонкослоистыми, иногда с зеркалами скольжения и выделениями волокнуто-пластинчатого кальцита по трещинам. В основании толщи залегает известняк (0,2 м) зеленовато-серый, плотный, крепкий, глинистый, песчаный. Иногда (скв. 93, д. Коммуна) этот известняк замещается известковистым песчаником, серо-зеленым, мелкозернистым, крепким. В нижней части рассматриваемой толщи встречены также прослойки (до 0,2 м) алевролитов серовато-розовой окраски, глинистых, сильнослоистых, слабоцементированных, тонко- и косослоистых, с линзовидными прослойками глины. Иногда наблюдается частое тонкое чередование алевролита и глины. Выше по разрезу (через 1—3 м от подошвы указанного известняка или песчаника) наблюдается прослойки (до 0,8 м) известняка светло-серого, иногда с розоватым оттенком, мелкокристаллического, крепкого, с выделениями кальцита. Часто известняк залегает в виде желваков неправильной формы, заключенных в буровато-лиловую и зеленовато-серую глину, а местами (д. Гулевичи) известняк замещается по простирацию известковистой слоистой глиной с брахиоподами (*Chorestites* sp.). Средняя часть днепровской свиты условно сопоставляется с подольским горизонтом. Мощность средней части днепровской.

свиты изменяется от 6,9 до 26,2 м, что связано прежде всего с размывом верхних пластов этих отложений.

Верхняя часть днепровской свиты известна в одном разрезе (д. Гулевичи). Представлена она в основном пестроцветными (сиреневыми, лиловыми, розовато-лиловыми, малиновыми, зеленовато-серыми, красно-бурыми, пятнистыми) глинами плотными, часто известковистыми, часто слоистыми и тонкоплитчатыми, иногда с зеркалами скольжения, в верхней части с трещинами усыхания, заполненными алевроитовым материалом. В глинах имеются прослой (до 0,5 м) алевролита глинистого и реже песчаника мелко- и тонкозернистого. В средней части встречен прослой (0,10 м) песчаника зеленовато-серого, кварцевого, мелко- и тонкозернистого, с доломитовым цементом. В верхней части толщи (интервал 707,0—713,5 м) в глине часто наблюдаются желваки известняка светло-серого и розовато-сиреневого, крепкого, мелкокристаллического.

В нижней части рассматриваемой толщи (интервал 742,6—750,0 м) встречено два прослоя известняка, разделенные прослоем глины. Первый известняк (0,10 м), залегающий в основании толщи, светло-серый, мелкокристаллический, крепкий, тонкоплитчатый, с тонкими вертикальными трещинками, выполненными кальцитом, с большим количеством крупных остракод и редких криноидей. Иногда в известняке встречаются плоские глинистые гальки (до 1 мм). Фораминиферы в первом известняке не обнаружены.

Второй известняк (2,0 м), залегающий на глубине 745—747 м, светло-серый, микрокристаллический, крепкий, массивный, с тонкими вертикальными трещинками, заполненными кальцитом; местами прослоями (до 0,2 м) известняк глинистый, переходящий в мергель. В известняке и мергеле, как и в подстилающей и покрывающей их глине (черной, жирной, слоистой, сильноизвестковистой) содержится большое количество брахиопод — *Choristites* ex gr. *mosquensis* (Fisch.), пелеципод, криноидей, остракод, мшанок (сетчатых и ветвистых), фораминифер и другой фауны. Из этого известняка В. К. Голубцовым были определены многочисленные фораминиферы, наиболее характерны из них следующие: *Schubertella obscura* Lee et Chen., *Sch. obscura* var. *procera* Raus., *Sch. obscura* var. *compressa* Raus., *Sch. acuta* Raus., *Sch. mjachkovensis* Raus., *Sch. aff. inflata* Raus., *Sch. aff. subkingi* Putrja, *Sch. ex gr. pseudomagna* Putrja et Leont., *Sch. ex gr. gracilis* Raus., *Pseudostaffella sphaeroides* Ehrenb., *Ps. aff. sphaeroides* var. *cuboides* Raus., *Ps. ex gr. umbilicata* (Putrja et Leont.), *Ozawainella angulata* (Col.), *Oz. ex gr. stellae* Man., *Oz. aff. rhomboidalis* Putrja, *Oz. aff. tingi* (Lee), *Oz. ex gr. pseudoangulata* (Putrja), *Profusulinella* ex gr. *librovitchi* (Dutk.), *Hemifusulina* ex gr. *boski* Moel., *Fusiella typica* Lee et Chen., *F. rypica* var. *ventricosa* Raus., *F. ex gr. pulchella* Saf., *Fusulinella* sp., (*F. ex gr. bocki* Moell.).

Для данного комплекса характерно массовое развитие шубертелл и фузиелл, присутствие значительного количества разнообразных озавайнелл и редких гемифузулин и профузулинелл из группы *Profusulinella librovitchi* (Dutk.).

Верхний отдел

Верхнекаменноугольные отложения (Осташковичская свита) условно выделены на глубине 673—699 м в скважине Осташковичи 11-к¹. Они представлены глинами с прослоями доломитов.

¹ Выделение верхнего карбона в скв. 11-к Осташковичи мало обосновано. Некоторыми исследованиями эта точка зрения не разделяется. — Прим. ред.

Нижняя граница свиты проводится по кровле сильновыветрелого и окремнелого известняка мячковского горизонта московского яруса, а верхняя — в подошве базального песчаника ассельского яруса (прудковская свита) нижней перми. Контакты ошашковичской свиты с подстилающими и перекрывающими отложениями четкие, отмеченные перерывом в осадконакоплении и небольшим размывом и в кровле, и в подошве. На основании этих фактов исключается отнесение ошашковичской свиты как к среднему карбону, так и к нижнепермским отложениям прудковской свиты, и возраст ее определяется как предположительно верхнекаменноугольный. Палеонтологическими данными этот вывод пока не подтвержден.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Отложения перми и триаса на территории Белоруссии впервые были вскрыты и полностью пройдены в 1941 г. Давыдовской скважиной, но они были отнесены Э. Н. Кара-Мурза и И. Н. Вальц, а вслед за ними и другими геологами (Горелик, 1947 г. и др.) к нижнему карбону. И только в 1949 г. в Прудковской скважине на основании находок *Estheria gutta* Lutk. (Е. М. Люткевич), остатков ганоидных рыб (А. В. Хабаков), спор и пыльцы (Е. М. Андреева) впервые были установлены триасовые отложения. Подробный минералого-петрографический анализ этих отложений был дан Г. Н. Ершовой.

В 1951 г. М. П. Кожич-Зеленко впервые для территории Припятской и Днепроовско-Донецкой впадин расчленила на основании минералого-петрографических исследований «пестроцветы пермо-триаса» Домановичской скважины на пермь и триас. Однако в последующие годы эти пестроцветы как в Припятской, так и в Днепроовско-Донецкой впадине объединялись геологами под общим наименованием «пестроцветная песчано-глинистая толща пермо-триаса».

В 1954 г. Ф. Е. Лапчик были найдены в средней части пестроцветной толщи «пермо-триаса» Домановичской скважины филлоподы, которые, по заключению Н. И. Новожилова, указывают на татарский ярус верхней перми. Дальнейшее изучение разрезов скважин Днепроовско-Донецкой впадины позволило Ф. Е. Лапчик дать первую схему стратиграфии этой территории и выделить ниже- и верхнепермские отложения в составе трех свит (черниговской, пересаждской и корневской) и триасовые отложения в составе радченковской и миргородской свит. В последующих работах Ф. Е. Лапчик еще более детализировала эту схему, добавив в верхней перми шебелинскую свиту, а в триасе — глинистую и протопивскую (Лапчик, 1958). В 1955 г. Е. М. Люткевич приводит описание и расчленение на пермь и триас разрезов некоторых скважин Припятской впадины. В 1960—1961 гг. В. К. Голубцовым были опубликованы подробные сведения по стратиграфии триаса и перми Припятской впадины, а также Брестской впадины.

Литологической и минералого-петрографической характеристике пермских и триасовых отложений Припятской впадины посвящены работы З. М. Невмержицкой (1958, 1962).

Необходимо подчеркнуть большую фациальную выдержанность пермских и триасовых отложений Припятской впадины по простиранию. Лишь иногда (песчано-конгломератовая подсвита корневской свиты, песчано-глинистая подсвита мозырской свиты) отмечаются незначительные фациальные изменения и уменьшение мощностей разрезов этих отложений на сводах структур и в прибортовых зонах впадины.

Припятская впадина

Отложения перми в Припятской впадине развиты в основном в ее восточной и юго-восточной частях (рис. 26) и представлены красноцветной песчано-глинистой толщей с преобладанием в нижней перми глин, а в верхней — песков и песчаников. Залегают пермские отложения с перерывом на породах карбона, девона и реже — кристаллического фундамента (прибортовые разрезы). Кровля пермских отложений отбивается на глубинах от 132,5 до 500—600 м (максимальная глубина 923 м), в среднем 300—500 м. Перекрываются пермские отложения триасовыми, а иногда (в сводах и в прибортовых разрезах) и юрскими породами.

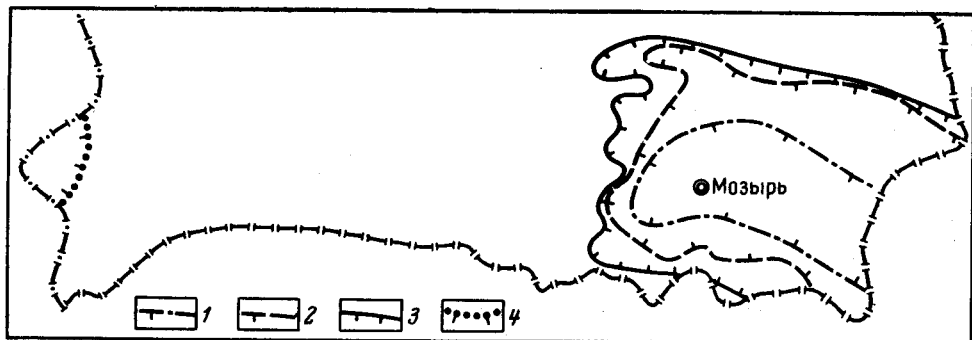


Рис. 26. Схема распространения пермских отложений на территории Белоруссии.
Составил В. К. Голубцов

1 — прудковская свита; 2 — дудичская свита; 3 — корневенская свита; 4 — казанский ярус

Нижняя граница пермских отложений в большинстве разрезов отчетливая: на лиловых, фиолетовых и красновато-сиреневых глинах и песках среднего карбона с размывом, часто с конгломератом в основании (в прибортовых разрезах) залегают красно-бурая глинистая толща нижней перми или кирпично-красная песчаная толща верхней перми. Породы среднего карбона у контакта часто каолинизированы и выветрелы. Еще более четко устанавливается эта граница в случаях залегания пермских отложений на нижнекаменноугольных и девонских, которые имеют иной литологический облик. На солянокупольных структурах и у бортов Припятской впадины нижняя граница перми (как и верхняя) более резко выражена, чем в межкупольных глубоких участках. Верхняя граница пермских отложений в большинстве разрезов отчетливая — на кирпично-красных песках и песчаниках верхней перми залегают зеленовато-серые и пестроцветные (пятнистые) глины с прослоями песков и песчаников нижнего триаса или темно-серые глины средней юры.

Мощность пермских отложений в Припятской впадине в среднем 150—200 м. Максимальная мощность (515 м) наблюдалась в разрезе скв. 18-с (д. Прудок). Суммарная мощность сводного разреза отложений впадины 747 м (рис. 27, табл. 5).

Нижний отдел

Нижнепермские отложения имеют по сравнению с верхнепермскими более ограниченное распространение, они развиты только в центральной (осевой) части впадины. В целом представлены красно-бурой гли-

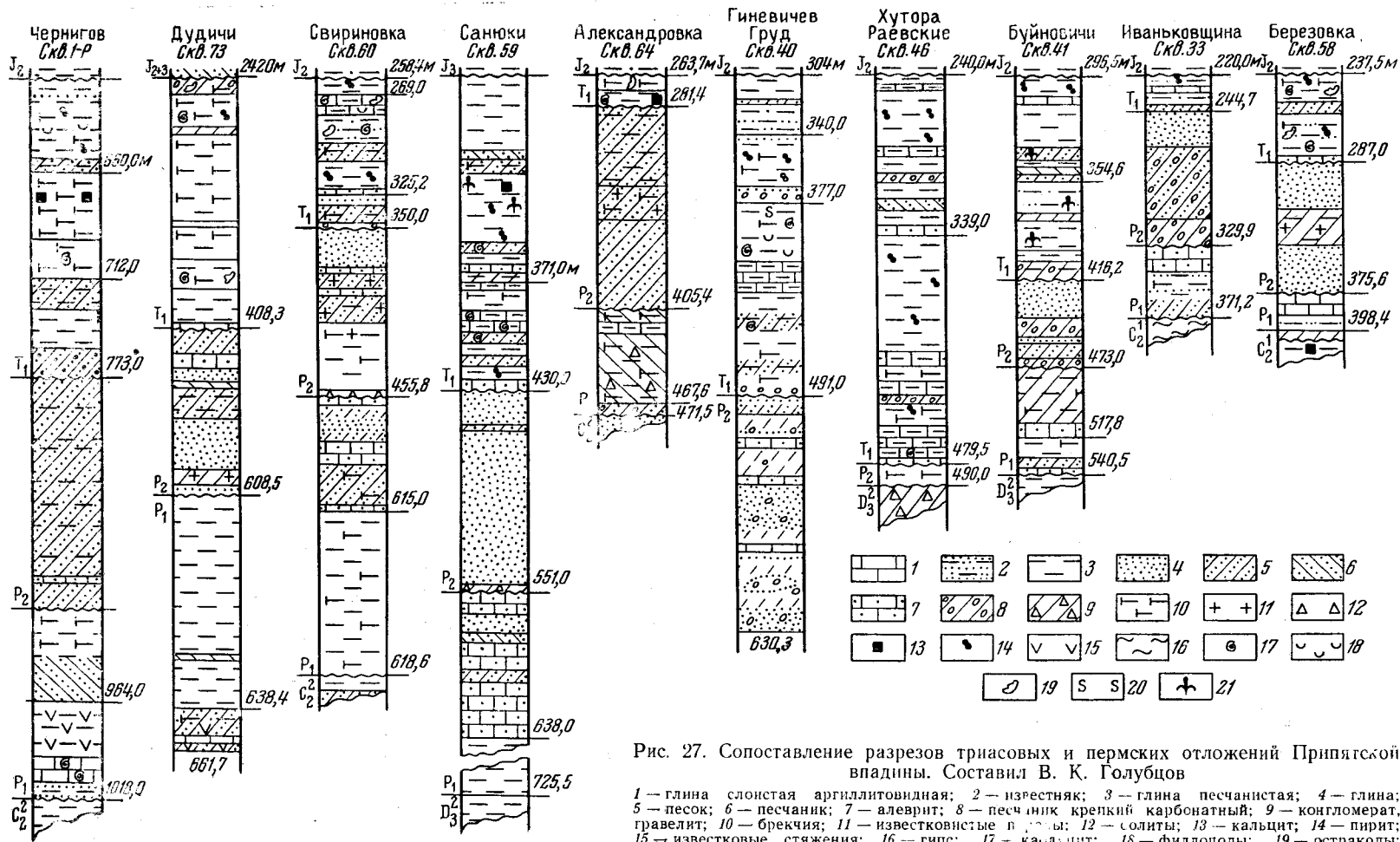


Рис. 27. Сопоставление разрезов триасовых и пермских отложений Припятской впадины. Составил В. К. Голубцов

1 — глина слоистая аргиллитовидная; 2 — известняк; 3 — глина песчанистая; 4 — глина;
 5 — песок; 6 — песчаник; 7 — алевроит; 8 — песчаник крепкий карбонатный; 9 — конгломерат,
 гравелит; 10 — брекчия; 11 — известковистые глины; 12 — солины; 13 — кальцит; 14 — пирит;
 15 — известковые стяжения; 16 — гипс; 17 — кальцит; 18 — филлоиды; 19 — остракоды;
 20 — рыбы; 21 — черны; 22 — растительные остатки

Стратиграфическая схема пермских и триасовых отложений Припятской впадины

Система	Отдел	Ярус	Свита	Подсвита	Мощность, м
Триасовая	Верхний	Рэтский	Влавакская		0—85
	Средний	Норийский	Перерыв		
		Карнийский			
Нижний	Ладинский	Наровлянская Калинковичская Глинисто-мергелистая Песчано-глинистая		0—53	
	Анизийский			0—99	
	Оленекский (баскунчакская серия)			0—209	
Пермская	Верхний	Татарский	Перерыв	Песчаная	0—165
			Корневская	Оолитовая	0—43
				Песчано-конгломератовая	0—165
Нижний		Казанский	Перерыв		
		Уфимский			
		Кунгурский			
	Артинский	Дудичская		Песчаниковая	0—47,3
	Сакмарский	Прудковская		Глинисто-алевролитовая	0—156,3
	Ассельский			Сульфатная	0—174,4
				Бессульфатная	0—39,3
Каменноугольная	Верхний	Московский	Перерыв		
	Средний		Днепровская		0—40

ной с прослоями песчаников и алевролитов. Мощность нижнепермских отложений в среднем 100—150 м; максимальная мощность (более 337 м) отмечена в разрезе скв. 18-с (д. Прудок). Мощность сводного разреза нижней перми 374 м.

По литологическим особенностям нижнепермские отложения впадины делятся на две толщи (свиты): глинисто-песчано-гипсовую (прудовскую) и глинисто-алевролитово-песчаниковую (дудичскую).

Прудковская свита. Отложения прудковской свиты незначительно развиты на территории Припятской впадины, занимая небольшую по площади осевую ее часть. Залегают они с отчетливым перерывом на среднекаменноугольных отложениях, на глубинах от 467,4 до 1194 м.

Отложения прудковской свиты представлены красно-бурой глиной с прослоями песчаников, алевролитов и единичных прослоев, гнезд и включений гипса. В районе д. Прудок (скв. 18-с) прослой гипса встречаются чаще. Глинисто-гипсовый тип разреза этой скважины и принят за стратотипический разрез прудковской свиты Припятской впадины. В районе Южно-Домановичской структуры (скв. 24-с) встречены также прослой (до 0,5—1,0 м) ангидрита.

Разрез прудковской свиты на всей территории впадины имеет одинаковый облик. В составе свиты преобладают глины красно-бурые, иногда буровато-коричневые, реже «шоколадного» цвета, местами пятнистые, плотные, крепкие, часто алевролитистые и песчанистые, на отдельных интервалах известковистые и доломитовые. Довольно часто в глинах наблюдаются включения, прожилки, гнезда гипса белого, волокнистой и спутанно-шестоватой структуры.

Песчаники встречаются в виде прослоев мощностью до 0,5—1,0 м. Они хорошо сцементированы, в различной степени карбонатные, разномзернистые, кварцево-полевошпатовые, с обломками (0,5—1 см) кремнистых, эффузивных и карбонатных пород. Песчаники с карбонатным, гипсовым и реже глинисто-железистым цементом. Цвет песчаников в основном розовато-красный, иногда красно-бурый и кирпично-красный. Гораздо реже встречаются прослой глинистых, слабо сцементированных мелкозернистых песчаников. Алевролиты имеют такую же характеристику, как и песчаники, отличаясь лишь большей тонкозернистостью и глинистостью.

Стратиграфическим аналогом (полным или, может быть, частичным) прудковской свиты на территории Черниговского выступа является черниговская свита, которая представлена здесь толщей чередующихся пластов глин, известняков, доломитов, ангидритов, реже алевролитов. В наиболее типичном выражении разрез черниговской свиты представлен в скважинах г. Чернигова (1-Р) и д. Щитцы (110-с). Фациальная смена типов разреза рассматриваемых отложений происходит вдоль Брагинского меридионального разлома: к западу от него — в Припятской впадине развиты глинисто-песчано-гипсовые фации (прудовская свита), а к востоку (на Черниговском выступе) — глинисто-известняково-ангидритовые фации (черниговская свита), а еще дальше к востоку за разломом, ограничивающим с юго-востока Черниговский выступ, в Днепровско-Донецкой впадине появляются уже соленосные фации перми (никитовская и славянская свиты). Наименования свит в данном случае отражают фациально различные типы разрезов нижней перми.

Глины, алевролиты и мелкозернистые песчаники черниговской свиты в скважинах д. Щитцы (110-с) и г. Чернигова (1-Р) имеют примерно ту же характеристику, что и в прудковской свите Припятской впадины. Известняки имеют светло-серую, грязно-бурую, иногда голубовато-серую окраску. Они плотные, крепкие, тонко- и мелкокристал-

лические, часто пелитоморфные, с гнездами кальцита и аутигенного кварца, участками окремелые (д Щитцы), прослоями и пятнами доломитизированные (особенно в верхней части разреза). Иногда известняки глинистые и переходят в мергели пестроокрашенные (розовато-красные, сиренево-серые, темно-бурые), крепкие, доломитизированные. Изредка встречаются также песчанистые известняки. В известняках содержится фауна брахиопод, гастропод, криноидей и фораминифер. Доломиты мелкозернистые, с гнездами голубовато-серого ангидрита. Фауна в них отсутствует. Ангидрит в виде прослоев (до 10 см) и включений в доломитах, глинах и песчаниках встречен только в Черниговской опорной скважине 1-Р, где он приурочен главным образом к верхней части свиты.

Прудковская свита Припятской впадины и черниговская свита Черниговского выступа отчетливо делятся на две подсвиты: нижнюю — «бессульфатную» и верхнюю — «сульфатную» (Голубцов, 1961). Четкой границы между ними не наблюдается. Она проводится условно в основании доломитовых пород с первым появлением в них ангидрита.

Бессульфатная подсвита прудковской свиты в Припятской впадине хорошо выделяется в разрезе Домановичской скважины 1-Р, где она залегает в интервале 1281—1296 м и представлена бессульфатными известковыми слоистыми глинами. Эта часть разреза, по-видимому, соответствует бессульфатной подсвите черниговской свиты в скважинах д. Щитцы (110-с) и г. Чернигова (1-Р). Для последних характерно присутствие в разрезе известняков с фауной, слабое развитие доломитов.

Для «сульфатной» подсвиты характерно присутствие прослоев и гнезд ангидрита и гипса, преобладание в разрезе бескарбонатных или доломитовых глин, а на территории Черниговского выступа — большое развитие доломитов и ангидритов, почти полное отсутствие известняков.

В известняках бессульфатной подсвиты Черниговской опорной скважины 1-Р (интервал 979,1—1018,5 м) Н. Е. Бражниковой и В. К. Голубцовым определены следующие фораминиферы: *Hyperammina* sp., *Tuberitina* sp., *T.* aff. *maljavcini* var. *grandis* Reitl., *Ammonovertella* sp., *Palaeonubecularia* sp., *Globivalvulina* sp., *Gpermiana* (Tcherd.), *Nodosaria* sp., *N. shikanica* Lip., *Geinitzina?* *pseudoovoides* Lip., *Endothyra* sp.

В скважине д. Щитцы 110-с (785—813 м) В. К. Голубцов определил: *Pseudofusulina* sp., *Pseudoschwagerina* sp., *Schubertella* sp., *Sch.* ex gr. *paramelonica* var. *minor* Sul., *Endothyra* sp., *E.* ex gr. *Soshkinae* Могоз., *Hobivalvulina* ex gr. *spirolis* Могоз., *Tetrataxis irregularis* Могоз., *T.* ex gr. *irregularis* Могоз., *T.* ex gr. *plana* Могоз., *T.* ex gr. *subconica* Lip., *Tuberitina* sp., *Hyperammina* sp.

В доломитах и доломитизированных известняках «сульфатной» подсвиты в скважине Чернигов 1-Р (963—975,1 м) встречены единичные плохой сохранности: *Hyperemmina* sp., *Tuberitina* sp., *Nodosaria?* sp.

На территории Припятской впадины в породах прудковской свиты фауна не обнаружена и она условно относится к ассельскому ярусу на основании сопоставления с фаунистически охарактеризованными отложениями черниговской свиты.

Мощность прудковской свиты в Припятской впадине колеблется от 3,9 до 170,4 м (вскрытая).

Дудичская свита. Отложения дудичской свиты по сравнению с прудковской более широко распространены в Припятской впадине.

Они залегают на глубинах от 147,0 м (д. Александровка, скв. 10-с) до 1158,0 м (д. Домановичи, скв. 1-Р), в осевой части впадины согласно на породах прудковской свиты, а в остальных районах — трансгрессивно на отложениях различных горизонтов нижнего и среднего карбона и реже верхнего девона.

Нижняя граница дудичской свиты устанавливается отчетливо. В прибортовых разрезах (д. Михайловка, скв. 82-с; д. Богутичи, скв. 76-с и др.) в основании дудичской свиты присутствует галечник или конгломерат овручского кварцита, который в более удаленных от бортов разрезах замещается песчаником с включением грубых и крупных зерен кварца. В осевой части впадины граница проводится по исчезновению в разрезе прослоев, гнезд и включений гипса, характерных для сульфатной подсвиты прудковской свиты, но уже не встречающихся в дудичской. Иногда к этой границе приурочен маломощный (до 10 см) прослой песчаника мелкозернистого, кварцево-полевошпатового, глинистого, слабо сцементированного.

Отложения дудичской свиты Припятской впадины в целом представлены красно-бурыми глинами, с прослоями песчаников, алевролитов, песков и изредка песчанистых известняков. Прослои песчаников приурочены в основном к верхней части свиты, в связи с чем дудичская свита разделяется на две подсвиты: нижнюю — глинисто-алевролитовую и верхнюю — песчаниковую.

Глинисто-алевролитовая подсвита значительно развита на территории Припятской впадины. Она представлена глинами с подчиненными прослоями песчаников и алевролитов. В составе подсвиты преобладают глины, но в некоторых прибортовых разрезах, а также на куполах наблюдается увеличение количества прослоев алевролитов и песчаников, чередующихся с пластами глин, обычно содержание тех и других в этих разрезах примерно одинаково.

Глины этой подсвиты в общем аналогичны глинам из «сульфатной» подсвиты прудковской свиты. Они красно-бурые, кирпично-красные, часто с голубовато-серыми пятнами («глазками»), плотные, крепкие, аргиллитоподобные, в различной степени карбонатные, в той или иной мере обогащенные алевролитовым материалом, местами переходят в алевролиты. По трещинкам и пустотам иногда встречаются гнезда кальцита, флюорита и барита. Алевролиты, встречающиеся по всему разрезу подсвиты в виде прослоев мощностью до 3—5,0 м, красно-бурые, светло-голубоватые, мелкозернистые, кварцево-полевошпатовые, с обломками кварцитов и эффузивных пород, глинистые, неясно- и плохослоистые, крепкие, обычно слабоизвестковистые. Песчаники образуют единичные прослои от 0,1 до 0,5—1,0 м. Они мелкозернистые, кварцево-полевошпатовые, глинистые, карбонатные, слабо сцементированные.

В породах глинисто-алевролитовой подсвиты в Припятской впадине встречены (пос. Ельск, скв. 2-Р; д. Домановичи, скв. 1-Р; д. Ивановщина, скв. 33-с) единичные остракоды очень плохой сохранности, немногочисленные оогонии харовых водорослей, а также ходы червей-илоедов. В Ельской скважине 2-Р на глубине 703—709,0 м, кроме того, обнаружены перемытые и переотложенные обломки шипов и раковин брахиопод, напоминающих хонетид из каменноугольных отложений Припятской впадины. Указанные палеонтологические остатки позволяют высказать предположение о послекарбонном возрасте вмещающих пород.

Глинисто-алевролитовая подсвита дудичской свиты очень близка к пересажской свите Днепровско-Донецкой впадины. Ф. Е. Лапчик (1958) относит ее к артинскому ярусу. Учитывая близость по литоло-

гическим особенностям глинисто-алевритовой подсвиты дудичской свиты к верхней подсвите прудковской свиты, можно относить ее к сакмарскому ярусу. Мощность глинисто-алевролитовой подсвиты в Припятской впадине изменяется от 2,2 до 156,3 м. Обычно она равна 30—50 м.

Песчаниковая подсвита дудичской свиты известна только в южной части Припятской впадины, главным образом в прибортовых разрезах. Залегает она на отложениях глинисто-алевролитовой подсвиты, иногда с конгломератом в основании. Глубина залегания кровли песчаниковой подсвиты изменяется от 258,0 до 972,0 м. Перекрывается она образованиями корневской свиты верхней перми, всегда с конгломератом в основании последней.

Песчаниковая подсвита сложена в основном песчаниками розовато-красными, кварцевыми, разнозернистыми обломками овручского кварцита, иногда с прослоями мелкогалечникового конгломерата. Почти все песчаники крепкие, массивные, известковистые. Реже встречаются прослой красно-бурых и кирпично-красных, глинистых, слабо сцементированных песчаников. Среди песчаников иногда наблюдаются тонкие (до 10 см) прослой красно-бурых и светло-серых тонкозернистых известняков, включающих примесь обломочного материала (главным образом овручского кварцита). Состав пород, слагающих песчаниковую подсвиту, а также развитие ее только в южной части впадины свидетельствуют о том, что формирование ее шло за счет размыва пород овручской серии. Некоторая часть обломочного материала поступала также, по-видимому, с севера, с приподнятых в это время участков северной части впадины.

Палеонтологические остатки в подсвите отсутствуют. В минералогическом отношении она характеризуется теми же данными, что и нижележащая глинисто-алевритовая подсвита.

Мощность песчаниковой подсвиты изменяется от 0,9 до 47,3 м; в среднем 10—20,0 м. Общая мощность всей дудичской свиты в Припятской впадине изменяется от 9,8 до 167,3 м.

Верхний отдел

Верхнепермские отложения широко распространены на территории Припятской впадины. Они залегают на глубине от 114,0 м (д. Александровка, скв. 10-к) до 923,0 м (д. Домановичи, скв. 1-Р) на размытой поверхности нижнепермских отложений, в областях развития солянокупольных структур — на породах различных горизонтов карбона (от турнейских до московских) и верхнего девона, а в южной и северной прибортовых частях впадины — непосредственно на породах кристаллического фундамента (д. Янов, скв. 18-с; д. Ключы, скв. 31-с; д. Красное, скв. 95-с и др.). Перекрываются верхнепермские отложения, как правило, нижнетриасовыми, но в прибортовых разрезах и на солянокупольных структурах — часто непосредственно верхнетриасовыми (рэтский ярус) или среднеюрскими породами.

Верхнепермские отложения представлены красноцветной песчаной толщей, с прослоями в нижней части конгломератов, а в средней — оолитовых песчаников. Эта толща, названная Ф. Е. Лапчик (1955 г.) «корневской свитой», сохраняет указанные особенности и в разрезах на территории Днепровско-Донецкой впадины.

Корневская свита разделяется на три части (подсвиты): песчано-конгломератовую, оолитовую и песчаную.

Песчано-конгломератовая подсвита наиболее широко распространена среди остальных свит и подсвит нижней и верхней

перми. Нижняя граница этой подсвиты во всех разрезах отчетливая, так как в ее основании почти всегда залегает конгломерат (или галечник), состоящий в южной части впадины из крупных галек и валунов розовых и розовато-красных овручских кварцитов, а в северной части — из галек верхнедевонских кавернозных известняков и доломитов. Мощность этого базального слоя значительно колеблется. В скважинах, расположенных непосредственно вблизи Украинского щита, мощность конгломерата достигает 100 м и более (д. Валавск, скв. 72-с), у северного борта впадины (д. Малиновка, скв. 50-с и др.) 3 м и менее. По мере удаления от бортов в глубь впадины мощность галечника резко уменьшается, и в наиболее центральных разрезах в основании песчано-конгломератовой подсвиты отмечаются лишь единичные гальки кварцитов, а в некоторых разрезах их место обычно занимает крупно- или грубозернистый песок. Развитие конгломератов в основании верхней перми северной части впадины очень незначительное по сравнению с южной частью. Характерна также и большая отсортированность обломочного материала, слагающего пески и песчаники кореневской свиты северной части впадины по сравнению с южной.

В разрезе песчано-конгломератовой подсвиты обычно преобладают пески и слабо сцементированные песчаники красно-бурые и кирпично-красные, кварцево-полевошпатовые, разнозернистые, часто с гравием и мелкой (до 1 см) галькой кварцитов, кремнистых и эффузивных пород, карбонатные, иногда слабоглинистые. В нижней части разреза преобладают грубозернистые разности песков и песчаников, в верхней мелкозернистые. Изредка среди песков и песчаников в северной части впадины встречаются прослой (до 3 м) алевролитов кирпично-красных, кварцево-полевошпатовых, глинистых. В нижней части подсвиты в северной части впадины наблюдаются редкие, тонкие прослой оолитовых песчаников и мелкогалечниковых конгломератов с известковыми оолитами (д. Давыдовке, 43-с). В южной части впадины, им, вероятно, соответствуют прослой (до 0,1—0,2 м) светло-розоватых и красно-бурых известняков, обогащенных зернами кварца и обломками овручского кварцита, часто переходящих в разнозернистые песчаники с известковым цементом. Указанные прослой также приурочены к нижней (конгломератовой) части подсвиты.

Конгломератовый тип разреза нижней части песчано-конгломератовой подсвиты наблюдается только в прибортовых частях впадины. Однако возрастные аналоги этих образований, безусловно, присутствуют в центральных частях впадины, где они представлены уже в песчаной фации.

В породах песчано-конгломератовой подсвиты Домановичской скважины 1-Р, с глубины 1107—1128 м, Г. Ф. Шнейдер (Люткевич, 1962) определены следующие остракоды: *Darwinula fragilis* Sch neid., *D. sedacentis* Mand., *D. tepicalis* Mand., *D. ex gr. obliqua* (Gleb.), *D. pseudoinornata* Bel., *D. aff. longa* Bel.; Л. Я. Сайдаковский, кроме того, отсюда определил остракоды *Pulviella ovalis* Sch neid. и остатки харовой водоросли *Stellatochara mädleri* H. aff. В скважине Кулажин 97-с на глубине 546,3—547,7 м Е. М. Люткевич (1962) обнаружил *Cornia papillaria* Lutk. На основании указанной фауны он сделал вывод о нижнетриасовом возрасте песчано-конгломератовой подсвиты и всей кореневской свиты. Приведенная фауна, однако, не дает точного указания на триасовый возраст, а в вышележащей оолитовой подсвите встречена фауна филлопод верхнепермского возраста (татарский ярус). В других разрезах песчано-конгломератовой подсвиты встречены лишь единичные остракоды и оогонии харовых водорослей, не дающие указаний на возраст. В известняковых гальках базального

конгломерата на Заозерной структуре и некоторых прибортовых южных разрезах обнаружены визейские фораминиферы.

Мощность песчано-конгломератовой подсвиты изменяется в Припятской впадине от 5,0 до 165,0 м.

Оолитовая подсвита по площади своего распространения значительно уступает нижележащей песчано-конгломератовой подсвите. Она максимально развита и имеет наибольшую мощность в межкупольных участках, но часто отсутствует на высокоприподнятых соляных структурах и в прибортовых разрезах (деревни Заозерная, Новая Рудня, Вепри и др.). Залегают эти отложения обычно согласно на породах песчано-конгломератовой подсвиты. Реже наблюдается их трансгрессивное залегание на породах карбона или верхнего девона (г. Речица, скв. 80-с; 2-я Слободка, скв. 68-с и др.). Нижняя граница оолитовой подсвиты в большинстве разрезов четкая: она проводится в подошве розовато-красных, оолитовых, крепких, плитчатых, сильно известковистых песчаников, залегающих на кирпично-красных, слабо сцементированных песчаниках или песках песчано-конгломератовой подсвиты. Отложения оолитовой подсвиты перекрываются согласно породами песчаной подсвиты, а в некоторых купольных и прибортовых разрезах — триасовыми или юрскими образованиями.

Представлены отложения оолитовой подсвиты песчаниками с редкими и тонкими (до 1 мм) прослойками розовато-красных, листоватых, известковистых глин. Песчаники розовато-красные, красно-бурые и кирпично-красные, кварцево-полевошпатовые, мелкозернистые, карбонатные, обычно крепкие, иногда слоистые. Часто, особенно в северной части впадины, встречаются прослой (до 5—10 см) глинистых, слабо сцементированных белесовато-розовых оолитовых песчаников, а также оолитовых известняков.

В тонких прослойках розовато-красных глин оолитовой подсвиты встречаются многочисленные отпечатки створок филлопод, а в песчаниках — оогонии харовых водорослей. Филлоподы, впервые обнаруженные Ф. Е. Лапчик (1955 г.) в Домановичской скважине 1-Р, сейчас найдены еще в восьми разрезах: деревни Волокшанка (скв. 103-с), Прудок (скважины 18-с, 19-с и 20-с), 2-я Слободка (скв. 68-с), Ровенская Слободка (скв. 80-с), Речица (скв. 2-с). В глинах оолитовой подсвиты Домановичской скважины Н. И. Новожиловым определены следующие виды филлопод (Лапчик, 1958): *Loxomicroglia erisopsis arjumensis* Novoj., *E. belmontensis* (Mitchell), *E. lingui formis* (Mitchell), *E. belorussicus* Novoj., *Trigonesthria ocotaugulata* (Lutk.), *T. angulata* (Lutk.), *Asmussia torricada* (Novoj.), *Pseudoestheria longa* Novoj., *Ps. nordvikensis* (Novoj.), *Sphakrestheria belorussica* Novoj., *Rossoestheria acutangularis* Novoj. Этот комплекс, по мнению Н. И. Новожилова (1959), указывает на татарский возраст вмещающих его пород. Среди филлопод указанных выше восьми разрезов не были встречены типичные нижнетриасовые виды *Estheria gutta* Lutk. и *E. aequala* Lutk., которые в этих же разрезах (например, скважины 80-с, 68-с, 22-с, 18-с и др.) встречаются многочисленными скоплениями на 100—150 м выше по разрезу в породах мозырской свиты нижнего триаса. Кроме филлопод, в породах оолитовой подсвиты встречаются единичные остракоды, оогонии харовых водорослей и иногда обломки чешуи рыб. Приведенная фауна свидетельствует о татарском возрасте оолитовой подсвиты корневской свиты.

Мощность оолитовой подсвиты в Припятской впадине изменяется от 3,0 до 43,0 м, в среднем 15—25 м.

Песчаная подсвита имеет примерно такое же распространение на территории впадины, как и оолитовая. Залегают отложения

этой подсвиты согласно на породах оолитовой подсвиты, а перекрываются они в большинстве разрезов нижнетриасовыми или среднеюрскими отложениями. В некоторых разрезах песчаная подсвита вообще срезана размывом, и триасовые или юрские отложения ложатся непосредственно на оолитовую или песчано-конгломератовую подсвиту, а местами даже на каменноугольные (д. Ящицы, скв. 47-с; д. Глинка, скв. 49-с; д. Боровое, скважины 617-с, 626-с, 627-с; Рубча, скв. 56-с; д. Слободка, скв. 62-с и др.) и верхнедевонские (д. Дубровка, скв. 53-с; д. Бобрик, скв. 64-с; д. Шестовичи, скв. 96-с; д. Лисно, скв. 99-с и др.) породы.

Сложена песчаная подсвита песчаниками и песками красно-бурыми и кирпично-красными, мелкозернистыми, кварцево-полевошпатовыми, иногда карбонатными, изредка слабоглинистыми, без грубого обломочного материала. Здесь чаще чем в нижележащих подсвитах наблюдаются прослой тонкозернистых глинистых алевролитов. В песчаниках обнаружены многочисленные и хорошей сохранности оогонии харовых водорослей и единичные остракоды.

Мощность песчаной подсвиты в Припятской впадине изменяется от 6,0 до 165,0 м, обычно составляя не более 50 м. Общая мощность отложений корневой свиты в Припятской впадине достигает 370 м, в большинстве разрезов 100—150 м.

Брестская впадина

Пермские отложения в Брестской впадине (см. рис. 26) залегают на сравнительно большой глубине (до 478,6 м) на силурийских и перекрываются нижнетриасовыми отложениями. Нижняя их граница проводится в подошве базального конгломерата, залегающего на глинах, мергелях и известняках силура. Граница перми и триаса характеризуется наличием в подошве триасовых глин угловатых и сглаженных обломков пермских доломитов и сильной выветрелостью коренных пермских пород у контакта.

Пермские отложения Брестской впадины представлены морской терригенно-карбонатной толщей, отчетливо разделяющейся на две пачки: нижнюю — песчано-конгломератовую и верхнюю — известняково-доломитовую.

Песчано-конгломератовая пачка сложена в основном конгломератами, состоящими из гальки и обломков силурийских известняков и доломитов белых (выветрелых) и темно-серых, а также обломков и грубых зерен кварца. Галька и обломки пород плохо окатаны, угловатые, неотсортированные. Конгломераты крепкие, массивные. Цемент карбонатно-песчано-глинистый. Многочисленны пустоты выщелачивания, заполненные кальцитом, гипсом и другими минералами. Иногда конгломерат значительно обогащен грубым песчаным материалом и сменяется по вертикали (до 0,2—0,5 м) песчаником мелкозернистым, кварцевым, крепким, с глинистым цементом. В конгломерате местами встречается фауна брахиопод плохой сохранности, мшанок, криноидей, а также желваки строматолитов(?). В подошве пачки залегает крупнообломочная брекчия, состоящая из угловатых обломков (до 3—5 см) известняков и доломитов темно-серых и серых, крепких, глинистых. В одном из обломков известняка в шлифе были обнаружены кораллы и иглы морских ежей, несколько выше по разрезу в цементе конгломерата мелкие гастроподы, остракоды и единичные фораминиферы (*Nodosaria* sp.).

В кровле пачки лежит песчаник (мощностью 0,7 м) светло-серый, иногда с зеленоватым оттенком, кварцевый, мелко- и среднезернистый,

крепкий, с большим количеством включений мелкой (до 1—2 см) гальки глины зеленовато-серой и доломита серого и темно-серого, глинистого, пиритизированного. Местами гальки переполняют породу и песчаник переходит в мелкогалечниковый конгломерат. Мощность пачки 8,6 м.

В основании вышележащей (известняково-доломитовой пачки) лежит (д. Новоселки, скв. 1-с) известняк (0,5 м) темно-серый, крепкий, массивный, мелкокавернозный (до 0,3 см) и пористый, с мелкими обуглившимися растительными остатками, местами с включениями единичных крупных зерен кварца. Выше по разрезу следует известняк (4,40 м) серый и пепельно-серый, иногда с зеленоватым оттенком, крепкий, массивный, мелкокристаллический, местами глинистый, с гнездами и кристаллами пирита, иногда мелкокавернозный и пористый, с большим количеством фауны (ядра и отпечатки) брахиопод, пелеципод, криноидей, кораллов, мшанок, остракод и фораминифер. Здесь же наблюдались раздробленные растительные остатки бурого цвета. Из фауны преобладают брахиоподы, среди которых иногда встречаются крупные хорошей сохранности *Productus* ex gr. *horridus* Sow. и *Spirifer* sp. (sp. ex gr. *rugulatus* Kutorga?). Кроме того, из этого интервала также определены *Fenestella* sp., *Bairdia* sp., *Acratia* sp. и довольно многочисленные фораминиферы: *Nodosaria permiana* (Spandell), *N.* ex gr. *permiana* (Spandell), *N.* ex gr. *permiana* (Spandell), *N. noinskyi* Tscherd., *N.* ex gr. *noinskyi* Tscherd., *N. geinitzi* Reuss., *N.* ex gr. *geinzi* Reuss, *N.* ex gr. *netschajevi* Tscherd., *N.* sp., *Geinitzina spandeli* Tscherd., *G.* ex gr. *spandeli* Tscherd., *G.* sp., *Dentalina*(?) ex gr. *bradyi* Spandell, *Dentalina*(?), *Ammodiscus* ex gr. *semiconstrictus* Nat. Выше по разрезу располагается известняк (2,2 м) светло-серый и серый, крепкий, массивный, в верхней части кавернозный (до 0,5 см), в нижней — мелкопористый, перекристаллизованный, доломитизированный. В кавернах наблюдались мелкие друзы пирита. В подошве известняка встречается редкая фауна пелеципод *Schizodus* sp. (*Sch.* ex gr. *obscurus* Sow.?) и *Pseudobakewellia* sp. (*Ps.* ex gr. *ceratophagaeformis* Noin.?). Здесь же встречены мелкие растительные остатки.

В кровле пачки залегают известняк (2,3 м) белый, крепкий, массивный, с неровным остроугольным изломом. В нижней части известняк темно-серый, неясноплитчатый, с большим количеством мелких растительных остатков. На контакте с вышележащими триасовыми глинами известняк выветрелый, мелкозернистый, с гнездами пирита, с примазками и карманообразными включениями голубовато-серой слюдяной глины. Еще более отчетливо проявилось выветривание известняково-доломитовой пачки в разрезе скважины д. Комарники, которая здесь представлена белой, сильновыветрелой, мелкопористой, рыхлой, доломитизированной породой, в которой лишь иногда в нижней части встречаются реликтовые участки доломитизированного, перекристаллизованного известняка. На забое скважины (последние 0,3 м керна) лежит доломит светло-серый, плотный, крепкий, почти не затронутый выветриванием, который по своему облику и составу сходен с доломитизированными известняками из скважины д. Новоселки. Мощность пачки 9,4—14,0 м.

Общая мощность пермских отложений в Брестской впадине составляет от 14,0 (вскрытая) до 18,0 м.

Пермские отложения, кроме Припятской и Брестской впадин, могут быть также развиты и в северо-западной части, примыкающей к Литовской ССР (Вороновский, Ивьевский и Ошмянский районы).

В смежных с Белоруссией районах Литвы обнаружены верхнепермские (казанские) образования (Сувейздис, 1963).

Таким образом, пермские отложения Белорусской ССР относятся по возрасту к нижней и верхней перми, причем на западе, в Брестской впадине, они представлены в западно-европейской цехштейновой фации, а на востоке, в Припятской впадине — в восточно-европейской лагунно-континентальной фации. В течение всей пермской эпохи эти бассейны не имели связи, они были разобщены Белорусским массивом и Полесской седловиной.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ГРУППА

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Краткий очерк истории исследования триасовых отложений в Белоруссии дан в разделе «Пермская система», так как триасовые отложения имеют много общего с пермскими и их изучение проводилось всегда совместно.

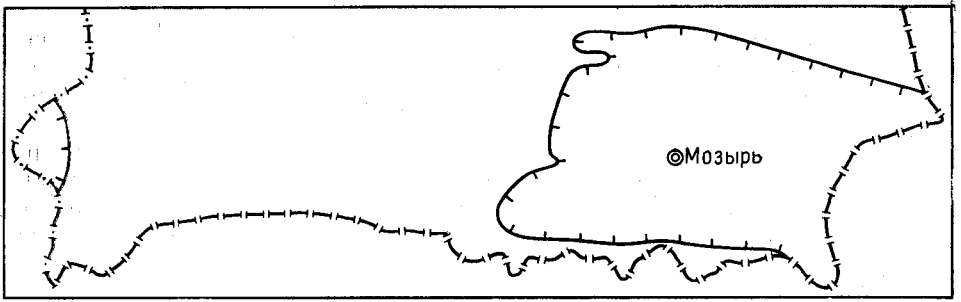


Рис. 28. Схема распространения триасовых отложений на территории Белоруссии.
Составил В. К. Голубцов

Триасовые отложения в Белоруссии известны по разрезам скважин в двух регионах: Припятской и Брестской впадинах (рис. 28). Как в Припятской, так и в Брестской впадинах они представлены индским (ветлужская серия) ярусом нижнего триаса и рэтским ярусом верхнего триаса. Среднетриасовые отложения, как и почти повсеместно на Русской платформе, отсутствуют. Стратиграфическая полнота разреза, литолого-фациальный его состав и мощности триасовых отложений отличны в Припятской и Брестской впадинах. Поэтому эти регионы рассматриваются раздельно.

Припятская впадина

Отложения триасовой системы в Припятской впадине по площади своего распространения превосходят пермские, на которых они залегают трансгрессивно, часто с разрывом и конгломератом в основании.

Триасовые отложения отсутствуют лишь в северо-западной части впадины (район г. Слуцка, пос. Старобина) и на Микашевичском выступе.

Нижняя граница триасовой системы устанавливается отчетливо в большинстве разрезов впадины — на верхнепермских кирпично-красных песках и песчаниках залегают нижнетриасовые зеленовато-серые и пестроцветные (пятнистые) глины с прослоями зеленовато-серых песков и песчаников. В прибортовых разрезах и на отдельных солянокупольных структурах в основании нижнего триаса наблюдается ба-

зальный галечник овручского кварцита (до 2—5 м), мощность которого закономерно уменьшается по мере удаления от бортов впадины. В осевой ее части, а также в межкупольных участках этот галечник фациально замещен крупно-, чаще мелкозернистыми песками и песчаниками, выше которых идет триасовая зеленовато-серая глинистая толща, а ниже — пермская красноцветная песчаная толща.

Верхняя граница триаса отмечена резко выраженным стратиграфическим несогласием и размывом: на зеленовато-серых и пестроцветных глинах нижнего триаса или на светло-серой каолинизированной песчано-глинистой толще рэта трансгрессивно залегают темно-серые слоистые глины средней юры.

Триасовые отложения впадины в целом представлены глинистыми породами с прослоями песчаных и мергельных (см. рис. 27). Окраска пород в основном пестроцветная — зеленовато-серая, красно-бурая, пятнистая и др., в верхней части толщи (рэт) преобладают светло-серая и белесая окраски.

Нижний отдел

В нижнем триасе выделяются три свиты: мозырская, калинковичская, наровлянская. Комплекс фауны, обнаруженный в породах этих свит, позволяет относить их к индскому (ветлужская серия) ярусу нижнего триаса.

Нижнетриасовые отложения Припятской впадины в целом представляют собой единую толщу, в основном глинистую, охарактеризованную однообразной фауной и имеющую одинаковую минералогическую петрографическую характеристику. Мощность нижнетриасовых отложений изменяется от 3,8 м (д. Александровка, скв. 34) до 441 м (д. Домановичи, скв. 1-Р), в среднем 50—100 м.

Мозырская свита. Отложения этой свиты имеют максимальное распространение во впадине. По литологическим особенностям пород она делится на две подсвиты: нижнюю — песчано-глинистую (иногда песчаную) и верхнюю — глинисто-мергелистую. Вместе они составляют один цикл осадконакопления.

Песчано-глинистая подсвита представлена в основном песками, песчаниками и глинами, с незначительными прослоями алевролитов, реже мергелей и конгломератов. В разрезе в общем преобладают песчаные породы. Преобладающая окраска пород подсвиты зеленовато-серая, реже красно-бурая с зеленовато-серыми пятнами.

Пески и песчаники кварцево-полевошпатовые, разномерные (в основном мелкозернистые), слабо цементированные, глинистые, обычно некарбонатные, изредка известковистые, часто с зернами кварца, иногда, на контакте с глинисто-мергелистой подсвитой, с гнездами и кристаллами пирита. В толще изредка встречаются прослои (10—30 см) песчаника кварцево-полевошпатового, крепкого с карбонатным цементом. Во многих случаях такой песчаник залегает на контакте триасовых и пермских отложений в межкупольных участках.

Алевролиты встречаются редко и только в разрезах центральной (осевой) части впадины (д. Хойно, скв. 48-с; пос. Копаткевичи, скв. 1-с). Они зеленовато-серые, кварцевые, с примесью полевого шпата, глинистые, некарбонатные, с прослоями песков и реже песчаников с карбонатным цементом.

Глины, как правило, песчаные, обычно слоистые, карбонатные, плотные. Мергели отмечены в единичных разрезах (д. Большие Автюки, скв. 36-с; д. Гиневичев Груд, скв. 40-с и др.), приуроченных к межкупольным участкам.

Отложения песчано-глинистой подсвиты по простиранию фациально значительно изменяются — в сводовых частях солянокупольных структур и в прибортовых разрезах эта толща сложена песками и песчаниками, часто с прослоями конгломератов и галечников, а в межкупольных погруженных участках в разрезе существенную роль играют уже глины.

В разрезах песчано-глинистой подсвиты В. К. Голубцовым (1960) обнаружена и определена немногочисленная фауна филлопод (*Estherites gutta* Lutk., *E. aequula* Lutk.), остракод (*Darwinula oblonga* Schneid., *D. ex gr. parva* Schneid.), обломки чешуи и костей ганоидных рыб, а также оогонии харовых водорослей. Мощность песчано-глинистой подсвиты изменяется от 21 до 128 м.

Глинисто-мергелистая подсвита представлена только глинами и мергелями. Очень редко в нижней части толщи наблюдается прослой глинистого алевролита.

Глины розовато-красные и голубоватые, плотные, крепкие, жирные, карбонатные, как правило, неслоистые, часто с зеркалами скольжения и трещинами, выполненными кальцитом. В некоторых разрезах (в сводах солянокупольных структур) глины иногда песчанистые, слюдистые, слоистые. Мергели палевые, голубоватые, розовато-красные, плотные, крепкие, массивные, неслоистые, часто трещиноватые, с зеркалами скольжения, с выделениями и пленками кальцита по трещинкам. Мергели образуют один прослой мощностью от 5 до 20 м (в разрезе д. Гиневичев Груд, скв. 40-с, до 40 м) в средней части толщи, подстилаясь и перекрываясь карбонатными глинами. Этот «горизонт палевых мергелей» (Голубцов, 1958) является опорным репером триасовых отложений в Припятской впадине. Он прослеживается почти во всех скважинах и только в окраинных разрезах и в сводах солянокупольных структур частично, реже полностью замещается карбонатной глиной.

В породах глинисто-мергелистой подсвиты содержится сравнительно богатая фауна. Отсюда В. К. Голубцовым (1960) определены филлоподы *Estherites aequale* Lutk., *E. gutta* Lutk., *E. ex gr. tomensis* Tshern, *Cornia* ex gr. *papillaria* Lutk., *Cornia* sp. (sp. nov.); остракоды *Darwinula oblonga* Schneid., *D. ex gr. parva* Schneid., *D. liassica* (Brodie), *Darwinula* sp., а также обломки ганоидных рыб и оогонии харовых водорослей.

Мощность мозырской свиты в Припятской впадине изменяется от 17 до 299 м.

Калинковичская свита. Отложения калинковичской (песчано-глинистой) свиты распространены меньше, чем мозырской, что связано с их размывом, а также, по-видимому, с общим сокращением площади триасового осадконакопления в Припятской впадине.

Свита представлена в основном глинами, с прослоями песчаников и песков. Окраска пород зеленовато-серая, реже с красно-бурыми пятнами и разводами, пятнистая. В основании свиты во многих разрезах залегает своеобразная известково-глинистая порода, состоящая из белых известковистых стяжений (2—3 см) типа «журавчиков», сцементированных зеленовато-серой глиной или карбонатом. Вместе с известковыми стяжениями в породе имеются крупные, хорошо окатанные зерна кварца. Аналогичные прослои наблюдаются иногда и внутри свиты. Известковые белые стяжения встречаются в большом количестве по всему разрезу калинковичской свиты.

Глины плотные, жирные и песчанистые, обычно некарбонатные, изредка известковистые, иногда (в нижней части) с прослоями мергелей (хутора Раевские, скв. 46-с), неслоистые или с неявно выражен-

ной слоистостью, иногда с растительными остатками. Местами встречаются прослой песчаных глин и глинистых песчаников.

Песчаники кварцево-полевошпатовые, мелкозернистые, обычно глинистые, слабо сцементированные, иногда переходящие в глинистые пески. В песчаниках, как и в глинах, встречается много известковых стяжений, наблюдаются растительные остатки. Изредка среди песчаников и глин присутствуют прослой глинистых алевролитов, также с известковыми стяжениями.

Фауна в породах калинковичской свиты встречается редко. Она представлена филлоподами, остракодами, обломками ганоидных рыб. Обнаружены также оогонии харовых водорослей. Особенно характерно для этой свиты большое содержание обломков ганоидных рыб. Определены филлоподы — *Esterites aequale* Lutk., *E. gutta* Lutk., *Esterites* sp. sp.; остракоды — *Darwinula oblonga* Schneid., *D. ex gr. parva* Schneid., *Darwinula* sp.

Мощность калинковичской свиты изменяется от 13 до 158 м.

Наровлянская свита. Эта свита имеет еще более ограниченное распространение, чем калинковичская, что связано с ее последующим размывом и сокращением площади триасового осадконакопления. Отложения наровлянской свиты приурочены в основном к межкупольным пространствам. В сводах солянокупольных структур они, как правило, отсутствуют или имеют незначительную мощность (до 5 м). Эти отложения представлены глинами зеленовато-серыми, иногда с красно-бурыми пятнами, плотными, неслоистыми, жирными, обычно некарбонатными, иногда слабоизвестковистыми, изредка (в нижней части) песчанистыми. В редких случаях (хутора Раевские, скв. 46-с; д. Дуброва, скв. 79-с) в глинах встречаются единичные известковые стяжения типа «журавчиков». В свите встречаются (д. Гиневичев Груд, скв. 40-с) прослой песчаника и алевролита зеленовато-серых, глинистых, слабо сцементированных.

Контакт калинковичской и наровлянской свит нерезкий. В большинстве разрезов граница между ними условная и проводится в кровле песков или песчаников калинковичской свиты и в подошве глин наровлянской свиты. В некоторых разрезах (хутора Раевские, д. Дуброва) в основании наровлянской свиты отмечен известково-глинистый гравелит. Палеонтологические остатки в свите очень редки. Здесь встречены лишь единичные *Darwinula oblonga* Schneid., *Darwinula* sp., ходы червей, а также оогонии харовых водорослей.

Мощность наровлянской свиты в Припятской впадине изменяется от 2 до 53 м.

Верхний отдел

Образования верхнего триаса в Припятской впадине, как и на большей части Русской платформы, выделяются условно. Они имеют незначительное (островное) распространение только в южной части впадины, примыкающей к Украинскому щиту, залегая в понижениях доверхнетриасового рельефа. За стратотипический разрез верхнего триаса Припятской впадины принят разрез скв. 72-с, расположенный у д. Валавск.

Валавская свита. Эта свита сложена зеленовато-серыми, серыми, реже зелеными и темно-серыми с зеленоватым оттенком глинами, жирными, плотными, слоистыми, на плоскостях наслаения слюдистыми, некарбонатными, с многочисленными мелкими нитевидными обуглившимися растительными остатками, с тонкими (до 1 см) прослоями угля. Глины часто каолинизированные. Иногда встречаются прослой

каолиновых глин, с мелкими известковистыми лимонитизированными включениями. Среди глин часто наблюдаются прослой (до 1—2 мм) белого каолинизированного алевролита (до 1—2 мм) и песка мелкозернистого, кварцевого, глинистого (до 5 см). В некоторых разрезах (д. Гридни, скв. 89-с и др.) в глинах встречаются крупные, хорошо окатанные зерна кварца, а в скважине д. Валавск (72-с) галька овручского кварцита. Местами (д. Стодоличи, скв. 85-с; д. Песочное, скв. 88-с; д. Гридни, скв. 89-с и др.) среди толщи зеленовато-серых глин встречаются прослой (до 3—5 м) глин красно-бурых, пестроцветных, некарбонатных с зеркалами скольжения, без растительных остатков. Пески и песчаники в разрезе валавской свиты приурочены к основанию свиты, где их мощность местами достигает 5—7 и даже 10 м (д. Гридни, скв. 89-с), но, как правило, составляет около 3 м. Лишь в нескольких разрезах (д. Антонов, скв. 63-с; д. Новая Рудня, скв. 69-с и др.) песчаники, как в основании, так и внутри свиты, разнозернистые, с обломками овручского кварцита. В некоторых разрезах (д. Валавск, скв. 72-с; д. Новая Рудня, скв. 69-с) в основании валавской свиты залегает галечник овручского кварцита мощностью соответственно 1,7 и 3,5 м. В разрезах, удаленных от борта впадины (д. Гридни, скв. 89-с; д. Коммуна, скв. 93-с; д. Стодоличи, скв. 85-с и др.), в подошве валавской свиты залегают песчаники кварцевые, мелкозернистые, светло-серые, иногда глинистые, зеленовато-серые, некарбонатные, с редкими растительными остатками.

Валавская свита по многим признакам (преобладание в разрезе глин, их тонкая слоистость и каолинизация, большое содержание растительных остатков и др.) близка к протопивской свите Днепровско-Донецкой впадины, где ее рэтский возраст доказан определениями флоры (Лапкии и др., 1960). Учитывая этот факт, а также общность истории геологического развития Днепровско-Припятского региона, возраст валавской свиты в Припятской впадине также принимается за рэтский. Спорные комплексы отсюда пока еще не изучены. Мощность валавской свиты изменяется от 2,0 м (д. Кулажин, скв. 97-с) до 85,4 м (д. Стодоличи, скв. 85-с), в среднем 10—25 м.

Брестская впадина

Триасовые отложения впервые установлены здесь в 1954 г. В составе этих отложений были выделены три пачки: нижняя — красноцветная глинистая, средняя — пестроцветная глинистая и верхняя — светло-серая песчано-глинистая. Исходя из литологического сходства с разрезами Прибалтики, первые две пачки отнесены к нижнему, а третья — к верхнему триасу. Для них были приняты названия свит, предложенные геологами Литвы, соответственно нямунская, палангская и таурагская (Голубцов, 1960). Так как объем свит триаса в настоящее время значительно изменен (Киснерюс, 1963 г.), для триаса Брестской впадины употребляются литологические наименования пачек.

Отложения триасовой системы в Брестской впадине превосходят по площади распространения пермские, на которых они залегают трансгрессивно, с разывом и иногда с конгломератом в основании. Верхняя граница системы также четкая: на пестроцветные или светло-серые (почти белые) породы триаса трансгрессивно ложатся верхнеюрские известняки, в основании с маломощными (0,2—5,6 м) прослоями песков, алевролитов и песчаников, с обуглившимися растительными остатками и единичными тонкостворчатыми пеллециподами.

В скважине д. Комарники (77-с) в основании юрских известняков залегает конгломерат мощностью до 3 м.

Мощность триасовых отложений в Брестской впадине изменяется от 11 до 40 м.

Нижний отдел

К нижнему триасу относится глинистая толща пород, в составе которой выделяются две пачки: нижняя — красноцветная и верхняя — пестроцветная. Контакт этих пачек отчетливый: на их границе в основании пестроцветной пачки залегает (д. Комарники, скв. 77-с) прослой мощностью 1,20 м глинистого конгломерата, состоящего из плоских глинистых галек и редких, плохо окатанных галек розовато-серого кварцита, сцементированных песчаной глиной. В конгломерате наблюдаются также мелкие и крупные зерна кварца. Этот конгломерат указывает, по-видимому, на кратковременный перерыв в осадконакоплении между красноцветной и пестроцветной пачками, а также, очевидно, судя по составу галек, на незначительный размыв глинистых пород первой пачки.

Органические остатки в породах рассматриваемой толщи не обнаружены. Поэтому они отнесены к нижнему триасу условно. По литологическому составу и окраске пород ее можно также условно сопоставить с нижним и средним горизонтами пестрого песчаника Польши (Ксенжкевич, Самсонович, 1956), с нижней частью нямунской свиты Литвы (Киснерюс, 1963), с мозырской и калинковичской свитами Припятской впадины (Голубцов, 1960).

Красноцветная глинистая пачка представлена глинами красно-бурыми, кирпично-красными, пятнами и прослоями голубовато-серыми, плотными, жирными, доломитовыми, изредка с мелкими гнездами песка светло-серого, мелкозернистого, кварцевого, иногда с доломитовым цементом, с зеркалами скольжения. В верхней части пачки встречен прослой (около 0,25 м) доломита глинистого, светло-серого, с пустотами, выполненными кристаллами кварца. В нижней части пачки, у контакта с верхнепермскими доломитами, в глине наблюдаются гнезда мелких кристаллов пирита. Здесь же обнаружены угловатые и сглаженные обломки доломита белого и светло-серого, мелкопористого, выветрелого. Мощность пачки 8,3 м (д. Комарники).

Пестроцветная глинистая пачка сложена в основном глинами пестроцветными (зеленовато-серыми, голубоватыми, красно-бурыми, пятнистыми) с преобладанием зеленовато-серых оттенков, жирными, часто песчанистыми, изредка доломитовыми, с тонкими прослойками и гнездами песка светло-серого, мелкозернистого, кварцевого. Среди пестроцветных глин наблюдаются тонкие (до 10 см) прослой темно-серой с зеленоватым оттенком глины, в которой иногда встречаются гнезда пирита и окислов железа. Мощность пачки составляет всего 2—3 м. Верхняя ее часть (по-видимому более значительная по мощности) была размыта в течение длительного перерыва, который предшествовал отложению песчано-глинистой каолинизированной толщи верхнего триаса.

Верхний отдел

К верхнему триасу относится светло-серая песчано-глинистая пачка пород, залегающая с перерывом в осадконакоплении на пестроцветной пачке нижнего триаса. Она представлена глинами, песками, песчаниками и алевролитами. Характерной чертой пачки является каолинизация слагающих ее пород.

Глины серые, светло-серые, иногда белые, изредка голубовато-серые и красно-буроватые, плотные, жирные, каолиновые, иногда слоистые, с гнездами песка мелкозернистого, кварцевого, каолинизированного. Пески и песчаники светло-серые и белые, мелко- и тонкозернистые, реже среднезернистые, кварцевые, слабо каолинизированные, иногда с тонкими прослойками глины белой и голубовато-серой, песчанистой, каолинизированной. Песчаники рыхлые, с глинистым цементом. Алевролиты белые и светло-серые, иногда с голубоватым оттенком, глинистые и в отдельных участках слюдястые, иногда с мелкими охристыми пятнами окислов железа, слоистые, с прослоями (до 3—5 см) глил белых и розовато-красноватых, каолиновых. Часто алевролит переходит в песок мелкозернистый.

Возраст рассматриваемой пачки определяется условно, на основании литологического сходства слагающих ее пород с породами таурагской свиты Литвы, где ее верхнетриасовый (рэтский) возраст доказан палинологическими определениями (Веножинскене, 1958). Мощность пачки изменяется от 5,5 до 37,8 м. В смежных областях развития аналогичных отложений этого возраста мощность их также невелика: в Польше (Пиж) до 10—15 м, в Литве 5—80 м, в Припятской впадине (валавская свита) до 85 м.

На западном склоне Белорусского массива (деревни Глебовичи, Лососно, Крынки) имеются типичные коры выветривания каолинового состава, развитые на породах кристаллического фундамента и перекрытые юрскими морскими отложениями. В них местами (д. Лососно) отмечается реликтовая структура кристаллических пород с вертикально ориентированными прожилками и прослойками гранитов и гнейсов (Махнач, 1961 г.). В Припятской впадине также встречаются типичные коры выветривания, образовавшиеся на породах различного возраста (но в основном нижнетриасового). Характерным примером служит разрез каолиновой толщи в скважине Наровля 2-с, подробно описанный В. К. Голубцовым (1960). Здесь под темно-серыми слонистыми глинами средней юры залегает слой (около 3 м по керну) чистого белого каолина, который очень постепенно переходит вниз сначала в буроватую, а затем в пестроцветную глину наровлянской свиты нижнего триаса. Формирование этих кор выветривания на территории Белоруссии и смежных областей происходило, по-видимому, в течение средне- и верхнетриасовой, а также, возможно, и нижнеюрской эпох, т. е. иногда (в верхнем триасе) одновременно с накоплением осадочных толщ валавской свиты Припятской впадины и песчано-глинистой пачки Брестской впадины.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Первые сведения о присутствии юрских отложений на территории Белоруссии известны с конца прошлого столетия из работ А. Гедройца (1895). Позже юрские отложения описывались А. М. Жирмунским (1928—1931), Н. Ф. Блюдухо (1935). Некоторые данные о юрских отложениях были приведены в работах Неймара (1885 г.), С. Н. Никитина (1886 г.), П. А. Тутковского (1916), Б. Галицкого (1935 г.), А. П. Павлова (1936), А. П. Карпинского (1907, 1919), А. А. Борисьяка (1917, 1935 гг.), А. Д. Архангельского (1922, 1935 гг.).

В связи с глубоким залеганием на территории Белоруссии юрских отложений под мощным покровом более молодых пород систематическое их изучение стало возможным только при осуществлении глубокого бурения, которое получило широкий размах после Великой Отечественной войны. В настоящее время имеется ряд работ (Гиммель-

штейн, 1946; Горелик, 1946 г.; Махнач и др., 1957 г.; Митянина, 1957—1963), в которых приводится конкретный материал о юрских отложениях территории республики.

Отложения юрской системы распространены в юго-восточной и западной частях Белоруссии (рис. 29) и представлены средним и верхним отделами (рис. 30). Подошва их находится на глубине 60—480 м, кровля 40—320 м, мощность колеблется от нескольких до 200 м. Отложения юрской системы на указанной территории нигде не выходят на дневную поверхность.

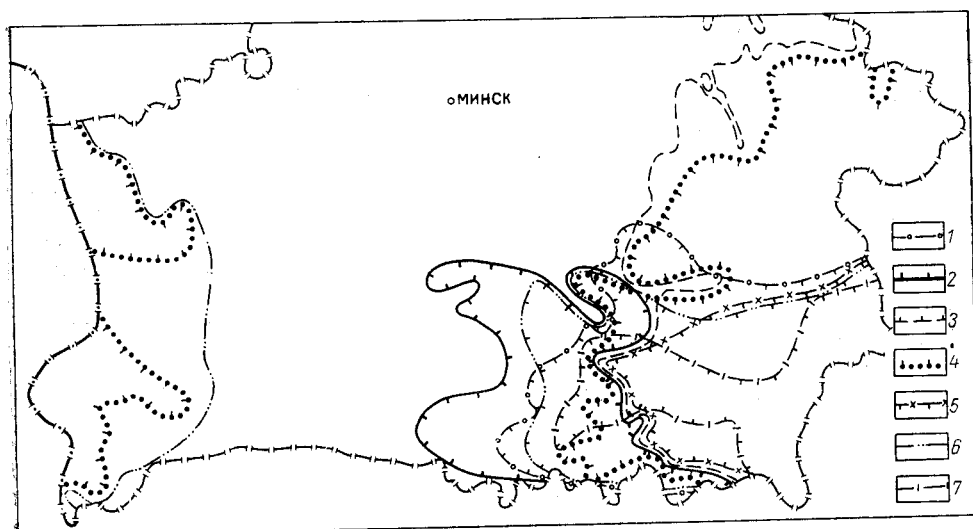


Рис. 29. Границы распространения отложений отдельных ярусов и подъярусов юрской системы. Составила И. В. Митянина

1 — бат; 2 — континентальные келловейские и оксфордские отложения; келловей: 3 — нижний, 4 — средний, 5 — верхний; оксфорд: 6 — нижний, 7 — верхний

Средний отдел

Отложения среднего отдела предположительно в составе байосского и батского ярусов¹ распространены только в Припятской впадине.

Байосский ярус

Отложения байосского яруса выделены у северного склона Украинского кристаллического щита в пределах Ельской депрессии. Залегают они на породах триаса и, реже, карбона. Начинаются эти отложения слоем гальки овручского кварцита (д. Скородное, Мозырского района) или гравелитовым слоем, представлены хорошо окатанными зернами кварца диаметром 2—3 мм, сцементированными глинистым или песчано-глинистым материалом (д. Забродье, Ельского района). Над кварцитовым галечником или над гравелитовым слоем залегают песчано-глинистые некарбонатные породы, часто с большим количеством обуглившихся растительных остатков и углистых прослоев, которые в свою очередь перекрываются вторым слоем кварцитовых гальки или гравелитовым слоем. Последние относятся к батскому ярусу —

¹ Выделение как байосских, так и батских отложений является совершенно условным. По имеющимся данным, описываемые отложения можно лишь условно отнести к среднему отделу юрской системы. — Прим. ред.

они указывают на начало нового цикла осадконакопления. Отложения, относимые к байосскому ярусу, в Ельской депрессии присутствуют не повсеместно. Фауна в них не содержится. Выделяются они по стратиграфическому положению в разрезе и по аналогии с байосскими отложениями Днепровско-Донецкой впадины. Возможно, что байосские отложения развиты и севернее Ельской депрессии, так как в низах юрской толщи в некоторых пунктах Припятской впадины встречаются некарбонатные песчано-глинистые отложения с углистыми прослоями и обуглившимися растительными остатками. Однако отсутствие явных следов перерыва между этими породами и вышележащими батскими отложениями не позволяет с полной уверенностью относить их к байосскому ярусу. Мощность байосских отложений в Ельской депрессии достигает 23 м.

Батский ярус

Отложения батского яруса распространены повсеместно в Припятской впадине. На юге их площадь развития ограничена северным склоном Украинского кристаллического щита. На севере и западе граница их распространения проходит восточнее поселков Турова, Житковичей, г. Любани, южнее пос. Глусска и г. Жлобина и севернее Гомеля. На востоке эти отложения широко развиты в Днепровско-Донецкой впадине. Отложения батского яруса на большей, восточной части Припятской впадины, как и в прилегающих районах Днепровско-Донецкой впадины, представлены некарбонатными, серыми и голубовато-серыми, тонко- и микрослоистыми глинами с миллиметровыми прослоями светло-серых алевролитов. В толще глин встречено два-три прослоя (в 2—5 см) с большим содержанием линз сидерита. На отдельных участках, особенно в южной и западной частях впадины, увеличивается количество алевроитового и песчаного материала, и слоистые глины переходят в слоистые и тонкослоистые алевролиты, алевролиты, глинистые пески и песчаники с редкими прослоями и линзами глин. На крайнем западе впадины толща слоистых пород замещается неслоистыми песчанистыми глинами и глинистыми песками с кусками обуглившейся древесины, растительным детритом и углистым веществом.

У Украинского кристаллического щита разрез батских отложений часто начинается слоем кварцевой гальки или гравелитовым слоем. Органических остатков, кроме спор среднеюрского возраста, в батских отложениях не обнаружено. Отнесены они к батскому ярусу по своему стратиграфическому положению, а также по

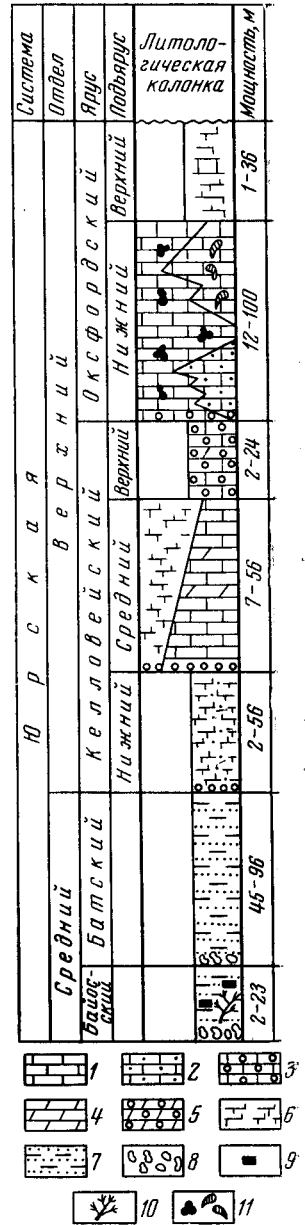


Рис. 30. Сводный стратиграфический разрез юрских отложений.

И. В. Митянина

- 1 — известняк; 2 — известняк песчанистый; 3 — известняк оолитовый; 4 — мергель; 5 — мергель оолитовый; 6 — глины известковые; 7 — переслаивание глин и алевролитов; 8 — конгломерат; 9 — уголь; 10 — растительные остатки; 11 — фауна

аналогии с батскими отложениями Днепровско-Донецкой впадины, где толща однотипных слоистых и микрослоистых глин подстилается плотными серыми глинами с нижнебатской фауной и перекрывается, как и в Белоруссии, нижнекелловейскими породами. Подстилаются батские отложения на большей части территории Белоруссии породами триаса и лишь в отдельных пунктах — карбона, перми и байоса. Перекрываются они фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего келловея, а на самом западе впадины и у Украинского кристаллического щита — континентальными аналогами келловея. Мощность батских отложений колеблется от нескольких до 96 м. Наибольшие мощности наблюдаются в пределах Ельской депрессии.

Верхний отдел

Отложения верхнего отдела юрской системы широко распространены на территории Белоруссии и развиты на двух изолированных площадях. Первая из них расположена на западе, вторая — на востоке республики. Верхнеюрские отложения представлены в основной своей массе морскими породами келловейского и оксфордского ярусов и частично их континентальными аналогами. Более молодые отложения юрской системы на территории Белоруссии не обнаружены.

Келловейский ярус

Отложения келловейского яруса на территории Белоруссии имеют наибольшее распространение по сравнению с другими ярусами юрской системы (см. рис. 29). На основании находок фауны выделены нижний, средний и верхний подъярусы. Наибольшее распространение по площади имеют отложения среднекелловейского подъяруса, наименьшее — верхнекелловейского.

Нижнекелловейский подъярус. Морские отложения нижнекелловейского подъяруса, содержащие фораминиферы, аммониты и другие органические остатки, распространены на юго-востоке Белоруссии и приурочены к южной части Оршанской впадины, северной и центральным частям Припятской впадины. Северо-западная граница их распространения проходит по изломанной линии, отображающей в какой-то мере древние долины. В этой части нижнекелловейские отложения залегают под ледниковыми четвертичными отложениями. На западе и юге Припятской впадины морские отложения нижнего келловея отсутствуют. Нижнекелловейские отложения представлены известковистыми глинистыми алевролитами или алевролитами и алевролитистыми глинами черного и темно-серого цветов. Иногда встречаются прослойки жирных глин. В южной части Оршанской впадины (Могилевская область) средняя часть нижнекелловейских отложений часто представлена горизонтальнослоистыми глинами с характерными алевроито-слюдистыми присыпками по плоскостям напластования. Среди глин встречаются маломощные прослойки кристаллических известняков серого цвета.

Характерным для отложений нижнего келловея является содержание в них по всему разрезу мелких рассеянных обломков тонкостенных раковин. Нередко встречаются мелкие обломки обуглившихся растительных остатков. В основании нижнекелловейского подъяруса во многих разрезах отмечены железистые оолиты и большое скопление пелеципод, аммонитов и другой фауны, обычно очень плохой сохран-

ности. Среди аммонитов часто присутствуют *Macrocephalites macrocephalus*. Фораминиферы встречаются по всему разрезу, но часто в виде единичных экземпляров. Наиболее характерными из них являются *Haplophragmoides subtilis* Mitjan., *Pseudoglandulina pupoides* Mitjan., *Marginulina mjatliukae* Chokhina, *Guttulina tatarensis* Mjatl., *Discorbis tjoplovkaensis* Dain и др.

Нижнекеелловейские отложения вдоль западной и южной границ площади их распространения становятся по сравнению с породами остальной площади менее известковыми и более песчанистыми. Содержащиеся же в них фораминиферы представлены только формами с песчанистой раковиной. У северной границы, как и на большей части площади Могилевской области, нижнекеелловейские отложения представлены существенно известковистыми глинисто-алевритовыми породами, в которых обычно содержится большое количество фораминифер с известковой раковиной.

Нижнекеелловейские отложения в Припятской впадине залегают на породах бата, в более северных районах — на девонских отложениях; перекрываются они на значительной площади среднекеелловейскими отложениями, а у северной границы распространения — породами антропогена. Мощность нижнекеелловейских отложений колеблется от нескольких до 45 м.

Среднекеелловейский подъярус. Морские отложения среднекеелловейского подъяруса распространены на юго-востоке и на западе Белоруссии.

На юго-востоке среднекеелловейские отложения приурочены к Припятской впадине и к южной части Оршанской впадины. Северо-западная граница их распространения проходит значительно южнее границы распространения нижнекеелловейских отложений. На юге они встречаются у северного склона Украинского кристаллического щита. На востоке уходят за государственную границу Белорусской ССР на территорию Смоленской, Брянской и Черниговской областей.

В южной части Оршанской впадины среднекеелловейские отложения представлены известковыми алевритистыми глинами и глинистыми алевролитами темно-серого и серого цвета, в Припятской впадине — мергелями с прослоями известняков. На западе и юге Припятской впадины наблюдается сильное обогащение песчанистым материалом пород этого подъяруса. Часто в основании среднекеелловейских отложений залегает слой, в котором содержатся железистые оолиты, микрофауна, нередко хорошей сохранности. Отдельные экземпляры макрофауны, в частности аммониты, встречаются по всему разрезу. В среднекеелловейских отложениях юго-востока Белоруссии обнаружены аммониты: *Kosmoceras jason*, *Kosmoceras gulielmi*, *Perisphinctes rjasanensis*, *Perisphinctes submutatus* и др. Фораминиферы встречаются по всему разрезу и часто в большом количестве. Среди последних наиболее распространены в мергелях и известняках Припятской впадины *Ammobaculites latus* Mitjan., *Ammobaculites quadrifidus* Mitjan., *Spiroph thalmidium areniforme* E. Вукова, *Lenticulina cultratiformis* Mjatl., *L. pseudocrassa* Mjatl., *L. polonica* Wisn., *L. palustris* Mitjan., *Planularia guttus* Mitjan., *P. silvestris* Mitjan и др. В алевритисто-глинистых породах южной части Оршанской впадины среди фораминифер наиболее характерны *Lenticulina catascopium* (Mitjan.), *L. lensiformis* (Mitjan.), *L. limataeformis* (Mitjan.), *Pseudolamarckina rjasanensis* (Uhlig), *Brotzenia mosquensis* (Uhlig). Среднекеелловейские отложения перекрываются в южной части Оршанской впадины сеноманскими песками, в Припятской впадине отложениями верхнего келловея или нижнего оксфорда. Подсти-

лаются они породами нижнего келловея. Мощность морских среднекелловейских отложений колеблется от 7 до 56 см.

В западной части Белоруссии (Брестская впадина, западные районы Белорусского массива) к среднему келловею отнесены породы, залегающие в основании юрской толщи, ранее условно относимые к батскому ярусу (Митянина, 1960). Они представлены в самой западной части Брестской впадины известняковыми конгломератовидными породами, на остальной площади этой впадины — некарбонатными серыми и темно-серыми глинистыми песками и песчанистыми глинами, часто с мелкими обуглившимися растительными остатками. В д. Бродятин (южная часть Брестской впадины) в подошве этих отложений присутствуют маломощные углистые прослои. В этом же пункте в верхней части песчано-глинистых отложений обнаружены немногочисленные фораминиферы (*Ammodiscus bresticus* Mitjan.), которые для определения возраста не могут быть использованы, так как обнаружены только в одном пункте. Однако их присутствие в толще, имеющей в общем континентальный облик, указывает на морское происхождение какой-то ее части. В западной части Белорусского массива в районе г. Гродно среднекелловейские отложения представлены слабоизвестковистыми песчано-глинистыми породами с обломками пеллеципод. Несколько северо-восточнее г. Волковыска (д. Грицки) под нижнеоксфордскими известняками вскрыты известковистые глинистые алевролиты темно-серого цвета с мелкими обломками тонкостенных раковин. В этих породах обнаружены фораминиферы (*Brotzenia* sp., *Trocholina* sp., *Trochospirillina* sp.).

Отложения, залегающие в основании юрской толщи в западной части Белоруссии, отнесены к келловейскому ярусу на основании их стратиграфического положения (везде они залегают под фаунистически охарактеризованными нижнеоксфордскими известняками), а также на основании находок фораминифер в д. Грицки Гродненской области. Обнаруженные фораминиферы являются новыми видами, но такие же виды довольно часто присутствуют на юго-востоке Белоруссии в нижней части среднекелловейского подъяруса и в самой верхней части нижнекелловейского подъяруса. Подстилаются келловейские отложения в Брестской впадине породами триаса и силура, а в Гродненской области — корой выветривания кристаллического фундамента. Мощность их обычно 2—13 м и только в районе пос. Скиделя достигает 21 м, а в д. Бродятин 33 м.

Верхнекелловейский подъярус. Отложения верхнекелловейского подъяруса распространены только в юго-восточной части Белоруссии в пределах Припятской впадины. Граница распространения морских верхнекелловейских отложений в северных и западных районах впадины проходит несколько севернее Гомеля, Речицы, Копаткевичей, восточнее Петрикова. В южной части площадь распространения верхнекелловейских отложений ограничивается северным склоном Украинского кристаллического щита. На востоке они широко развиты за пределами Белоруссии. Верхнекелловейские отложения представлены мергелями и известняками, очень часто с железистыми оолитами и с большим содержанием остатков макрофауны. Среди макрофауны наиболее ценными для установления возраста являются аммониты: *Quenstedticeras lamberti*, *Quenstedticeras* aff. *praelamberti*, *Quenstedticeras henrici*, *Quenstedticeras* gollathum. Из мергелей определены фораминиферы: *Ammobaculites latus* Mitjanina, *Ammobaculites quadrididus* Mitjan., *Triplasia narvolsis* Mitjan., *Pseudoglandulina marsupiiiformis* (Wisn.), *Lenticulina tumida* Mjatljuk, *L. decipiens* (Wisn.), *L. subgaleata* (Wisn.), *L'uhligi* (Wisn.) и др.

Верхнекелловейские отложения залегают на породах среднекелловейского подъяруса, перекрываются известняково-мергельной толщей нижнего оксфорда. Их мощность колеблется от нескольких сантиметров до нескольких метров, достигая в отдельных случаях 20—24 м. Эти отложения удается установить не во всех разрезах.

Суммарная мощность отложений келловейского яруса в юго-восточной части Белоруссии увеличивается с запада на восток.

Оксфордский ярус

Отложения оксфордского яруса распространены в западной части Белоруссии (см. рис. 29), где они занимают большую площадь, чем келловейские отложения, а также в юго-восточной части республики (Припятская впадина). В их составе выделены отложения нижнеоксфордского и верхнеоксфордского подъярусов.

Нижнеоксфордский подъярус. Отложения нижнеоксфордского подъяруса развиты в западных и юго-восточных районах Белоруссии. Восточная граница распространения нижнеоксфордских отложений в западной части Белоруссии проходит северо-восточнее Гродно, восточнее пос. Скиделя, г. Волковыска, Пружан, Кобрин, пос. Домачева. Эти отложения широко развиты и на сопредельной территории Польской Народной Республики. В полосе, примыкающей к государственной границе, нижнеоксфордские отложения представлены светло-серыми, крепкими, часто окремнелыми известняками с линзами и прослоями почти белых рыхлых мягких известняков (Митянина, 1960). На территории Польши в этих отложениях присутствуют коралловые известняки (Niernczuska, 1961). К востоку наблюдается обогащение пород песчаным материалом. У восточной границы распространения отложений они представлены породами прибрежного характера — желтовато-серыми песчанистыми, мелкодетритусовыми известняками и желтовато-серыми известковыми песчаниками с мелкими обломками толсто-стенных раковин. Изменение состава пород влечет за собой изменение фауны. В детритусовых песчанистых породах прибрежной полосы наиболее распространенными являются: *Spirophthal midium dilatutum* (Paalzwow), *Trocholina transversarii* Paalzwow, *Trochospirillina radiata* Mitjanina.

В известняках, лишенных песчанистого материала, присутствуют виды с более тонкой стенкой раковины: *Spirophthalmidium birmenstorfense* (Kübler et Zwingli), *Paalzwella scalariformis* (Paalzwow), *Trochospirillina granulosa* Mitjan. и др. Нижнеоксфордские отложения подстилаются породами келловей, силура и кембрия, перекрываются песками или песчанистыми мергелями верхнего мела. Мощность отложений нижнеоксфордского подъяруса увеличивается с востока на запад, достигая у государственной границы 100 м.

В юго-восточной части Белоруссии отложения нижнего оксфорда приурочены к Припятской впадине, распространяясь севернее Гомеля и южнее пос. Глусска, восточнее Любани, западнее Петрикова и Микашевичей. Они перекрывают небольшую полосу северного склона Украинского щита. На востоке нижнеоксфордские отложения развиты за пределами Белоруссии в Днепровско-Донецкой впадине. В юго-восточной части Белоруссии глубоководные осадки сменяются прибрежными по направлению с востока на запад.

Отложения нижнего оксфорда на большей части Припятской впадины представлены известняками плотными, крепкими, участками сильноокремнелыми, с редкими прослоями мергелей. В восточной части впадины наблюдаются участки (южнее г. Речицы, восточнее и южнее

г. Мозыря), где нижнеоксфордская толща представлена коралловыми известняками с прослоями окремнелых известняков. Западнее Копаткевичей и Лельчицы, а также у северного склона Украинского щита наблюдается обогащение нижнеоксфордских пород песчаным материалом. В самой западной части юго-восточной площади морские нижнеоксфордские отложения представлены песчанистыми детритусовыми известняками или песками и песчаниками в той или иной мере известковыми с мелкими обломками толстостенных раковин. У северного склона Украинского щита распространены аналогичные породы. Однако последние являются более известковыми, чем на западе, и часто содержат железистые оолиты. У Украинского кристаллического щита наблюдается значительная мощность нижнеоксфордских отложений. Вероятно, на этом участке происходило более интенсивное накопление осадков в нижнеоксфордское время, чем на западе впадины, за счет переотложения келловейских пород с ближайших повышенных участков морского дна, что подтверждается присутствием среднекелловейских видов фораминифер среди нижнеоксфордских видов на отдельных интервалах разрезов у Украинского щита.

В северной части Припятской впадины прибрежные осадки отсутствуют. Нижнеоксфордские отложения здесь представлены плотными кристаллическими известняками с редкими прослоями мергелей без примеси песчанистого материала. Это свидетельствует о том, что нижнеоксфордские осадки накапливались и за пределами их современной границы распространения, но впоследствии были уничтожены.

В юго-восточной части республики, как и в западной, к каждому типу пород приурочены определенные комплексы фораминифер. Так, в детритусовых песчанистых породах наряду с другими видами широко распространены *Spirophthalmidium dilatatum* (Paalzw), *Quinguelogulina wurgauensis* Paalzw, *Trocholina radiata* Mitjanina и др.

В породах, которые накапливались в некотором удалении от берега, куда не достигал терригенный материал, часто присутствуют многочисленные фораминиферы. Среди них наиболее часты *Spirophthalmidium birmenstorfense* (Kübler et Zwingli), *Trochospirillina granulosa* Mitjan., *Zenticulina posttumida* Dain, *Z. attenuata* (Kübler et Zwingli).

В нижнеоксфордских отложениях Белоруссии редко встречаются аммониты, что объясняется развитием коралловых колоний. Аммониты, как известно, присутствуют во всех фациях, за исключением коралловых рифов и дельт. На территории Белоруссии обнаружены единичные экземпляры *Cardioceras cordatum* в местах, удаленных от коралловых рифов. Нижнеоксфордские отложения подстилаются на юго-востоке Белоруссии породами верхнего и среднего келловея, перекрываются верхнеоксфордскими и сеноманскими отложениями. Мощность отложений нижнеоксфордского подъяруса колеблется от нескольких до 76 м.

Смена сравнительно глубоководных фаций прибрежными к крайним частям западной и юго-восточной площадей, а также соответственное уменьшение мощностей нижнеоксфордских отложений в этом направлении говорят о том, что они образовались не в одном, а в двух разобщенных бассейнах. Отложения западной площади представляют собой естественное продолжение разновозрастных слоев, широко распространенных на территории Польши, накопившихся в результате трансгрессии Западноевропейского моря. Отложения юго-восточной площади являются продуктом лишь незначительной краевой части

огромного морского водоема, распространявшегося к востоку от территории Белоруссии.

Верхнеоксфордский подъярус. Отложения верхнеоксфордского подъяруса занимают небольшую площадь восточной части Припятской впадины. Граница их распространения проходит южнее Гомеля, Речицы, севернее пос. Копаткевичей, восточнее г. Петрикова, южнее Мозыря и северо-восточнее Наровли.

Восточнее территории Белоруссии верхнеоксфордские отложения продолжают на сопредельной территории Украины. В пределах площади сплошного распространения верхнеоксфордских отложений имеются участки, где они отсутствуют. Эти участки обычно соответствуют центральным частям соляных палеозойских структур. Верхнеоксфордские отложения представлены известковыми глинами голубовато-серого и светло-серого цвета с редкими маломощными прослоями известняков и мергелей. В некоторых разрезах известняки преобладают над глинами. В тех пунктах, где верхнеоксфордские отложения представлены породами светло-серого, а не голубовато-серого цвета, и преобладают известняки, границу между подъярусами оксфорда в силу литологического сходства их пород удается установить только по фораминиферам. В разрезах западной части площади распространения верхнеоксфордских отложений присутствует большое скопление пиритизированных растительных остатков, пронизывающих породу в вертикальном направлении.

В верхнеоксфордских отложениях часто встречаются раковины аммонита — *Amoeboceras alternans*. Фораминиферы присутствуют в большом количестве. Наиболее характерны и распространены *Spirophthalmidium milioliniforme* (Paalзов), *Spirophthalmidium pseudocarinatum* Dain, *Zenticulina russiensis* (Mjatljuk), *Z. suprajurassica* (Schwager), *Z. irretita* (Schwager), *Z. comptula* (Schwager), *Planularia manubrium* (Schwager), *P. lanceolata* (Schwager), *Brotzenia uhligi* (Mjatljuk), *Brotzenia nemunensis* (Grigelis) и др. Кроме фораминифер, присутствуют пеллециподы, брахиоподы, часто встречаются иглы морских ежей. Иногда порода переполнена спиккулами губок. Верхнеоксфордские отложения залегают на известняках нижнего оксфорда, перекрываются песчано-глинистыми отложениями нижнего мела, а в самой западной части области распространения — породами сеноманского возраста. Наибольшая мощность верхнеоксфордских отложений 36 м.

Отложениями верхнеоксфордского подъяруса заканчивается разрез верхнеюрских отложений Белоруссии. Помимо морских отложений верхней юры, в которых на основании содержащейся в них фауны выделены подъярусы келловая и оксфорда, на западе Припятской впадины, окаймляя морские отложения, располагается толща континентального облика, представленная некарбонатными песчано-глинистыми породами с обилием растительных остатков и маломощных углистых прослоев. Принадлежность этих пород к юрской системе доказана спорово-пыльцевыми анализами. Более детально возраст слоев этой толщи к настоящему моменту установить не удалось. На основании общих геологических предпосылок можно считать, что они являются континентальными аналогами распространенных восточнее морских келловей-оксфордских отложений.

Отложения юрской системы заслуживают серьезного внимания и требуют тщательного изучения вещественного состава. В байосских и батских отложениях Припятской впадины, в келловейских отложениях Припятской и Брестской впадин встречены прослои бурых углей мощностью от десятых долей метра до 4 м. Залегают они на глубине

90—260 м в Брестской и 150—400 м в Припятской впадине. Угли залегают в сложных горнотехнических условиях и имеют высокую зольность и низкую калорийность, но не исключена возможность нахождения залежей угля более высокого качества и в лучших горнотехнических условиях.

В восточных районах республики (г. Кричев) в терригенных породах келловей отмечается повышенное содержание меди и ванадия (до 0,3%).

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловая система на территории Белоруссии представлена нижним и верхним отделами, отложения которых резко отличаются литологически и имеют различное площадное распространение.

Отложения нижнего отдела меловой системы древнее альбского возраста на территории республики стали известны лишь в 50-е годы. Первое упоминание об этих отложениях имеется в работах В. С. Акимец. В толще нижнего мела были выделены морские отложения и континентальные образования. Возраст морских отложений, по предварительному определению фораминифер, установили как неокомский. Континентальные образования, залегающие на морских отложениях, условно были отнесены к апту. Такое стратиграфическое расчленение отложений нижнего мела приняли при составлении в 1958 г. литолого-палеогеографических схем Белорусской ССР по нижнему отделу меловой системы.

В 1963 г. Т. Ю. Кривская толщу песчано-глинистых отложений нижнего мела Припятской впадины также отнесла к неокому и апту.

С 1963 г. начинается систематическое изучение нижнемеловых отложений Белоруссии и содержащихся в них фораминифер. В работе «Стратиграфия и фораминиферы нижнемеловых отложений Белоруссии» (Акимец, 1966) впервые дано монографическое описание фауны фораминифер, приведены карты распространения и мощностей нижнего мела по отдельным стратиграфическим горизонтам.

Вопрос о наличии на территории Белоруссии альбских отложений пока недостаточно ясен. Одни исследователи (Цапенко, 1947; Самсонович, 1956 г.) считали, что эти отложения на рассматриваемой территории отсутствуют в результате размыва их во время сеноманской трансгрессии, другие (Блюдухо, 1935, Сазонов, 1953 г.; Сазонова, 1961 г.) допускали их наличие. Предположения о наличии на территории Белоруссии отложений альба основываются исключительно на общегеологических соображениях. Палеонтологических доказательств почти нет.

Верхнемеловые отложения на описываемой территории впервые стали известны в 30-х годах прошлого столетия (Яковицкий, 1830, 1831 гг.; Эйхвальд, 1830 г.). Они рассматриваются в работах многих исследователей. Как выяснилось (Оппков, 1925; Ковалев, 1932 г.; Маляревич, 1933; Галицкий, 1933, 1935 гг.), большая часть описанных выходов, расположенных в основном в западной части республики, оказалась отторженцами, заключенными в толще ледниковых образований.

Первые указания на выходы меловых пород в коренном залегании принадлежат Р. И. Мурчисону, Э. Вернейлю и А. Кайзерлингу (1849). В дальнейшем изучением естественных выходов мела в коренном залегании, расположенных только в восточной части Белоруссии, занима-

лись П. П. Муромцев (1882 г.), К. О. Милашевич (1886), П. Я. Армашевский (1892—1894 гг.), А. Д. Архангельский (1912 г.), К. О. Милашевичу принадлежит первая попытка установления возраста верхнемеловых отложений этой части Белоруссии.

Начиная с конца XIX в. немаловажную роль в познании верхнемеловых отложений Белоруссии начинают играть глубокие буровые скважины (Оппоков, 1906, 1916; Синцов, 1907, 1908; Жирмунский, 1919; Маляревич, 1930 г.; Блюдухо, 1933 г. и др.). Значительный вклад в изучение верхнего мела внес Г. Ф. Мирчинк (1918, 1923 гг.). На основании изучения меловых отложений в бассейне р. Сож он впервые разработал стратиграфическую схему верхнего мела для востока Белоруссии.

Наиболее крупные работы по верхнемеловым отложениям Белоруссии появляются в послевоенный период (Цапенко, 1947, Рюле, 1948 г.).

В 1961 г. опубликована монографическая работа В. С. Акимец по стратиграфии и фораминиферам верхнемеловых отложений Белоруссии, в которой приводится разработанная ею детальная стратиграфическая схема верхнемеловых отложений для всей территории республики.

С 1959 г. начались работы по изучению вещественного состава мергельно-меловых пород Белоруссии (Копысов, 1962—1968 гг.), с 1958 по 1962 г. проводилось изучение их инженерно-геологических свойств (Дзилна, 1961—1962 гг.).

Нижний отдел

Достоверно установленные отложения нижнего мела известны лишь в восточной части Белоруссии, где они развиты в крайней восточной части Припятской впадины, на юго-западном склоне Воронежского кристаллического массива и на небольшой площади, протягивающейся в виде неширокой полосы вдоль государственной границы республики до широты г. Кричева, в пределах Жлобинской седловины и юго-западного склона Московской синеклизы (рис. 31).

На указанной территории нижнемеловые отложения распространены почти повсеместно. Отсутствуют они лишь на отдельных небольших участках в Припятской впадине — в областях развития локальных положительных структур (Александровской, Михальковской, Дудичской, Первомайской и др.), на сводах этих структур и вскрыты на их склонах. В пределах других локальных структур отмечается уменьшение мощности отдельных стратиграфических горизонтов, а иногда и полное выпадение их из разреза (Тишковская, Речицкая, Александровская, Хобнинская и другие структуры).

Нижнемеловые отложения повсеместно залегают на сравнительно большой глубине и вскрываются только скважинами. К настоящему времени они пройдены или вскрыты более чем 120 скважинами. Наблюдается постепенное погружение нижнемеловых отложений и равномерное увеличение их мощности в юго-восточном направлении — в сторону осевой части Днепровско-Донецкой впадины.

Наименьшая глубина залегания нижнемеловых отложений отмечается в пределах юго-западного склона Московской синеклизы 82,05 м (вблизи северной границы их распространения, г. Костюковичи), максимальная — в пределах юго-западного склона Воронежского кристаллического массива 401,3 м (скв. 37, д. Поддобрянка). Абсолютные отметки кровли их в этих пунктах соответственно составляют

66,75 и —262,3 м. Мощность нижнемеловых отложений колеблется от 0,5 м в южной прибортовой части Припятской впадины (скв. 108, д. Дроньки) и 3,15 м вблизи северной границы их распространения (г. Костюковичи) до 77,5 м у юго-восточной окраины Припятской впадины (скв. 9-к, д. Абакумы). Закономерность в распределении глубин залегания и мощностей нижнемеловых отложений несколько нарушается в Припятской впадине в связи с широким развитием здесь локальных положительных структур, глубина залегания и мощности нижнемеловых отложений которых имеют сравнительно небольшие значения.

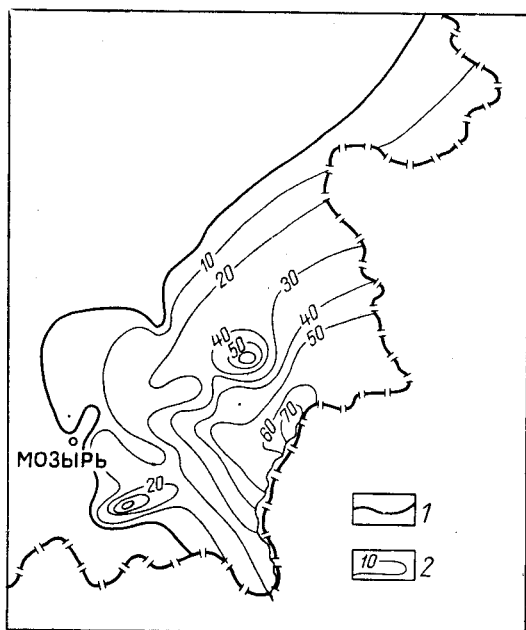


Рис. 31. Схема распространения и суммарных мощностей нижнемеловых отложений. Составила В. С. Акимец

1 — граница современного распространения нижнемеловых отложений; 2 — линии равных мощностей

граница их здесь не очень четкая. В отличие от песчано-глинистых отложений келловей нижнемеловая толща совершенно некарбонатная и имеет слегка зеленоватый оттенок (из-за присутствия глауконита). С учетом этих признаков и проводится В. С. Акимец здесь визуальная граница между отложениями верхней юры и нижнего мела. По фауне фораминифер она очень четкая и устанавливается довольно легко.

В Припятской впадине нижнемеловые отложения подстилаются литологически резко отличными карбонатными (преимущественно мергелями и известняками), палеонтологически охарактеризованными верхнеюрскими осадками, и проведение их нижней границы никаких трудностей не вызывает. Верхняя граница нижнемеловых отложений четкая только там, где они перекрываются непосредственно карбонатными отложениями сеномана. Там же, где на них залегают некарбонатная глауконито-кварцевая толща с условно выделяемыми альбскими отложениями, верхняя граница их весьма условна.

В морской толще нижнего мела (за исключением альба) содержатся фораминиферы. Крупные органические остатки почти не обнаружены (за исключением единичных находок обломков ростров белемитов).

Нижнемеловые отложения представлены толщей песчано-глинистых пород, в пределах которой различаются мелко-водные морские отложения, слагающие нижнюю часть толщи, и сменяющие их выше по разрезу континентальные образования.

Отложения нижнего мела Припятской впадины и юго-западного склона Воронежского кристаллического массива и Жлобинской седловины и юго-западного склона Московской синеклизы отличаются различной полнотой разрезов. Отличаются они и литологически.

В пределах Жлобинской седловины и юго-западного склона Московской синеклизы нижнемеловые отложения литологически очень сходны с подстилающими их келловейскими отложениями верхней юры, в связи с чем нижняя

По данным изучения фораминифер и литологическим особенностям пород в разрезе нижнего мела Белоруссии выделяются все его ярусы: валанжинский, готеривский, барремский, аптский и альбский (рис. 32). Последний выделяется условно и пока только в Припятской впадине. Аптские отложения представлены как морскими осадками, так и континентальными образованиями, отложения остальных ярусов — только морскими.

Наиболее полные разрезы, где нижнемеловые отложения представлены всеми своими ярусами, вскрыты в Припятской впадине и на юго-западном склоне Воронежского кристаллического массива.

Ниже приводится характеристика нижнемеловых отложений по отдельным стратиграфическим горизонтам.

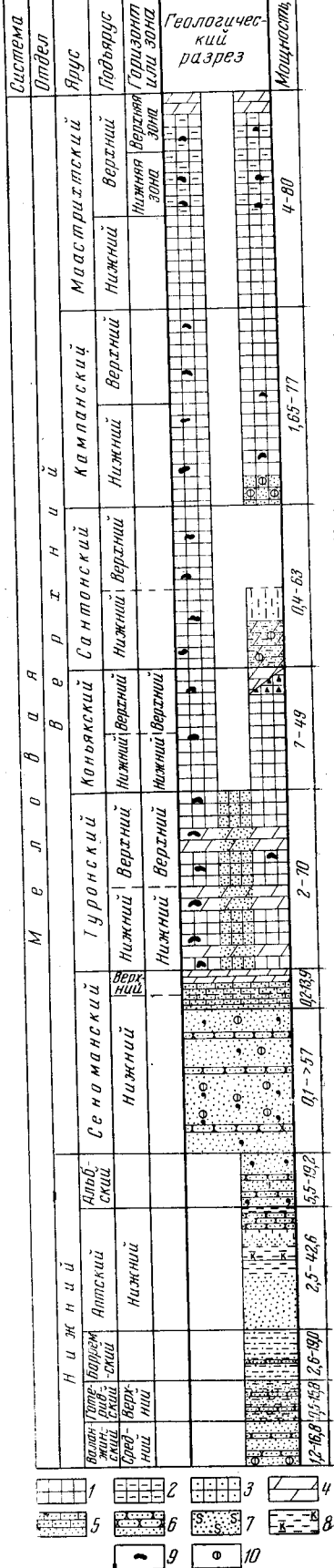
Валанжинский ярус

Отложения валанжинского яруса известны только в юго-восточной части Белоруссии — в пределах Припятской впадины, на юго-западном склоне Воронежского кристаллического массива и на Жлобинской седловине (рис. 33), где они имеют широкое, но не повсеместное распространение. Встречены они в разрезах 40 скважин. В этих разрезах нижнемеловые отложения представлены наиболее полно. Отсутствуют они, как правило, в пределах наиболее приподнятых частей локальных положительных структур Припятской впадины (Тишковской, Речицкой, Хойникской, Стреличевской) и ряда других.

Залегают валанжинские отложения трансгрессивно на различных горизонтах верхней юры и перекрываются также трансгрессивно литологически отличными отложениями готеривского яруса, в основании которых часто отмечаются следы перерыва. Иногда верхи валанжинских и низы готеривских отложений представлены однотипными породами, в этом случае верхняя граница валанжинских отложений очень нечеткая и принимается часто условно.

Рис. 32. Сводный стратиграфический разрез меловых отложений. Составила В. С. Акимец

1 — мел; 2 — мел глинистый; 3 — мел опесчаненный; 4 — мергель; 5 — карбонатный песчаник; 6 — песчаник; 7 — пески с глауконитом; 8 — каолиновые глинны; 9 — угольные включения; 10 — конкреции фосфоритов



Глубина залегания валанжинских отложений колеблется от 122,5—143,0 м (абсолютные отметки кровли соответственно равны плюс 8—41,6 м) на Жлобинской седловине до 329,5—392,7 м (абсолютные отметки кровли соответственно минус 195—257,7 м) в восточной части Припятской впадины (в пределах Копаткевичской депрессии) и на юго-западном склоне Воронежского кристаллического массива. Мощность валанжинских отложений в восточной части Припятской впадины и на юго-западном склоне Воронежского кристаллического массива колеблется от 1,2 до 16,8 м. На Жлобинской седловине мощность их составляет 5—7 м.

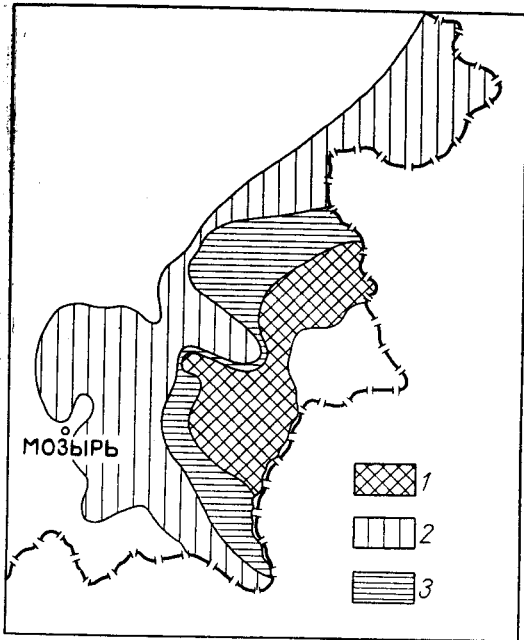


Рис. 33. Схема распространения отдельных стратиграфических горизонтов нижнего мела. Составила В. С. Акимец

1 — площадь распространения отложений аптского яруса; 2 — площадь распространения нерасчлененных готерив-барремских отложений; 3 — площадь распространения отложений валанжинского яруса

Отложения валанжинского яруса представлены песками или алевритами, либо в верхней части толщи песками, а в нижней алевритами (рис. 34). Пески чаще всего зеленовато-серые, реже светло- и темно-зеленовато-серые или темно-зеленые, мелко- иногда почти тонкозернистые, глауконито-кварцевые, некарбонатные. Часто пески в различной степени глинистые и более или менее уплотненные, иногда слабо-слюдистые. В отдельных разрезах глинистые пески на отдельных участках либо к низам слоя переходят в черную алевритистую глину с гнездами песка.

Алевриты зеленовато- или темно-зеленовато-серые, глауконито-кварцевые, некарбонатные, часто глинистые, реже песчанистые, иногда слюдистые, в различной степени уплотненные, в отдельных разрезах с многочисленными мелкими гнездами мелкозернистого глауконито-кварцевого песка и изредка с прослоями и гнездами глины темно-серой, алевритистой или песчанистой, слюдистой. Очень часто в алевритах и песках, на различных их уровнях отмечаются прослои песчаников глауконито-кварцевых крепких и тяжелых на сидеритовом цементе или сцементированных опалово-халцедоновым либо глинистым цементом, а также оолитово-железистых песчаников. Иногда в песчаниках отмечаются включения черной фосфоритовой гальки, также и в алевритах и песках в нижней их части или в основании на контакте с подстилающими юрскими отложениями.

Возраст валанжинских отложений установлен В. С. Акимец в основном по ассоциации мелких органических остатков и литологическим особенностям пород, с учетом данных спорово-пыльцевого анализа. Из крупных фаунистических остатков (макрофауны) только в двух случаях встречены обломки белемнита.

Мелкие органические остатки содержатся преимущественно в алевритах и глинистых песках. Представлены они фораминиферами, крем-

нистыми спикулами губок, зубами и другими остатками рыб, глауконитовыми ядрами гастропод и иной фауны неясного систематического положения.

Фораминиферы представлены небольшим числом исключительно агглютинированных песчаных форм. Наиболее характерными для валанжинских отложений Белоруссии являются — *Trochammina valvulinariaeformis* Akimez, *T. gnedinae* Akimez, *T. bartensteini* Akimez и *Verneuilina minuscula* Akimez.

Валанжинские отложения Белоруссии литологически тождественны одновозрастным отложениям северо-западной окраины Днепровско-Донецкой впадины, возраст которых установлен по данным спорово-пыльцевого анализа (Воронова, 1966). В центральных областях Русской платформы отложения валанжина, близкие по составу к валанжинским отложениям Белоруссии, охарактеризованы фауной аммонитов (Сазонова, 1958 г.). На территории Брянской области, в бассейне р. Навли, в сидеритовом песчанике из толщи валанжинских отложений С. А. Добровым и А. Э. Константинович (1936 г.) был определен *Craspedites* ex gr. *globeri* Nik., указывающий на средневаланжинский возраст этих отложений.

По данным И. Г. Сазоновой, в пределах Русской платформы наиболее широко распространены отложения среднего валанжина. Если учесть эти данные и состав фораминифер, то возраст валанжинских отложений на территории Белоруссии можно предположительно считать также средневаланжинским.

Готеривский ярус

В восточной части Белоруссии, в пределах площади распространения нижнемеловых отложений, отложения готеривского яруса развиты почти повсеместно (см. рис. 33). Они встречены более чем в 120 сква-

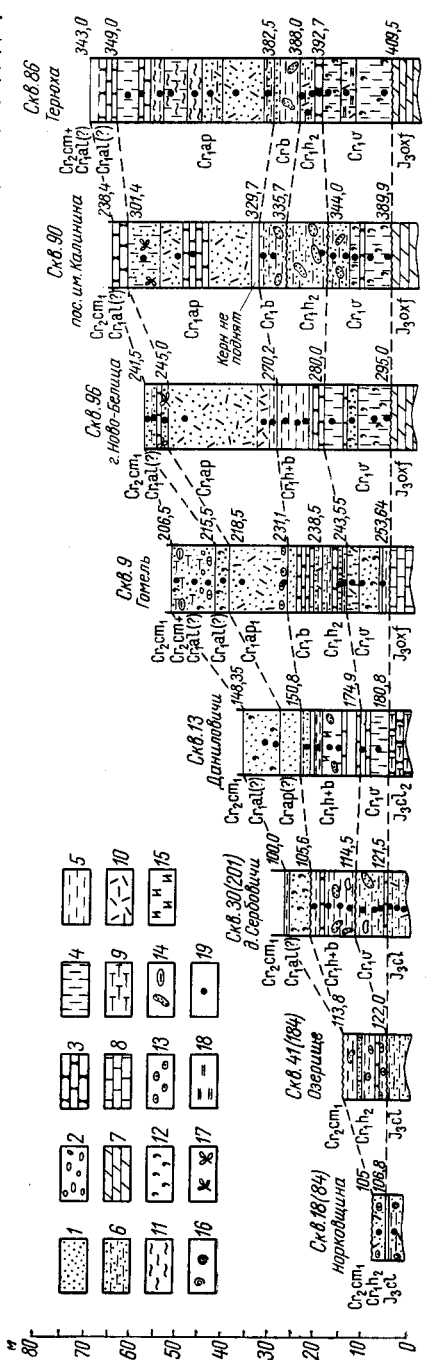


Рис. 34. Сопоставление разрезов нижнемеловых отложений востока Белоруссии по линии Нарковщина — Терюха. Составляющая В. С. Акимец (1967 г.).
 1 — песок, алевролит; 2 — галька, гравий; 3 — песчанник; 4 — глина, глинистый; 5 — глина песчаная; 6 — глина алевролитовая; 7 — мергель; 8 — известняк; 9 — карбонатность; 10 — слюдистость; 11 — каолинность; 12 — зерна глауконита; 13 — фосфоритовые конкреции; 14 — гнезда песка, алевролитов, глин; 15 — ходы илоедов; 16 — фауна; 17 — растительные остатки; 18 — включения обуглившейся древесины; 19 — места отбора образцов, в которых изучались фораминиферы

жинах. Отсутствуют готеривские отложения на небольших участках в Припятской впадине, в пределах развития некоторых локальных положительных структур, где нижнемеловые отложения вообще отсутствуют (Александровской, скв. 10-к; Речицкой, скв. 23; Хобнинской, скв. 1 и др.).

Залегают они трансгрессивно на валанжинских отложениях, либо непосредственно на келловейских или оксфордских отложениях верхней юры, где в основании их иногда наблюдается базальный горизонт. В отдельных случаях низы готерива и верхи валанжина сложены однотипными породами и тогда нижняя граница готеривских отложений не совсем четкая и устанавливается только по ассоциации органических остатков.

В Припятской впадине, на юго-западном склоне Воронежского кристаллического массива и в южной части Жлобинской седловины готеривские отложения со стратиграфическим несогласием перекрываются отложениями барремского яруса, на остальной площади их распространения и в пределах некоторых локальных положительных структур Припятской впадины (Речицкой, Малодушинской и др.) на них трансгрессивно залегают непосредственно глауконито-кварцевые пески нижнего сеномана и изредка песчанистый мел верхнего сеномана, в основании которых иногда содержится мелкая фосфоритовая галька.

Верхняя граница готеривских отложений устанавливается по смене пород, литологически отличающихся от барремских и по резко отличному от барремского комплексу фораминифер.

Глубина залегания готеривских отложений составляет от 70,9—80,8 м (абсолютные отметки кровли соответственно 81,1—96,2 м) в пределах юго-западного склона Московской синеклизы до 299,0 и 436,0 м (абсолютные отметки кровли минус 184—298,3 м) в крайней восточной части Припятской впадины и на юго-западном склоне Воронежского кристаллического массива. Мощность отложений готерива изменяется от 3,45 м (на юго-западном склоне Московской синеклизы) до 15,8 м (в крайней восточной части Припятской впадины). На участках развития локальных положительных структур мощность готеривских отложений колеблется от 0,47—1,0 до 11,2 м. В южной прибортовой части впадины мощность их 0,5—2,55 м.

К отложениям готеривского яруса относится толща песчано-глинистых пород, литологически довольно четко выделяющаяся в разрезе нижнего мела и в основном отличная как от подстилающих, так и от покрывающих ее отложений. Толща эта довольно пестрая в литологическом отношении и довольно выдержанная по простиранию (см. рис. 34). Некоторые изменения в ее составе наблюдаются только в районах развития локальных палеозойских структур и в южной прибортовой части Припятской впадины. Представлены готеривские отложения в основном глинами темно-серыми, почти черными, песчанистыми, иногда алевритистыми, слюдястыми, некарбонатными, плотными, часто комковатыми. Характерно для этой толщи наличие гнезд, линз и тонких прослойков песка тонко- и мелкозернистого, глауконито-кварцевого, слюдястого. Иногда на отдельных участках и в основании в глинах отмечаются в большом количестве включения крупных и среднего размера зерен кварца или гравия кварца и кремня и редкой гальки черных песчанистых фосфоритов. Изредка в толще глин встречаются конкреции марказита и пирита, а также мелкие обуглившиеся растительные остатки и крупные куски обуглившейся древесины, иногда частично уже замещенные внутри пиритом. Нередко в верхах толщи глин отмечаются многочисленные отпечатки ходов илоедов.

Для нижней части готеривской толщи глин характерно наличие прослоев (до 2,0—2,5 м) и гнезд оолитово-железистой глины, содержащей включения, иногда в обильном количестве, точечных и более крупных бурых железистых оолитов и пятен.

В целом ряде разрезов низы готеривских отложений ниже прослоев оолитово-железистой глины представлены тонкозернистым песком или алевритом темно-серыми почти черными, слабослюдистыми. Иногда весь разрез готерива представлен только алевритом (скв. 13, д. Даниловичи; скв. 18, д. Норковщина). В основании алеврита иногда присутствует темно-серая фосфоритовая галька.

Почти во всех разрезах по всей толще готерива на различных его уровнях отмечаются прослой и гнезда тонкозернистых крепких песчаников с сидеритовым или глинисто-сидеритовым цементом мощностью до 0,5 м, реже больше (до 2,0 м), а также обычно маломощные (от 0,05—0,15 до 0,45 м) прослой оолитово-железистых песчаников.

В южной прибортовой части Припятской впадины готеривские отложения представлены гравелитами, состоящими из угловатых, угловато-окатанных и изредка хорошо окатанных зерен кварца (до 0,5 см и более), слабо сцементированных черной алевритистой глиной (скважины 108, 101, 87, д. Дроньки).

На некоторых участках палеозойских локальных структур готеривские отложения представлены песком темно-серым или желтовато-серым, с зеленоватым оттенком, мелкозернистым, глауконито-кварцевым, слабослюдистым, иногда с включением крупных зерен и гравия кварца (скв. 32, д. Караватичи; скв. 103, д. Волокошанка).

В очень многих разрезах в готеривских отложениях во всех их литологических разностях обнаружены фораминиферы. Наиболее часто они встречаются в черных слюдистых глинах. Из крупных органических остатков только в двух случаях известны находки белемнитов.

Фораминиферы в готеривских отложениях Белоруссии в отличие от валанжинских уже значительно богаче видами и более обильны по количеству. Как и в валанжине, они представлены исключительно песчанистыми раковинами.

Для отложений готерива наиболее характерны следующие виды фораминифер: *Tolypammina cretacea* Dain, *Glomospirella gaultina* (Berthelin), *Ammodiscus infracretaceus* Akimez, *Recurvoides spectabilis* Akimez, *Ammobaculites gomelensis* Akimez, *Miliammina tenuise* Akimez, *Spiroplectammina* cf. *minutissima* Kuznetsova, *Pseudobolivina textulariaeformis* Akimez, *Trochammina numerosa* Akimez, *T. gyroidiniformis* Mjatljuk, *T. valvulinariaeformis* Akimez, *T. mica* Akimez, *T. aff. depressa* Lozo, *Verneuillina hoterivica* Akimez и др. *Tolypammina cretacea* Dain и *Trochammina gyroidiniformis* Mjatljuk — характерные виды верхнего готерива (зона *Spreetonicerus Versicolor*) Ульяновской области (Дайн, 1958; Мятлюк, 1961). Учитывая это, а также литологическое сходство с верхнеготеривскими отложениями Ульяновской области и Саратовского правобережья, В. С. Акимец считает возможным отнести готеривские отложения востока Белоруссии к верхнему подъярсу готерива.

Барремский ярус

Отложения барремского яруса распространены менее широко, чем отложения готерива. Известны они в восточной части Припятской впадины, на юго-западном склоне Воронежского кристаллического массива и на Жлобинской седловине. Встречены они в разрезах более 50 скважин. В Припятской впадине барремские отложения развиты ши-

роко и отсутствуют только в южной прибортовой ее части и на отдельных небольших участках в пределах развития локальных положительных структур (Александровской, Стреличевской, Речицкой, Хобнинской и др.). На Жлобинской седловине отложения баррема распространены ограниченно и в большинстве разрезов нижнего мела отсутствуют в результате размыва в последующее нижнемеловое время.

Залегают они несогласно на отложениях готеривского яруса. В ряде разрезов в их основании отмечаются следы перерыва в виде прослоев кварцевого гравелита или наличия катышей нижележащей готеривской глины. Перекрываются барремские отложения согласно отложениями аптского возраста. В случае отсутствия последних они перекрываются трансгрессивно непосредственно глауконито-кварцевыми песками нижнего сеномана.

Верхняя и нижняя граница барремских отложений в основном легко устанавливается в разрезе нижнего мела по смене пород с различными литологическими особенностями и по ассоциации органических остатков. И только в отдельных случаях, когда барремские и аптские отложения литологически близки, а органические остатки в них отсутствуют, верхняя граница барремских отложений несколько условна.

Глубина залегания барремских отложений колеблется от 105,6 м (абсолютная отметка кровли 16,9 м) на Жлобинской седловине до 432,6 м (абсолютная отметка кровли — 294,6 м) в пределах юго-западного склона Воронежского кристаллического массива. Мощность барремских отложений в среднем до 10 м. В сводовых и присводовых частях отдельных локальных структур в Припятской впадине она изменяется от нуля до 5—6 м. На склонах структур максимальная мощность их составляет 11—19 м. Следует отметить, что такая закономерность выдерживается не всегда. Иногда мощность барремских отложений в сводовой части структуры и на ее склонах близка (до 10 м). В пределах Копаткевичской депрессии и на юго-западном склоне Воронежского кристаллического массива, т. е. в районах, где глубина залегания барремских отложений имеет максимальные значения, мощность их очень незначительна — от 2,5 до 5,5 м. Видимо, погружение указанных районов произошло в более позднее меловое время.

Отложения барремского яруса литологически довольно легко распознаются в разрезе нижнего мела. Представлены они почти повсеместно глинами темно-серыми до черных, алевроитистыми, иногда слабо-слюдистыми, некарбонатными, плотными, изредка плитчатыми. Отличительной особенностью глин является постоянное наличие в них на плоскостях напластования присыпок, гнезд и прослоек пепельно- или буровато-серого слюдястого алевроита.

Наблюдаются фациальные изменения барремских отложений, связанные со структурными особенностями территории, в пределах которой они развиты. Так, в пределах сводовых частей некоторых локальных положительных структур барремские отложения представлены сильнопесчанистыми глинами, либо слабо уплотненными слоистыми алевроитами.

В целом ряде разрезов в толще барремских глин в различных частях их отмечаются небольшой мощности прослой тонкозернистых песчаников с сидеритовым или глинисто-железистым цементом.

Макрофауна в барремских отложениях не встречена. Широко распространены фораминиферы, которые в отличие от фораминифер готеривских отложений имеют в основном обновленный видовой состав.

Для барремских отложений характерен следующий комплекс фораминифер, представленных исключительно песчанистыми формами:

Saccamina gutti Akimez, *Hyperamminoides patella* Романова, *Glomospirella gaultina* (Bertnelin), *Haplophragmoides vishensis* Akimez, *H. dnepricus* Akimez, *Cribrostomoides multiformis* (Akimez), *Ammobaculites malodushensis* Akimez, *A. grandis* Akimez, *Miliammina scabra* Akimez, *Trochammina numerosa* Akimez, *T. grande* Akimez, *Gaudryina tishkovi* Akimez и др. Помимо фораминифер, для барремской толщи характерно наличие кремнистых спикул губок, а также почти постоянное присутствие макроспор растений и мелких бурых и обуглившихся растительных остатков.

Аптский ярус

Отложения аптского яруса распространены очень незначительно. Развиты они только в восточной части Припятской впадины и на юго-западном склоне Воронежского кристаллического массива, где встречаются в разрезах немногим более чем 40 скважин (см. рис. 33). В основном это разрезы, в которых нижнемеловые отложения представлены наиболее полно (см. рис. 34).

Залегают аптские отложения почти повсеместно без видимых следов перерыва на отложениях готерив-баррема и перекрываются трансгрессивно, в основном песчаной толщей, условно отнесенной к альбу, и лишь изредка непосредственно нижнесеноманскими песками верхнего мела. Нижняя граница аптских отложений не всегда достаточно ясная и иногда принимается условно. Верхняя же граница их легко устанавливается в разрезе по отчетливой смене пород с различными литологическими особенностями.

Минимальная глубина залегания аптских отложений отмечается в сводовых и присводовых частях локальных положительных структур Припятской впадины, где она составляет 102,4 м (абсолютная отметка кровли +18,1 м). В пределах же некоторых из этих структур (Речицкой, Александровской, Тишковской, Стреличевской) аптские отложения вообще отсутствуют.

Максимальная глубина залегания отложений апта отмечается на юго-западном склоне Воронежского кристаллического массива — 401,3 м (абсолютная отметка кровли — 263 м). Мощность их колеблется от 2,5 м (скв. 32, д. Караватичи) до 42,6 м (скв. 26, д. Сергеевка).

В разрезе апта юго-восточной части Белоруссии выделяются морские отложения и континентальные образования. Морские отложения слагают нижнюю часть аптской толщи. Возраст установлен на основании обнаруженной в них фауны фораминифер и других органических остатков.

Представлены морские аптские отложения толщей песчано-глинистых пород, с преобладанием в разрезе песков и алевроитов. Почти повсеместно разрез апта начинается песками. Пески серые, пепельно- и светло-серые до белых, коричневато-серые и коричневые, мелко- и тонкозернистые, кварцевые, в различной степени слюдястые, иногда слабоглинистые и слегка уплотненные, некарбонатные. В некоторых разрезах на отдельных участках в песках наблюдается отчетливо или неясно выраженная горизонтальная слоистость, обусловленная чередованием тонких прослоев песка разного цвета. Часто по всей толще песков или на отдельных ее участках отмечаются включения мелких, иногда и крупных обуглившихся или пиритизированных растительных остатков.

В наиболее полных разрезах апта выше песков залегает алевроит буро-серый, гнездами черный, или темно-серый, почти черный, иногда с редкими чешуйками слюды, некарбонатный, слабо уплотненный,

с включением многочисленных мелких и крупных обуглившихся растительных остатков и крупных кусков обуглившейся древесины.

По другим разрезам пески вверх по разрезу сменяются глинами серыми, плотными, плитчатыми, жирными, некарбонатными, изредка с очень мелкими обуглившимися растительными остатками на плоскостях напластования и глинами серыми и коричневато-серыми, алевроитистыми, слабослюдистыми, с тонкими прослоями и гнездами белесовато-серого, слегка слюдястого алевроита и тонкозернистого песка и обильными мелкими, реже крупными, обуглившимися растительными остатками. В наиболее погруженных частях рассматриваемой территории пески в основании апта отсутствуют, и разрез его начинается непосредственно глинами, аналогичными вышеописанным. В разрезе скв. 110 (д. Щитцы) в основании этих глин и на контакте их с барремом отмечается два прослоя сидерита (мощностью 0,07 и 0,4 м).

В некоторых разрезах, приуроченных к сводовым или присводовым частям локальных положительных структур, пески нижней части апта в верхах толщи становятся разнозернистыми (от мелко- до грубозернистых) либо содержат включения крупного гравия и мелкой гальки, либо сменяются гравием, состоящим в основном из кварца.

Максимальная мощность морских аптских отложений составляет 26,4 м в Копаткевичской депрессии (скв. 26, д. Сергеевка).

В серых и темно-серых алевроитистых глинах В. С. Акимец обнаружены фораминиферы, указывающие на нижнеаптский возраст вмещающих их отложений. Представлены они *Hyperammina aptica* D a n r e l, *Lagenammina lagenoides* (C r e s p i n) и *Lituotuba salebrosa* A k i m e z. Помимо фораминифер в разрезах многочисленных скважин в аптских песках и алевроитах в обильном количестве обнаружены кремнистые спиккулы губок, а также единичные зубы рыб. В глинах в ассоциации с фораминиферами также встречаются кремнистые спиккулы губок и, кроме того, макроспоры, которые часто бывают обильны. Иногда в глинах содержатся только макроспоры.

Аптский возраст описанной толщи песчано-глинистых пород подтверждается также и данными спорово-пыльцевого анализа.

Выше песчано-глинистых морских отложений залегают уже типично континентальные образования, которые В. С. Акимец условно относит к верхам нижнего подъяруса и частично к верхнему подъярусу апта.

Литологически их можно подразделить на две части — нижнюю и верхнюю. Нижняя часть представлена глинами серыми и пестроцветными — светло-серыми, пятнами и разводами более темными, а также кирпично-красными, розовыми, бурыми, желтыми, каолиновыми, на отдельных участках алевроитистыми, с прослоями и гнездами светло-серого, слабо цементированного или плотного каолинового алевролита. Мощность каолиновых глин от 4 до 11 м.

Верхнюю часть континентальной толщи слагают пески, алевролиты и песчаники, изредка пески, алевроиты и глины, залегающие на каолиновых глинах, а в случае отсутствия последних непосредственно на морских песках нижнего апта. Состав их очень пестрый и по простираанию очень невыдержанный, что в какой-то степени также указывает на образование их в континентальных условиях.

Алевролиты белесовато-серые и белые, песчанистые, слабослюдистые или серые и темно-серые, глинистые, плотные, с частым включением мелких обуглившихся растительных остатков и отдельных кусков обуглившейся древесины. Песчаники белые, мелкозернистые, кварцевые, слабослюдистые, плотные, некарбонатные. Пески довольно пестрые как по цвету, так и по механическому составу, меняются не только

от разреза к разрезу, а и в пределах одного и того же разреза. Различаются пески серые, буровато-желтовато- и пепельно-серые, «бежевые» с сиреневато-коричневатым оттенком и черные гумусированные, тонко- и мелкозернистые, разнотзернистые (с преобладанием мелко- или среднетзернистых), кварцевые, слюдяные, некарбонатные, сыпучие, в различной степени уплотненные и глинистые, с обильным включением крупных бурых и черных обуглившихся растительных остатков, в том числе кусков обуглившейся древесины и коры. Иногда наблюдается тонкое переслаивание мелко- или разнотзернистого песка с темно-серым, почти черным алевролитом или среди песков отмечаются прослой черной, углистой, жирной глины. Мощность верхней части континентального апта достигает 15,5 м.

Из каолиновых глин разреза скв. 99 (д. Рудня Бурицкая) И. М. Покровской был изучен богатый спорово-пыльцевой комплекс, указывающий на аптский возраст содержащих его глин.

Альбский ярус

Отложения альбского яруса выделяются, причем весьма условно, пока только в пределах юго-восточной части Припятской впадины и на юго-западном склоне Воронежского кристаллического массива. В. С. Акимец они изучены в разрезах 25 скважин.

Залегают повсеместно трансгрессивно на отложениях аптского яруса и перекрываются литологически сходной с ними песчаной толщей сеномана. Нижняя граница альбских отложений довольно четкая и легко устанавливается в разрезе. Иногда в основании их отмечаются следы размыва. Следы размыва изредка наблюдаются и в основании сеноманских отложений. В большей же части разрезов верхняя граница альбских отложений, так же как и возраст всей его толщи, очень условны. При проведении ее учитываются изменения в литологическом характере альбских отложений и наличие в них органических остатков.

Как и по другим стратиграфическим горизонтам нижнего мела, на распределении глубин залегания и мощностей альбских отложений сказались структурные особенности изученной территории. Наименьшие глубины залегания их отмечаются в районах развития локальных положительных структур, в сводовых или присводовых частях их, наибольшие — в наиболее погруженных участках Припятской впадины и юго-западного склона Воронежского кристаллического массива. Наименьшая глубина залегания отложений альба составляет 95,2 м (абсолютная отметка кровли +25,3 м) (скв. 24, д. Грановка), наибольшая 394,7 м (абсолютная отметка кровли — 256,7 м) (скв. 37, д. Поддобрян-ка). Мощность их изменяется от 5,5 м на сводах отдельных структур (скв. 31, д. Май) до 19,2 м в межсводовых понижениях (скв. 19, д. Сергеевка). Наиболее распространенная мощность — до 10 м. На отдельных участках некоторых локальных структур альбские отложения вообще отсутствуют (Речицкой, скв. 83; Александровской, скважины 10-к, 23; Стреличевской, скв. 83 и др.).

Представлены альбские отложения толщей песков, алевролитов и песчаников. В большей части разрезов они сложены песками. Пески в основном светло-зеленовато-серые и зеленовато-серые, изредка в виде прослоев и в основании темно-зеленовато-серые, серовато- и темно-зеленые; мелкозернистые, глауконито-кварцевые, с редкими чешуйками слюды, некарбонатные и лишь изредка в верхней части слабокарбонатные. Иногда пески в нижней части слоя тонкозернистые, глинистые. В единичных случаях в толще песков встречаются редкие или в довольно большом количестве включения крупных и гравийных зерен

кварца и реже полевого шпата. В целом ряде разрезов в песках отмечаются прослой (до 2,6 м) песчаников светло-зеленовато-серых, мелкозернистых, глауконито-кварцевых, часто сильношероховатых на ощупь, очень крепких, с опалово-халцедоновым цементом.

По другим разрезам альбские отложения представлены в верхней части алевритами, залегающими на уровне вышеописанных песков и в нижней части песчаниками, аналогичными вышеописанным, или же только алевритами, либо только песчаниками, вторая литологическая разность из разреза выпадает. Алевриты ярко-зеленые с тонкими прослойками серовато-зеленого слюдистого алеврита или серовато-зеленые, глауконито-кварцевые, слабо уплотненные, некарбонатные.

Не исключена возможность, что песчаники, являющиеся составной частью разреза альбских отложений рассматриваемой территории, являются аналогами глауконито-кварцевых песчаников, сцементированных опалом и халцедоном (гезовые песчаники), слагающих верхние горизонты нижнемелового разреза в Днепроовско-Донецкой впадине (Мигачева, Стерлин, 1962 г.). В этих песчаниках в районе Канева на Днестре Г. А. Радкевичем были определены аммониты верхнего альба — *Pervinqueria inflata* Sow. и *Stolyczkaja dispar* Orb.

В пределах сводовых частей некоторых локальных структур (Заспенской, скв. 31; Войтинской, скв. 16 и др.) в основании альбских отложений, претерпевающих фациальные изменения, отмечаются включения крупных зерен и гравия кварца. Иногда их количество настолько велико, что порода (песок, алеврит) становится гравелистой.

В очень многих разрезах в песках или алевритах в большом количестве содержатся кремнистые спикулы губок, отличающиеся от спикул губок аптских отложений. В сеноманских отложениях Белоруссии спикулы губок встречены не были. Кроме спикул губок, в рассматриваемых отложениях изредка встречаются единичные зубы рыб. Других органических остатков в них не обнаружено.

На остальной территории Белоруссии альбские отложения В. С. Акимец не выделяются даже условно, так как для этого пока не имеется достаточных данных. Здесь вся толща литологически однообразных глауконито-кварцевых песков, лишенных органических остатков, лежащая в основании мергельно-меловых пород верхнего мела, относится к нижнему сеноману. Не исключена возможность, что на отдельных участках, где мощность этой толщи сравнительно велика, в составе ее имеются и отложения альба, сохранившиеся от размыва в сеноманское время.

Следует отметить, что на смежных с Белоруссией территориях Польши, Литвы, Украины и РСФСР альбские отложения в большинстве случаев также недостаточно либо совсем не обоснованы палеонтологически и часто выделяются условно.

Верхний отдел

Отложения верхнего отдела меловой системы широко распространены на территории Белоруссии, покрывая почти сплошным чехлом всю ее поверхность к югу от линии Орша — Борисов — Вилейка (рис. 35, 36). Имеется всего лишь четыре сравнительно крупных участка в пределах этой площади, где верхнемеловые отложения отсутствуют. Наиболее крупные находятся в районе Глусск — Старые Дороги — Осиповичи и в районе Микашевичи — Житковичи — Старобин, менее крупные — в районе Копыль — Гресск и к югу от пос. Лельчицы (северный склон Украинского щита). Отсутствие верхнемеловых отложений на этих участках обусловлено, вероятно, тем, что последние в верхнемеле-

ловое время представляли собой области поднятий и размывов. Помимо этих крупных участков, отсутствие верхнемеловых отложений отмечается иногда и в отдельных пунктах, в пределах некоторых площадей, представляющих собой обычно области развития древних долин, где разрез верхнемеловых отложений и их мощности, как правило, сокращены.

Верхнемеловые отложения на территории Белоруссии залегают на различной глубине и в основном вскрываются скважинами. Ближе

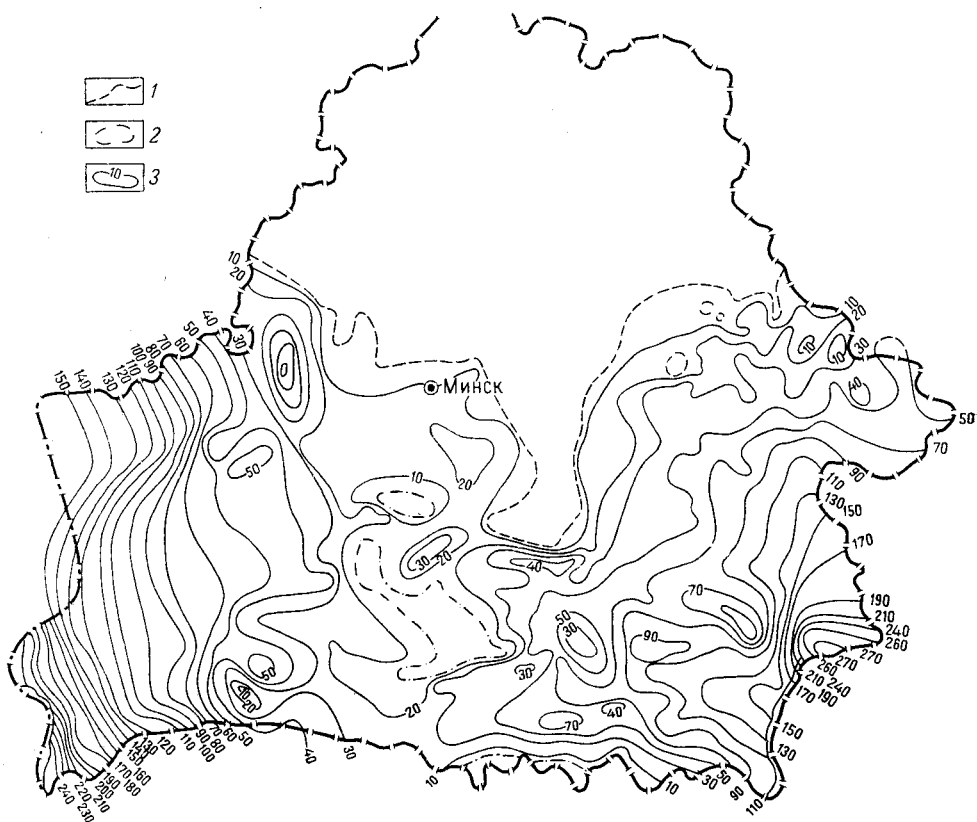


Рис. 35. Схема распространения и суммарных мощностей верхнемеловых отложений. Составила В. С. Акимец

1 — северная граница современного распространения верхнемеловых отложений; 2 — участки, на которых верхнемеловые отложения отсутствуют; 3 — линии равных мощностей

всего к дневной поверхности они залегают на крайнем востоке Белоруссии (в среднем на глубине 10—20 м), а в целом ряде мест, по долинам Днепра, Сожа и их притоков, выходят на поверхность. Глубина залегания их на остальной территории чаще превышает 100 м.

На большей площади развития верхнемеловые отложения трансгрессивно залегают на юре, а в местах отсутствия последней (в основном на Белорусском массиве и Полесской седловине) — на размытой поверхности различных горизонтов докембрия или на среднем девоне и в отдельных случаях на породах кристаллического фундамента или древних корах выветривания. В ряде разрезов на юго-востоке Белоруссии они подстилаются неоком-альбскими(?) отложениями нижнего мела. Покрываются они в северной и восточной частях площади их распространения непосредственно четвертичными образованиями, на

остальной территории — палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными отложениями.

Мощность и стратиграфический разрез верхнемеловых отложений изменяются в зависимости от геоструктурного положения территории и от истории геологического развития ее в прошлом. Наименьшая мощность отложений верхнего мела (до 40 м) и наименее полный разрез его отмечаются в пределах Белорусского массива (наиболее приподнятой его части), на Полесской седловине, а также на положительных

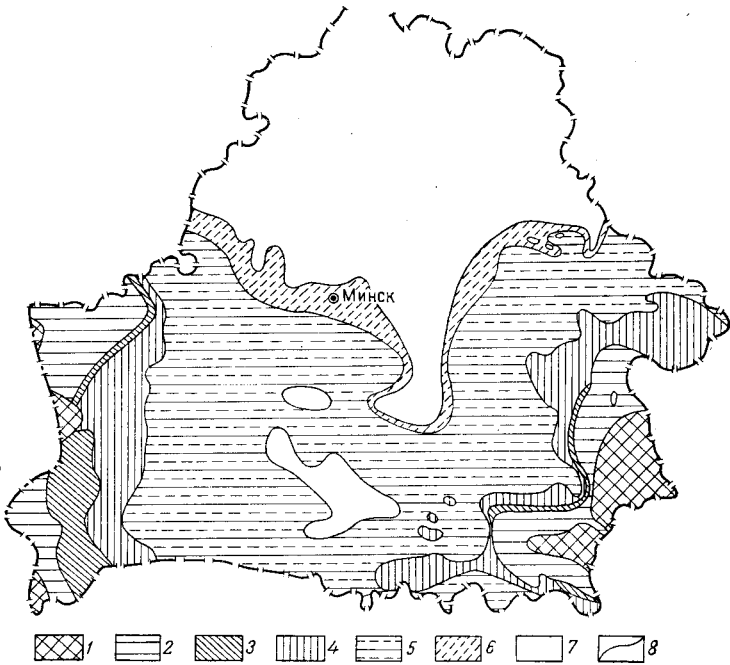


Рис. 36. Схема распространения отдельных стратиграфических горизонтов верхнего мела. Составила В. С. Акимец

Площади распространения отложений: 1 — маастрихтского, 2 — кампанского, 3 — сантонского, 4 — коньякского, 5 — туронского, 6 — сенманского ярусов; 7 — участки, на которых верхнемеловые отложения отсутствуют; 8 — граница распространения отдельных стратиграфических горизонтов

локальных структурах (III порядка) в пределах Припятской впадины. Наибольшая мощность верхнемеловых отложений и наиболее полный разрез их характерны для Припятской впадины — участков развития крупных отрицательных структур и межкупольных депрессий, юго-западного склона Воронежского кристаллического массива (до 277 м), южной части Оршанского прогиба (до 145 м), Брестской впадины (до 241 м) и западной части Белорусского массива (до 159 м). Максимальная для всей территории Белоруссии мощность верхнего мела отмечается на юго-западном склоне Воронежского кристаллического массива — к югу от Гомеля (д. Поддобрьянка), где она составляет 277 м.

Отложения верхнего мела Белоруссии представлены двумя литологически отличными толщами: нижней — песчаной, имеющей сравнительно небольшую мощность, и верхней — мергельно-меловой. Крупные органические остатки в толще верхнего мела встречаются редко, в небольшом количестве и имеют обычно плохую сохранность, поэтому стратиграфическое расчленение этой толщи произведено в основном на основании изучения фораминифер. По востоку Белорусской ССР рас-

членение по фораминиферам увязано с данными изучения белемноидей и других групп фауны.

В разрезе верхнего мела Белоруссии присутствуют все его ярусы, кроме датского, а именно, сеноманский, туронский, коньякский, сантонский, кампанский и маастрихтский. В пределах каждого из них выделяются отдельные подъярусы или горизонты (см. рис. 32). Наибольшим распространением пользуются отложения сеноманского и туронского ярусов. Площади развития остальных ярусов значительно сокращаются, и тем больше, чем моложе ярус (см. рис. 36).

Сеноманский ярус

Отложения сеноманского яруса наиболее широко распространены на территории Белоруссии (см. рис. 36). Известны они только по скважинам. Литологически в их составе выделяются два горизонта: нижний, сложенный в основном некарбонатными песками и песчаниками, и верхний, состоящий из сильноизвестковистых песков, карбонатных песчаников и песчанистого мела и мергеля. Литологический состав песчаной толщи нижнего горизонта сеномана находится в зависимости от структурных особенностей территории, в пределах которой эта толща развита. В областях впадин (в Оршанском прогибе, в Припятской и Брестской впадинах) и в западной части Белорусского массива нижний горизонт сеномана представлен в основном песками от зеленовато-серых до темно-зеленых, иногда почти черных (район Могилева и Мстиславля), мелкозернистыми, однородными или разнородными и очень редко среднезернистыми, крупнозернистыми с гравием (район г. Речицы). Более грубые пески иногда встречаются в виде небольших прослоев в толще мелкозернистых песков. Пески глауконито-кварцевые и кварцево-глауконитовые, участками в различной степени глинистые и слегка карбонатные, особенно в верхней части, местами более или менее слюдястые, с включением обычно мелких конкреций фосфоритов и песчаников с фосфатным цементом, иногда пирита и обломков кремня. В толще песков часто отмечаются прослои песчаников серых, зеленовато- или желтовато-серых, мелкозернистых, глауконито-кварцевых, обычно крепких, с халцедоновым цементом и реже слабо сцементированных глинистым цементом, слабокарбонатных. На северо-западном склоне Белорусского массива к северу, северо-востоку, северо-западу и западу от г. Щучина в разрезах целого ряда скважин в толще песков отмечается фосфоритовый горизонт, представленный фосфоритовой плитой мощностью до 0,2 м либо скоплением фосфоритовых желваков или желваков песчаника мелкозернистого, глауконито-кварцевого, крепкого, с фосфатным цементом. На смежной территории Литовской ССР аналогичный горизонт считают основанием сеноманских отложений (Григялис, 1963 г.). Возраст глауконито-кварцевой песчаной толщи, залегающей ниже этого горизонта, различными исследователями определяется по разному — от альба (Киснерюс, 1958 г.) до готерив-альба (Далинкевичюс, 1961 г.) и апт-альба (Веножинскене, 1963 г.). Фаунистически возраст этой толщи на территории Литвы недостаточно обоснован. Из остатков фауны в ней известны в основном только зубы селяхий, сопоставляемые, по данным И. А. Далинкевичюса (1934 г.), с альбской фауной селяхий Бельгии, Франции и Англии. Учитывая эти данные, можно предположительно считать, что на рассматриваемой территории северо-запада Белоруссии песчаная толща, лежащая ниже фосфоритового горизонта, будет также, вероятно, нижнемеловой — альбской.

В ряде разрезов на востоке республики нижний горизонт сеномана представлен в верхней части слоем фосфоритовой гальки (мощностью до 2,5—2,7 м) или фосфоритовой плитой мощностью до 0,10 м.

В центральной части Белорусского массива и на Полесской седловине в краевых их частях характер пород нижнего горизонта сеномана близок к таковым из смежных областей впадин. В сводовой части отмеченных структур песчаная толща сеномана сложена, как правило, гравием, галечником, конгломератами и песками средне- и крупнозернистыми глауконито-кварцевыми или кварцевыми с незначительной примесью глауконита и включениями гравия. На отдельных участках эта толща вообще отсутствует. Отсутствует она также и в Припятской впадине — на участках развития соляных структур.

Мощность рассматриваемой толщи постепенно увеличивается от центральной части Белорусского массива и Полесской седловины в западном и восточном направлениях — к областям впадин. Минимальная мощность ее отмечена в сводовой части Белорусского массива (0,1 м, д. Налибоки) и в сводовой части Полесской седловины (0,2 м, г. Лунинец), максимальная (только вскрытая) 57 м в Брестской впадине (г. Высокое) и 74 м на западном склоне Белорусского массива (пос. Озеры). В последнем случае мощность сеноманских отложений, вероятно, завышена за счет включения в нее частично и отложений альба (?). Наибольшая мощность этого горизонта в Припятской впадине 34 м (к югу от пос. Лоева). Большая, необычная для этого района, мощность нижнего горизонта сеномана отмечается в краевой части Белорусского массива, близ северной границы распространения сеноманских отложений (д. Токаришки, Ивьевского района), где она составляет 54 м и обусловлена, вероятно, местным понижением в доломовом рельефе.

Органическими остатками песчаная толща нижнего горизонта сеномана очень бедна. Фораминиферы в ней, как правило, отсутствуют. Только в редких случаях они встречаются, причем в основном только в верхней части толщи и в очень незначительном количестве. Наиболее характерны из них *Gümbelitra cenomana* (Keller), *Bolivinita eouvigeriniformis* Keller, *Globigerina caspia* Vassilenko. Виды эти указывают на сеноманский возраст содержащих их отложений. Кроме того, в этой толще часто встречаются желтые и бурые овальные фосфатизированные тельца (копролиты?), обильны спикулы губок.

Из песков этой толщи известны находки *Actinocamax primus* Arkh., *Neohibolites ultimus* (Orb.), *Chlamys (Aequipecten) aspera* (Lam.), *Aucellina gryphaeoides* Sow., *Amphidonta conica* (Sow.) и др. (Блиодохо, 1935; Самсонович, 1925 г.; Суйковский, 1928 г.). Находки *Actinocamax primus* известны из восточной части республики и отмечаются из кровли песков на границе с «суркой», положение остальных форм в разрезе, встреченных на западе Белоруссии, не известно. Исходя из наличия приведенных форм, возраст песков нижнего горизонта сеномана определяется как нижнесеноманский.

В Брестской впадине в разрезе скв. 1 у д. Новоселки фораминиферы были обнаружены почти по всей толще песков, вплоть до контакта их с юрой (Акимец, 1966). Видовой состав фораминифер (*Anomalina cenomanica* Brotzen, *Cibicides jarzevae* Vassilenko, *Globigerina caspia* Vassilenko и многие другие) указывают на нижнесеноманский возраст песков. Данные эти позволяют предполагать, что в Брестской впадине на большей части ее территории вся толща глауконито-кварцевых песков относится к сеноману, к нижнему его подъярсу.

Постепенно кверху глауконито-кварцевые пески и песчаники нижнего сеномана сменяются толщей песчанистого мела либо песчанисто-

го мелоподобного мергеля, а в восточной и юго-восточной частях Белоруссии, кроме того, и мергеля с естественно проявленными ходами илоедов, составляющих верхний литологический горизонт сеномана. По возрасту горизонт этот в нижней своей части соответствует нижнему подъярису сеномана, в верхней — верхнему его подъярису.

Песчанистый мел (или мелоподобный мергель) очень широко развит в пределах площади распространения верхнемеловых отложений. Отсутствие его наблюдается только в сводовых частях некоторых локальных положительных структур в Припятской впадине (Заозерной и др.).

Повсеместно песчанистый мел (или мелоподобный мергель) имеет светло-серый, иногда со слабым зеленоватым оттенком цвет в верхней части толщи и серый в основании и содержит в различном количестве примесь терригенного материала в виде зерен, от мелких до гравийных, кварца, полевого шпата, глауконита и включений мелких рассеянных фосфоритовых конкреций и изредка мелких обломков кремня. Содержание терригенного материала и его размеры постепенно возрастают к основанию толщи. Часто мел в основании настолько сильно обогащен обломочным материалом, что переходит в сильноизвестковистый кварцевый песок, с незначительной примесью глауконита или в аналогичного состава карбонатный песчаник от слабо сцементированного до сильно сцементированного, а последний в сильноизвестковистый песок. В восточной и юго-восточной частях Белоруссии повсеместно выше слабопесчанистого мела залегает мергель с отчетливо видимыми ходами илоедов, так называемый горизонт с естественно проявленными ходами илоедов (Акимец, 1968). Мергель от светло- до темно-серого цвета, легкий, опоковидный, плотный, с многочисленными отпечатками мелких более светлых (до белых) или более темных, чем основная порода, ходов илоедов, беспорядочно разбросанных в виде пятен или в виде веточек. Мощность мергеля колеблется от нескольких сантиметров до 4 м. Наиболее распространенная мощность его до 2,5 м.

Крупные органические остатки в песчанистом мелу представлены в основном обломками призматического слоя раковин иноцерамов, реже обломками мелких тонких створок других пелеципод и скоплением бурых чешуй рыб.

Из некоренных выходов песчанистого мела известны находки *Chlamys (Aequipecten) aspera* (L a m.), *Neithea quinquecostata* (S o w.), *Rhynchonella nuciformis* S o w., *Otodus appendiculatus* A g. и др. (Цапенко, 1947), указывающие на сеноманский возраст.

По составу фораминифер в верхней терригенно-карбонатной толще сеномана выделяется два микрофаунистических комплекса, распространенных в нижней и верхней частях толщи и указывающих на нижне- и верхнесеноманский возраст. Для комплекса фораминифер нижней части, представленной сильнопесчанистым мелом, карбонатным песчаником и сильноизвестковистым песком, наиболее характерны *Margulinina jonesi* R e u s s, *Discorbis sanjarensis* L i p n i k, *Anomalina ceno-manica* (B r o t z e n), *Cibicides jarzevae* V a s s i l e n k o, *C. gorbenkoi* A k i m e z, *Rotalipora appenninica* (R e n z) и др. Характерными видами комплекса фораминифер верхней части толщи, представленной мелом или мелоподобным мергелем с небольшой примесью песчаного материала и мергелем с естественно проявленными ходами илоедов, являются *Anomalina berthelini* K e l l e r, *A. belorussica* A k i m e z, *A. globosa* (B r o t z e n), *Bolivina spectabile* A k i m e z и др., а также изобилующие здесь планктонные формы *Rugoglobigerina holzli* (H a g n) и *Praeglobotruncana stephani* (G a n d o l f i). Последняя встречается в заметно меньшем количестве.

Как видно из изложенного, граница между нижним и верхним сеноманом проходит внутри карбонатной опесчаненной толщи. Литологически она совершенно не выражена и установить ее точно можно только с помощью фораминифер. В связи с этим можно указать лишь мощность терригенно-карбонатной толщи сеномана в целом, а не отдельных, слагающих ее подъярусов. Мощность этой толщи обычно 2—5 м, минимальная равна 0,2—0,5 м, максимальная 13,9 м (Малоритский район). Верхняя граница сеноманских отложений, особенно в тех разрезах, где присутствует горизонт с естественно проявленными ходами илоедов, устанавливается легко. Что же касается нижней их границы, то она по-прежнему остается условной и, следовательно, условным остается отнесение всей некарбонатной песчаной толщи к нижнему сеноману, особенно в тех разрезах, где мощность ее сравнительно велика, а фаунистические остатки отсутствуют. Вполне возможно, что какая-то часть этой толщи в основании будет являться уже нижнемеловой — альбской. Такие разрезы наиболее характерны для западной части Белоруссии и в меньшей мере для ее восточной части.

Туронский ярус

Отложения туронского яруса занимают немногим меньшую площадь, чем сеноманские (см. рис. 36). Вскрываются в основном скважинами и лишь на востоке Белоруссии, по долине р. Сож и ее притоков, известны в естественных обнажениях. Подстилаются они почти повсеместно верхним сеноманом, с которым связаны постепенным переходом, и лишь в местах отсутствия последнего туронские отложения залегают трансгрессивно на отложениях верхней юры, а в сводовой части Белорусского массива непосредственно на кристаллическом фундаменте и в единичных случаях на отложениях верхнего протерозоя. Покрываются на западе и востоке Белоруссии отложениями коньякского яруса, на остальной территории — третичными и четвертичными либо только четвертичными отложениями.

Отложения турона представлены довольно однообразной толщей мергельно-меловых пород. В сводовой части Белорусского массива (Барановичи, Несвиж и др.) и на Полесской седловине (Ганцевичи) мергельно-меловые породы в большей или меньшей степени опесчаны. В Припятской впадине туронская толща литологически подразделяется на две, внешне мало отличающиеся друг от друга части: нижнюю, сложенную белым и серовато-белым мелоподобным мергелем и глинистым мелом, очень плотными, в верхней части с редкими прослоями белого чистого мела, и верхнюю, представленную белым чистым мелом, обычно слабо уплотненным, с подчиненными прослоями мелоподобного мергеля и глинистого мела.

В западной части Белоруссии туронские отложения представлены мелом белым, чистым, переслаивающимся со слегка серовато-белым, глинистым или с мелоподобными мергелями. В мелу постоянно присутствуют конкреции, иногда и отдельные прослои кремня. На востоке республики кремни в мелу встречаются очень редко, в виде единичных включений.

Изредка в мергельно-меловой толще Белоруссии наблюдаются прослойки светло-серого крепкого мелоподобного известняка. Иногда аналогичный известняк отмечается в основании турона на контакте с верхним сеноманом. В некоторых разрезах на востоке республики в толще турона отмечаются прослой песка, алевролита или глины, приуроченных примерно к контакту двух горизонтов турона, установленных по фораминиферам. Наиболее обычная мощность туронских от-

ложений 30—40 м. Минимальная мощность отмечается у северной границы их распространения, где она колеблется в пределах 2—6 м, и на отдельных участках, представляющих, по-видимому, глубокие эрозионные врезы древних долин, где отложения турона иногда отсутствуют. Максимальные мощности турона (60—70 м) наблюдаются в юго-восточной части Припятской впадины и в Брестской впадине. По данным геологосъемочных работ мощность туронских отложений до 112 м отмечается в наиболее приподнятой части Белорусского массива — в районе Новогрудских высот. Видимо, здесь имеет место какая-то локальная меловая структура.

В самой верхней части туронских отложений в естественных обнажениях встречены *Inoceramus lamarcki* Park., *Actinocamax intermedius* Arkh. и др. (Мирчинк, 1918 г.), указывающие на наличие верхнего турона. Из некоренных выходов туронского мела известны находки *Inoceramus labiatus* Schloth. (Цапенко, 1947), руководящего вида нижнего турона.

На наличие обоих подъярусов в разрезе турона указывает и состав фораминифер, среди которых выделяется два микрофаунистических комплекса, распространенных в нижней и верхней частях толщи турона и характерных для нижнего и верхнего его подъярусов.

Наиболее характерными формами нижнего турона являются *Gaudryina serrata* Franke, *G. arenosa* Akimez, *G. angustata* Akimez, *Anomalina nana* Akimez, *A. berthelini* Keller, *A. belorussica* Akimez, *Rugoglobigerina holzli* (Hagn), *Reussella turonica* Akimez, *Bolivinita* aff. *eowigeriniformis* Keller и др. Формы, указывающие на верхнетуронский возраст: *Verneuilina münsteri* Reuss, *Gaudryina variabilis* Mjatl., *G. laevigata* Franke, *Heterostomella carinata* (Franke), *Bolivinita eowigeriniformis* Keller, *Eowigerina* aff. *cretacea* (Heron Allen et Earland), *Reussella kelleri* Vassilenko, *Stensiöina praeexsculpta* (Keller) и др.

Оба подъяруса турона имеют неодинаковое площадное распространение. В отдельных разрезах на Белорусском массиве и Полесской седловине, а также вблизи северной границы распространения турона выделяется только нижний турон. Нижним туроном представлены отложения также в сводовых частях некоторых соляных структур в Припятской впадине.

Коньякский ярус

Площадь распространения отложений коньякского яруса в сравнении с отложениями турона значительно сокращается. Они развиты в крайней восточной и западной частях Белоруссии (см. рис. 36) и известны преимущественно по скважинам. Выходы их на поверхность имеются только на востоке Белоруссии по долинам рек Днепра и Сожа и их притокам.

Коньякские отложения подстилаются повсеместно отложениями турона, покрываются сантонскими отложениями. В местах же отсутствия последних на них трансгрессивно залегают либо кампанские отложения, либо, в краевых частях их развития, непосредственно третичные или четвертичные образования.

Коньякские отложения литологически не отличимы от туронских. На западе и юго-востоке Белоруссии они представлены мелом белым или серовато-белым, чистым, мягким, от слабо уплотненного до плотного или трещиноватого, изредка с прослоями окремнелого мела. На

западе республики в мелу содержатся стяжения серого и темно-серого кремня.

В восточной ее части коньякские отложения сложены мелом белым или серовато-белым, глинистым, местами с незначительной примесью песчаных частиц, в основном слабо уплотненным, участками с прослоями мела довольно плотного или трещиноватого. Иногда в верхней части мел переходит в светло-серый мергель, очень плотный, участками трещиноватый. В единичных случаях в коньякском мелу отмечаются прослойки песка светло-серого, мелкозернистого, кварцевого, слегка глинистого и стяжения кремня. На крайнем востоке, в Климовичском и Хотимском районах (в бассейнах Остра и Ипути), выше мела залегают опоки, опокovidные и трепельные мергели и трепелы, по содержащимся в них фораминиферах отнесенные В. С. Акимец к верхнему подъярису коньяка, а подстилающий их мел к нижнему его подъярису.

Мощность коньякских отложений постепенно увеличивается на западе в запад-юго-западном направлении, на востоке — в юго-восточном и изменяется от нескольких метров до 47 м в Брестской впадине и до 49 м в Припятской впадине.

Из естественных обнажений мела по Днепру известны находки *Inoceramus involutus* Sow., *Actinocamax propinquus* Moberg и др. (Цапенко, 1947). Последний из указанных видов в большом количестве также найден в обнажениях по р. Сожу — окрестности д. Гайшин и быв. пос. Пропойская Заводь, деревни Студенец, Белинковичи и Хотимск (Мирчинк, 1933; Акимец, 1963). Следует отметить, что экземпляры этого вида, найденные В. С. Акимец, определены Д. П. Найдным как *Goniocamax lundgreni* Stoll., и, следовательно, прежние находки, по-видимому, также будут относиться к этому виду.

По составу фораминифер в коньякских отложениях выделяются два микрофаунистических горизонта: нижний и верхний. Для комплекса фораминифер нижнего горизонта коньяка характерно наличие *Gaudryina frankei* Brotzen, *G. coniacica* Akimez, *Stensiöina emsherica* Baryschn, *Eponides biconvexus* Marie, *Parrella whitei* (Brotzen), *Eouwigerina cretacea* (Heron Allen et Earland) и др.

Верхний горизонт коньяка характеризуют такие впервые появившиеся в нем виды, как *Spiroplectamina embaensis* Mjatl., *Bolivinitella eleyi* (Cushman), *Anomalina costulata* (Marie), *A. thalmani* (Brotzen), *A. infrasantonica* Balakhm., *Cibicides eriksdalensis* Brotzen и др.

Верхний горизонт коньяка не всегда присутствует в разрезе коньякских отложений республики. Отсутствие его, часто наряду с другими более молодыми отложениями верхнего мела, обычно характерно для районов развития локальных положительных структур в Припятской впадине (для наиболее приподнятых участков последних). Кроме того, выпадение из разреза верхов коньяка вместе с отложениями сантона наблюдается в ряде разрезов на востоке и северо-западе Белоруссии, где кампанские отложения трансгрессивно лежат на низах коньяка. В более северной части распространения коньякских отложений верхи их также отсутствуют, вероятно, за счет размыва в четвертичное время, и четвертичные образования перекрывают непосредственно нижний горизонт коньяка.

Предположительно нижний и верхний горизонты коньяка сопоставляются с нижним и верхним его подъярусами и, вероятно, будут соответствовать фаунистическим зонам *Inoceramus wandereri* и *I. involutus*.

Сантонский ярус

Отложения сантонского яруса развиты в тех же районах, что и коньякские, но занимают еще меньшую площадь, чем последние (см. рис. 36). В естественных выходах они нигде не установлены и известны только по скважинам.

Сантонские отложения на востоке и западе описываемой территории фациально различны. Для востока характерен более мелководный тип осадков — мергели и частично алевролиты и пески, для запада — относительно более глубоководный меловой тип осадков. Помимо фациального отличия, в отложениях сантона востока и северо-запада Белоруссии наблюдаются отличия и в полноте их разреза. Наиболее полно отложения сантона представлены на юго-западе — в Брестской впадине, где присутствуют оба его подъяруса, на востоке известны только отложения нижнего сантона, что же касается территории северо-запада Белоруссии, то здесь некоторое время сам факт наличия сантонских отложений вызывал сомнение, так как в отдельных скважинах (Индура, Рулевичи) под кампанскими отложениями вскрыты непосредственно отложения коньяка. И лишь некоторое время спустя в разрезах у деревень Глебовичи и Кубельники под кампанскими отложениями были обнаружены небольшой мощности (около 6 м) отложения нижнего сантона. В последнее время в разрезе скважины у д. Каменка впервые на этой территории вскрыты отложения обоих подъярусов сантона. К югу же от этого разреза, у пос. Свислочь, сантонские отложения вновь отсутствуют и отложения маастрихта лежат трансгрессивно на отложениях коньяка.

Этими тремя разрезами и ограничивается наличие сантонских отложений на территории северо-запада республики, хотя здесь в последние годы и пробурено большое число скважин, полностью прошедших толщу верхнего мела.

Из приведенных данных видно, что на северо-западе Белоруссии сантонские отложения распространены в виде единичных пятен, и там, где они развиты, полнота разреза их неодинакова. На одних участках они представлены обоими своими подъярусами, на других — только нижним. Такой характер распространения сантонских отложений и различная полнота их разреза обусловлены, по всей вероятности, тектоническими причинами и являются результатом позднесантонских движений и размыва.

На востоке Белорусской ССР сантонские отложения отсутствуют только в пределах некоторых положительных локальных структур в Припятской впадине, а также к северу от границы современного распространения отложений сантона, где наблюдается трансгрессивное залегание кампана на коньяке. В последнем случае можно полагать, что отложения сантона были широко развиты, но, по-видимому, они представляли собой маломощные осадки мелкого моря, которые были легко уничтожены в результате позднесантонских движений и размыва.

Сантонские отложения представлены на востоке Белоруссии мергелем серым и светло-серым, в различной степени алевитистым и слюдястым, плотным, часто с отпечатками ходов илоедов, иногда с включением мелких фосфоритовых конкреций и изредка черного кремня. К востоку, юго-востоку и югу от Гомеля, на всей площади до границы с РСФСР и Украинской ССР, мергель выше по разрезу сменяется алевролитом или тонкозернистым песком зеленовато-серым, глауконито-кварцевым, то более, то менее слюдястым, известковистым, в различной степени уплотненным. Алевролит сцементирован известково-глинистым цементом. Верхняя граница сантонских отложений очень

четкая в разрезе, чего нельзя сказать об их нижней границе. Последняя довольно расплывчатая и практически установить ее очень трудно, так как мергели в основании переходят в мелоподобные мергели, литологически ничем не отличающиеся от мелоподобных мергелей верхов коньяка. Нижняя граница устанавливается в основном только по фауне фораминифер.

Мощность сантонских отложений на востоке Белоруссии изменяется от 0,4 до 63 м. Из них мощность песчано-алевритовой толщи колеблется от 4 до 30 м.

На западе Белоруссии сантонские отложения представлены литологически однообразной толщей белого или серовато-белого чистого пишущего мела различной плотности, с редкими конкрециями черного кремня. И верхняя, и нижняя границы сантонских отложений на западе устанавливаются только по комплексу фораминифер. Мощность их колеблется в пределах 6—57 м.

Нижнесантонский возраст отложений подтверждается наличием в комплексе фораминифер таких видов, как *Bolivinopsis rosula* (Ehrnb.), *Martinotiella communis* (Orb.), *Neoflabellina rugosa* (Orb.), *Stensiöina exsculpta* (Reuss), *Anomalina infrasantonica* (Balakhm.), *Bulimina ventricosa* Brotzen, *Reussella buliminoides* (Brotzen), *Bolivinitella eleyi* (Cushman) и др.

Состав фораминифер в мергелях и мелу нижнего сантона существенных отличий не имеет. В алевролитах же и песках отчетливо выражена фациальная приуроченность фауны фораминифер. Комплекс фораминифер здесь очень своеобразен и содержит виды, в мергельной и меловой фациях нижнего сантона не встречающиеся. Здесь обильна *Planulina lundegreni* Brotzen, а также встречаются *Lamarckina stormi* Brotz. и другие виды, характерные для нижнесантонских отложений Швеции. Наряду с ними, обычно в нижней части песчано-алевролитовой толщи, встречаются, но в очень незначительном количестве, *Martinotiella communis* (Orb.), *Neoflabellina rugosa* (Orb.), *Anomalina infrasantonica* Balakhm., *Cibicides eriksdalensis* Brotzen и другие виды, характерные для карбонатной фации нижнего сантона.

На верхнесантонский возраст отложений указывает наличие в комплексе видов таких характерных для верхнего сантона форм, как *Anomalina stelligera* (Marie), *A. santonica* Akimetz, *A. clementiana* var. *clementiana* (Orb.) и др.

Крупные органические остатки из сантонских отложений республики представлены в основном неопределимыми до вида обломками раковин пелеципод.

Кампанский ярус

Отложения кампанского яруса, как и коньякские и сантонские, распространены только в восточной и западной частях Белорусской ССР. На западе, в области Брестской впадины, они занимают площадь еще меньшую, чем отложения сантона, на западном же склоне Белорусского массива современное распространение кампанских отложений значительно более широкое, чем сантонских. Площадь распространения их на востоке немногим большая, чем площадь распространения сантона (см. рис. 36). В этой части республики отложения кампанского яруса во многих местах выходят на дневную поверхность, обнажаясь по рекам Сожу, Покоти, Беседи, Ипути, Колпите и более мелким их притокам. На остальной территории Белоруссии они известны только по скважинам.

На востоке республики кампанские отложения почти до широты пос. Светиловичи залегают непосредственно под четвертичными образо-

ваниями. Иногда на контакте их с последними прослеживается небольшой мощности слой зеленовато-серой глины, являющейся элювием мела. К югу от указанной широты кампанские отложения перекрываются близкими по литологическому составу маастрихтскими отложениями либо в местах отсутствия последних непосредственно отложениями третичного возраста. На западе кампанские отложения залегают главным образом под палеогеновыми отложениями и лишь изредка они перекрываются четвертичными образованиями. Иногда на контакте их с палеогеновыми отложениями залегают маломощный слой глины серой, темно-серой и черной с зеленоватым оттенком, с гнездами мела и включением фосфоритовых конкреций и кремня, являющейся элювием мела.

Заметных фациальных отличий в толще кампанских отложений запада и востока Белоруссии не наблюдается. На обеих площадях представлены они мелом белым, в основном чистым и лишь изредка местами глинистым, в различной степени плотным, с прослойками и гнездами мела окремнелого очень крепкого, изредка с включением кремневых конкреций, иногда переполняющих породу. В отдельных разрезах скопление кремневых конкреций наблюдается в основании кампанского мела, либо в его кровле. На северо-западе республики в толще мела отмечаются прослой (до 4 м) серовато-белого и светло-серого мелоподобного мергеля. На востоке и юго-востоке, где наблюдается трансгрессивное залегание кампанских отложений на отложениях нижнего сантона или коньяка, мел в основании толщи на контакте с последними, часто в различной степени опесчаненный и содержит включения желваков темно-серого песчанистого фосфорита, размером до 2,0—2,5 см, часто представленных ядрами брахиопод и пеллеципод. Песчаный материал состоит из зерен кварца и глауконита.

Иногда (на территории Гомельской области) наблюдаются только отдельные включения фосфоритовых желваков, либо скопление их в виде хорошо окатанной мелкой гальки, образующей небольшой мощности фосфоритовый горизонт (до 0,38 м). В некоторых разрезах на северо-западе Белоруссии в основании кампана на контакте его с нижним сантоном, коньяком либо туроном залегает белый мелоподобный органогенный известняк, очень крепкий, содержащий темно-зеленые фосфоритовые конкреции в виде корочек с бугристой и бороздчатой поверхностью. Мощность кампанских отложений на востоке республики изменяется от 3 до 59 м, на западе от 1,65 до 77 м. В ряде разрезов верхнего мела, расположенных в пределах площади распространения кампанских отложений, последние вообще отсутствуют. Такие случаи обычно наблюдаются либо на участках развития локальных положительных структур в Припятской впадине, либо, по-видимому, в пределах развития древних эрозионных долин, где меловые отложения обычно сильно размыты.

Из опесчаненного мела и покрывающего его белого чистого мела из естественных выходов известны находки *Belemnitella mucronata* Schlth., *B. ex gr. mucronata* (Schlth.), *B. mucronata senior* Now., *Gryphaea vesicularis* (Lam.) и др. (Цапенко, 1947; Акимец, 1963), указывающие на наличие в разрезе кампана обоих его подъярусов. Наличие обоих подъярусов кампана подтверждается также и составом фауны фораминифер, на основании которой и устанавливается возраст кампанских отложений по скважинам, так как в разрезе последних крупные органические остатки исключительно редки и обычно плохой сохранности.

Наиболее характерными видами фораминифер нижнекампанских отложений являются *Heterostomella praefoveolata* Mjatl., *Anomalina*

bistellata Gorb., *A. insignis* Lipnik, *A. clementiana* var. *clementiana* (Orb.), *Cibicides temirensis* Vass. и др. На верхнекампанский возраст указывает наличие в кампанском комплексе фораминифер таких видов, как *Heterostomella foveolata* Marss., *Eponides grodnoensis* Akimez, *Anomalina clementiana* (Orb.) var. *laevigata* Marie, *A. mica* Akimez, *Cibicides aktulagayensis* Vass., *C. voltzianus* (Orb.), *C. kolpitensis* Akimez и др.

На востоке Белоруссии развиты оба подъяруса кампана. На западе же, в области Брестской впадины, известны только отложения нижнего кампана. Наличие верхнекампанских отложений допускается пока предположительно в самом крайнем юго-западном углу впадины. Что же касается западного склона Белорусского массива, то здесь известны оба подъяруса кампана. Из них отложения нижнего кампана распространены ограниченно. В сравнении с ними отложения верхнего кампана развиты более широко. Следует заметить, что пока неизвестно ни одного разреза, где бы эти подъярусы присутствовали вместе. Так, в разрезах скважин Рулевичи, Индура, Глебовичи, Каменка и др. выпадают отложения нижнего кампана, а в разрезах скважин Привалки, Змеево, Шелепки и др. отсутствуют верхнекампанские отложения. В разрезе же скважины у г. Свислочь оба подъяруса кампана отсутствуют и отложения маастрихта лежат трансгрессивно на отложениях коньяка. В последнем случае, по-видимому, имеет место какая-то положительная локальная структура, которая испытала поднятие в послеконьякское время и вновь погрузилась под уровень моря только в маастрихтский век.

Маастрихтский ярус

Отложения маастрихтского яруса на территории Белоруссии распространены незначительно. Они развиты на очень небольшой площади в юго-восточной части республики и установлены в разрезах пяти скважин (у деревень Голынка, Шелепки, Кубельники, Свислочь и Незбодичи) в западной ее части, где они распространены в виде отдельных небольших островков. Кроме того, наличие их предположительно допускается в пределах очень небольшой площади в крайнем юго-западном углу территории (см. рис. 36). На остальной территории Белоруссии маастрихтские отложения отсутствуют.

На востоке, по рекам Покоти, Беседи и Ипути, имеется небольшое количество выходов их на поверхность. В этих выходах вскрываются только отложения нижнего маастрихта (зона *Belemnitella langei*). Отложения зоны *Belemnella lanceolata* верхнего маастрихта в естественных обнажениях установлены лишь на смежной территории Брянской области (у деревень Старые и Новые Бобовичи). На территории республики они известны только по скважинам.

Маастрихтские отложения на юго-востоке, севернее г. Гомеля, повсеместно залегают под четвертичными образованиями, южнее Гомеля они перекрываются палеогеновыми отложениями. Под палеогеновыми отложениями залегают они и на западе Белоруссии. В отдельных разрезах на контакте маастрихта и палеогена залегает маломощный слой элювия мела, представленный буровато-зеленой жирной глиной с гнездами мела. Подстилаются маастрихтские отложения в основном отложениями верхнего кампана и только на западе, в разрезах скважин Каменка и Кубельники, они лежат трансгрессивно на отложениях верхнего и нижнего сантона, а в разрезе скв. Свислочь — на отложениях коньяка.

Отложения нижнего маастрихта литологически очень сходны с верхнекампанскими. Представлены они мелом белым, плотным, трещиноватым. В виде рассеянных включений в них встречаются стяжения пелитоморфного фораминиферового известняка от кремовато-белого с зеленоватым оттенком до зеленовато-серого цвета, имеющие самые причудливые очертания. В единичных разрезах на северо-западе Белоруссии (Кубельники) мел на отдельных участках переходит в серовато-белый, слабопесчанистый мелоподобный мергель, с включением единичных кремневых конкреций. На нижнемаастрихтский возраст этой толщи указывают находки в ней *Belemnitella langei* Schatsk., *B. ex gr. langei* Schatsk., *B. mucronata omega* Schatsk (= *B. mucronata minor* Jeletz.) и др. (Акимец, 1963), а также заключенная в них фауна фораминифер: *Gaudryina furssenkoi* Akimez, *Neoflabellina praereticulata* Hiltermann, *Globorotalites emdyensis* Vassilenko, *Stensiöina stellaria* (Vassilenko), *Bolivinaoides delicatulus* Cushman, *Bolivina kalinini* Vassilenko и др.

Верхнемаастрихтские отложения слагаются толщей мела белого или грязно-белого, иногда зеленоватого, глинистого, плотного, иногда сильнотрещиноватого, слегка слюдистого, изредка слабо опесчаненного, с включением кремневых конкреций или мелоподобного мергеля. В единичных разрезах мел замещается или переходит в верхней части в мергель светло-серый, с зеленоватым оттенком, плотный, слюдистый, слабо опесчаненный или в алевролит зеленовато-серый, песчаный, с известково-глинистым цементом, в основании слоя с включением фосфоритовых конкреций. В верхнемаастрихтском мелу встречены ростры *Belemnella lanceolata* (Акимец, 1963), а также содержится обильная фауна фораминифер, по составу которой установлено наличие двух зон верхнего маастрихта — нижней, или зоны *Belemnella lanceolata*, и верхней, или зоны *B. americana*.

Наиболее характерными видами фораминифер нижней зоны являются *Spiroplectamina suturalis* Kalinin, *Gaudryina pyramidata* Cushman, *Plectina clava* Marsson, *Neoflabellina reticulata* (Reuss), *Eponides franki* Brotzen, *Parrella navarroana* Cushman, *Anomalina complanata* Reuss, *Cibicides bembix* (Marsson), *Bolivina incrassata* Reuss, *B. decurrens* (Ehrnb.) и многие другие. Для верхней зоны верхнего маастрихта наиболее характерны виды *Anomalina ekblomi* Brotzen, *A. praeacuta* Vassilenko и *Reussella minuta* (Marsson).

Общая мощность маастрихтских отложений колеблется от 5 до 80 м на юго-востоке и от 4 до 12 м в западной части Белоруссии.

К отложениям меловой системы приурочен ряд полезных ископаемых. Так, в отложениях нижнего мела отмечаются сравнительно мощные (от 5 до 11 м) прослой каолинистых глин, а также прослой сидеритов и железистых песчаников. В темно-серых и черных глинах готерива определено содержание ванадия. Однако для установления их кондиций требуется постановка специальных поисково-разведочных работ.

Широко распространенные мергельно-меловые породы верхнего мела являются ценным полезным ископаемым, представляя собой сырье для промышленности строительных материалов. На востоке Белоруссии имеются крупные месторождения мела, цементных и мелоподобных мергелей, залегающих близко от дневной поверхности. Такие же месторождения имеются и в центральной и в западной части, но здесь они приурочены к отторженцам, так как в коренном залегании меловые отложения известны глубоко от дневной поверхности. Мергельно-меловые породы используются также в сельском хозяйстве

для известкования почв с повышенной кислотностью. В Климовичском и Костюковичском районах на востоке Белоруссии к верхнемеловым отложениям приурочены горизонты кремнеземистых трепеловидных пород, которые также могут быть использованы в промышленности.

В глауконито-кварцевых песках сеномана отмечается наличие фосфоритов. Пока на территории республики промышленных месторождений фосфоритов нет, однако работы по выявлению их ведутся. Наиболее перспективны в этом отношении глауконито-кварцевые пески восточной ее части (Могилевская область). Для глауконито-кварцевых песков сеномана характерно содержание титана и циркония. Пресные воды, заключенные в различных горизонтах меловых отложений, являются источником водоснабжения многих населенных пунктов.

КАИНОЗОЙСКАЯ ГРУППА

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Отложения палеогена широко развиты на юге Белоруссии — в Припятской и Брестской впадинах и на южном склоне Белорусского массива. Они представлены морскими породами сумской, каневской, бучакской, киевской и харьковской свит, а в некоторых районах и континентальными образованиями полтавской серии. Палеогеновые отложения почти повсеместно залегают под плащом четвертичных, а местами неогеновых пород мощностью от 30 до 250 м и только на крайнем юго-востоке республики по долинам Днепра и Сожа верхние горизонты харьковской свиты выходят на дневную поверхность.

Некоторые сведения о палеогеновых отложениях Белоруссии имеются в работах А. Э. Гедройца (1895), П. Я. Армашевского (1897), Н. А. Соколова (1893), П. А. Тутковского (1903, 1916, 1925), Е. В. Оппокова (1906), И. Ф. Синцова (1907), А. Б. Миссуны (1915), Г. В. Мирчинка (1933), Н. Ф. Блюдухо (1952 г.), А. В. Красовского (1936), А. Г. Зайцева (1940 г.), Г. В. Богомоллова (1946), М. М. Цапенко (1947) и др. Стратиграфическое расчленение палеогеновых отложений во всех названных работах основывалось на классической монографии Н. А. Соколова «Нижнетретичные отложения южной России», опубликованной в 1893 г. Поэтому вся толща кварцево-глауконитовых песков относилась к «харьковскому ярусу», а к «киевскому ярусу» относились только мергели и бескарбонатные серо-зеленые глины.

В настоящее время стратиграфическое расчленение палеогеновых отложений Белоруссии обосновано палинологическими данными, а возраст карбонатных фаций киевской свиты уточнен находками фораминифер.

А. Д. Архангельский (1904, 1932 гг.), М. Н. Ключников (1951, 1953 гг.), А. Л. Яншин (1953 г.) и ряд других геологов на основании близкого сходства фауны моллюсков палеоцена и нижнего эоцена Саратовского Поволжья и Западной Европы считали, что в палеоценовое и нижнеэоценовое время моря Русской платформы соединялись с морями Западной Европы через современную территорию Полесья. Но это логичное предположение пока не подтверждается данными бурения. Площади распространения, сводный разрез и важнейшие разрезы по скважинам приведены на рис. 37, 38.

Отложения палеоцена (сумская свита) в Белоруссии развиты только в юго-восточной части Припятской впадины, на территории Брагинского, частично Речицкого, Добрушского и Гомельского районов. Они залегают на сильноразмытых отложениях верхнего мела и почти повсеместно перекрыты породами нижнего эоцена (каневская

свиты). Отложения сумской свиты представлены преимущественно светло-серыми, легкими, крепкими, опоковидными алевролитами, которые иногда переходят в опоки, с прослоями серых или темно-серых опоковидных глин и разнозернистого кварцевого песка с зернами глауконита. В толще опоковидных пород постоянно встречаются небольшие линзы песчаника с опаловым цементом. Максимальная мощность отложений сумской свиты в Белоруссии 30—40 м.

Возраст пород сумской свиты был установлен на основании изучения спор и пыльцы, обнаруженных в прослойках темно-серых глин. В спорово-пыльцевых комплексах, полученных при изучении прослоев глин, абсолютно преобладает пыльца древних покрытосеменных стеммы *Normapolles Pflug* (родов *Trudopollis Pfl.*, *Nudopollis Pfl.*, *Extratriporo-pollenites Pfl.*, *Oculopollis Pfl.*), которая быстро эволюционирует в палеоцене, а в эоцене уже встречается крайне редко. Несколько реже попадает пыльца стеммы *Postnormapolles Pflug* (родов *Triatriopollenites Pfl.*, *Triporo-pollenites Pfl.*), турмы *Longaxones Pflug* (родов *Tricolporo-pollenites Pfl. et Th.*, *Tricolpo-pollenites Pfl. et Th.*), сходная с пыльцой современных родов *Myrica sp.*, *Corylus sp.*, *Ostrya sp.*, *Castanea sp.*, *Quercus sp.* и семейств *Umbelliferae* и *Leguminosae*, получившая весьма широкое развитие в эоценовое время. Пыльца голосеменных здесь встречается крайне редко. В виде единичных зерен попадает пыльца родов *Podocarpus*, *Pinus*, *Cryptomeria*, *Dacrydium*. Споры папоротникообразных во всех изученных образцах обнаружены в виде единичных зерен, представляющих роды *Lygodium*, *Cibotium*, *Aneimaia*.

Спорово-пыльцевые комплексы палеоцена Белоруссии по своему составу, а также по соотношению участия пыльцы большинства видов формальных родов из стеммы *Normapolles Pflug* весьма сходны с одновозрастными спорово-пыльцевыми комплексами Западной Европы, поэтому установление возраста вмещающих их отложений не вызывает сомнений.

Отложения нижнего эоцена (каневская свита) в Белоруссии развиты значительно шире, чем палеоцена. Они почти повсеместно вскрыты в южной части Припятской впадины, южнее Добруша и Гомеля, пос. Василевичей и г. Петрикова, отсутствуют только в районах развития солянокупольных структур (севернее поселков Ельска и Наровли, южнее поселков Хойник и Брагина). Отложения каневской свиты залегают на породах сумской свиты и верхнего мела и перекрываются почти повсеместно отложениями бучакской свиты (средний эоцен). Контакт

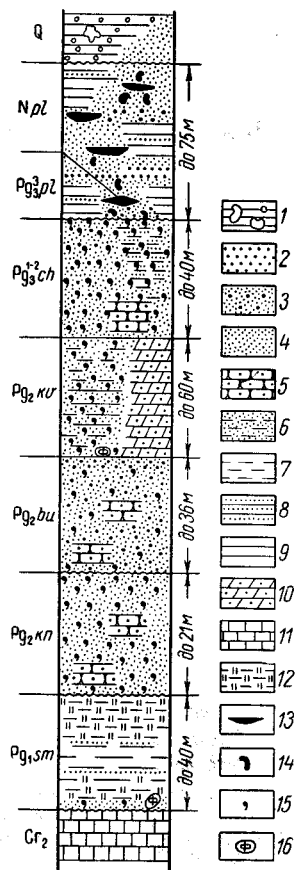


Рис. 37. Сводный стратиграфический разрез палеогена. Составил С. С. Маныкин

1 — суглинок моренный; 2 — песок крупнозернистый; 3 — песок разнозернистый; 4 — песок мелкозернистый; 5 — песчаник; 6 — алевролит песчаный; 7 — алевролит; 8 — глина песчаная; 9 — глина; 10 — мергель песчаный; 11 — мел; 12 — алевролит опоковый; 13 — линза бурого угля; 14 — угольная пыль; 15 — глауконит; 16 — фосфорит

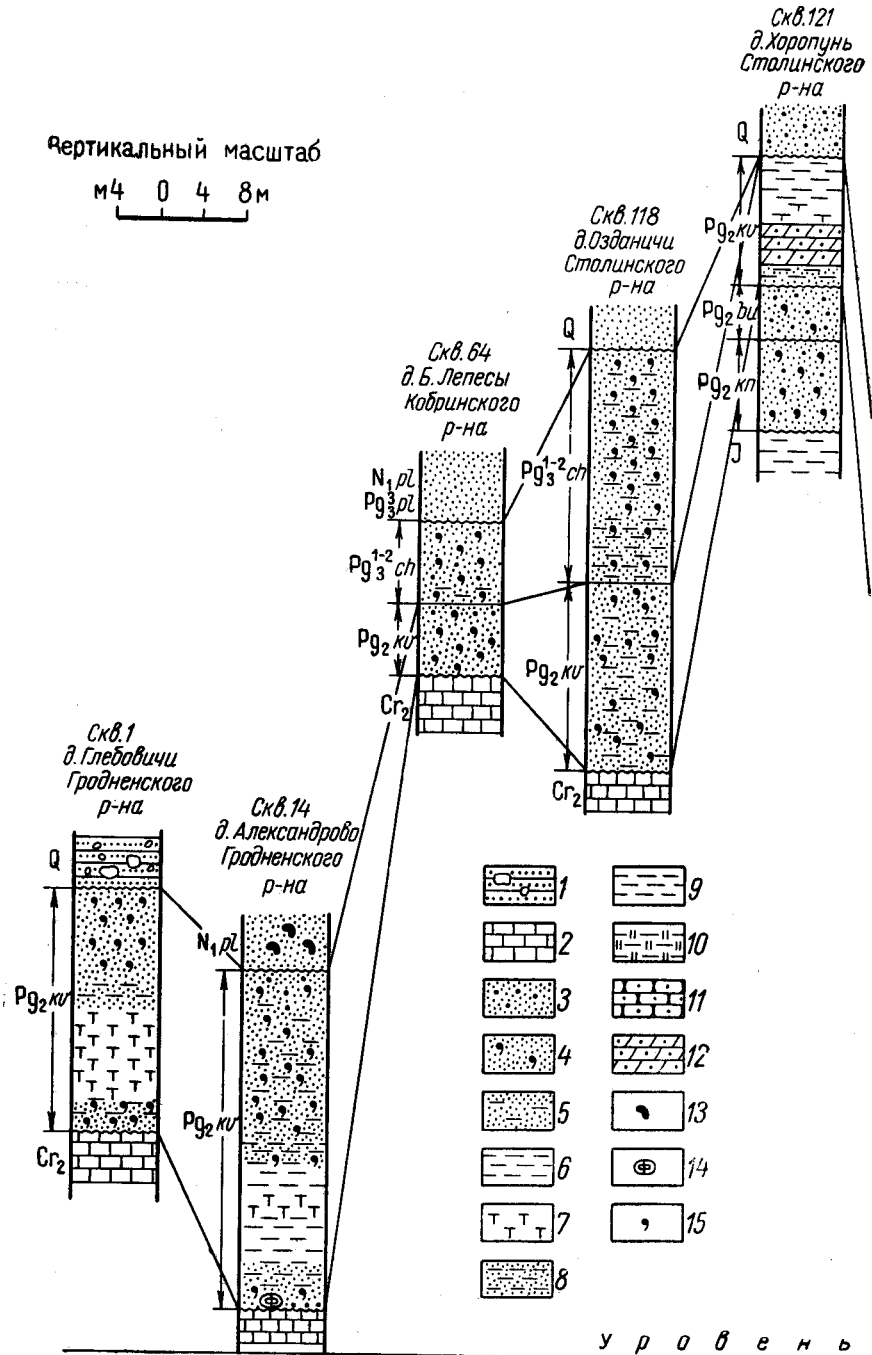
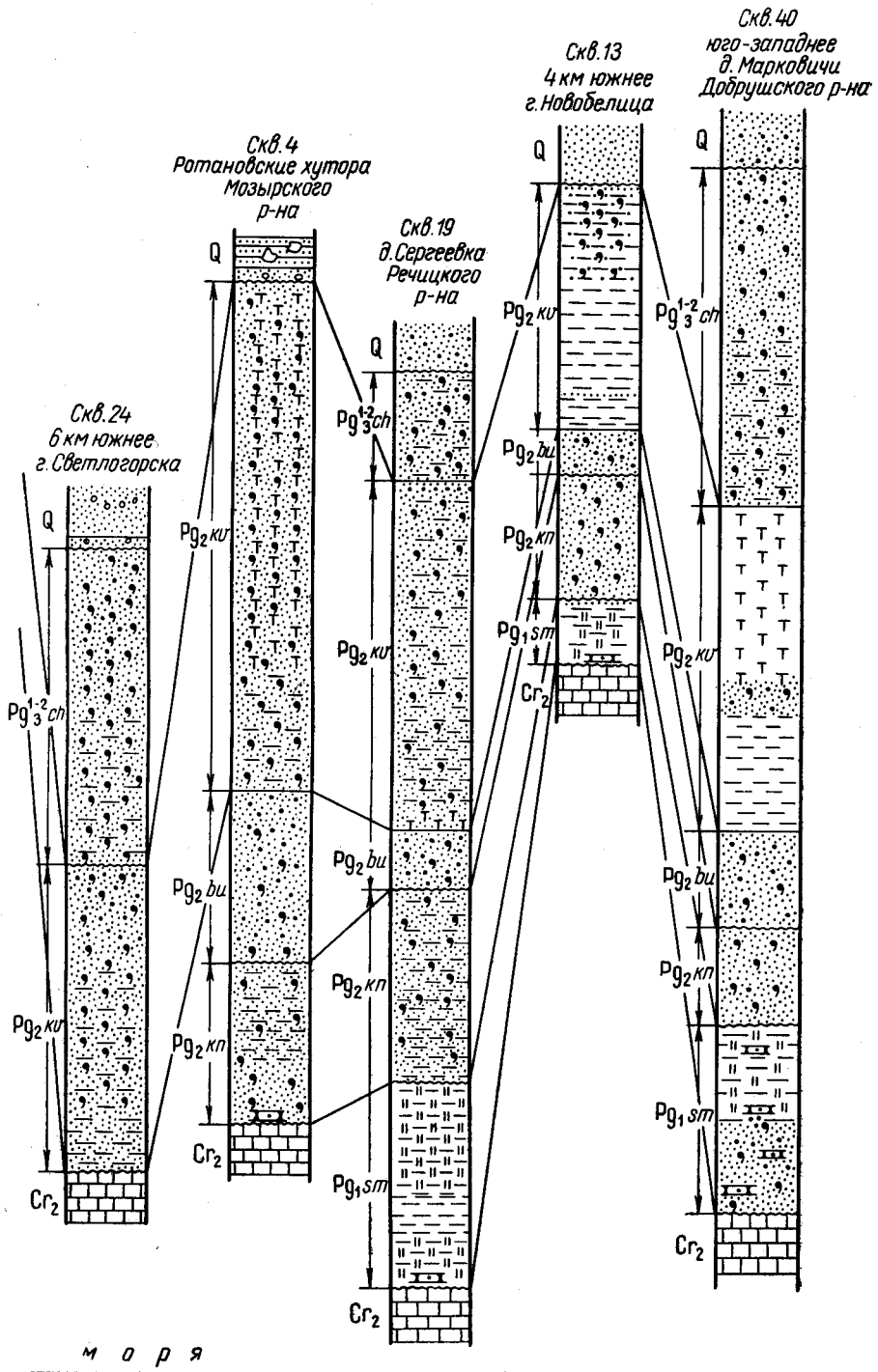


Рис. 38. Разрезы палеогеновых отложений
 1 — моренный суглинок; 2 — мел; 3 — песок разнозернистый; 4 — песок мелкозернистый
 8 — алеурит песчаный; 9 — глина; 10 — алеурит опоковый; 11 — песчаник; 12 — мер-



Белоруссии. Составил С. С. Манькин

1 — глауконито-кварцевый; 5 — песок алевритистый; 6 — алеврит; 7 — алеврит карбонатный; 8 — гель песчанистый; 13 — угольная пыль; 14 — галька фосфорита; 15 — глауконит

отложений сумской свиты с породами каневской эрозионный. Отложения каневской свиты в Белоруссии обычно представлены зеленовато-серыми или серо-зелеными, мелкозернистыми, иногда алевритистыми, глауконито-кварцевыми песками, с небольшими линзами зеленовато-серого мелкозернистого, кварцевого с зернами глауконита, крепкого песчаника, часто с опалово-халцедоновым цементом. Средняя мощность каневской свиты составляет 10 м. Максимальная их мощность (28,4 м) установлена к югу от пос. Хойник. Севернее границы сплошного распространения отложений каневской свиты обнаружен ряд небольших останцев пород этого возраста, уцелевших от последующего размыва и свидетельствующих о том, что раннеэоценовое море захватило значительную часть Припятской впадины. Сведений о наличии отложений каневской свиты, как и сумской, на Полесской седловине и в Брестской впадине пока нет.

В спорово-пыльцевых комплексах отложений каневской свиты еще имеется пыльца древних короткоосных форм покрытосеменных стеммы *Normapolles Pflug*. Единично встречается пыльца *Gotanipollis* cf. *gotani* Kr., *Trudopollis pompeckii* (R. Pot.) Pf., *Oculopollis* sp. Но здесь значительно возрастает роль пыльцы *Postnormapolles Pflug*, особенно таких родов, как *Triatrio-pollenites* и *Triporo-pollenites*. Часто встречается пыльца *Triatrio-pollenites bituites* (R. Pot.) Pf. et Th., *T. plicatus* Pf. et Th., *Triporo-pollenites robustus* Pf. Большое видовое разнообразие здесь получает пыльца отдела *Longaxones Pflug*: *Tricolpo-pollenites microhenrici* (R. Pot.) subsp. *intragranulatus* Pf., subsp. *intrabaculatus* Pf., *Tricolporo-pollenites pseudocingulum* (R. Pot.) Pf. et Th., *T. incrassatus* sp. nov. и другие наиболее древние виды этих родов. Кроме того, здесь появляется пыльца, близкая пыльце современных родов *Myrica*, *Engelhardtia*, *Quercus*, *Carpinus* и др. Пыльца голосеменных и споры встречаются очень редко.

Белорусские спорово-пыльцевые комплексы из отложений каневской свиты по своему характеру являются переходными между комплексами палеоцена и среднего эоцена.

Отложения бучакской свиты (средний эоцен) на территории Белоруссии развиты также лишь в юго-восточной части Припятской впадины, у границ с Украиной. Северная и северо-западная границы распространения бучакских отложений проходит восточнее д. Тереховки, южнее Гомеля, через Речицу, севернее Калинковичей, западнее пос. Лельчиц. В пределах этой территории породы бучакской свиты отсутствуют только в районах развития солянокупольных структур (к северу и западу от пос. Наровля и северо-западнее пос. Ельска). В северной и северо-западной частях Припятской впадины и на Полесской седловине встречаются небольшие изолированные островки отложений бучакской свиты, где они, видимо, уцелели от размыва, залегая в понижениях кровли верхнемеловых пород. Сейчас нам известно семь таких островков: в районе Гомеля, Речицы, севернее Калинковичей, севернее Житковичей, юго-западнее пос. Микашевичей и восточнее Пинска.

Отложения бучакской свиты на территории Белоруссии повсеместно залегают с отчетливым эрозионным несогласием на породах каневской свиты, изредка верхнего мела. Перекрываются отложения бучакской свиты повсеместно породами киевской свиты.

Отложения бучакской свиты представлены песками серыми или светло-серыми, преимущественно разнозернистыми, кварцевыми, с редкими зернами глауконита. В толще песков бучакской свиты встречаются тонкие прослойки песчаника серого, мелкозернистого, кварцевого, с редкими зернами глауконита, с халцедоновым цементом. Прослойки

песчаников весьма незначительны по мощности (5—10 см) и встречаются на разных гипсометрических уровнях, что свидетельствует об их линзовидном залегании.

В периферических частях Припятской впадины отложения бучакской свиты чаще всего бывают представлены сравнительно однообразной толщей песков серых, либо светло-серых, разнотернистых, кварцевых с весьма редкими зернами глауконита и чешуек слюды. Отложения бучакской свиты, вскрытые на Полесской седловине (в д. Пинковичи, близ г. Пинска), представлены песками светло-серыми, разнотернистыми, преимущественно среднетернистыми, кварцевыми с большим количеством темноцветных минералов, полевых шпатов, стяжений лимонита, обломков кремня.

Бучакские отложения Белоруссии бедны палеонтологическими остатками, макро- и микрофауны в породах бучакской свиты не найдено. Их возраст установлен на основании данных спорово-пыльцевого анализа. Спорово-пыльцевые комплексы, полученные из отложений бучакской свиты из двух разрезов района пос. Лоева и из разрезов районов Ельска и Копаткевичей, имеют ряд весьма специфических черт.

В спорово-пыльцевых комплексах бучакских отложений Белоруссии господствует пыльца покрытосеменных турмы *Longaxones* Pflug и в особенности формальных родов *Tricolporo-pollenites* Pf. et Th. (*T. cingulum*) R. Pot. (Pf. et Th., *T. pseudocingulum* (R. Pot.) Pf. et Th.), сходная с современной пыльцой родов *Castanea*, *Rhus* и семейства *Leguminosae*; *Tricolpo-pollenites* Pf. et Th. (*T. microhenrici* (R. Pot.) Pf. et Th., *T. liblarensis* Th. subsp. *fallax* (R. Pot.) Pf. et Th.), сходная с пыльцой современного рода *Quercus*. Здесь постоянно попадает пыльца родов *Myrica*, *Carpinus*, *Ostrya*, *Corylus*, *Platycarya*, *Engelhardtia*, но вместе с тем здесь еще часто встречается и пыльца стеммы *Normapolles* Pflug, абсолютно преобладающая в отложениях палеогена. Из стеммы *Normapolles* здесь часто попадает пыльца рода *Trudopollis* Pf. (*T. pompeckji* (R. Pot.) Pf., *T. rector* Pf.), *Nudopollis* Pf. (*N. ex gr. thiergarti* (R. Pot.) Pf.); стеммы *Postnormapolles*. Родов *Triatrio-pollenites* Pf. (*T. excelsus* (R. Pot.) Pf., *T. coryphaeus* (R. Pot.) Pf.), *Triporo-pollenites* Pf. (*T. robustus* Pf.). Пыльца голосеменных встречается крайне редко, единично попадают пыльцевые зерна родов *Podocarpus*, *Cedrus*, *Pinus*, *sectio*, *Cembra Spach*, *P. sectio*, *Eupitys* Spach, *P. sectio Banksia* Maug, *Taxodium*, *Sequoia*. Споры папоротникообразных встречаются единично и не во всех образцах.

Мощность отложений бучакской свиты в Белоруссии сравнительно небольшая. Максимальная мощность обнаружена в юго-западной части Припятского прогиба, юго-восточнее пос. Лельчиц, где она составляет 36,0 м. На остальной площади распространения мощность бучакских отложений уменьшается до 10—15 м.

Среди пород палеогена в Белоруссии наиболее широко развиты отложения киевской свиты. К югу от линии Гомель — Слуцк — Гродно они распространены почти повсеместно. К северу от указанной границы встречаются небольшие изолированные островки киевских отложений, уцелевшие от размыва в последующие эпохи. На территории их сплошного распространения имеются небольшие пятна (у д. Глушковичей, у пос. Микашевичей, к северу от г. Кобрин), где отложения киевской свиты были размывы в верхнеолигоценовое и миоценовое время.

В юго-восточной части Припятской впадины отложения киевской свиты залегают на бучакских породах, на всей остальной площади их распространения они перекрывают отложения верхнего мела, а на По-

лесской седловине местами залегают непосредственно на кристаллическом фундаменте. Их контакт с отложениями бучакской свиты хорошо улавливается в силу различия состава пород. Часто у контакта с подстилающими породами встречаются конкреции и хорошо окатанная галька фосфоритов. Перекрываются отложения киевской свиты на большей части площади их распространения породами харьковской свиты, а на севере отложениями полтавской серии или четвертичными образованиями. В Припятской впадине отложения киевской свиты постепенно переходят к породам харьковской свиты, контакт согласный и ввиду сходства состава этих двух свит границу между ними часто трудно установить. На остальной площади распространения этих двух свит граница между ними устанавливается по горизонту песков светло-серых, кварцевых, с редкими зернами глауконита, разделяющему толщу литологически сходных глауконито-кварцевых песков на две свиты. Этот горизонт песков, видимо, следует относить к самым верхам киевской свиты, параллелизуя его с наглинком Днепровско-Донецкой впадины.

Литологически отложения киевской свиты Белоруссии подразделяются на два горизонта. Нижний горизонт представлен песками зеленовато-серого или серого цвета, разнозернистыми, кварцевыми, с мелкой галькой песчаного фосфорита. Этот горизонт имеет небольшую мощность (0,1—3,3 м) и распространен только в пределах юго-восточной части Припятской впадины. Верхний горизонт соответствует частично нижнему и верхнему горизонтам М. Н. Ключникова (1951, 1953 гг.), часто в разрезах представлен однообразной толщиной пород. В силу того что нижний горизонт кварцевых песков имеет небольшую мощность и развит только в юго-восточной части Припятской впадины, при характеристике верхнего горизонта будем называть его просто отложениями киевской свиты.

Как мы уже отмечали, киевская свита распространена в Белоруссии шире всех пород палеогена и представлена осадками разных фаций. Размещение фаций киевской свиты в общем увязывается с современным тектоническим планом Белоруссии. Более глубоководные фации киевской свиты представлены светло-серым мергелем и карбонатными и бескарбонатными глинами, более мелководные — глауконито-кварцевыми песками.

В южной части Припятской впадины (на юге Мозырского и Ельского районов) отложения киевской свиты представлены мергелем светло-серым или зеленовато-серым, в разной степени песчаным, местами переходящим в карбонатные алевриты, которые в верхней и нижней частях толщи иногда замещаются тонкозернистыми, алевритистыми, карбонатными или некарбонатными глауконито-кварцевыми песками. В юго-восточной части Припятской впадины (в Речицком и Брагинском районах) и на северо-западном склоне Белорусского массива (Гродненский район) отложения киевской свиты часто представлены алевритами серовато-зелеными, глинистыми, иногда карбонатными, которые местами замещаются песками мелкозернистыми, глауконито-кварцевыми, слюдястыми, некарбонатными. Южнее пос. Хойник одной из скважин вскрыты зелено-серые, мелкозернистые, слабопылеватые, глауконито-кварцевые, карбонатные пески с большим количеством обломков плохо сохранившихся нуммулитов. Зерна кварца хорошо окатаны. Зерна глауконита очень мелкие, темно-зеленого цвета, овальной или почковидной формы. В подошве таких песков часто встречаются конкреции и галька фосфорита, а в верхней части их толщи иногда залегают слои песков серых, разнозернистых, небольшой мощности, с редкими зернами глауконита.

К северу от Припятской впадины (на юге Могилевской и на севере Гомельской областей) по долинам Днепра, Сожа, Вихры, Беседи, Покоти и их некоторых мелких притоков имеется ряд небольших обнажений светло-серых кварцевых песков. Мощность этих песков во всех изученных обнажениях редко превышает 1—2 м.

Отнесение пород к киевской свите в Белоруссии обосновано данными изучения фораминифер и спорово-пыльцевых комплексов. Еще Е. С. Липник (1951), изучив комплекс фораминифер из карбонатных глин киевской свиты района пос. Лоева, сопоставила их со средней частью мергельной толщи киевской свиты Украины. В мергелях и карбонатных алевритах киевской свиты южной части Припятской впадины и Гродненского района А. В. Фурсенко и К. Б. Фурсенко (1961) были найдены верхнеэоценовые фораминиферы, сходные с фораминиферами из мергелей киевской свиты Украины. В этих комплексах были обнаружены *Spiroplectammina gümbeli* Hagn, *Karreriella siphonella* (Reuss), *Clavulina szaboi* Hantken, *Lenticulina (Marginitinopsis) fragaria* Gümbel, *Baggina iphigenia* (Samoilova), *Pseudoparrella almaensis* (Samoilova), *Anomalina granosa* (Hantken), *Cibicides pygmeus* (Hantken), *Bolivina quasiplicata* Subbotina.

Спорово-пыльцевые комплексы из отложений киевской свиты юга Белоруссии (районы поселков Лоева, Ельска, Копаткевичей, г. Кобрин) по своему составу отличаются от одновозрастных им комплексов северо-запада Белоруссии (районов г. Гродно, пос. Берестовицы).

Спорово-пыльцевые комплексы киевской свиты юга республики в флористическом отношении имеют некоторое сходство с бучакскими: в них также безраздельно господствует пыльца покрытосеменных турмы *Longaxones* Pflug и в особенности формальных родов *Tricolporo-pollenites* Pf. et Th. и *Tricolpo-pollenites* Pf. et Th., среди которых особенно часто попадаются пыльцевые зерна *Tricolporo-pollenites cingulum* (R. Pot.) Pf. et Th., сходные с пыльцой современного рода *Castanea* и семейства *Leguminosae* и *Tricolpopollenites microhenrici* (T. Pot.) Pf. et Th., сходные с пыльцой современного рода *Quercus*. Но в отличие от среднеэоценовых комплексов здесь уже слабо представлена пыльца стеммы *Postonormapolles* Pf. Из этой стеммы только пыльца рода *Triatrio-pollenites* Pf. (*T. coryphaeus* subsp. *punctatus* (T. Pot.) Pf. встречается постоянно во всех препаратах, а пыльца родов *Trudopollis* Pfl. и *Nudopollis* Pfl. стеммы *Normapolles* Pflug уже не попадает. Вместо них увеличивается участие пыльцы рода *Myrica*, включающей свыше пяти видов. В небольшом количестве постоянно присутствует пыльца родов *Engelhardtia*, *Platycarya*, *Carya*, *Betula* и др. Голосеменные в этих комплексах встречаются крайне редко, обычно их участие по отношению к покрытосеменным не превышает 10%. Единично здесь попадает пыльца двух-трех видов рода *Podocarpus*, разнообразная пыльца рода *Pinus*, родов *Taxodium* и *Sequoia*. Споры папоротникообразных встречаются очень редко, хотя они разнообразны в видовом отношении. В массовом количестве постоянно присутствуют водоросли семейства *Huysrichosphaeridae*, характерные для верхнеэоценовых морских осадков всей Русской платформы.

В отложениях киевской свиты района Гродно, где была обнаружена верхнеэоценовая фауна фораминифер, получены спорово-пыльцевые комплексы, заметно отличающиеся от описанных. В этих комплексах значительное участие принимает пыльца голосеменных (20—50% от общего состава спор и пыльцы). Постоянно в большом количестве встречается пыльца родов *Taxodium*, *Sequoia*, *Pinus* (около десяти видов), в небольшом количестве попадает пыльца родов *Tsuga*, *Sciado-*

pitys, Podocarpus, Cedrus, Cryptomeria, Cuminghamia. В составе покрытосеменных здесь чаще, чем в верхнеэоценовых комплексах юга Белоруссии, попадает пыльца широколиственных листопадных теплолюбивых видов из родов *Juglans, Pterocarya, Carya, Fagus, Rhus, Nyssa, Corylus, Carpinus*, а также пыльца родов *Betula* и *Alnus*. Несколько сокращается участие пыльцы формальных родов *Tricolporo-pollenites* P f. et T h. и *Tricolpo-pollenites* P f. et T h. Эти верхнеэоценовые спорово-пыльцевые комплексы северо-запада Белоруссии по общему составу и даже по соотношению встреченных форм можно сопоставить с одновозрастными спорово-пыльцевыми комплексами янтароносных глин (Замланда) прибалтийских районов СССР, описанными И. М. Покровской и В. В. Зауер (1960).

Еще Ф. Каунховен (Kaunhowen, 1913) нижние горизонты янтароносных отложений (Замланда) Прибалтики относил к эоцену. В последнее время В. Крутш и Д. Лотш (Krutzsch, Lotsch, 1957) пришли к заключению, что латторфский ярус, который в прошлом считался стратотипом нижнего олигоцена Центральной Европы, имеет верхнеэоценовый возраст. По их мнению, прибрежно-морские янтароносные отложения Прибалтики (Замланда) являются тоже верхнеэоценовыми.

Наибольшие мощности отложений киевской свиты приурочены к центральной и юго-восточной частям Припятской впадины, т. е. к тем районам, где киевские породы представлены более глубоководными фациями. Общая мощность киевской свиты в Припятской впадине 30—40 м. На Полесской седловине, в Брестской впадине и на склонах Белорусского массива их мощность колеблется в пределах 6—15 м. Правда, в районе г. Гродно местами мощность увеличивается до 32,7 м. Наиболее низкое залегание подошвы киевской свиты характерно для Припятской впадины и района г. Гродно (на глубине +25, +4,5 м над уровнем моря). На остальной территории подошва киевской свиты залегает на глубине 60—70 м над уровнем моря.

Отложения харьковской свиты (нижний олигоцен) широко развиты только на юге Белоруссии. Северная граница распространения пород харьковской свиты проходит севернее Гомеля и пос. Любани, южнее пос. Ганцевичей и севернее г. Пружан. Площадь распространения отложений харьковской свиты несколько меньше площади распространения пород киевской свиты. К югу от указанной границы имеется ряд мест, где породы харьковской свиты в настоящее время отсутствуют, видимо здесь они были размыты после регрессии харьковского моря.

Как уже отмечалось, отложения харьковской свиты залегают на породах киевской свиты без заметных следов перерыва в осадконакоплении. Перекрываются отложения харьковской свиты породами полтавской серии либо непосредственно четвертичными образованиями. Контакт с перекрывающими породами резкий, с явным стратиграфическим перерывом. Кровля пород харьковской свиты неровная, сильно размытая, с большим количеством долинообразных углублений.

Только в самой юго-восточной части Припятской впадины (на границе с Украиной) в обнажениях в районе пос. Лоева толщу отложений харьковской свиты можно расчленить на два горизонта, характерных для территории Украины. Нижний горизонт представлен серовато-зелеными, мелкозернистыми, мучнистыми, глауконито-кварцевыми песками с прослоями крепких песчаников; верхний горизонт — собственно глауконито-кварцевых песков — представлен светло-зелеными, слабоглинистыми, глауконито-кварцевыми, слюдястыми песками. К северу и северо-западу от пос. Лоева и на всей остальной площади их распространения отложения харьковской свиты в литологическом от-

ношении становятся однородными. Они представлены песками мелко- и тонкозернистыми, в ряде мест с отдельными крупными хорошо окатанными зернами кварца, зеленовато-серыми, местами бледно-зелеными, глауконито-кварцевыми, слюдястыми, некарбонатными, иногда алевритистыми и слабоглинистыми. Глауконито-кварцевые пески харьковской свиты, в отличие от сходных с ними песков киевской свиты, имеют обычно более бледно-зеленый цвет, менее глинисты.

Отложения харьковской свиты Белоруссии исключительно бедны палеонтологическими остатками. Микрофауны в породах харьковской свиты не обнаружено. Из макрофауны известны только отпечатки моллюсков *Tellina* sp., *Nemocardium* sp., *Pseudomussium corneum* Sow., *Ostrea* sp., обнаруженные А. В. Красовским (1936) в песчаниках нижнего горизонта харьковской свиты в обнажениях пос. Лоева и д. Щитцы.

Возраст отложений харьковской свиты Белоруссии был установлен по данным спорово-пыльцевых исследований. В образцах пород харьковской свиты районов поселков Ельска, Лоева, Копаткевичей и г. Кобриня были обнаружены споры и пыльца. Спорово-пыльцевые комплексы характеризуются большим видовым разнообразием состава пыльцы. В отличие от спорово-пыльцевых комплексов киевской свиты здесь часто встречается пыльца хвойных, представленная большим количеством видов родов *Sciadopitys*, *Picea*, *Pinus* (около десяти видов) и в несколько меньшем количестве *Taxodium*, *Cupressacea*. Пыльца покрытосеменных также разнообразна в систематическом отношении, но наиболее часто встречается пыльца родов *Castanea*, *Engelhardtia*, *Corylus*, *Carpinus*, *Quercus*, *Rhus* и семейств *Leguminosae*, *Umbelliferae*. Характерно присутствие пыльцы родов *Alnus*, *Betula*, *Tilia*, *Ulmus*. Изредка еще встречается пыльца типа *Palmae*, *Myrtaceae*. Папоротникообразные представлены спорами семейства *Cyatheaceae*, изредка попадают и споры рода *Gleichenia*. Увеличивается участие пыльцы формальных видов *Tricolpo-pollenites henrici* (R. Pot.) Pf. et Th., *Tricolporo-pollenites pseudocingulum* (R. Pot.) Pf. et Th., *T. euphorii* (R. Pot.) Pf. et Th., но реже, чем в верхнеэоценовых осадках, поамальных видов *Tricolpo-pollenites henrici* (R. Pot.) Pf. et Th., совершенно отсутствует пыльца стеммы *Normapolles* Pflug, единичные представители которой встречались в отложениях верхнего эоцена. Значительное участие хвойных и пыльцы бореальных сержкоцетветных в отложениях харьковской свиты, в сравнении с их содержанием в породах киевской свиты, видимо, было вызвано прогрессирующим похолоданием в нижнеолигоценовое время.

Отложения харьковской свиты на территории Белоруссии повсеместно являются нижнеолигоценовыми.

Мощность отложений харьковской свиты сильно варьирует. Максимальные мощности обнаружены в юго-восточной части Припятской впадины (до 30—35 м), средняя их мощность в Припятской впадине 20—25 м, а на Полесской седловине и в Брестской впадине 6—15 м.

Породы харьковской свиты почти повсеместно перекрываются толщей (30—250 м) отложений полтавской серии и четвертичных образований. Обнажения пород харьковской свиты имеются только в юго-восточной части Белоруссии в долинах Днепра, Сожа и Ипути.

В некоторых районах юга республики палеогеновый возраст имеют также нижние горизонты континентальных отложений полтавской серии (рис. 39). На основании изучения спор и пыльцы из толщи полтавской серии было установлено, что нижняя ее часть, представленная в районах г. Кобриня и пос. Антополя песками серыми и темно-серыми, разнозернистыми, кварцевыми, с сильно разложившимися рас-

тительными остатками, с угольной пылью и небольшими прослоями бурого угля, а в районах г. Столина и пос. Лоева серыми, жирными, плотными, некарбонатными глинами, имеет верхнеолигоценовый возраст. В образцах этих пород было обнаружено большое количество пыльцы древних видов хвойных родов *Sequoia* (2 вида), *Cryptomeria* (2 вида), *Taxodium*, *Sciadopitys* (2 вида), *Glyptostrobus*, *Cedrus*

(5 видов), *Podocarpus* (6 видов), *Tsuga* (2 вида), *Pinus* (11 видов) и семейства Cupressaceae. Покрытосеменные в этих комплексах представлены большим количеством родов, среди которых особенно часто встречаются пыльца родов *Symplocos* (3 вида), *Phus* (3 вида), *Myrica* (4—5 видов), *Engelhardtia* (2 вида), *Platycarya*, *Castanea* (2 вида), реже попадает пыльца родов *Juglans*, *Carya* (3 вида), *Pterocarya*, *Nyssa* (3 вида), *Betula* (4 вида), *Alnus* (3 вида) и семейств Leguminosae, Rosaceae, Umbelliferae. Папоротникообразные представлены преимущественно спорами родов *Lygodium*, *Gleichenia*, *Osmunda*, *Sphagnum* и семейств Cyatheaceae, Polypodiaceae.

Эти спорово-пыльцевые комплексы значительно отличаются от миоценовых комплексов, характерных для большей верхней части толщи полтавской серии этих же районов и всей толщи полтавской серии других районов.

В настоящее время пока невозможно уточнить площадь распространения нижних горизонтов полтавской серии, имеющих верхнеолигоценовый возраст. Мощность этих отложений в указанных районах составляет 5—12 м. Отложения полтавской серии Белоруссии являются континентальными образованиями и отличаются исключительной невыдержанностью по вертикальному разрезу и по простиранию. Основная часть отложений полтавской серии имеет миоценовый возраст.

В общем отложения палеогена Белоруссии изучены еще далеко недостаточно. Пока разработаны только вопросы стратиграфического расчленения этой толщи и установлены фациальные различия для пород киевской свиты (верхний эоцен). Вещественный состав отложений палеогена изучен очень слабо. Для правильного понимания палеогеографической обстановки и условий формирования всей толщи палеогена, для прогнозирования полезных ископаемых крайне необходимо изучить вещественный состав пород палеогена.

С палеогеновыми отложениями Белоруссии связаны некоторые важные полезные ископаемые. Уже в настоящее время в ряде пунктов Могилевской области обнаружены небольшие обнажения мелкозернистого, кварцевого песка, которые являются останцами прибрежно-морской фации киевского моря (верхний эоцен). Эти пески хорошо отсортированы, состоят почти исключительно из зерен кварца и вполне при-

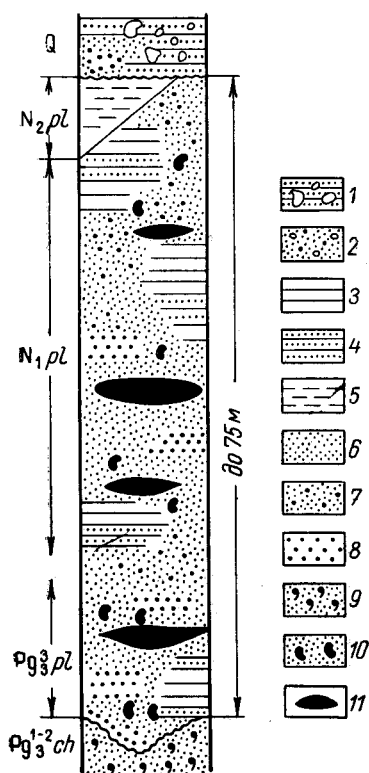


Рис. 39. Сводный стратиграфический разрез полтавской серии

1 — моренный суглинок; 2 — песок разномзернистый с гравием; 3 — глина; 4 — глина песчанистая; 5 — алеврит; 6 — песок мелкозернистый; 7 — песок разномзернистый; 8 — песок крупнозернистый; 9 — песок глауконито-кварцевый; 10 — песок с угольной пылью; 11 — линзы бурого угля

годны для стекольной промышленности. Палеогеновые отложения (в особенности харьковской и киевской свит) чаще всего бывают представлены глауконито-кварцевыми песками. Глауконито-кварцевые пески харьковской свиты обнажаются в районе пос. Лоева на большом протяжении. Эти пески могут быть использованы для смягчения вод, обогащенных раствором извести, а также в качестве калийных минеральных удобрений.

В Припятской впадине в подошве бучакских отложений часто встречаются скопления гальки фосфоритов, которые могут представлять практический интерес. Скопления гальки фосфоритов нередко встречаются и в подошве отложений киевской свиты на Полесской седловине и в Брестской впадине, причем здесь подошва киевской свиты лежит на глубине 40—70 м, а в некоторых районах — на глубине 20 м.

Породы палеогена могут представлять практический интерес и с точки зрения возможного наличия ряда других полезных ископаемых в окраинных (прибрежных) частях киевского и харьковского морских бассейнов.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Отложения неогена развиты на юге Белоруссии, преимущественно в Припятской и в Брестской впадинах. Они представлены континентальными образованиями полтавской серии (см. рис. 38). Отложения полтавской серии бедны палеонтологическими остатками, поэтому до последнего времени их возраст определялся условно. Среди геологов не было единого мнения в отношении времени и условий их образования. Е. В. Оппоков (1906 г.), П. А. Тутковский (1916 г.), Н. Ф. Блюдухо (1952 г.), А. Г. Зайцев (1940 г.), Г. В. Богомоллов (1946 г.), З. А. Горелик (1946 г.), М. М. Цапенко (1947 г.), как и большинство исследователей, отложения полтавской серии Белоруссии относили к «полтавскому ярусу» и «ярусу пестрых глин» и датировали их палеогеном. Данные изучения спор и пыльцы, полученные автором, позволяют считать, что отложения полтавской серии являются разновозрастными. При этом оказалось, что лишь местами самые низы полтавской серии являются верхнеолигоценные, большая же ее часть, а нередко и вся серия имеет миоценовый возраст. В отдельных разрезах Брестской впадины самые верхние горизонты полтавской серии приходится относить к плиоцену.

Отложения полтавской серии наиболее широко распространены в Припятской и Брестской впадинах, где они занимают обширные площади, хотя все же и здесь не имеют повсеместного развития. В настоящее время в Припятской впадине присутствие их не установлено в Брагинском, частично в Мозырском, Речицком, Добрушском и Калинковичском районах, там, где сравнительно высоко залегают отложения харьковской свиты. Отсутствуют породы полтавской серии на левобережьях Сожа и Днепра, где они, по-видимому, размыты, а вдоль правых берегов этих рек они часто обнажаются. Не встречены породы полтавской серии по южному борту Припятской впадины. В Брестской впадине отложения полтавской серии распространены в основном в Брестском, Кобринском, Дрогичинском и Пружанском районах. К северу от Припятской впадины, на Полесской седловине и на Белорусском массиве отложения полтавской серии встречаются в виде небольших отдельных изолированных островков, представляющих собой останцы пород, лишь местами уцелевшие от размыва в четвертичное время.

Отложения полтавской серии залегают на породах харьковской свиты с явным стратиграфическим перерывом. В ряде разрезов на контакте

кварцевых песков полтавской серии с подстилающими их глауконито-кварцевыми песками харьковской свиты имеется небольшой мощности горизонт крупнозернистых кварцевых песков с гравием и катунами глин. Нижняя граница пород полтавской серии устанавливается легко во всех разрезах еще и потому, что подстилающие их породы морского происхождения, представленные глауконито-кварцевыми песками, а толща полтавских песков является континентальной и сложена преимущественно светло-серыми кварцевыми песками.

Граница между отложениями полтавской серии и подстилающими их породами харьковской свиты или более древних отложений устанавливается легко, но выделить в составе самой полтавской серии аналоги отложений верхнего олигоцена и миоцена и, следовательно, провести границу между палеогеном и неогеном в полевых условиях в разрезах Белоруссии пока не удается.

Перекрываются отложения полтавской серии мощным плащом четвертичных образований. В средней части республики мощность четвертичных отложений составляет 100—250 м, на юге 25—50 м. Обнажения пород полтавской серии встречаются в юго-восточной части Белоруссии по правобережью Днепра, небольшие выходы неогеновых глин имеются в Чаусском районе Могилевской области и в Столинском районе Брестской области. Контакт отложений полтавской серии с перекрывающими их четвертичными образованиями в большинстве случаев отчетливый. Появляются затруднения в проведении границы между неогеновыми и четвертичными отложениями лишь в тех случаях, когда на кварцевых песках полтавской серии непосредственно залегают предледниковые кварцевые пески.

Отложения полтавской серии в Белоруссии являются континентальными образованиями, накопившимися в долинах палеорек, на пониженных заболоченных участках суши и в обширных стоячих и проточных водоемах озерного типа. Они представлены серыми, иногда светло-серыми, либо темно-серыми, разномзернистыми и мелкозернистыми, в основном плохо отсортированными, кварцевыми песками, часто сильноглинистыми, алевритистыми, в ряде районов с большой примесью угольной пыли и с сильно разложившимися растительными остатками, с прослоями сильнопесчанистых бурых углей, которые быстро выклиниваются либо расщепляются и замещаются по простиранию кварцевыми песками. Иногда прослой кварцевого песка окрашены в ржаво-желтый цвет различной интенсивности. Ржаво-желтый цвет пескам придают окислы железа, облекающие зерна кварца в своеобразные «железистые рубашки». Иногда в этой толще серых кварцевых песков встречаются небольшие линзы светло-серых или молочно-белых, мелкозернистых, хорошо отсортированных чистых кварцевых песков, без примесей соединений железа и растительных остатков. Такие чистые кварцевые пески представляют большой интерес для стекольной промышленности. В этом отношении интересна линза молочно-белых кварцевых песков мощностью около 4 м в районе д. Соловьев Хутор (севернее пос. Лоева). Эта линза подстилается ржаво-желтыми ожелезненными песками, в толще которых имеются очень тонкие прослой золотисто-желтых красочных глин, пригодных также к эксплуатации. Видимо, эти чистые кварцевые пески и золотисто-желтые глины образовались за счет размыва глауконито-кварцевых песков харьковской свиты. В результате сортировки размываемого материала образовались чистые кварцевые пески, а выветривавшиеся зерна глауконита, богатые соединениями закисного железа, в условиях окислительной среды дали скопления гидроокислов железа.

В толще этих песков часто встречаются прослой и линзы глин самой различной мощности. Иногда глины лежат над толщей песков (районы

Кобрин и Ельска), в других районах они встречаются и под толщей кварцевых песков (районы г. Речицы, пос. Лоева и г. Столина), в третьих районах они залегают в толще песков в виде мощных прослоев и линз, занимая самое различное стратиграфическое положение. Глины серые, темно-серые, иногда темно-бурые, часто с характерными зеленоватым, либо желтоватым оттенками, плотные, жирные, местами сильно-песчанистые, с прослоями серого или ржаво-желтого кварцевого песка, некарбонатные, с характерным мелкокомковатым сложением. Темно-серая и черная окраска глин, очевидно, вызвана присутствием мелкораспыленных сильно разложившихся растительных остатков, так как при прокаливании этих глин при температуре 400° они приобретают светло-серую окраску. Ржаво-желтые цвета глин свидетельствуют о присутствии гидратов окислов железа. Изредка, в окрестностях поселков Лоева и Антополя встречаются пестроцветные глины, характерные для неогена Украины. Обычно они имеют светло-серую окраску с зеленовато-голубоватым оттенком и с большим количеством разных по очертанию расплывчатых ржаво-красных или ржаво-малиновых, беспорядочно размещенных пятен.

В окраинных частях Брестской впадины (районы г. Кобрин, пос. Антополя, городов Березы, Косово, Пружан), а также в западных частях Припятской впадины (районы пос. Красные Слободы, г. Житковичей, д. Глушковичей) в верхней части толщи миоценовых образований, чаще всего в отложениях среднего миоцена, встречаются прослой бурых углей. Обнаруженные пласты бурых углей очень неустойчивы по мощности и простираению. Они имеют преимущественно линзовидное залегание и по простираению замещаются серыми или темно-серыми, иногда сильноуглистыми, кварцевыми песками. Изучение морфологии угольных залежей в Брестской впадине показало, что здесь угольные залежи приурочены к районам сильного размыва подстилающих мергельно-меловых пород.

В Брестской впадине часто на серых песках залегают светло-серые, иногда с зеленоватым оттенком алевроиты, часто сильнокарбонатные, местами замещающиеся мергелем.

Отдельные островки пород полтавской серии, развитые севернее Припятской и Брестской впадин, а также на Полесской седловине, видимо, тоже являются аллювиальными образованиями палеорек и представлены серыми, разнотернистыми, преимущественно мелкозернистыми, иногда глинистыми, кварцевыми песками с редкими сильно обуглившимися растительными остатками и изредка с тонкими прослойками бурых углей. Как видно из приведенных разрезов, в толще отложений полтавской серии пока невозможно подметить никакой закономерности в размещении отдельных горизонтов песков и глин ни по простираению, ни по разрезу. Эти отложения, как и все континентальные образования, относительно плохо отсортированы с изменчивым составом по разрезу и по простираению.

К северу от Припятской впадины (на юге Могилевской и на севере Гомельской областей) в карманообразных углублениях кровли меловых пород встречаются небольшие островки песков светло-серых, почти белых, преимущественно мелкозернистых, кварцевых, слюдястых, с редкими обломками пестроокрашенных пород, хорошо отсортированных и хорошо окатанных. Раньше эти пески некоторые геологи (Манькин, 1959) условно относили к отложениям полтавской серии. Исследования последних лет, проведенные автором в этих районах, дают основание считать, что они являются прибрежно-морскими образованиями киевского моря (верхний эоцен). От кварцевых песков полтавской серии отличаются исключительно хорошей отсортированностью, присутствием

редких свежих зерен глауконита, постоянством гранулометрического состава по вертикали и по простиранию.

Кварцевые пески полтавской серии, развитые на территории Белоруссии, по литологическим особенностям несколько отличаются от одно-возрастных им отложений Украины. Пески полтавской серии Белоруссии более крупнозернисты и отличаются исключительной невыдержанностью по вертикальному разрезу и по простиранию.

Мощность отложений полтавской серии весьма непостоянна. В Припятской и Брестской впадинах средняя мощность этих отложений 25—40 м. В тех местах, где кварцевые пески полтавской серии заполняют древние ложбины размыва, их мощность резко возрастает до 70—80 м, зато на других участках она резко сокращается до 10—15 м. К северу от Припятской и Брестской впадин и на Полесской седловине, где отложения полтавской серии развиты в виде отдельных островков, их мощность редко превышает 10—15 м.

Возраст отложений полтавской серии Белоруссии впервые был определен на основании изучения спор и пыльцы, выделенной из углей, песков и глин разных районов (Манькин, 1959, 1960). П. И. Дорофеев (1960), изучив материал по ископаемым флорам из разных горизонтов песков, алевроитов и глин полтавской серии Белоруссии, пришел также к заключению, что эти отложения по возрасту различны. Он выделил четыре группы ископаемых флор, обнаруженных в породах полтавской серии.

В результате спорово-пыльцевых исследований, произведенных по 18 опорным разрезам отложений полтавской серии, удалось установить пять характерных типов спорово-пыльцевых комплексов, которые дают основание выделить отложения верхнего олигоцена, нижнего миоцена, среднего миоцена, верхнего миоцена и среднего плиоцена.

Самые нижние части толщи кварцевых песков полтавской серии в районах Кобрин и пос. Антополя и серые глины района пос. Лоева и г. Столина (по девяти опорным разрезам) являются образованиями верхнего олигоцена. В образцах этих пород обнаружено большое количество пыльцы древних родов и видов хвойных *Cruptomeria* (2 вида), *Sequoia* (2 вида), *Taxodium*, *Sciadopitys* (2 вида), *Pinus* (11 видов), *Cedrus* (5 видов), *Tsuga* (2 вида), *Glyptostrobus*, *Podocarpus* (6 видов) и семейств Cupressaceae. Покрытосеменные в этих комплексах представлены большим количеством родов. Особенно часто встречается пыльца родов *Rhus* (3 вида), *Symplocos* (3 вида), *Myrica* (4—5 видов), *Engelhardtia* (2 вида), *Platycarya*, *Castanea* (2 вида), реже *Carya* (3 вида), *Pterocarya*, *Juglans*, *Nyssa* (3 вида), *Betula* (4 вида), *Alnus* (3 вида) и семейств Leguminosae, Rosaceae, Umbelliferae. Здесь же обнаружено значительное количество трехборозднопоровой и трехбороздной пыльцы и пыльцы покрытосеменных неясного систематического положения. Папоротникообразные здесь представлены преимущественно спорами родов *Lygodium*, *Gleichenia*, *Osmunda*, *Sphagnum* и семейств Polypodiaceae, Cyatheaceae. Эти спорово-пыльцевые комплексы отличаются от других комплексов полтавской серии Белоруссии присутствием относительно большого количества архаичных палеогеновых форм, большим содержанием древних хвойных из родов *Taxodium*, *Sequoia*, *Cedrus*, *Podocarpus*. Эти комплексы хорошо сопоставляются с комплексами спор и пыльцы, изученными Е. Д. Заклинской (1953) из верхней части бурых углей Пасековского карьера Воронежской области, которые она датирует верхним олигоценом. Кроме того, охарактеризованные комплексы хорошо сопоставляются с верхнеолигоценовыми спорово-пыльцевыми комплексами

буроугольной толщи Центральной Европы, изученными Тиргартом (Thiergart, 1940).

Из большей части толщи песков полтавской серии районов Кобрин и пос. Антополя и из всей толщи аналогичных песков района Копаткевичей и г. Волковыска были получены спорово-пыльцевые комплексы, характерные для нижнего и среднего миоцена. В нижних слоях указанных районов основную массу составляет пыльца покрытосеменных растений. Покрытосеменные представлены довольно большим количеством родов и видов, но доминирующее положение занимает пыльца широколиственных пород, изредка еще встречаются и единичные пыльцевые зерна вечнозеленых форм растений. Особенно часто здесь встречается пыльца родов *Quercus* (4 вида), *Fagus* (2 вида), *Nyssa* (2 вида), *Castanea* (2 вида), *Carya* (3 вида), *Pterocarya*, *Ulmus* (2 вида), *Ilex* (3 вида), *Juglans*, *Carpinus* (2 вида), *Myrica* (4 вида). Изменяется также состав голосеменных. Здесь сравнительно часто встречается пыльца родов *Pinus* (около 10 видов), *Tsuga* (2 вида), в значительно меньшем количестве, чем в верхнеолигоценовых комплексах, обнаружена пыльца родов *Cryptomeria* (1 вид), *Sequoia* (1 вид), *Taxodium*, *Podocarpus* (5 видов), но нет пыльцы рода *Cedrus*, присутствует пыльца родов *Betula* (4 вида), *Alnus* (2 вида), изредка, в виде единичных находок, *Palmae*, а папоротникообразные представлены спорами родов *Lygodium*, *Gleichenia*, *Sphagnum* и семейства Polypodiaceae. Эти спорово-пыльцевые комплексы хорошо увязываются с нижнемиоценовыми спорово-пыльцевыми комплексами средней полосы Русской равнины и Прибалтики, охарактеризованными работами И. М. Покровской (1956), А. А. Чигуряевой (1956) и Е. Н. Анановой (1960), и с нижнемиоценовыми комплексами буроугольных отложений Центральной Европы, установленными Ф. Тиргартом (Thiergart, 1940). Правда, наши нижнемиоценовые комплексы содержат меньше пыльцы *Taxodium* и *Sequoia*, но эти отличия вполне объясняются удаленностью названных территорий.

В верхних слоях горизонта кварцевых песков районов Кобрин, поселков Антополя, Копаткевичей и г. Волковыска были получены значительно отличные спорово-пыльцевые комплексы. Здесь резко увеличивается количество пыльцы сосновых, хотя род *Pinus* включает только около восьми видов. Значительно сокращается процентное участие пыльцы рода *Taxodium*, *Sequoia* (1 вид), *Sciadopitys* (1 вид), *Glyptostrobus*, *Podocarpus* (1 вид), но увеличивается количество пыльцы родов *Picea* (3 вида). Пыльца покрытосеменных еще представлена большим количеством родов, но соотношение пыльцы широколиственных и мелколиственных пород здесь уже почти одинаково. Часто встречаются пыльца родов *Alnus* (3 вида), *Betula* (4 вида), *Corylus* (2 вида), *Carpinus* (2 вида), наряду с *Fagus* (1 вид), *Ulmus* (2 вида), *Nyssa* (2 вида), *Carya* (2 вида), *Pterocarya*, *Liquidambar*, постоянно присутствует пыльца типа Туфа, Ericaceae. Папоротникообразные представлены в основном спорами родов *Sphagnum*, *Osmunda* и семейства Polypodiaceae. Эти спорово-пыльцевые комплексы легко сопоставляются со спорово-пыльцевыми комплексами среднего миоцена Предуралья, изученными И. М. Покровской (1956) и А. А. Чигуряевой (1956). Много общего они имеют с тортонскими спорово-пыльцевыми комплексами Львовской области Украины, подробно описанными Н. А. Шекиной (1954), отличаются лишь несколько большим процентом участия пыльцы сосновых и бореальных сережкоцветных и некоторым сокращением пыльцы древесных широколиственных пород. Но эти различия незначительны и вполне закономерны, так как и в настоящее время растительность Белоруссии отличается от растительности Львовской области

Украины. И это нисколько не мешает названные спорово-пыльцевые комплексы считать одновозрастными.

Верхнемиоценовые спорово-пыльцевые комплексы были обнаружены при изучении пыльцы и спор (из восьми опорных разрезов) в серых глинах районов Ельска, Наровли, Копаткевичей и Ружан и в серых кварцевых углистых песках районов пос. Антополя и г. Кобриня. Спорово-пыльцевые комплексы верхнего миоцена Белоруссии характеризуют лесной тип растительности, в котором широкое распространение получили хвойно-лиственные, преимущественно сосново-мелколиственные породы.

Господствующее положение в этих спорово-пыльцевых комплексах принадлежит пыльце родов *Pinus* (род *Pinus* включает около семи видов, но только пыльца трех видов — *P. aff. silvestris* L., *P. aff. strobus* L. и *P. cf. sibirica* (Rupr.) Maug. — встречается часто во всех образцах), *Picea* (3 вида), *Alnus* (3 вида), *Betula* (3 вида), *Corylus* (2 вида), *Acer* (5 видов), *Quercus* (4 вида), *Carpinus* (1 вид), *Ulmus* (2 вида), в небольшом количестве, но постоянно попадает пыльца типа *Tsuga* (2 вида), *Juglans*, *Carya* (2 вида), *Pterocarya*, *Ilex*, *Fagus* (1 вид), *Sequoia* (1 вид), *Taxodium*, *Typha* (2 вида), изредка *Rhus* (2 вида), *Nyssa* (2 вида). Папоротникообразные представлены преимущественно бобовидными спорами семейства Polypodiaceae, встречаются споры родов *Sphagnum*, *Selaginella*, *Lycopodium*. По своему составу и по процентному соотношению отдельных форм пыльцы эти спорово-пыльцевые комплексы близки к верхнемиоценовым комплексам северных районов Башкирии, которые изучались И. М. Покровской (1956), А. А. Чигуряевой (1956) и Е. Н. Анановой (1960 г.). Здесь преобладает пыльца бореальных древесных растений. Пыльца широколиственных пород не превышает 10% от общего количества спор и пыльцы. Пыльца родов *Taxodium* и *Sequoia* встречается здесь очень редко. Приведенные выше спорово-пыльцевые комплексы имеют некоторое сходство с сарматскими комплексами низовий Днепра (Ананова, 1952 г.). Хотя наши комплексы отличаются большим участием пыльцы бореальных древесных пород и меньшим количеством широколиственных, их можно все же считать одновозрастными, учитывая разницу в широтном положении этих регионов. Несомненно, что в верхнем миоцене климат в низовьях Днепра был более теплым, чем в Белоруссии, поэтому там широколиственные породы представлены шире.

В Брестском и Кобринском районах над глинами и кварцевыми песками полтавской серии местами залегают алевроиты серые со слабым зеленоватым оттенком, часто карбонатные, плотные, легкие, с мелкими линзочками светло-серого кварцевого песка. Их мощность небольшая, в среднем 10—15 м. Эти алевроиты накопились в сравнительно небольших бассейнах озерного типа.

В последнее время при анализе этих алевроитов из скважины, пробуренной у д. Худлин Кобринского района, были обнаружены споры и пыльца хорошей сохранности. Особенно часто в этих суглинках встречалась пыльца видов *Pinus aff. silvestris* L., *P. aff. strobus* L., родов *Picea* (3 вида), *Alnus* (2 вида), *Betula* (2 вида), *Quercus* (1 вид), *Corylus* (1 вид), *Carpinus* (1 вид), *Fagus* (1 вид), *Tilia* (2 вида); в виде единичных находок, но постоянно, присутствует пыльца родов *Tsuga* (2 вида), *Taxodium*, *Sequoia*, *Abies*, *Ulmus* (2 вида), *Ilex* (2 вида) *Juglans*, *Pterocarya*. Причем пыльца хвойных составляет 50—70% от общего количества спор и пыльцы, но среди них особенно часто встречается пыльца только двух видов сосны, что дает основание предполагать широкое распространение в Белоруссии сосновых боров, занимавших водораздельные пространства. По долинам рек и в пони-

женных участках были распространены леса смешанного типа, где доминирующее положение принадлежало мелколиственным породам, включавшим ряд широколиственных древесных пород и видов внеевропейского типа. Папоротникообразные представлены преимущественно спорами семейства *Polypodiaceae*.

Эти спорово-пыльцевые комплексы дают основание отнести вмещающие их породы к среднему плиоцену. По составу и количеству слагающих компонентов их можно сопоставить со спорово-пыльцевыми спектрами плиоценовых познаньских глин, описанных Ю. Докторович-Гребеницкой (*Doktorowicz-Hrebnička*, 1957) с плиоценовыми комплексами Вестервальда, охарактеризованными Ф. Тиргартом (*Thiergart*, 1940), с плиоценовыми комплексами Южной Прибалтики (Веножинскине, 1960) и со спорово-пыльцевыми комплексами Рейвера (*Krutzsch*, 1957). Но наибольшее сходство они имеют со спорово-пыльцевыми комплексами среднеплиоценовых отложений бассейна Нижней Камы, изученными Е. Н. Анановой (1960 г.) и Т. А. Кузнецовой (1959). От последних они отличаются лишь несколько меньшим количеством ели и сравнительно большим количеством березы и ольхи. Это последнее обстоятельство свидетельствует о том, что в среднем плиоцене на территории европейской части СССР растительные зоны по своему размещению и составу древесных пород были уже близки к современным растительным зонам. На территории Белоруссии в среднем плиоцене произрастали смешанные, близкие к современным лесам, но еще обогащенные видами древесных пород родов *Taxodium*, *Tsuga*, *Sequoia*, *Juglans*, *Pterocarya*, которые в плейстоцене уже не встречались.

Из всего изложенного можно заключить, что изучение континентальных отложений полтавской серии Белоруссии в настоящее время еще находится в начальной стадии, когда разработана их стратиграфия, но еще недостаточно изучен вещественный состав и особенности фациальной изменчивости пород. Решения этих вопросов требует то обстоятельство, что с отложениями полтавской серии связан ряд полезных ископаемых. Уже в настоящее время в отложениях полтавской серии выявлены и частично разведаны месторождения тугоплавких и огнеупорных глин (в районах г. Столина, пос. Лоева), стекольных песков (севернее пос. Лоева). Севернее Лоева обнаружены и красочные глины. Кроме того, в ряде районов Брестской и Припятской впадин среди серых кварцевых песков верхнеолигоценового и миоценового возраста встречаются линзы бурого угля. Континентальные отложения полтавской серии Белоруссии имеют большой практический интерес и могут являться перспективными в отношении некоторых видов полезных ископаемых.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА¹

Введение

Отложения четвертичной системы в геологическом строении территории Белорусской ССР играют чрезвычайно большую роль. Повсеместно распространенные, они сплошным чехлом перекрывают отложения других, более древних систем. Мощность их, равная в среднем 80 м, колеблется от нескольких до 300 м.

Белоруссия расположена в древнеледниковой области Европы — в зоне аккумулятивной деятельности плейстоценовых ледниковых по-

¹ Раздел «Четвертичная система» в целом написан Л. Н. Вознячуком. Подразделы «Введение», «Березинский горизонт» и «Днепровский горизонт» составлены им при участии Л. Т. Пузанова, а раздел «Муравинский горизонт» при участии Н. М. Грининского.

кровов, надвигавшихся из Фенноскандии. Поэтому на территории республики развиты мощные толщи преимущественно ледниковых и водно-ледниковых (а также речных) отложений — моренные суглинки и супеси, флювиогляциальные и аллювиальные пески, лимногляциальные алевроиты, суглинки и глины. Меньшее значение имеют эоловые, пролювиальные, озерные и болотные образования, а элювиальные, делювиальные и солифлюкционные осадки играют подчиненную роль. Все эти отложения отличаются большой сложностью условий залегания, строения, пестротой и мозаичностью состава, чередованием различных фаций в разрезе и по простиранию вследствие резкой и частой смены условий их образования во времени и пространстве.

Историю изучения четвертичных отложений Белоруссии можно разделить на четыре периода. Первый охватывает время до конца 70—начала 80-х годов XIX в., второй — от начала 80-х годов до Октябрьской революции, третий — с 1917 по 1941—1945 гг., четвертый — с 1945 г. до наших дней.

Первые опубликованные сведения о четвертичных отложениях Белоруссии появляются в XVIII веке. Однако научное изучение их началось лишь после воссоединения Белоруссии с Россией (Севергин, 1803, 1804 гг.; Staszis, 1805, 1806, 1815; Разумовский, 1816 г.; Jakoicki, 1822—1836; Ульман, 1827 г.; Эйхвальд, 1830—1952 гг.; Pusch, 1830—1836; Tyszkiewicz, 1848; Helmersen, 1856; Дымчевич, 1873 г.; Антонович, 1873; Berendt, 1869). Начиная с середины 70-х годов XIX в. изучением четвертичных отложений Белоруссии занимались многие видные русские ученые. В работах Г. П. Гельмерсена (1880), А. П. Карпинского (1873—1907), В. В. Докучаева (1876, 1878 гг.), Ю. Семирадского (1882—1909 гг.), А. А. Иностранцева (1882—1891 гг.), А. Э. Гедройца (1895), С. Н. Никитина (1886—1899 гг.), А. О. Михальского (1888—1908 гг.), П. Я. Армашевского (1895—1901), Г. А. Танфильева (1894—1895 гг.), А. Н. Карножицкого (1896 г.), Н. И. Криштофовича (1895—1904 гг.), П. А. Тутковского (1897—1916 гг.), А. Б. Миссуны (1899—1916 гг.), К. И. Богдановича (1904 г.), Е. В. Оппокова (1906—1916 гг.), Н. Н. Соболева (1910 г.), В. Н. Сукачева (1910 г.) и др. описываются различные генетические типы четвертичных отложений и высказываются соображения о их стратиграфическом расчленении.

После Великой Октябрьской социалистической революции изучение четвертичных отложений приобрело необычайно широкий размах. Территория Белоруссии была покрыта съемкой (П. А. Тутковский, Г. Ф. Мирчинк, М. М. Жуков, Т. М. Микулина, И. В. Даниловский, Е. В. Шанцер, А. М. Жирмунский, А. А. Алейников, С. С. Маляревич, В. И. Маевский, И. И. Родионов и др.), которая послужила основой для более детальных исследований четвертичных отложений и геологосъемочных работ, проводившихся большим коллективом белорусских геологов.

Из исследований, выполненных до Великой Отечественной войны, в особенности большую роль в познании четвертичных отложений сыграли работы А. П. Павлова (1922, 1936), Г. Ф. Мирчинка (1918—1940 гг.), В. С. Доктуровского (1918—1937 гг.), П. А. Тутковского (1925), Б. Л. Личкова (1922—1941 гг.), А. М. Жирмунского (1922—1936 гг.), Д. Н. Соболева (1931—1940 гг.), И. В. Даниловского (1926—1941 гг.), А. И. Москвитина (1932), К. К. Маркова (1939 г.) и др. Значительный вклад в изучение четвертичных отложений внесли также Б. А. Можаровский (1923 г.), М. М. Жуков (1924 г.), Ф. В. Лунгерсгаузен (1926—1930), К. М. Поликарпович (1928—1941 гг.), В. И. Громов (1928—1936 гг.), С. Н. Замятнин (1923, 1930 гг.), Н. Ф. Блюдоху (1935), Г. В. Богомоллов (1946), С. С. Маляревич (1933, 1934).

В. Г. Бондарчук (1931—1941 гг.), Л. Ф. Лунгерсгаузен (1932, 1933), И. И. Родионов и В. Н. Сакс (1935), А. А. Алейников (1939) и многие другие.

Четвертичные отложения западных областей Белоруссии с 1919 по 1939 г. изучались рядом польских исследователей (Wollosowicz, 1920—1929; Lencewicz, 1922—1937; Szafer, 1925—1939; Rydzewski, 1927; 1929; Pawlowski 1927—1938; Zaborski, 1927—1938; Sawicki, 1928—1939; Kulczynski, 1929—1940; Limanowski, 1929—1936; Sujkowski, 1929—1937; Lewinski, 1930; Dabkowska, 1931—1937; Trela, 1930—1935; Tolpa, 1932; Piech, 1932; Halicki, 1932—1951; Halicki, Urbanski, 1936—1951; Jaron, 1933; Proszynski, 1933—1952; Gawtowska, 1934; Jaroszewicz — Ktyszynska 1934—1939; Kondracki, 1933—1947; Srodon, 1935—1950; Dyakowska, 1936; Glinicka, Matwiewowna, Okolowicz, 1936). В их работах приводятся описания ряда разрезов с межледниковыми образованиями четвертичных отложений отдельных районов, данные о положении границ оледенения и их стадий, излагаются различные стратиграфические схемы.

Основные вопросы стратиграфии и палеогеографии в послевоенные годы освещены в работах Н. Н. Соколова (1946—1955), А. И. Москвитина (1952—1966), С. А. Яковлева (1956), И. В. Даниловского (1955), В. В. Шаркова (1947 г.), М. М. Цапенко (1947—1966), Н. С. Чеботаревой (1954—1965), С. Н. Тюремнова (1951), И. Н. Салова (1963—1965), М. И. Нейштадта (1952, 1957), Л. Н. Вознячука (1967), Н. А. Махнач (1954—1967), Г. И. Горецкого (1964, 1967), Н. И. Кригера (1961) и др. Материалы по литологии четвертичных отложений изложены в работах К. И. Лукашева (1951—1966), П. С. Самодурова (1957), С. Г. Дромашко (1959—1967 гг.), А. И. Коптева (1960, 1961), Е. А. Ильина (1967), А. П. Пидопличко (1959—1962), Р. И. Гришук (1956—1961 гг.), А. А. Хомича (1961—1967 гг.), Н. В. Зайцевой (1967), З. А. Горелика, Э. Д. Мишаговой, Э. А. Левкова (1961—1967 гг.), С. А. Тихонова (1966), В. К. Лукашева (1962—1967 гг.), В. А. Кузнецова (1964—1967 гг.), С. Д. Махнач (1963—1967 гг.), А. В. Матвеева (1965—1967 гг.) и др. Данным спорово-пыльцевому анализу и фауне антропогена Белоруссии посвящены работы В. П. Гричука (1961), Н. А. Махнач (1957—1966), О. П. Леонович (1965), В. И. Громова (1948), В. В. Щегловой (1959—1967 гг.), И. В. Даниловского (1955), В. М. Мотуза (1967).

Палеокарпологическое изучение четвертичных отложений осуществляется П. И. Дорофеевым (1960, 1963) и Ф. Ю. Величкевичем (с 1966 г.). Данные о плейстоценовых флорах приводятся также в работах В. Шафера (1954 г.), А. Сродоня (1950 г.), Н. Я. Каца и С. В. Кац (1960) и Э. А. Крутоус (1968 г.).

Палеолит Белоруссии, его стратиграфия и периодизация рассматриваются в работах К. М. Поликарповича (1957), В. Д. Будько (1960—1967 гг.) и Л. Н. Вознячука (1967). В последние годы ряд работ по различным вопросам геологии четвертичных отложений Белоруссии опубликован В. И. Пасюкевичем (1967), В. А. Исаченковым (1967), Б. Н. Гурским, А. Т. Логойко, Е. И. Шириной (1966), Л. С. Гирилович (1965 г.), Л. Т. Пузановым (1967), Р. И. Левицкой (1966 г.), А. Д. Семенюком (1966 г.), В. В. Шахнюком (1966 г.), В. Б. Козловым (1966), В. Г. Лободенко (1967 г.) и др. М. М. Цапенко создала оригинальную схему стратиграфии антропогена.

По вопросу о количестве оледенений на территории Белоруссии нет единого мнения. Одни геологи считают, что она претерпела шести- или семикратное оледенение (Halicki, 1935—1951; Москвитин, 1947—1963 гг.; Яковлев, 1948, 1956; Цапенко, 1947—1966; Махнач, 1959—

1967 гг.; Горецкий, 1964, 1967 и др.), другие (и таких большинство) придерживаются мнения о существовании в Белоруссии отложений только трех-четырех оледенений.

Большой вклад в познание стратиграфии четвертичной толщи Белоруссии внес коллектив палинологов Центральной лаборатории Управления геологии Белорусской ССР (Л. И. Алексеева, В. А. Палазник, Е. И. Ширина, Н. Ф. Тылиндус, А. П. Римашевская, К. И. Демешко, Р. Д. Степанюк, Э. И. Кобец, И. А. Григорович и др.).

Четвертичные отложения по территории Белоруссии распределены неравномерно. Наименьшую мощность (10—40 м) они имеют в Белорусском Полесье, в восточной (к востоку от рек Друти и Днепра) и крайней северной частях республики, где поверхность коренных пород расположена на высотах порядка 80—160 м над уровнем моря. В центральных, западных и северо-западных районах, приуроченных к обширной субчетвертичной депрессии с абсолютными отметками менее 50—80 м, мощность четвертичной толщи превышает 80—100 м. В пределах переуглубленных ледником погребенных депрессий (экзарационных криптодепрессий) и долин (ложбин ледникового выпаживания, по Г. И. Горецкому, 1964—1967), которые врезаются в коренные породы до абсолютных отметок минус 100—130 м, и на ряде возвышенностей Белорусской гряды (Минской, Ошмянской, Новогрудской и др.) она достигает 200—300 м.

Расчленение толщи четвертичных отложений Белоруссии основано в первую очередь на данных, полученных в результате применения био-стратиграфического (и археологического), литолого-стратиграфического, а также геоморфологического методов. При стратиграфическом разделении четвертичных образований учитывались материалы минералогическо-петрографических и отчасти валунных исследований, которые проведены с учетом литологических особенностей, строения и условий залегания.

Стратиграфическое подразделение четвертичных отложений облегчается тем обстоятельством, что строение их толщи имеет ярко выраженный ритмичный характер. В разрезе ее наблюдается закономерное чередование моренных суглинков с водно-ледниковыми, аллювиальными и озерно-болотными образованиями — песками, суглинками, гиттиями и торфами. Моренные суглинки являются относительными водоупорами, а межморенные флювиогляциальные и аллювиальные пески — водовмещающими породами, которые слагают водоносные горизонты, чаще всего пригодные для целей крупного водоснабжения. Ритмичность в строении толщи четвертичных отложений обусловлена климатическими и тектоническими факторами. Число главных ритмов и их продолжительность отвечает числу ледниковых и межледниковых эпох, установленных и для других территорий.

Изучение опорных обнажений и разрезов скважин, а также рельефа местности, применение комплексной методики исследований (использование палеоклиматического и ритмостратиграфического критериев с учетом результатов палеокарплогического, спорово-пыльцевого, конхилиологического и других анализов, а также определений абсолютного возраста пород с помощью радиоактивного углерода) позволили прийти к выводу, что в пределах Белоруссии представлены отложения трех оледенений, двух межледниковий и голоцена. В последнее время по материалам геологосъемочных работ, сопровождавшихся бурением большого количества глубоких скважин и предпринятым в больших масштабах палинологическим изучением погребенных озерно-болотных и старичных образований, удалось выделить отложения беловежского межледниковья.

Отложения четвертичной системы делятся на четыре части — нижнечетвертичные, среднечетвертичные, верхнечетвертичные и современные. Эти основные подразделения отражают важнейшие климатические (ледниково-межледниковые) ритмы четвертичного периода. Нижнечетвертичные отложения соответствуют нижнему, среднечетвертичные — среднему, верхнечетвертичные — верхнему плейстоцену, а современные — голоцену.

К следующим по таксономическому значению естественным подразделениям четвертичного периода отнесены оледенения и межледниковья. Комплексы (серии) отложений, образовавшихся во время оледенений и межледниковий, расцениваются в качестве горизонтов. Отложения, соответствующие стадиям и интерстадиалам, относятся к подгорizontам, а подразделения еще более низкого ранга рассматриваются как слои.

В самых общих чертах используемая авторами схема стратиграфического расчленения четвертичных отложений Белоруссии в сопоставлении с некоторыми другими схемами дана в табл. 6¹.

Авторы считают, что днепровско-московские, или днепровско-сожские (одинцовские), отложения, вопреки представлениям М. М. Цапенко, Н. А. Махнач (1959—1966), Г. И. Горецкого (1964, 1967), В. И. Пасюкевича, И. Н. Салова, В. В. Шахнюка (1966), Б. Н. Гурского (1966) и некоторых других исследователей, на территории Белоруссии, как и в других районах, представлены не межледниковыми, а интерстадиальными или даже водно-ледниковыми образованиями. Межледниковые отложения рославльского (шкловского) типа, по мнению авторов, имеют доднепровский возраст. Поэтому в их стратиграфической схеме одинцовский и московский горизонты не выделяются. Комплексы отложений собственно днепровского (подднепровского), одинцовского и московского времени расцениваются в качестве подгорizontов днепровского горизонта. Мнение некоторых авторов (А. И. Москвитин, С. А. Яковлев, В. П. Гричук, М. М. Цапенко, Н. А. Махнач и др.) о существовании II верхнечетвертичного («мологшешкнинского», «рутковичского») межледниковья, более молодого, чем муравинское, по нашему мнению, не подтверждается.

Приведенная выше схема отражает лишь современное состояние знаний о стратиграфии четвертичных отложений Белоруссии и по мере дальнейшего накопления и обобщения фактов будет уточняться и подвергаться изменениям.

Ниже приводится краткая характеристика выделенных стратиграфических горизонтов.

Варяжский горизонт

Древнейшему беловежскому межледниковью предшествовало время с суровыми климатическими условиями. Отражение этой холодной фазы видно на всех более полных пыльцевых диаграммах беловежских отложений. В нижней части последних пыльца широколиственных пород и ольхи постепенно исчезает, уступая место пыльце сосны и березы. Одновременно с этим происходит замещение озерных мергелей или гиттий кластогенными образованиями. В ряде разрезов (деревни Незбодичи, Шубичи, Верхнее Березино, Пашковичи, Поджелезница, Жидини, Кириллы, Подруднянский, Глазово) непосредственно под самым нижним горизонтом беловежских отложений (пыльцевой зоной березы — VI)

¹ В настоящее время нет общепризнанной стратиграфической схемы четвертичных отложений Белоруссии. Приведенная в данном разделе схема принимается не всеми геологами. — *Прим. ред.*

Сопоставление стратиграфических схем четвертичных отложений Белоруссии

Группа	Система	Унифицированная схема стратиграфического расчленения четвертичных отложений Русской равнины, утвержденная МСК в 1963 г.	Абсолютная геохронология, тыс. лет	Альпийская номенклатура	Стратиграфическое подразделение четвертичных отложений по схеме Л. Н. Вознячука, Л. Т. Пузанова и Н. М. Грипинского (1963 г.)	Стратиграфическое подразделение четвертичных отложений по сводной легенде для карт Белорусской серии, утвержденной НРС ВСЕГЕИ в 1967 г.		
		Горизонты		„Ярусы“ схем, применявшихся до 1961 г.	Горизонты	Надгоризонты и горизонты		
зойская	тичная	Современный	10,3	Послеледниковый (голоценовый)	Современный (голоценовый)	Современный		
		Валдайский надгоризонт		Осташковичский (балтийский)	Вюрмский	Валдайский	Валдайский надгоризонт	Нижне-, средне- и верхневалдайский горизонты
				Мологосекснинский (улаский)				
Калининский (нарочанский)	Рисс-вюрмский	Муравинский	Муравинский					
Микулинский	90							

Кайно	Четвер	Средне-русский надгоризонт	Московский	110	Рисский	Днепровский	Подгоризонты	Московский (?)	Средне-русский надгоризонт	Московский	
			Одинцовский					Одинцовский (?)		Одинцовский (?)	
			Днепровский					Днепровский		Днепровский	
		Лихвинский			340	Миндель-рисский	Лихвинский		Лихвинский		
		Белорусский надгоризонт	Окский	500	Миндельский 2	Березинский (окский)		Белорусский надгоризонт	Березинский		
			Беловежский		Миндель 1/2	Беловежский			Беловежский		
			Наревский (?)		Миндельский 1	Варяжский (наревский)			(перигляциальные отложения)		
		Вильнюсский			600						
					1 800	Верхний плиоцен					
		Неоген-Новая									

Табл. 6 продолж.

Группа	Система	Схема М. М. Чапенко и Н. А. Махнач (1957—1967)		Региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Прибалтики и Белоруссии (1955 г.)		Схема, принятая коллективом сотрудников Сектора геологии и полезных ископаемых четвертичных отложений Института геологических наук (г. Минск) Министерства геологии СССР в 1968 г.						
		Эпоха	Время	Отдел	Ярус	Горизонт	Основные подразделения	Горизонты				
зойская	тичная	Современная	Послеледниковое (голоцен)	Новейший	Голоценовый (балтийский)	Верхнеголоценовый	Современные отложения	Современный (голоценовый)				
						Среднеголоценовый						
						Нижнеголоценовый						
		Новая	Вторая половина	Позднеледниковое и ледниковое	Новочетвертичный	Неманский	Верхненеманский	Верхнечетвертичные отложения	Валдайский	Браславский		
				Межледниковое			Средненеманский			Рутковичский (?)		
							Ледниковое			Нижненеманский	Нарочанский	
			Первая половина	Межледниковое		Муравинский						Муравинский

Кайно	Четвер	Средняя	Вторая половина	Ледниковое	Среднечетвертичный	Днепровский	Верхнеднепровский	Среднечетвертичные отложения	Сожский
				Межледниковое					Среднеднепровский
		Первая половина		Ледниковое		Старобинский	Нижнеднепровский		Днепровский
				Межледниковое					Александрыйский
Неогеновая		Древняя	Вторая половина	Ледниковое	Древнечетвертичный	Березинский	Верхнеберезинский	Нижнечетвертичные отложения	Березинский
				Межледниковое					Среднеберезинский
		Первая половина		Ледниковое		Вильнюсский	Нижнеберезинский		Белорусский ¹
				Теплый отрезок времени					Предледниковый
				Холодный отрезок времени					

¹ Название предложено М. М. Цапенко в 1966 г.

залегают верхневаряжские породы с большим (до 50—60%) содержанием пыльцы ели (зона «нижней ели»), карликовой и низкой берез, трав и кустарничков (до 30—40% и более), в особенности полыней и лебедовых, эфедры и т. д. Обыкновенно в этих же слоях резко возрастает и количество древней переотложенной третичной пыльцы.

Основываясь на явной аналогии подобных образований осадкам поздневалдайской зоны «нижней ели», которые отложились в перигляциальной полосе в период формирования первой и второй гряд Салпауселькя и среднешведских конечных морен, можно полагать, что в фазу «нижней ели» поздневаряжского времени материковым ледником была покрыта по меньшей мере вся или почти вся Фенноскандия и северная часть территории, занятой ныне котловиной Балтийского моря.

Похолодание это относится ко времени древнейшего (первого миндельского) материкового оледенения, которое сначала было названо наревским, а позднее получило наименование варяжского от древнерусских названий скандинавов («варягов») и Балтийского («Варяжского») моря (Вознячук, 1961, 1965)¹.

Залегание варяжской морены на верхнеплиоценовых (кимельских и более молодых) отложениях в районе городов Речицы (Дворец), Гродно (Горецкий, 1967), пос. Красная Слобода (Дорофеев, 1960) и в Литве (Кондратене, 1965) исключает возможность отнесения ее к концу акчагыла — началу апшерона (биклянскому горизонту Г. И. Горецкого 1958, 1966) и, по-видимому, даже к гюнцу. Это подтверждает мнение Г. И. Горецкого (1967) о раннеминдельском возрасте древнейшего материкового оледенения.

В большинстве скважин беловежские межледниковые слои на глубинах порядка 70—100 м подстилаются довольно мощными (в деревнях Неумываки 11 м, Красная Дуброва 18 м, Шубичи и Борки 19 м, Щекотово 21 м, Сидоровичи 27 м, Почтари 35 м, Незабодочи и Углы 64 м, Хмельники 85 м) и сравнительно сложно построенными толщами четвертичных отложений, представленных озерными, аллювиальными, водноледниковыми (флювио-лимногляциальными) и собственно ледниковыми (моренными) образованиями. Мощность последних колеблется от 4—12 м (деревни Шубичи, Неумываки, Хотляны, Сидорович, Щекотово) до 24—30 м (деревни Незабодичи, Почтари, Углы). Озерные осадки, тесно связанные с беловежскими слоями постепенными переходами, несомненно, имеют варяжский возраст. Принадлежность же к древнейшему горизонту четвертичной толщи моренных и водноледниковых образований не всегда в достаточной мере очевидна, так как они вскрыты немногими скважинами в пределах ложбин ледникового выпахивания, к которым приурочено множество отторженцев доантропогенных и нижнечетвертичных отложений. Поскольку беловежские межледниковые образования могут быть заключены в виде глыб, отторгнутых березинским (окским) или днепровским ледником, в толще ледниковых отложений более молодого возраста, залегание в ряде пунктов (деревни Шубачи, Углы, Сидоровичи и др.) под беловежскими слоями моренных супесей относится к числу не вполне надежных свидетельств пребывания здесь варяжского ледникового покрова. Именно последнее обстоятельство, несмотря на нахождение на Русской равнине и в Западной Европе целого ряда достаточно четких следов четвертичного оледенения, более древнего, чем березинское (окское), заставляет с большой осторож-

¹ В понимании авторов это оледенение лишь с существенными оговорками может сопоставляться с выделенным М. М. Цаленко «оледенением первой половины древней эпохи антропогена». В схеме Г. И. Горецкого (1964—1967) варяжскому оледенению, по всей вероятности, соответствует предвендское березинское (нижнеберезинское) оледенение. — *Прим. ред.*

ностью подходить к решению вопроса о размерах древнейшего материкового оледенения.

Если допустить, что во всех перечисленных выше разрезах беловежские межледниковые слои залегают в ненарушенном состоянии, то положение границ максимального распространения варяжского ледникового покрова может быть приблизительно намечено по наиболее южным пунктам, в которых под этими слоями обнаружены моренные отложения (или песчано-гравийные с галькой и валунами фенноскандинавских пород, как это имеет место в д. Борки и пос. Старобине), а именно, по линии Кобрин — Старобин — Паричи — Славгород — Подруднянский — Глазово, проходящей по северной окраине Белорусского Полесья, через район г. Рославля и Калужскую область. Не исключено, однако, что в отдельных разрезах под беловежскими образованиями залегают более молодые ледниковые отложения и граница варяжского оледенения проходит севернее (вдоль южных рубежей Поозерья?).

Морена варяжского оледенения в Поозерье обнаружена всего в нескольких пунктах (деревни Почтари, Жидини и др.). Разрозненные пятна ее, уцелевшие главным образом в депрессиях и на отдельных невысоких платообразных возвышенностях доледникового рельефа, более широко распространены в средней полосе Белоруссии. Представлены моренные образования валунными супесями и суглинками зеленовато-серого, темно-бурого и темно-серого, иногда почти черного цвета мощностью до 25—30 м, залегающими на глубинах от 40—60 м в северной части Восточно-Белорусского плато (д. Щекотово) и 70—100 м на Центрально-Белорусской равнине (д. Хотляны) до 100—140 м по окраинам возвышенностей зоны Центрально-Белорусской гряды (деревни Островы, Степянка, Узляны, Королино, Антополь, Динаровка, Заямочное, Калита и др.) и 180—220 м в их центральных частях (д. Неумываки).

В смежных районах Белоруссии и Литвы варяжская («дзукийская») морена сложена темными (зеленовато- и буровато-зеленовато-серыми) или пепельно-серыми валунными супесями мощностью до 5—10 м. Согласно А. Климашаускасу (1966 г.), она сформировалась в значительной мере за счет коры выветривания дочетвертичных пород. На это указывают наличие в ней выветрелых зерен эпидота, корродированных зерен кварца и граната; обилие зерен окислов и гидроокислов железа с неровными краями и почковидной поверхностью, напоминающих зерна пирита; присутствие ярозита, который образовался в результате окисления сульфидов железа. Свойственная варяжской морене очень сложная и богатая минеральная ассоциация возникла в результате непосредственной денудации разнообразных дочетвертичных пород древнейшим ледником, который, как и днепровский ледниковый покров, продвигался с севера на юг, пройдя при этом длинный путь по палеозойским и сравнительно небольшое расстояние по мезозойским отложениям. Варяжская морена сходна с днепровской не только по минеральному, но и по гранулометрическому составу. В то же время варяжская морена заметно отличается от березинской («дайнавской», миндельской) и валдайской морен, образование которых связано с движением ледника с северо-запада на юго-восток, преимущественно по территории, сложенной мезозойскими отложениями.

По данным А. Гайгаласа (1965, 1966 г.), варяжская и березинская морены смежных районов Белоруссии и Литвы характеризуются, кроме того, неодинаковым петрографическим составом руководящих валунов. В варяжской морене (а также в днепровской) преобладают валуны, принесенные из Финляндии, с Аландских островов и со дна Балтийского моря (выборгит, гохландский кварцевый порфир, рапакиви и граниты, балтийский красный кварцевый порфир). Для березинской морены Грод-

ненской области (Вознячук, 1959) и Литвы, как и для валдайской (Тарвидас, 1957—1966 гг.; Гайгалас, 1965—1966 гг.), характерны руководящие валуны из Швеции, со дна Балтийского моря, с Аландских островов и в меньшей мере из Финляндии (даларнские порфиры и порфириты, красный и бурый балтийские кварцевые порфиры, аландские кварцевые порфиры, рапакиви и граниты). В отличие от валунов днепровской морены, длинные оси которых имеют главным образом меридиональную ориентировку, валуны в березинской морене района г. Гродно ориентированы преимущественно с северо-запада на юго-восток (Вознячук, 1960).

Беловежский горизонт

Варяжско-березинские отложения. С таянием и отступанием варяжского и разрастанием березинского ледниковых покровов связано формирование комплекса межморенных и березинских подморенных отложений. Варяжско-березинские нерасчлененные водно-ледниковые и аллювиальные отложения, подстилающие березинскую морену, развиты главным образом в средней полосе Белоруссии (между границами валдайского и березинского оледенений). Эти отложения пользуются сравнительно небольшим развитием, так как основная масса их, очевидно, подверглась уничтожению и сносу при продвижении березинского ледника. Абсолютные отметки кровли и подошвы их колеблются в широких пределах, отражая в общем особенности устройства дочетвертичной поверхности. Мощность их достигает 30—40 м. В ряде мест в толще их обнаружены линзы межледниковых (беловежских) отложений.

Представлены варяжско-березинские отложения преимущественно светло- или зеленовато-серыми, мелко- и тонкозернистыми кварцевыми или кварцево-полевошпатовыми песками, нередко содержащими зерна глауконита, иногда с маломощными прослоями супесей зеленовато-серых, тонких, однородных, известковистых. Реже в толще их преобладают разно- и среднезернистые кварцево-полевошпатовые пески и гравий. Чаще всего они залегают непосредственно на дочетвертичных породах (девонских, верхнемеловых, палеогеновых, неогеновых). По генезису их нередко с одинаковым основанием можно относить как к аллювиальным, так и к водно-ледниковым образованиям времени наступания березинского ледника. Расчленить их на разновозрастные горизонты обыкновенно удается только в тех местах, где присутствуют палеоботанически изученные беловежские отложения.

Отложения беловежского межледниковья. Находки отложений беловежского межледниковья, относимых большинством исследователей к одиночному времени, сосредоточены преимущественно в средней полосе Белоруссии (рис. 40).

Беловежские отложения, в отличие от лихвинских и муравинских, представлены почти исключительно озерными (и, очевидно, старичными) образованиями. Среди них преобладают карбонатные отложения (мергели, известковистые суглинки, алевроиты, супеси, гиттии и т. д.). Торфянистые суглинки, детритные сапропелиты и гумусированные осадки в их составе играют сугубо подчиненную роль, а болотные образования (торф низинного типа) встречены лишь в нескольких разрезах (Старобин, д. Почтари, г. Шклов, деревни Яковская, Максимиенки, Углы). Мощность их обыкновенно невелика (в д. Почтари 0,2 м) и приурочены они, как и темноцветные некарбонатные озерные осадки, всегда к верхним горизонтам отложений, образовавшимся во время заключительных (термогигротических) фаз межледниковья. Мощность карбонатных фаций беловежских отложений в более или менее полных разрезах колеблется от 3 до 15—30 м (в среднем 7—9 м).

К беловежскому межледниковью нами отнесены отложения рославльского (ивановского) типа, которые расцениваются большинством исследователей в качестве днепровско-московских («одинцовских») или среднеплейстоценовых послелихвинских — доднепровских, но в действительности могут быть сопоставлены только с гораздо более древним

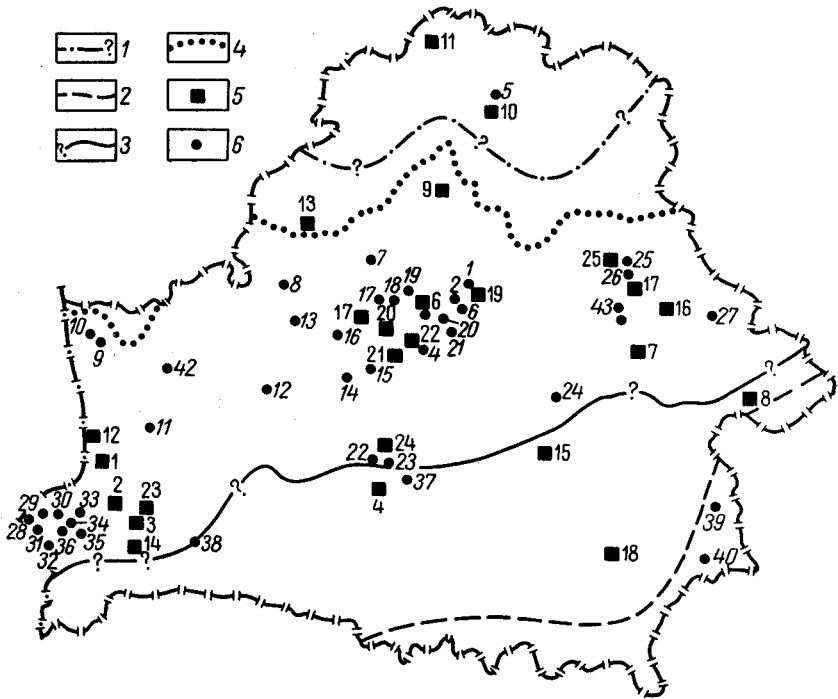


Рис. 40. Схема расположения изученных разрезов беловежских и лихвинских отложений. Составил Л. Н. Вознячук

Предполагаемые границы: 1 и 3 — варяжского (наревского) оледенения, 2 — березинского (окского) оледенения; 4 — граница валдайского оледенения; 5 — разрезы беловежских отложений: 1 — Борки в Беловежской пушче, 2 — Шубичи, 3 — Оранчицы, 4 — Старобин, 5 — Пашковичи, 6 — Водопой, 7 — Сидоровичи, 8 — Поджелезница, 9 — Верхнее Березино, 10 — Почтари, 11 — Обухово, 12 — Незбодичи, 13 — Жодзинки, 14 — Ляхи (Лясы), 15 — Углы, 16 — Шекотово, 17 — Нижнинский Ров, 18 — Красная Дубрава, 19 — Печи, 20 — Неумываки, 21 — Хотляны, 22 — Узляны, 23 — Ольшаны, 24 — Пиваши, 25 — Сметанка; 6 — разрезы лихвинских отложений: 1 — Печи, 2 — Грядки, 3 — Софиевка, 4 — Остров, 5 — Подкостельцы, 6 — Родкино (Сапцы), 7 — Раевка, 8 — Вишнево, 9 — Жидовщина I (Колодезный Ров), 10 — Серебряный Яр (Жидовщина II), 11 — Рудзевичи, 12 — Воронча, 13 — Каменская Слобода, 14 — Толстый Лес, 15 — Олевощины, 16 — Сула, 17 — Лаперовичи, 18 — совхоз «Большевик» (Дубовляны), 19 — Боровляны, 20 — Голоцк, 21 — Гребенка, 22 — Брянчицы, 23 — Малое Быково, 24 — Вилы, 25 — Копысь (Малая Александрия — Матвеев Ров), 26 — Ст. Стайки, 27 — Петрыги, 28 — Высокое, 29 — Шестаково, 30 — Селяховичи, 31 — Боршево, 32 — Смуга, 33 — Подречаны, 34 — Подброяны; 35 — Щербово, 36 — Баранки, 37 — Сакевичи, 38 — Заставье, 39 — Червоный Кут, 40 — Грабовка, 41 — Каменка, 42 — Заборье, 43 — Польковичи

верхним пресноводным горизонтом кромерских лесных слоев Восточной Англии и другими отложениями кромерского интергляциала (Вознячук, 1959).

На образование беловежских (рославльских) отложений в доднепровское время, помимо других фактов, указывает залегание их под днепровской мореной или стратиграфически ниже ее в деревнях Борки, Ляхи, Оранчицы, пос. Старобине, д. Красная Дубровка и других разрезах.

Нахождение в ряде пунктов беловежских (рославльских) отложений вне области валдайского оледенения под одной мореной свидетельствует о том, что они не моложе среднего плейстоцена. Бесспорным до-

казательством одинцовского (днепровско-московского) и даже ивановского (послелихвинского — доднепровского) возраста их этот факт служить не может, так как формально точно в таких же условиях (под одной мореной) между областью валдайского оледенения и предельной границей московского надвига («оледенения») и южнее, вплоть до границы максимального оледенения, в десятках пунктов залегают лихвинские отложения. Известно немало случаев, когда сходство и даже кажущаяся тождественность условий залегания беловежских (рославльских) и лихвинских отложений приводила к тому, что беловежские отложения (например в разрезах деревень Пепелово, Максино, Кириллы, Подруднянский, Шекотово, Жодишки, Сидоровичи, Ольшаны и др.) первоначально расценивались в качестве лихвинских, а лихвинские (деревни Жидовщица, Копысь, Саковичи, Клевиново, Горки, Челсма, Лаперовичи, Новики, Сухой Починок) и почти все мазовецкие отложения Польши датировались как одинцовские (рославльские). Какие же отложения — лихвинские или беловежские — занимают в этих разрезах свое истинное стратиграфическое положение? С полной уверенностью ответить на этот вопрос трудно. Возможно, те и другие относятся к одному и тому же крупному межморенному интервалу (сложной по строению окско-днепровской толще), отделяясь друг от друга лишь перигляциальными отложениями (Вознячук, 1966).

Каковы возрастные соотношения беловежских и лихвинских отложений, т. е. какие из этих отложений древнее, основываясь только на факте залегания их под одной («верхней») мореной в полосе между границами валдайского и днепровского оледенений, установить невозможно. Можно предполагать, что в этих разрезах верхняя морена неоднородна, но каков ее возраст в каждом конкретном случае определить затруднительно.

Возможность для выяснения истинного геологического возраста находок беловежских отложений появляется в тех районах, где по соседству с ними обнаружены разрезы с лихвинскими отложениями. Так, в окрестностях д. Борки на территории Беловежской Пущи из разрезов скважин видно, что лихвинские отложения по сравнению с беловежскими, перекрытыми березинской (окской) мореной, занимают более высокое положение в стратиграфическом отношении. Возрастные соотношения беловежских и лихвинских отложений устанавливаются также в пределах Минской возвышенности и зоны Белорусской гряды в целом.

В окрестностях г. Минска беловежские озерные отложения приурочены к толще варяжско-березинских перигляциальных образований мощностью от 2—3 до 10—15 м (чаще всего 5—7 м), залегающей под березинской мореной на глубинах 80—110 м (абсолютные отметки кровли 80—100 м). Эта толща, судя по разрезам весьма большого количества скважин, пробуренных на ряде участков (деревни Острова, Боровляны, Петровичи, Колядичи, территория Минска) по линиям профилей через каждые 300—500 м, представляет собой хорошо выраженный маркирующий горизонт. Сложена она тонкослоистыми темно-серыми и серыми, с голубоватым или зеленоватым оттенком супесями, алевритами, суглинками, тонко- и мелкозернистыми песками, иногда гумусированными, с остатками растений, а местами с прослойками растительной трухи и аллохтонного торфа. Состав их спорово-пыльцевых спектров по данным анализов нескольких сотен образцов из скважин в деревнях Узляны, Королино, Аннополь, Динаровка, Кайково, Голоцк, Заямочное, Дворец, Фелицианово, Калита, Острова, Ельница и др. отличается высоким (от 20 до 60%) содержанием недревесной пыльцы и крайним непостоянством, резко изменяясь от слоя к слою. Среди древесной пыльцы преобладает пыльца березы (и ее кустарничковых форм) и сосны, причем с мно-

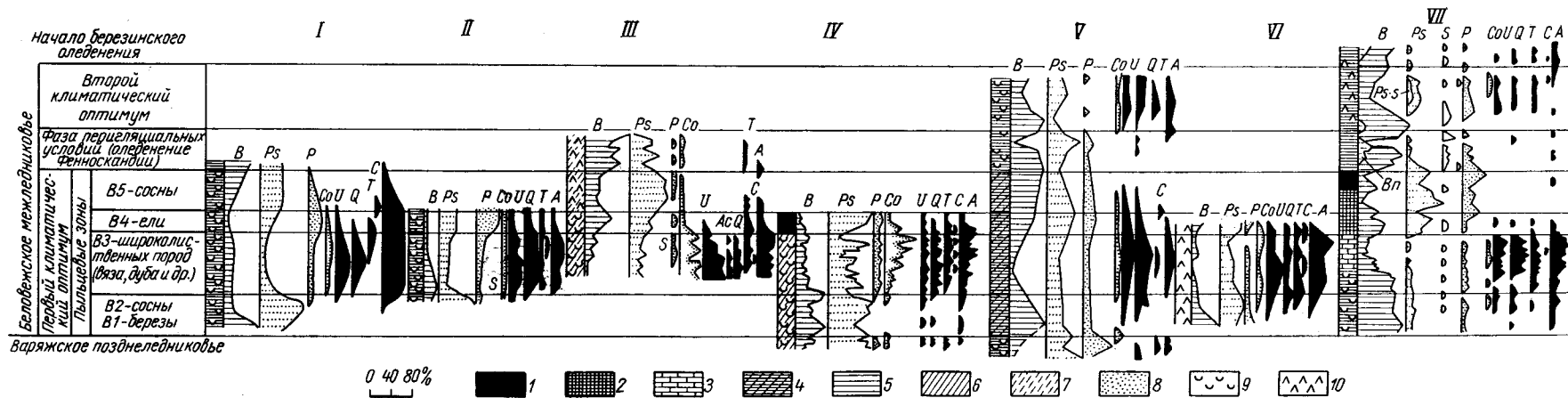
гочисленными максимумами первой (до 60—80%) совпадают минимумы второй, и наоборот. Столь же непостоянно (1—20%) и содержание ивы, ольхи и ели. В виде примеси (обыкновенно не более 1—3%) в большинстве образцов присутствует несомненно переотложенная пыльца дуба, вяза, липы, граба, лещины и почти всех родов экзотических древесных пород, установленных в неогеновых отложениях Белоруссии (Манькин, 1966 г.), а иногда — палеозойские и мезозойские споры¹. Формирование этой толщи до отложения березинской (окской) морены, а следовательно, и раннечетвертичный возраст заключенных в ее нижней части линз беловежских отложений, не вызывает сомнений. Лихвинские образования в этом районе вскрыты скважинами на глубинах от 17 м (д. Лаперовичи) и 38—40 м (деревни Волма, Глинице, Грядки) до 50—63 м (деревни Поперня, Боровляны) под одним горизонтом морены, а беловежские на глубинах от 80—110 м (деревни Верхнее Березино, Водопой, Узляны, Королино, Аннополь) до 186 м (д. Неумываки) под двумя-тремя моренными горизонтами в нижней части или в основании толщи четвертичных отложений, нередко непосредственно на коренных породах.

Особый интерес представляет разрез д. Верхнее Березино, где была пробурена скважина, вскрывшая в основании четвертичной толщи сизовато-серую супесь, в нижней части с прослоями черной супеси, окрашенной гумусом и постепенно переходящей в торф. С. А. Яковлев (1948) отнес эти отложения к древнемежледниковью своей схемы (гюнц-минделю). Так же датировала эти отложения М. М. Цапенко (1957), поскольку они залегают, по ее мнению, под тремя горизонтами морены. Спорово-пыльцевые анализы, выполненные Н. А. Махнач в 1963 г. показали, что эти отложения являются межледниковыми образованиями рославльского типа. Спорово-пыльцевая диаграмма их относится к типу беловежских (рис. 41). Только в 1965 г., после того как отложения, охарактеризованные аналогичной спорово-пыльцевой диаграммой, обнаружены у д. Углы между пос. Паричами и г. Бобруйском под одной мореной, межледниковые отложения д. Верхнее Березино были резко омоложены. Им начали приписывать одинцовский возраст, а всю 80—100-метровую сложно построенную толщу перекрывающих их водно-ледниковых и ледниковых отложений сочли за морену московского оледенения (Цапенко, Махнач, 1966).

К самым нижним горизонтам или к основанию четвертичной толщи беловежские отложения приурочены также в пос. Старобине, деревнях Поджелезница, Поречье, Красная Дуброва, Рудня и Кириллы.

Залегание беловежских отложений под березинской (миндельской, «летижской», «дайнавской») мореной установлено в разрезе д. Жидини на территории Латвии неподалеку от границы Белоруссии (Даниланс, Дзилина, Стелле (1964 г.) и в ряде пунктов западной части Ошмянской гряды и соседних с Белоруссией районов юго-восточной Литвы (разрезы венедских отложений в деревнях Канченая, Рангава, Барчай и Нецюнай).

¹ Такими же перигляциальными, а не межледниковыми спорово-пыльцевыми спектрами и диаграммами охарактеризованы и все без исключения отложения, отнесенные М. М. Цапенко и Н. А. Махнач (1960—1966) к межледниковью второй половины древней эпохи, которому коллективом сотрудников Сектора геологии и полезных ископаемых четвертичных отложений Института геологических наук (г. Минск) Министерства геологии СССР в 1968 г. присвоено наименование налибокского. Налибокские и соответствующие им по возрасту и палинологической характеристике (Ананова, 1967 г.; Горецкий, 1964, 1967) венедские отложения, уже давно выделенные Г. И. Горецким (1956—1967 гг.), на наш взгляд, могут быть сопоставлены со всей нерасчлененной толщей водно-ледниковых и перигляциальных образований, залегающих между варяжской и березинской (окской) моренами. Настоящие межледниковые (беловежские) озерно-болотные и аллювиальные отложения встречаются в этой толще только в виде отдельных небольших линзовидных залежей.



Второй климатический оптимум

Фаза перигляциальных условий (оледенение Фенноскандии)

Беловежское межледниковье

Первый климатический оптимум

Пыльцевые зоны

В5-сосны

В4-ели

В3-широколиственные породы (вяз, дуба и др.)

В2-сосны

В1-березы

Варяжское позднеледниковье

Рис. 41. Сопоставление развернутых пыльцевых диаграмм кромерских, беловежских, рославльских (шкловских) и ивановских отложений. С целью детального сопоставления диаграмм для всех пыльцевых зон на рисунке отведены полосы определенной ширины (независимо от мощности осадков соответствующих частей различных разрезов). Составил Л. Н. Вознячук

1 — торф; 2 — гиттия; 3 — мергель (озерный мел); 4 — глинистый мергель; 5 — глина; 6 — суглинок; 7 — алевролит; 8 — песок; 9 — известковистость; 10 — растительный детрит и гумусированность. Пыльцевые диаграммы: I — кромерских лесных слоев Восточной Англии (сводная, эталонная диаграмма по данным анализов Duigan (1958), West (1960), II — верхнего пресноводного горизонта кромерских лесных слоев Вест-Рантона близ Кромера (Woldstedt 1950, 1951); III — разреза Борки I в Беловежской пуще (анализы Э. И. Кобец, 1960; В. Г. Лободенко, Г. Ф. Глиняная, 1961 г.); IV — разреза у д. Почтари в Полоцкой низине (анализы Тыдиндус, 1961 г.; Пасюкевич, Шахнюк, 1962 г.); V — разреза у пос. Подруднянский возле Рославаля (Шик, 1957, 1959, Гричук, 1961); VI — разреза у д. Беломир в Смоленской области (Шик, 1957); VII — разреза возле д. Бибирево в Ивановской области (Абрамов и др., 1964, 1965). Кривые содержания пыльцы: Ps — сосна, Ps.s — сибирская кедровая сосна, B — береза, Bп — карликовая березка, S — ива, P — ель, Co — лещина, U — вяз, A — клен, Q — дуб, T — липа, C — граб, A — ольха

Приведенные факты указывают на достаточно большую древность беловежских отложений. Однако вывод о долихвинском возрасте их может быть сделан не только на основании их приуроченности к нижним горизонтам плейстоценовой толщи, сопоставления соседних скважин с беловежскими и лихвинскими образованиями и стратиграфической корреляции последних по пыльцевым диаграммам.

Беловежские, точнее включающие их венедские (налибокские) отложения были вскрыты скважинами непосредственно под лихвинскими отложениями и подстилающей их березинской (окской) мореной, благодаря чему получены прямые доказательства правильности указанного вывода. Впервые такие разрезы обнаружены в Литве у д. Вилькишкес (Кондратене, 1966 г.) и на территории Белоруссии в 5 км к юго-западу от г. Борисова у пос. Печи (Вознячук, Пузанов, 1967 г.). В д. Вилькишкес южнее г. Вильнюса беловежские («тургеляйские») озерные образования вскрыты на глубине 76—83 м под 5-метровой толщиной разнозернистых песков с галечником в основании (остаток размытой морены?), на которых в той же скважине в интервале 44—71 м залегают лихвинские (миндельрисские, «бутенайские») отложения. В разрезе между пос. Печи и д. Гора юго-западнее г. Борисова варяжско-окские (венедские) и, по-видимому, беловежские озерные отложения вскрыты на глубине 68—75 м. Они залегают здесь между моренами, верхняя из которых мощностью 4,2 м, перекрыта лихвинскими озерными отложениями.

Изучение наиболее полных разрезов беловежских отложений (деревни Жидини, Ляхи, Шубичи, Красная Дуброва, Бибириево) показало, что они состоят по меньшей мере из трех подгоризонтов, или толщ. Нижний и верхний подгоризонты соответствуют периодам первого и второго климатических оптимумов беловежского межледниковья (или самостоятельного межледниковых эпох), средний — разделяющему их промежуточному похолоданию, или фазе перигляциальных условий. С исключительной отчетливостью оба оптимума (оба самостоятельных межледниковья) и промежуточная перигляциальная фаза отражены на полученной Н. А. Махнач в 1968 г. превосходной спорово-пыльцевой диаграмме наилучшего из известных в настоящее время разрезов беловежского межледниковья, который открыт Г. И. Горецким в 1965 г. в овраге Нижнинский Ров на левом берегу Днепра напротив г. Шклова, а также на диаграммах скважин, пробуренных у деревень Жодишки (Алексеева, 1957 г.) и Пиваши (Махнач, 1968 г.)¹. Разделение беловежского межледниковья на три подгоризонта подтверждается и палеокарпологическими данными Ф. Ю. Величкевича и Э. А. Крутоус.

Отложения нижнего подгоризонта имеют однотипные пыльцевые диаграммы, которые по ряду особенностей резко отличаются от диаграмм лихвинских и муравинских отложений и вместе с тем обладают всеми признаками, характерными для пыльцевых диаграмм кромерских отложений (кромерского межледниковья) Восточной Англии, Голландии и Дании, точнее для верхнего пресноводного горизонта Вест-Рантона и других разрезов кромерских лесных слоев (Duigan, 1963).

Для спорово-пыльцевых диаграмм отложений первого климатического оптимума беловежского межледниковья характерны следующие основные черты: а) незначительное (1—5%) содержание пыльцы граба, которая из лихвинских и особенно муравинских отложений выделяется в весьма больших количествах (до 50—70%); б) отсутствие свойствен-

¹ Отложения разрезов Нижнинский Ров и Пиваши отнесены Г. И. Горецким и Н. А. Махнач к шкловскому (рославльскому) межледниковью, возраст межледниковых отложений Жодишек определен Л. И. Алексеевой как миндель-рисский.

ного муравинским образованиям мощного максимума пыльцы лещины¹; в) почти полное отсутствие пыльцы пихты, отчетливо выраженный максимум которой присущ зоне L4 лихвинских слоев.

Анализ палинологических данных и сопоставление спорово-пыльцевых диаграмм позволяют подразделить нижний подгоризонт беловежских отложений средней полосы Русской равнины на следующие пять пыльцевых зон: В1 — зона березы, В2 — сосны, В3 — широколиственных пород, В4 — ели, В5 — сосны. Эти зоны отчетливо видны на ряде диаграмм «одинцовских» отложений, опубликованных М. М. Цапенко и Н. А. Махнач (1966).

Отложения промежуточного подгоризонта (пыльцевые подзоны В6а и В6с), формирование которого происходило во время послеваряжского («финляндского») покровного оледенения Фенноскандии, характеризуются спорово-пыльцевыми спектрами перигляциального типа с преобладанием пыльцы берез (в частности карликовой и низкой) и трав (до 20%), а также присутствием селлагинеллы плауновидной. К лесному типу относятся спектры подзоны В6в — сосны (средняя часть подгоризонта).

Второй климатический оптимум межледниковья (или же самостоятельное «могилевское» межледниковье) отличался от первого более мезофильной лесной растительностью. На это указывает большое (до 10—20%) содержание пыльцы ели, граба, липы и ольхи и меньшее количество пыльцы вяза и дуба. Эти особенности второго оптимума подтверждаются также данными изучения разрезов деревень Неумываки, Узляны, Аннополь, Королино и др. Отложения верхнего подгоризонта делятся на пыльцевые зоны: В7 — березы; В8 — сосны; А9а — ольхи, вяза, дуба, липы; В9в — ели, граба, липы; В10 — ели и В11 — сосны (Вознячук, Пузанов, 1967 г.; Махнач, 1968 г.).

Климатические условия беловежской эпохи, особенно фазы ее первого термического оптимума, отличались континентальностью и относительной сухостью. Увлажненность территории Белоруссии (и всей средней полосы Русской равнины) была в то время меньшей, чем в течение оптимумов муравинского и лихвинского межледниковий. По характеру климата беловежское межледниковье напоминало теплую и сухую начальную фазу муравинского времени и сходный с нею бореальный «период» голоцена. Только с наступлением фаз ели и сосны в конце времени первого климатического оптимума и в течение второго климатического оптимума климат межледниковья стал более влажным.

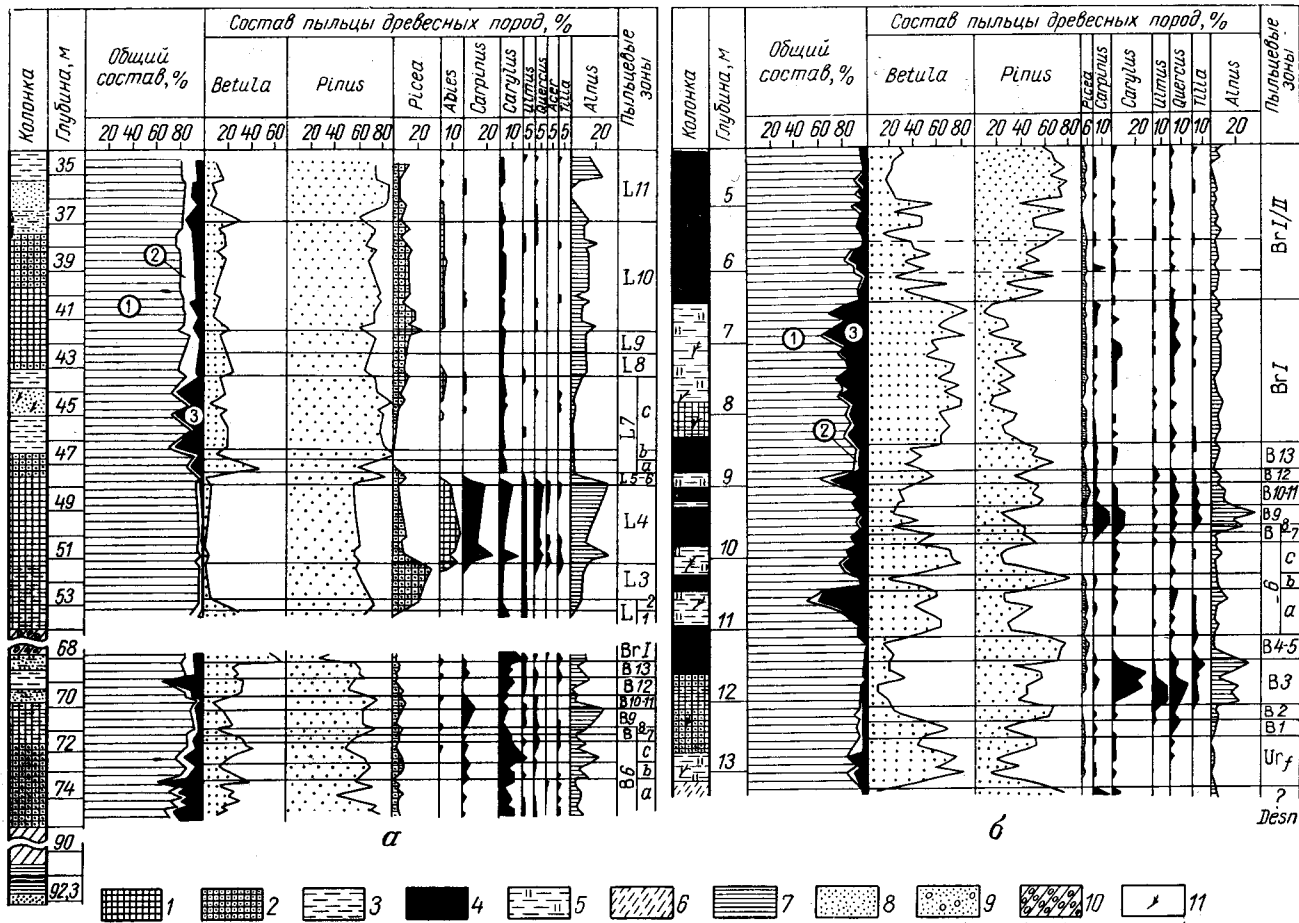
Более мезофильный характер растительности второго оптимума отчетливо проявляется на эталонной пыльцевой диаграмме беловежских озерных отложений д. Жидини, залегающих под тремя моренами (Даниланс, Дзилна, Стелле, 1964 г.). Весьма сходны с нею наиболее полные в Белоруссии диаграммы беловежских отложений, обнаруженных в Брестской области возле г. Пружаны севернее д. Ляхи (Вознячук, Пузанов, 1967 г.), в Могилевской области близ г. Шклова в овраге Нижнинский Ров и у д. Пиваши Солигорского района Минской области (анализы Н. А. Махнач, 1968 г.).

Все пыльцевые зоны, выделенные в толще поздневаряжских, беловежских и раннеберезинских отложений д. Ляхи (Лясы) (рис. 42), представлены и в разрезе д. Жидини в Латвии. Разница заключается только в том, что в д. Ляхи, расположенной на 400 км южнее Латгалии у южной границы ареала (сплошного распространения) ели, т. е. у самой границы подзон смешанных хвойно-широколиственных (елово-грабовых

¹ Количество пыльцы лещины (орешника) обыкновенно не превышает 20—30%, но иногда (Нижнинский Ров) достигает 80—100%.

Рис. 42. Пыльцевые диаграммы:

а — беловежских и лихвинских отложений из скв. 212 между поселками Печи и Гора (разрез Печи) (анализы А. П. Римашевской, 1956 г.), б — беловежских и раннеберезинских отложений из скв. 302 в д. Ляхи (анализы Р. Д. Степанюк, 1961 г.)
 1 — сапропелит; 2 — сапропелит песчанистый; 3 — супесь иловатая; 4 — торф и торфянистый сапропелит; 5 — супесь гумусированная; 6 — супесь; 7 — глина; 8 — песок; 9 — песок с гравием и галькой; 10 — моренный суглинок; 11 — растительные остатки



дубрав) и широколиственных лесов (грабовых дубрав = широколиственно-сосновых лесов) гораздо меньше пыльцы ели. Неподалеку от д. Ляхи в д. Оранчицы беловежские отложения установлены еще в 1949 г. (Halicki, 1951). Б. Галицкий отнес их ко второму интергляциалу своей схемы, который был выделен на основании ошибочной интерпретации этим исследователем данных изучения разрезов Ионенис — Максиминос и Ковальцы с несомненно рисс-вюрскими отложениями, а позднее назван кромерским.

Одним из важнейших доказательств нижнеплейстоценового возраста беловежских (рославльских) отложений является сопоставление их при помощи пыльцевых диаграмм с отложениями, возраст которых твердо установлен на основании палеонтологических данных.

Как известно, стратотипом голоцена Русской равнины является ряд отложений, указанных в монографии М. И. Нейштадта (1957): микулинского (муравинского) межледниковья — отложения разрезов деревень Микулино, Мурава, Богатыревичи и некоторых других, лихвинского межледниковья — отложения разрезов г. Лихвина и д. Жидовщизны. Стратотипического разреза рославльских отложений на Русской равнине нет. Исследования последних лет показали, что отложения разрезов района г. Рославля не могут считаться стратотипом, так как многое далеко не ясно не только в их стратиграфическом положении, но и в палеоботанической характеристике. Единственным стратотипом беловежских (рославльских) отложений в лесной зоне Европы, несомненно, являются кромерские лесные слои, раннеплейстоценовый (доокский, доэльстерский) возраст которых установлен не только путем изучения условий их залегания, но, что гораздо важнее, на основании обнаруженной в них чрезвычайно богатой фауны млекопитающих и моллюсков, карпологических и палинологических данных.

Учитывая результаты исследований, проведенных в последние годы советскими и британскими учеными, корреляцию нижнеплейстоценовых отложений Восточной Англии и лесной зоны Русской равнины можно представить следующим образом. Варяжский горизонт, очевидно, соответствует бистонскому, беловежский — кромерскому, а березинский (окский) — лоустофтскому «ярусам» схемы Р. Веста (West, 1963); отложения первого оптимума беловежского межледниковья — верхнему пресноводному горизонту, второго оптимума — верхней толще эстуарных и морских отложений (Forest Bed), а также слоям *Leda ayalis* разрезов Вест-Рантона и Мандсли на побережье Северного моря (West, Wilson, 1966; West, 1968).

Пыльцевые диаграммы, отражая изменения растительного покрова, вызванные ритмическими изменениями климата на протяжении ледниково-межледниковых циклов, являются в условиях Белоруссии, да и лесной зоны в целом, наиболее надежным средством корреляции межледниковых отложений. Об относительном возрасте межледниковых отложений мы можем судить также на основании их флоры, установленной главным образом карпологическими исследованиями П. И. Дорофеева. Помимо процесса обеднения термофильными элементами и вымирания ряда видов, данные о плейстоценовых флорах Белоруссии отражают процесс становления европейской флоры. По мере приближения к голоцену в составе межледниковых флор прогрессивно возрастало значение европейского элемента при одновременном закономерно направленном уменьшении количества диффузорассеянных, гемикошмополитических и голарктических видов (Szafer, 1954; Гричук, 1961). Из табл. 7 видно, что лихвинские флоры древнее муравинских и, хотя флора беловежского горизонта выявлена еще очень слабо (этим объясняется малое участие в ней, как и в верхнеплиоценовой, региональных экзотов и

Таблица 7

Изменение состава флоры Белоруссии в четвертичном периоде (с конца неогена)

Флора	Число учетных видов	Участие в составе флоры вымерших видов, %	Географические элементы флоры и их участие, в %					
			Восточноазиатский, североамериканский и балканско-колхидский	Диффузорассеянный и гемикосмополитический	Голарктический и европейско-североамериканский	Евразийский	Европейский	Сибирский
<i>Современная</i> (по «Флоре БССР», т. 1—5)	1330	—	—	4	23	31	41	1
<i>Муравинская (рисс-вюрмская)</i> (Богатыревичи, Комотово, Пышки, Грандичи, Мурава, Ярково, Дуличи, Осеевка, Замостье, Верховье, Нижняя Боящина, Микулино и др.)	184	4	5	10	32	24	28	0,5
<i>Лихвинская (миндель-рисская)</i> (Жидовщина 1, Серебряный Яр, Каменская Слобода, Вилы, Полыковичи, Малая Александрия и др.)	130	9	9	13	36	23	19	—
<i>Беловежская (миндель 1/2)</i> (г. Шклов, Борки, Шубичи, Углы, Обухово, Сидоровичи, Подруднянский)	104	9	6	15	41	21	17	—
<i>Верхнеплиоценовая (гюнцкая: по П. И. Дорофееву, „апшерон-миндельская“)</i> (Александрово, Сивково, Стародворцы, Сентяевка, Красная Свобода, Грушевка)	42	12	3	17	53	16	11	—

Примечание: Таблица составлена Л. Н. Вознячуком по материалам палеокарпологических исследований П. И. Дорофеева (1954—1966 гг.), Ф. Ю. Величкевича (1957 г.) и Э. И. Крутоус (1968), в ней использованы также данные Вл. Шафера (1924—1954), Н. Я. Каца и др. (1960, 1965) о флоре д. Жидовщины с учетом замечаний и исправлений П. И. Дорофеева (1963).

вымерших видов), по своему общему составу она занимает промежуточное положение между флорами позднего плиоцена и лихвинского межледникового. Не вызывает сомнения и чисто «четвертичный» облик беловежской флоры. Из вымерших видов и «региональных» экзотов в составе ее известны *Pilularia borysthenica* Weliczek., *Azolla interglacialica* Nikit., *Picea omoricoides* Web., *Sparganium hyperboreum* Laest., *Potamogeton oxyphyllus* Miq., *P. coloratus* Vahl., *Potamogeton* sp. exot., *Najas tenuissima* A. Br., *Scirpus smithii* Grey, *S. torreyi* Oln., *Dulichium arundinaceum* (L.) Britt., *Carpinus* sp., *Brasenia nehringii* (Web.) Szafer, *Ranunculus sceleratoides* Nikit., *Aldrovanda dokturovskyi* Dorof., *Tilia platyphyllos* Scop., *T. tomentosa* Moench., *Lycopus intermedius* Dorof. и др. (по определениям П. И. Дорофеева, Ф. Ю. Величкевича и Э. И. Крутоус, 1956—1968 гг.). Вместе с тем видовой состав беловежской флоры, в особенности присутствие в ней таких видов, как *Pilularia borysthenica* Weliczek., *Picea omoricoides* Web., *Carpinus* sp., *Brasenia nehringii* (Web.) Szafer (ранняя форма), известных в плиоценовых флорах средней полосы, а в лихвинских и более молодых отложениях не установленных, определенно указывает на ее древний (раннеплейстоценовый) возраст.

Значительно больше экзотических видов и родов растений определено из беловежских отложений по спорам и пыльце. Пыльца таких растений, как тсуга, орех, гикори, бук и некоторых других, встречается крайне редко, в виде единичных зерен. Вполне возможно, что она находится в беловежских отложениях, как и в лихвинских, во вторичном залегании, будучи переотложена из более древних отложений. На правоту такого предположения указывает то обстоятельство, что пыльца упомянутых и других «третичных» экзотов (подокарпус, болотный кипарис, ореховые, нисса, сумах и т. д.) чаще всего приурочена к кластогенным образованиям, в беловежских же слоях встречается несравненно реже и содержится в значительно меньших количествах, чем в подстилающих и перекрывающих их перигляциальных осадках.

Березинский (окский) горизонт

К березинскому горизонту относится сложный комплекс собственно ледниковых, водно-ледниковых и перигляциальных, преимущественно озерных и аллювиальных образований. Березинские аллювиальные, подморенные и надморенные лимно- и флювиогляциальные отложения кратко охарактеризованы при описании нерасчлененных варяжско-березинских (венедских) и березинско-днепровских отложений, среди которых известное распространение, очевидно, имеют также эоловые, камовые, озовые и песчано-гравийные конечноморенные образования. Поэтому в данном разделе, как и в разделах, посвященных варяжскому, днепровскому и валдайскому горизонтам, рассматриваются главным образом собственно ледниковые породы.

Березинские моренные отложения, подобно варяжским, распространены в основном в средней полосе Белоруссии и в западном и северном Полесье, к северу от линии Лельчицы — Наровля — Стародуб — Рославль, которая условно принимается за границу максимальной стадии березинского оледенения¹. В Белорусском Поозерье они почти пол-

¹ По мере поступления новых данных границу березинского оледенения приходится с каждым годом отодвигать все дальше к югу и юго-востоку. Вполне вероятно, что березинский ледник покрывал всю территорию Белоруссии, а язык его продвигался на территорию Украины по Приднепровской низменности.

ностью уничтожены ледниковой эрозией и обнаружены лишь в немногих местах Нарочанской низины, Свенцянской гряды, в районе г. Браслава и на границе Витебской и Смоленской областей. Только в виде редких изолированных останцев на древних водоразделах и разрозненными пятнами на отдельных отрезках глубоких доледниковых долин, не унаследованных речной сетью в конце березинского ледниковья (и позднее) и не подвергшихся ледниково-эрозионному переуглублению в днепровское время, березинские моренные отложения уцелели в южной части Восточно-Белорусского плато. Полностью размыты они, как и днепровская морена, в широкой полосе Полесья, протягивающейся вдоль р. Припяти. В западной и центральной частях средней полосы Белоруссии березинские моренные отложения распространены в общем повсеместно, хотя и здесь они в некоторых местах подверглись полному уничтожению днепровским ледником или сильному размыву.

Мощность березинских моренных отложений изменяется от 2—3 до 50—60 м, достигая иногда в пределах возвышенностей Белорусской гряды 100 м. Обычно они залегают на глубинах в несколько десятков метров и обнаруживаются только при бурении скважин, реже выходят на поверхность в глубоко врезанных долинах крупных рек (по р. Неману выше г. Гродно и по Днепру между Могилевом и Оршей и выше по течению). Глубина залегания, абсолютные отметки кровли и подошвы их подвержены весьма резким колебаниям. Особенно глубоко (80—150 м ниже дневной поверхности) березинская морена залегают в центральных частях возвышенностей Белорусской гряды, а также на отдельных участках Неманской низины и доледниковых долин, экзарационных криптодепрессий (в последних часто ниже уровня моря). На Центрально-Белорусской равнине глубина залегания морены уменьшается до 30—60 м (абсолютные отметки 100—125 м), а в западной и северной частях Полесья и в особенности на Восточно-Белорусском плато до 30—50 м (абсолютные отметки 100—150 м).

На Гродненской, Новогрудской, Минской и других возвышенностях Белорусской гряды березинская морена слагает высокие погребенные выступы или гряды субширотного простираения с абсолютными отметками 150—200 м, образовавшиеся в ходе краевой ледниковой аккумуляции в березинское время или в результате выдавливания березинских отложений при надвигании днепровского ледника. Гребни их расположены южнее и юго-восточнее наиболее высоких частей современных возвышенностей, т. е. сдвинуты относительно их в дистальном направлении. В западинах на поверхности этих гряд в ряде мест (деревни Жидовщина, Лаперовичи, Боровляны) обнаружены лихвинские озерно-болотные отложения.

Березинские ледниковые отложения представлены в основном плотными темноцветными моренными суглинками, супесями и алевролитами с линзами и прослоями песков. Окраска морены на западе Белоруссии (Гродненская и Брестская области) зеленовато-, сизовато- и темно-серая, иногда зеленая, в центральной части территории республики (Минская возвышенность, Копыльская гряда, Центрально-Белорусская равнина) — серая с бурым оттенком, зеленовато-коричневая («табачная»), темно-бурая и зеленовато-серая, на востоке (Восточно-Белорусское плато) и в Полесье (Мозырская гряда) — серая, темная буровато- и зеленовато-серая.

Гранулометрический состав березинских моренных отложений, как и более молодых, довольно изменчив. Наиболее широко распространены тонкие и грубые валунные суглинки и супеси. Основная часть их состоит из мелкого песка (0,25—0,1 мм) и крупной пыли (0,1—0,05 мм), суммарное количество которых обыкновенно превышает 40%, доходя в отдель-

ных случаях до 60—70%. Такой же состав имеет и подавляющее большинство разностей днепровских и валдайских моренных образований, однако материал более молодых морен, в особенности валдайской, несколько более грубый: содержание песчаной фракции (2,0—0,1 мм) в них чаще несколько больше (30%), а алевритовой (0,1—0,01 мм) меньше (40%), чем в березинской морене. Количество псефитового материала (1—10 см) в ней, как и в более молодых моренах, колеблется от 1 до 10% (по объему), составляя в среднем 3—5% (Ильин, 1962 г.). Представлен он преимущественно обломками осадочных пород и в меньшей мере изверженных и метаморфических. Валунных осадочных пород в березинской морене, по сравнению с вышележащими, несколько больше.

На большей части площади своего распространения березинская морена содержит довольно много отторженцев палеогеновых и неогеновых отложений, иногда занимающих более трети или даже половины ее объема. Представлены они кварцево-глауконитовыми песками, супесями и алевритами, а также кварцевыми, нередко углистыми песками и черными глинами. Неогеновый возраст последних установлен по палинологическим данным. Большинство отторженцев имеет, по-видимому, форму не глыб, а отдельных прослоев и линз мощностью от 0,1 до 20—30 м, которые местами многократно чередуются с валунными суглинками и супесями, придавая морене чешуйчатый характер.

В отличие от более молодых моренных отложений фракция гравия березинской морены содержит больше обломков осадочных пород (55—60%) и кварца (10—15%) и меньше обломков изверженных пород (35%). Количественное отношение зерен кварца к обломкам изверженных пород в гравийной фракции березинской морены на западе Белоруссии составляет 0,30, тогда как средние значения его для днепровской и валдайской морен равны соответственно 0,19 и 0,15.

В легкой части песчаных фракций (2,0—0,1 мм) березинской морены по сравнению с вышележащими моренными отложениями гораздо больше кварца (70%) и глауконита, но меньше полевых шпатов (10%) и карбонатов (10—15%). Обломков изверженных пород, особенно гранита, в ней соответственно в 2 и 3 раза меньше, чем в песчаных фракциях днепровской и валдайской морен.

Легкая часть фракции мелкого песка березинских моренных отложений также состоит в основном из кварца (70—80%). Далее следуют полевые шпаты (10—15%), карбонаты (5—10%), глауконит (2—3%) и мусковит (1—2%). По сравнению с более молодыми моренами (особенно валдайской) и в этой фракции березинская морена содержит больше кварца и глауконита и меньше полевых шпатов.

Березинская и более молодые морены в западной и центральной частях Белоруссии различаются и по процентному содержанию основных групп тяжелых минералов фракции 0,25—0,1 мм: с уменьшением возраста моренных суглинков в них закономерно увеличивается содержание амфиболов, пироксенов, слюд и пирита и параллельно с этим уменьшается количество бурых гидроокислов железа, минералов группы эпидота и устойчивых минералов (рудных и лейкоксена, циркона, рутила и ставролита). Столь же закономерный, направленный характер имеют изменения коэффициентов выветрелости.

Коэффициент выветрелости, т. е. отношение суммы устойчивых и умеренно-устойчивых минералов (рудных, ставролита, турмалина, циркона, рутила, гранатов) к неустойчивым (амфиболам, пироксенам), слюдам, минералам группы эпидота, апатиту, гидроокислам железа и др.), тяжелой фракции березинской морены на территории Гродненской области равен 0,42, днепровской — 0,35 и валдайской 0,27, а для

тех же морен района Смоленска, Орши и Могилева (Коптев, 1961) соответственно 0,66; 0,61; 0,46.

Окатанных зерен минералов в более молодых моренах по сравнению с березинской содержится значительно меньше. Коэффициент окатанности (отношение идеально окатанных зерен амфиболов, гранатов, циркона, рутила, турмалина и др. к сумме всех зерен тяжелых минералов) песчано-алевритовых фракций березинских моренных суглинков Белоруссии в среднем равен, очевидно, 0,25—0,30, а днепровских и валдайских (Самодуров, 1957) соответственно 0,24 и 0,14.

Важным критерием для расчленения ледниковых отложений Белоруссии является различное количественное содержание во фракции 0,25—0,1 мм морен разного возраста окатанных форм среди зерен роговой обманки (Ульст, Майоре, 1964). Окатанных зерен роговой обманки в березинских моренных отложениях значительно больше (в среднем 41%), чем в более молодых моренах — днепровской (27%) и особенно валдайской (17%).

Все указанные различия тесно связаны, имея одну общую причину. Морены Белоруссии сформировались в результате смещения в разных пропорциях материала, захваченного ледниками из двух питающих петрографических провинций: Балтийского щита, сложенного изверженными и метаморфическими породами, и северо-западной части Русской плиты — области развития осадочных, преимущественно терригенных отложений, легкая фракция которых состоит в основном из кварца, а тяжелая — из таких устойчивых по отношению к выветриванию и нередко окатанных реликтовых минералов, как рудные (и лейкоксен), циркон, рутил, турмалин и метаморфические минералы. На протяжении четвертичного периода роль второй области по мере накопления в ней мощных толщ ледниковых отложений неуклонно уменьшалась, в результате чего формирование состава морены каждого последующего оледенения, по сравнению с мореной предыдущего, происходило во все большей мере за счет материала горных пород Фенноскандии — основных поставщиков неокатанных зерен полевых шпатов, амфиболов, пироксенов, биотита и некоторых других минералов.

Минеральный состав моренных отложений довольно изменчив не только по вертикали, снизу вверх по разрезу четвертичной толщи, но и в горизонтальном направлении. Указанные выше различия разновозрастных морен относительно выдержаны только в западных, северо-западных и центральных районах Белоруссии, но и они, хотя и в сравнительно узких пределах, изменяются на этой территории от места к месту. Наряду с этими локальными изменениями, наблюдаются также изменения минерального состава морен, имеющие региональный характер. Судя по данным А. И. Коптева (1961), в каждой из морен по мере удаления от Фенноскандии, т. е. в направлении от северо-западных районов Белоруссии к юго-восточным уменьшается содержание полевых шпатов, амфиболов, пироксенов и заметно возрастает количество кварца и устойчивых минералов, в связи с чем увеличивается значение коэффициента выветрелости. Так, например, в районе г. Минска этот коэффициент для тяжелой фракции березинской и днепровской морен в среднем равен 0,47 и 0,38, а в Солигорске — соответственно 0,90 и 0,82. Объясняется это тем, что в Прибалтике и на территории Белоруссии к обломкам пород Балтийского щита, заключенным в леднике, присоединялся материал местных дочетвертичных терригенных пород, количество которого по мере движения льда к югу и юго-востоку постепенно возрастало, в то время как содержание материала фенноскандианских пород уменьшалось в результате отложения на ложе ледника и частичного истирания в его теле.

Наблюдаются также некоторые, вызванные теми же причинами, различия в минеральном составе морен в направлении с юго-запада на северо-восток. Так, коэффициент выветрелости в этом направлении увеличивается от 0,27 в районе г. Гродно до 0,30—0,35 в Полоцкой низине и 0,46 между Оршей и Смоленском для валдайской морены и от 0,35 до 0,40—0,45 и 0,61 — для днепровской. В смежных районах Витебской и Смоленской областей, по сравнению с окрестностями г. Гродно, валдайская морена содержит значительно меньше амфиболов и гранатов и больше минералов группы эпидота.

В большинстве случаев березинская морена очень плотная, «рассланцованная», иногда слоистая. Часто она сильно нарушена глянциодислокациями.

Лихвинский горизонт

Березинско-днепровские отложения. Толща отложений, залегающая между березинской и днепровской моренами или подстилающая днепровскую морену на тех участках, где березинская морена отсутствует, состоит в основном из разновозрастных водно-ледниковых и перигляциальных (аллювиальных и др.) пород. Одни из них сформировались во время отступления березинского ледника, другие в период наступания днепровского. Эти разновозрастные компоненты достоверно выделены лишь в тех местах, где среди березинско-днепровских отложений обнаружены лихвинские аллювиальные пески и озерно-болотные образования. Не исключено и даже весьма вероятно, что к этой толще приурочены не только лихвинские, но и какая-то часть залегающих в первичном стратиграфическом положении межледниковых отложений рославльского типа, (Вознячук, 1966, 1967), относимых нами к беловежскому горизонту. В Белорусском Поозерье и на Восточно-Белорусском плато березинско-днепровская межморенная толща имеет ограниченное развитие. В Поозерье она залегает на глубинах от 50 до 80 м и имеет невыдержанные мощности (от 3 до 40 м). Последнее объясняется, очевидно, не только неравномерностью накопления осадков, но и последующим сносом и уничтожением их при надвигании днепровского ледника. Сохранились они главным образом в депрессиях доледникового рельефа. На Восточно-Белорусском плато эти отложения распространены в пределах доледниковых долин и экзарационных депрессий кровли коренных пород, реже на сравнительно невысоких древних водоразделах, залегая на глубинах 20—40 м. Мощность их изменяется в пределах от 2 до 30 м.

Наиболее выдержана толща межморенных березинско-днепровских отложений в средней полосе Белоруссии, где мощность ее в среднем равна 20—30 м, достигая иногда 50 м и более. Здесь к ней приурочены основной водоносный горизонт, эксплуатируемый крупными городами и предприятиями для хозяйственно-питьевых нужд. На возвышенностях Белорусской гряды глубина ее залегания 30—70 м, на Центрально-Белорусской равнине 20—50 м. На остальной части территории рассматриваемые отложения залегают в виде сравнительно небольших пятен. Выходы их на дневную поверхность наблюдаются только в наиболее глубоких речных долинах. На западе республики, в долине Немана между устьем Котры и г. Гродно и на левобережье Днепра в районе г. Шклова в ряде обнажений видна сильная дислоцированность березинско-днепровских отложений, связанная с динамическим воздействием на них днепровского ледника. Вместе с ними сильному смятию подвергалась и подстилающая их березинская морена. Аналогичные явления наблюдаются также в обнажениях по левым притокам Немана, в долине Днепра и его притоков (в частности р. Марьянки) между Могилевом и Оршей.

Представлены рассматриваемые межморенные отложения в основном флювио- и лимногляциальными породами: песками серыми и желтовато-серыми, полевошпато-кварцевыми, тонко- и мелкозернистыми, реже разноморенными, иногда глинистыми, с гравием и галькой осадочных и изверженных пород; глинами коричневатого-серыми, жирными, реже песчаными, слоистыми, с прослоями тонкозернистых песков, алевролитов, обычно сильнослюдистых, и тонких супесей. Наряду с водно-ледниковыми в этой толще встречаются также перигляциальные склоновые и озерно-аллювиальные образования. Для тех и других получены спорово-пыльцевые спектры, аналогичные описанным выше спектрам варяжско-березинских (венедских) отложений района г. Минска. Отложения с такими спектрами многими палинологами ошибочно расцениваются как лихвинские.

Отложения лихвинского межледниковья. Лихвинские образования занимают срединное положение в толще отложений четвертичной системы, разделяя ее на две части, почти равные по средней мощности и продолжительности формирования. Изучение лихвинских образований, в особенности охарактеризованных палеонтологически, имеет весьма важное значение для выделения наиболее крупных стратиграфических единиц четвертичной системы и решения ряда важнейших вопросов палеогеографии Белоруссии в ледниковом периоде.

Палеоботанически изученные отложения лихвинского возраста на территории республики в настоящее время известны более чем из 40 пунктов. Встречаются они обыкновенно в виде отдельных линз и сравнительно небольших пластовых залежей, основная масса которых сосредоточена в области Белорусской гряды; в каждой из остальных областей (Поозерье, Восточно-Белорусское плато и т. д.) пока обнаружено всего по несколько разрезов лихвинских отложений. Глубина залегания их в Верхне-Неманской и Полоцкой низинах составляет 50—80 м, на возвышенностях Белорусской гряды колеблется от 15—20 до 50—70 м, в пределах Центрально-Белорусской равнины — от 20—30 до 50 м на Восточно-Белорусском плато и в Полесье, в частности на Прибугской равнине, от 5—10 до 15—20, иногда до 30—40 м. В Белорусском Поозерье они перекрыты двумя толщами валунных суглинков и толщиной разделяющих их песков, а на остальной части территории республики — одним региональным горизонтом морены, залегающей на березинских отложениях или на коренных породах (в Поозерье).

Лихвинские отложения представлены озерными, болотными и аллювиальными образованиями, формирование которых происходило в условиях умеренно гумидного климата среднеширотной лесной зоны.

Среди озерных отложений резко преобладают сизовато- и темно-серые, коричневые и черные слоистые или комковатые глинистые и суглинистые, плитчатые детритовые, доплеритовые (дью) и торфянистые гиттии, иногда переслаивающиеся с низинными торфами. В особенности характерны тонкослойные мелкодетритные гиттии (сапропелиты) мощностью до 7 м, распадающиеся на пластинки, толщина которых не превышает 1—3 мм.

В ряде мест (деревни Боровляны, Паперня, Малая Александрия, пос. Копысь и др.) обнаружены также залежи диатомитов и мергелей мощностью от 5—8 до 11—13 м. Иногда суммарная мощность лихвинских озерных отложений, сложенных главным образом мергелями, диатомитами и известковистыми алевролитами, достигает 15—25 м (деревни Заборье, Польшовичи). Подобные залежи выполняют глубокие котловины бывших рытвинных озер, приуроченные к полосам погребенных краевых образований березинского ледника.

Болотные осадки в составе лихвинских отложений встречаются несколько реже, чем озерные. Представлены они топяными (гипновыми, осоковыми, осоково-разнотравными, тростниковыми) и очень плотными лигнитоподобными лесными торфами, почти всегда залегающими в самой верхней части серий отложений лихвинского горизонта поверхозерных мергелей, диатомитов и гиттий. Обыкновенно лихвинские торфяники сравнительно маломощны (0,5—1,0 м, изредка до 3—5 м), что объясняется сильным уплотнением их под давлением толщ вышележащих отложений. В целом лихвинские озерно-болотные отложения, как правило, имеют большую мощность, чем аналогичные по генезису межледниковые отложения другого возраста.

Лихвинские аллювиальные образования обнаружены на ряде участков в долинах бассейнов Днепра (деревни Черноручье, Гребенка, Вилы, Чериков, Дуравичи, Березовка, Высокая, Червонный Кут, Грабовка, Изин), Немана (деревни Сула, Олеховщина, Каменская Слобода) и Западного Буга (г. Влодава, деревни Сушно, Селяховичи, Смуга, Подречаны, Борщево, Подброяны). Они представлены русловыми песками различного гранулометрического состава (с перлювиальным гравийно-галечным горизонтом в основании) и пойменными иловатыми суглинками. Толщам песков, мощность которых достигает 20—25 м, подчинены линзы старичных гиттий, иногда переслаивающихся с торфом, и опесчаненных торфяников мощностью от 0,2—3,0 м (деревни Вилы, Гребенка, Каменская Слобода, Борщево) до 6—10 м (деревни Петрыги, Смуга). Все эти отложения участвуют в строении мощной свиты аллювия, который слагает в долинах рек Белоруссии погребенную березинско-днепровскую террасу.

Верхняя часть березинско-днепровских аллювиальных песков местами обнажается на подмываемых берегах Днепра, Березины, Сожа и Немана; лихвинский аллювий обыкновенно залегают ниже, но иногда и выше уреза рек. На левом берегу Немана у д. Ковальцы (Гродненская возвышенность) в ядре ледниково-напорной «антиклинали» под сизовато-бурой днепровской мореней видна толща песков с прослоями алевроитов, выполняющих на участке между деревнями Комотово и Понемунь глубокий погребенный долинный врез шириной 0,5—0,8 км. Днище его, как и аналогичных врез в бассейне Днепра, лежит в среднем на 30—35 м ниже современного уреза реки. Образует широкие излучины, эта березинско-днепровская (лихвинская) долина попеременно подступает то к правому, то к левому берегу Немана. Врезана она в толщу плотных зеленовато-серых березинских моренных суглинков и супесей. Обнажения лихвинских аллювиальных отложений имеются также в долинах Днепра, Березины и Сожа.

К числу наиболее изученных в Белоруссии относятся лихвинские гиттии и торфы окрестностей д. Жидовщицны¹ (рис. 43), расположенной между оврагами на правом берегу Немана, в 4 км восточнее Гродно. В овраге Колодежном линза лихвинских отложений мощностью до 6—7 м и около 150—175 м в поперечнике выполняет погребенную водораздельную озерную котловину — отчетливо выраженное понижение поверхности зеленовато-серой березинской морены, кровля которой расположена здесь на абсолютной высоте 130—135 м (35—40 м над уровнем Немана). В овраге Серебряном (Ровце), в 0,8 км северо-западнее д. Жидовщица (см. рис. 42), где также обнаружен выход лихвинских отло-

¹ Формирование их происходило на протяжении всего межледниковья, тогда как накопление изученных палеоботанических межледниковых озерных или старичных отложений знаменитого опорного разреза в г. Чекалине (г. Лихвине) закончилось уже в фазу первого климатического оптимума лихвинского «века» (Ушко, 1959).

жений, поверхность березинской морены поднимается еще выше до абсолютной высоты 135—140 м (40—45 м над рекой). Морена имеет мощность около 100 м и подстилается 10-метровой толщиной светло- и зеленовато-серых мелкозернистых песков. Межледниковые образования перекрыты днепровскими песчано-глинистыми отложениями и красно-бурой мореной, имеющей мощность до 15—25 м и содержащей многочисленные прослои и линзы алевритов песка, гравия и галечно-валунных конгломератов (Halicki, 1951; Вознячук, 1959).

В результате палинологического изучения больших серий (50—100) образцов гиттий и торфа¹, взятых в средней части залежи оврага Колодежного (разрез Жидовщица 1), получены спорово-пыльцевые диаграммы, которые обладают всеми характерными чертами, присущими

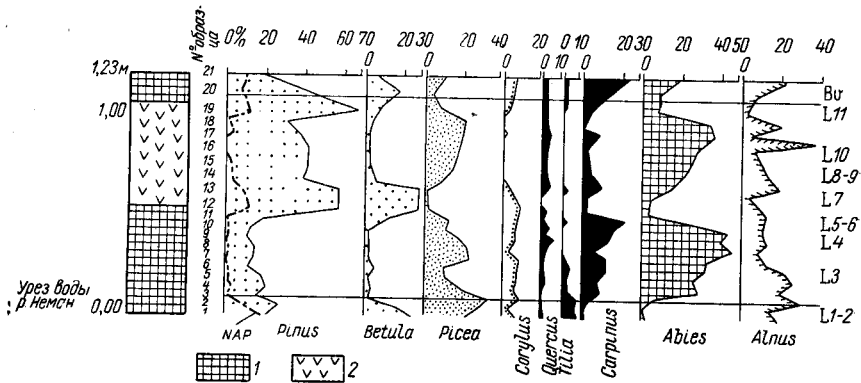


Рис. 43. Пыльцевая диаграмма лихвинских отложений опорного разреза Жидовщица II в овраге Серебряный Яр. Анализы Л. И. Алексеевой (1957)
1 — мергель, 2 — торф

эталонным диаграммам «миндель-рисских» (лихвинских, мазовецких, голыштинских, хоксенских) отложений средней полосы Русской равнины и Западной Европы (Woldstedt, 1949; Махнач, 1957; Цапенко, Махнач, 1959; Кац, 1960; Вознячук, 1959; Горецкий, 1967).

В самой нижней части толщи межледниковых отложений разреза Жидовщица 1 (суглинок и суглинистая гиттия) установлен максимум содержания (до 65%) пыльцы березы (зона L1). В ряде других залежей — разрезов д. Польшовичи (Пузанов, Лободенко, 1967), Старые Стайки (Махнач, 1961), Заборье (Ананова, 1964 г.), Щербово, Борки II непосредственно над зоной L1 увеличивается количество пыльцы сосны (зона L2). В д. Жидовщице максимум сосны в этом горизонте выражен слабо. Выше, в иловатом торфе и черной гиттии, количество пыльцы березы и сосны уменьшается, и на первый план в спектрах быстро выходит пыльца ели, с максимумом которой (до 60—70%) совпадает отчетливый максимум содержания ольхи (30—40%) и подъем (до 5%) кривой липы (зона L3).

Отложения зоны L3 перекрыты дью-гиттией, для нижней части которой характерно преобладание (до 50—60%) пыльцы пихты (подзона L4a), а для верхней — граба (до 30—40%) (зона L4b). В этом же горизонте отмечены максимумы содержания пыльцы дуба (до 10%) и лещины (до 15%). В верхней половине толщи дью-гиттии и нижней части гумусной гиттии содержание пыльцы широколиственных пород

¹ Спорово-пыльцевые анализы выполнялись на протяжении последних 30 лет исследователями Б. Яронем (Jaarom, 1933), Н. А. Махнач (1957), Л. И. Алексеевой (1956 г.), Н. Я. Кацем и С. В. Кац (1960).

резко сокращается, и ее место занимает пыльца пихты (до 30—50%) и ели (до 20—30%) (зона L5). Одновременно начинается быстрый подъем кривой сосны, достигающей своей кульминации (70%) в верхней части гумусной гиттии (зона L6).

Вслед за этим в вышележащем песчанистом алевролите происходит заметная перестройка спорово-пыльцевых спектров; с уменьшением содержания пыльцы сосны, ели, пихты и граба резко возрастает количество пыльцы березы (до 30%), спор и недревесной пыльцы, преимущественно полыней и маревых (до 20—30%). Спектры этой зоны (L7) имеют «перигляциальный» характер. Подобное явление зафиксировано и в некоторых других разрезах как на территории Белоруссии (деревни Старые Стайки, Грядки, Щербово, Шестаково, Польшковичи, Заборье), так и за ее пределами в разрезах деревень Новины Жуковские (Dyakowska, 1959), Цеханки Кшесимовские (Brem, 1953), Суха-Стонава (Vodickova-Kneblova, 1959, 1961) и др. Оно свидетельствует о довольно сильном похолодании, вызвавшем разрежение лесов и изменение условий осадкообразования. Позднее сформировалась толща комковатых глинистых гиттий с прослойками песка, слагающая верхнюю половину лихвинской залежи Колодежного оврага. В этой толще господствует пыльца сосны, однако в самом нижнем и особенно в верхнем горизонтах ее (зоны L8, 9 и 11) наблюдается большое содержание пыльцы березы и сосны, а в средней части (зона L10) отмечено значительное (до 10—20%) количество пыльцы пихты, ели, ольхи, граба и других широколиственных пород. Такие же пыльцевые зоны можно выделить и на диаграммах других разрезов лихвинских отложений.

Изменение спорово-пыльцевых спектров в зоне L7 отражает похолодание климата, палеогеографическое значение которого еще не совсем ясно. Не исключено, что отложения зоны L7 сформировались во время самостоятельного доднепровского («шведского») оледенения Фенноскандии или первой фазы днепровского оледенения, а слои, относящиеся к зонам L8—10, в течение первого интерстадиала днепровского раннеледниковья или послелихвинской — доднепровской — «ятвяжской» (не «ивановской») межледниковой эпохи. Возможно, однако, что упомянутое похолодание, являясь промежуточным, лишь «раздваивает» лихвинское межледниковье — делит его на две части: первую (раннюю), с более мягким и теплым климатом, и вторую, менее теплую.

Оба климатических оптимума лихвинского межледниковья отражены на диаграммах озерно-болотных и аллювиальных отложений сравнительно немногих разрезов: деревни Жидовщина 1 (Жагой, 1933), Старые Стайки (Махнач, 1961), Грядки, Печи (Вознячук, Пузанов, 1967), Щербово, Новины Жуковские, Цеханки, Большая Коша (Гричук, 1961) и др. Остальные залежи лихвинских осадков относятся только к первой половине межледникового времени (деревни Лаперовичи, Польшковичи, Заборье, Борки II, Баранки, Борщево, Высокое, Лихвин) или ко второй (деревни Паперня, Волма, Боровляны, Остров, Каменка, Гребенка и др.)¹.

В целом пыльцевые диаграммы лихвинских отложений Белоруссии в отличие от диаграмм беловежских и микулинских образований характеризуются небольшим содержанием пыльцы «смешанного дубового леса», незначительным (до 10—15%) количеством пыльцы лещины, растянутостью и «вялостью» максимумов содержания пыльцы широколиственных пород, ранним подъемом кривой липы, поздней кульминацией кривых дуба и лещины, наличием отчетливого максимума пыльцы

¹ Kulczyński (1940); Цапенко, Махнач (1959); Вознячук, Пузанов, Зубович (1968 г.).

пихты (до 50% и более) в одном горизонте с кульминацией кривой граба, значительным (до 50—60%) содержанием пыльцы ели непосредственно ниже максимумов пихты и граба, большим количеством пыльцы хвойных пород, специфическим размещением пыльцевых зон — слоев с максимумами содержания пыльцы основных древесных пород и кустарников по разрезу: L1 — березы, L2 — сосны, L3 — ели, L4 — пихты и граба, L5 — ели и пихты, L6 — сосны, L7 — зона со спектрами перигляциального типа («шведское» покровное оледенение Фенноскандии), L8 — березы, L9 — сосны, L10 — сосны, пихты, ели и широколиственных пород, L11 — сосны и березы (Вознячук, Пузанов, 1967).

Помимо сингенетической пыльцы в лихвинских отложениях большинства разрезов, особенно в их нижних и верхних горизонтах, содержится заметное количество древних (третичных и меловых) переотложенных пыльцевых зерен и спор. Недоучет этого привел некоторых исследователей к ряду ошибочных выводов по стратиграфии четвертичных отложений и истории флоры Белоруссии в ледниковом периоде.

Лихвинский возраст упомянутых выше отложений определяется на основании сопоставления белорусских пыльцевых диаграмм с диаграммой лихвинского разреза (Цапенко, Махнач, 1959; Махнач, 1961), а также материалов палеокарпологических исследований. Данные, приведенные в работах В. Шафера (Szafer, 1925—1954), Н. Я. Каца и С. В. Кац (1959, 1960) и в особенности П. И. Дорофеева (1959—1963), свидетельствуют о том, что лихвинские флоры Белоруссии, по сравнению с муравинскими, имеют более архаичный облик (табл. 8).

Из табл. 8 видно, что в лихвинских отложениях обнаружено довольно много видов, вымерших повсеместно или исчезнувших к концу лихвинского межледниковья в Европе, но сохранившихся до настоящего времени в Северной Америке и Восточной Азии.

Большинство экзотов и других термофильных видов приурочено к отложениям первой половины лихвинского межледниковья (первого климатического оптимума). Отложения фазы промежуточного похолодания характеризуются флорой, в составе которой господствуют холодостойкие и широко распространенные виды. В глинистых гиттиях д. Жидовщизны, относящихся ко времени второго климатического оптимума лихвинского межледниковья, экзоты и термофильные виды появляются вновь, но в гораздо меньшем количестве, чем в зонах L3 и L4.

Известное значение для установления возраста отложений и отнесения их к лихвинскому горизонту имеют также малакологические данные. В аллювиальных песках и иловатых супесях ряда разрезов (деревни Изин, Высокая Березовка, Черноручье, Дуравичи и др.) наряду со многими другими пресноводными моллюсками найдены раковины *Paludina diluviana* Kunth, вымершей к концу лихвинского межледниковья, и *Pisidium astartoides* Sandb., которая известна также из плиоценовых отложений района г. Бреста, беловежских и муравинских отложений. Остальные характерные «миндель-рисские» виды, указанные И. В. Даниловским (1941, 1955), — *Lythoglyphus pyramidatus* Möllend., *Corbicula fluminalis* (Müll.), *Theodoxus serratiliniiformis* Geuer, *Bithynia labiata* Neum. и др. — на территории Белоруссии встречаются очень редко или вообще не обнаружены (Мотуз, 1962).

Днепровский горизонт

Днепровский горизонт представлен отложениями двух стадий или фаз максимального (днепровского) оледенения — подднепровской (собственно днепровской) и московской. Отложения этих стадий разделены днепровско-московскими межморенными образованиями, в толще кото-

Список показательных видов межледниковых флор Белоруссии.
Составил Л. Н. Вознячук (1968 г.)

Виды	Флоры		
	беловежские	лихвинские	муравинские
<i>Вымершие</i>			
<i>Pilularia borysthena</i> Weliczk.	+	—	—
<i>Azolla interglacialica</i> Nikit.	+	—	—
<i>Carpinus</i> sp.	+	+	—
<i>Picea omoricoides</i> Web.	+	—	—
<i>Sparganium interglacialicum</i> Dorof.	—	+	+
<i>Potamogeton</i> sp. exot.	+	—	—
<i>Aracites Johnstrupii</i> (Hartz) Nikit.	—	+	—
<i>Najas Goretskyi</i> Dorof.	+	+	—
<i>Brasenia Nehringii</i> (Weber) Szafer.	+	—	—
<i>Brasenia Schroeteri</i> Szafer.	—	+	+
<i>Ranunculus sceleratoides</i> Nikit.	+	+	—
<i>Aldrovanda Dokturovskyi</i> Dorof.	+	+	—
<i>Trapa praetranschelii</i> V. Vassil.	—	+	—
<i>T. cf. macrohilum</i> Miki.	—	+	—
<i>T. cf. angusticerata</i> Miki.	—	+	—
<i>T. Leonidii</i> Dorof.	—	—	+
<i>Myriophyllum microcarpum</i> Dorof.	—	—	+
<i>M. spinulosum</i> Dorof.	—	+	—
<i>Lycopus intermedius</i> Dorof.	+	+	+
<i>Диффузно-рассеянные термофильные</i>			
<i>Salvinia natans</i> (L.) All.	+	+	+
<i>Najas tenuissima</i> A. Br.	+	+	—
<i>Scirpus mucronatus</i> L.	—	+	+
<i>Aldrovanda vesiculosa</i> L.	—	+	+
<i>Trapa natans</i> L. s. l.	+	+	+
<i>Североамериканские</i>			
<i>Osmunda cinnamomea</i> L. (и в восточной Азии)	—	+	—
<i>Scirpus Smithii</i> Grey.	+	+	+
<i>S. Torreyi</i> Olney	+	—	+
<i>Dulichium arundinaceum</i> (L.) Britt.	+	+	+
<i>Восточноазиатские</i>			
<i>Potamogeton oxyphyllum</i> Miq.	+	+	+
<i>Carpinus</i> sp.	+	+	—
<i>Trapa platycerata</i> Miki.	—	+	—
<i>T. macropoda</i> Miki.	—	—	+
<i>Балкано-колхидские</i>			
<i>Tilia tomentosa</i> Moench.	—	—	—
<i>Trapa cf. bosniaca</i> M. Jank. et N. Pant.	—	+	—
<i>Европейские</i>			
<i>Taxus baccata</i> L.	—	+	—
<i>Abies alba</i> Mill.	—	+	—
<i>Potamogeton coloratus</i> Vahl.	+	+	—
<i>P. densus</i> L.	—	+	—
<i>Zostera minor</i> (Cavol.) Nolte.	+	+	—
<i>Potentilla cf. procumbens</i> Sibth.	—	+	—

Продолжение табл. 8

Виды	Флоры		
	беловежские	лихвинские	муравинские
<i>Tilia platyphyllos</i> Scop.	+	+	+
<i>Acer campestre</i> L.	—	+	+
<i>A. pseudoplatanus</i> L.	—	—	+
<i>Прочие локальные экзоты</i>			
<i>Selaginella selaginoides</i> (L.) Lk.	+	+	+
<i>Picea obovata</i> Ledeb.	—	—	+
<i>Potamogeton vaginatus</i> Turcz.	—	+	+
<i>Sparganium hyperboreum</i> Laest.	+	—	+
<i>Nuphar pumilum</i> (Hoffm.) DC.	+	+	+

рых местами обнаружены озерно-аллювиальные осадки одинцовского интерстадиала (интервала).

Днепровское оледенение охватывало всю территорию Белоруссии, а край ледникового покрова при его максимальном распространении проходил в Приднепровье, в нескольких сотнях километров к югу от южной границы республики. В средней полосе Белоруссии (между границами московской фазы и валдайского оледенения) в толще отложенных днепровского горизонта местами развиты межморенные образования, разделяющие морены двух надвигов днепровского оледенения. К северу, в области Белорусского Поозерья, эти межморенные отложения выклиниваются, и здесь моренные образования днепровского оледенения представлены единой моренной толщей.

Днепровский подгоризонт. Днепровские ледниковые, водно-ледниковые и перигляциальные отложения развиты на территории Белоруссии почти повсеместно. Полному размыву они подверглись только на некоторых участках современных и древних долин крупных рек (Немана, Днепра, Припяти) и в наиболее глубоких оврагах (особенно на Гродненской возвышенности и между Могилевом и Оршей).

В древних погребенных долинах и экзарационных желобах, где березинские отложения полностью размывы в лихвинское межледниковье и снесены при надвигании днепровского ледникового покрова, днепровская морена залегает непосредственно на поверхности коренных пород, также подвергшихся размыву и воздействию ледниковой эрозии. На Гродненской, Новогрудской, Минской и других возвышенностях нередко наблюдается непосредственное налегание днепровской морены на березинскую (окскую).

В Белорусском Поозерье днепровские моренные отложения залегают на глубинах 20—50 м. Подошва их в большинстве случаев расположена здесь на абсолютной высоте 80—100 м, опускаясь в наиболее глубоких частях подчетвертичных депрессий до 50—60 м и до минус 10 м (в Дисненской низине) и минус 18 м (в Полоцкой котловине). Мощность днепровских отложений здесь в среднем 15—20 м, местами же в доледниковых долинах и экзарационных депрессиях возрастает до 50 м.

На Восточно-Белорусском плато постель днепровской морены чаще всего имеет абсолютные отметки 120—150 м. Кровля ее в основном повторяет рельеф подошвы. В долинах крупных рек морена обыкновенно размыва и ее можно наблюдать лишь в верхних частях высоких

подмываемых склонов. Мощность днепровской морены здесь непостоянна и колеблется от 0,1 до 30 м.

На Центрально-Белорусской равнине подошва морены лежит на абсолютных отметках 100—130 м, а средняя мощность ее равна 30—40 м. В Полесской низменности днепровская морена вследствие длительного размыва в днепровско-валдайское время на значительной части территории, особенно в долине р. Припяти, уничтожена и сохранилась в виде отдельных разрозненных пятен в пределах древних водораздельных плато на абсолютных отметках 120—130 м. Мощность ее здесь обыкновенно не превышает 10—15 м.

Подошва днепровских отложений в пределах области Белорусской гряды в районах развития краевых образований березинского ледника лежит на абсолютных отметках 130—200 м (Гродненская, Новогрудская, Ошмянская, Минская возвышенности), а в пределах глубоко врезанных в коренные породы экзарационных криптодепрессий опускается до 80—128 м ниже уровня моря. Мощность ее в этой области достигает местами 100—120 м.

Днепровские ледниковые отложения представлены в основном серыми, коричневато-серыми и красно-бурыми мелко- и тонкопесчанистыми, нередко слоеватыми валунными супесями и реже суглинками с частыми включениями зерен крупного песка и гравия. В толще днепровской морены нередко наблюдается чередование валунных супесей с различными внутриморенными образованиями — песками, алевроитами, пылеватыми однородными супесями и суглинками, рыхлыми грубообломочными наносами, песчаниками и гравийно-галечно-валунными конгломератами.

К югу от границы московской стадии днепровские моренные отложения сформировались в течение чернобыльской, мозырской и славгородской фаз максимального оледенения. Вдоль границ этих фаз они замещаются краевыми ледниковыми (конечноморенными, камовыми и озowymi) образованиями, возникшими во время остановок днепровского ледника при его отступании.

Общий состав валунов, заключенных в днепровской морене, существенно отличается от такового березинской и валдайской морен. Для нее характерно высокое содержание валунов осадочных, главным образом карбонатных пород и меловых кремней. Помимо многочисленных обломков меловых белемнитов в днепровской морене в довольно большом количестве содержатся валуны с хорошо сохранившейся фауной из отложений ордовикской, силурийской, девонской и юрской систем (Halicki, 1935 и др.).

На всей территории Белоруссии днепровская морена содержит руководящие валуны, принесенные в основном из юго-восточной части Финляндии и Финского залива (выборгские рапакиви, гохладский кварцевый порфир), из Южной Финляндии (уралитовый порфирит из Тавастгуса, диабаз-порфирит из Пеллинге) и Ботнического залива (кварцевые порфиры), с Аландских островов (рапакиви, красные граниты, порфиры и кварцевые порфиры), со дна Балтийского моря (красные и бурые кварцевые порфиры) и из Средней Швеции (различные даларнские породы, а также граниты Салы, Упсалы и Стокгольма). Содержание в морене валунов шведских пород и балтийских порфиров возрастает по мере движения на запад (Siemiradzki, 1882; Чирвинский, 1914, 1935 гг.; Kreutz, Głowińska, 1932; Jaroszewicz-Kłyszzyńska, Okołowicz, 1937; Milthers V., Milthers K., 1938; Halicki, 1939; Гайгалас, 1959 г. и др.).

Характерной особенностью днепровских моренных образований является наличие в них на западе области Белорусской гряды (Грод-

ненская, Волковская, Слонимская и Новогрудская возвышенности, Столбцовская равнина) большого количества гигантских глыбовых отторженцев меловых, палеогеновых, неогеновых и нижнечетвертичных, в области Центрально-Белорусской равнины — девонских, кембро-силурийских и меловых (Дараганово, Рованичи, Кировск), а на Восточно-Белорусском плато — девонских и мезозойских пород.

Одинцовский (днепровско-московский) подгоризонт. Днепро-московские отложения встречаются только в средней полосе Белоруссии. Они представлены преимущественно водно-ледниковыми образованиями времени отступления днепро-московского и наступания московского ледников. Глубина залегания их колеблется в широких пределах. Как и днепро-московская морена, они спускаются с водоразделов в древние долины. Мощность их при этом увеличивается от 10—15 до 20—30 м. На Центрально-Белорусской равнине и Восточно-Белорусском плато эти отложения в отдельных пунктах выходят на дневную поверхность, обнажаясь обычно в нижних частях склонов глубоко врезанных долин рек Днепра, Сожа и Березины и отдельных наиболее крупных оврагов.

В комплексе днепро-московских отложений преобладают флювиогляциальные образования, представленные песками различного гранулометрического состава, в толще которых нередки прослойки и линзы, обогащенные гравием, галькой и валунами. Лимногляциальные отложения имеют значительно меньшее распространение. Они встречаются в основном на Центрально-Белорусской равнине и в области Белорусской гряды и сложены горизонтально-слоистыми тонкими песками, безвалунными супесями и суглинками, иногда сильно известковистыми, ленточными. Среди днепро-московских водно-ледниковых отложений в нескольких пунктах (деревни Невиняны, Остров, Стасево, Велута, Бостынь и др.) обнаружены перигляциальные озерно-аллювиальные пески, супеси и суглинки, условно относимые к одинцовскому интерстадиалу. Они характеризуются, по данным Н. А. Махнач (1959, 1961), весьма «холодными» спорово-пыльцевыми спектрами, воспроизводящими растительность приледникового типа.

Межледниковые отложения рославльского типа разрезов деревень Борки, Углы, пос. Старобин, деревень Красная Дуброва, Верхнее Березино, Рудня, Шубичи, Пашковичи, Водопой, Сидоровичи, Щекотово, Обухово и Почтари, охарактеризованные выше при описании беловежского горизонта, многими исследователями (Махнач, 1966а, б; Цапенко, Махнач, 1966; Махнач, Цапенко, 1966; Гурский, 1966; Пасюкевич, Салов, Шахнюк, 1966 и др.) относятся к одинцовскому (рославльскому, шкловскому) межледниковью.

Из всех существующих в настоящее время точек зрения подобное мнение, как уже отмечалось, представляется наименее вероятным. Основываясь только на данных об условиях залегания рославльских (шкловских, беловежских, «одинцовских») отложений, возраст некоторых из них (Верхнее Березино, Поречье, Водопой, Каменюки, Шлаве возле Дауминтая¹), мы должны будем определить как доокский, других (Борки, Печи, Вилькишес¹, Неумываки, Узляны, Королино, Аннополь, Жидини) как варяжско-окский (венедский), третьих (Незбодичи, Борки, Ляхи, Оранчицы, Шубичи, Жодишки, Старобин, Пиваши, Хотляны, Углы, Красная Дуброва, Сидоровичи, Нижнинский Ров, Сметанка, Щекотово) как окско-днепровский. Тщательное изучение стратиграфии среднеплейстоценовых отложений неизбежно приводит к заключению, что московский (сожский) возраст верхней (среднеплейстоцено-

¹ По данным О. П. Кондратене (1969 г.).

вой) морены области, расположенной к югу и юго-востоку от границы валдайского оледенения и вообще необходимость выделения двух самостоятельных широко распространенных горизонтов среднеплейстоценовых морен (собственно днепровской и московской) до сих пор никем ни в малейшей мере не доказаны. Даже сугубо предположительно допустив, что самостоятельный региональный горизонт московской морены все же существует, к днепровско-московскому (рославльскому, шкловскому) времени можно будет с рядом оговорок и натяжек отнести только очень немногие из межледниковых отложений рославльского (беловежского) типа (Ольшаны, Шубичи, Пиваши, Нижнинский Ров?).

Указанные различия в условиях залегания беловежских (рославльских) образований, которые удалось заметить при изучении отдельных разрезов, если только они не вызваны неполнотой геологической летописи, быть может, отражают действительную разновозрастность этих межледниковых отложений, относимых одними исследователями к среднему, другими — к нижнему плейстоцену. Такое допущение вполне правомерно и при современном состоянии изучения плейстоцена древнеледниковых областей непременно должно учитываться в стратиграфических исследованиях. Однако все перечисленные выше беловежские (шкловские, рославльские, «одинцовские»), бесспорно, межледниковые отложения (озерные известковистые суглинки, гиттии и торфы), по нашему мнению, ничего общего с подлинно одинцовскими осадками, образовавшимися в позднеднепровское (днепровско-московское — собственно одинцовское в точном значении этого названия) время, не имеют. Приведенные выше данные Н. А. Махнач (1961) показывают, что как и в стратотипическом разрезе у г. Одинцово под Москвой, где межморенные водно-ледниковые суглинки содержат остатки мускусного овцебыка и мамонта и единичные пыльцевые зерна сосны, березы и травянистых растений, отложения одинцовского возраста на территории Белоруссии характеризуются спорово-пыльцевыми спектрами перигляциального типа.

Таким образом, отсутствуют убедительные данные, которые заставили бы изменить сложившиеся ранее представления об одинцовском времени как о непродолжительном и холодном интерстадиале (или межфазовом, межосцилляторном интервале) с обстановкой перигляциальной тундролесостепи. Следовательно, самостоятельность московского («сожского» и «слущкого») «оледенения» еще не доказана. Судя по ничтожной мощности перигляциальных отложений, коррелятных московской подвижке ледника, и по редкости и расплывчатости ее следов в перигляциальной зоне, в частности по отсутствию особого московского яруса лёсса (Москвитин, 1957 г.; Величко, 1961, 1965 г.; Иванова, 1966; Марков, Величко, 1967 г.), можно думать, что так называемое «московское оледенение» представляло собой не более чем стадию (Марков, 1939 г.), фазу или осцилляцию максимального. К такому же выводу пришли многие советские ученые (Даниланс, Дзилина, Саввантов, Стелле, 1964; Кондратене, Климашаускас, Гайгалас, Чепулите, 1966 г.; Иванова, 1966; Салов, 1967 г. и др.), а также польские, немецкие и английские исследователи (Rozycki, 1965; Корр, Woldstedt, 1965; West, 1963 и др.).

Московский подгоризонт. К югу от границы валдайского оледенения (Белорусского Поозерья) в ряде мест наблюдается расщепление толщи днепровских ледниковых отложений на два моренных горизонта (днепровский и московский). Эти морены почти не отличаются друг от друга по своим структурным и текстурным особенностям, минералого-петрографическому составу, окраске и т. д. Верхняя из них (мо-

сковская) несколько более песчаная, часто с прослоями внутриморенных песков, мощностью до 10—15 м, более выветрелая, характеризуется меньшей плотностью и более светлой (красно-бурой) окраской.

Граница московской, или вартинской (мазовецко-подляшской, северополесской, солигорской, любанской, бобруйской, могилевской, шумячской, сожской, слущкой), стадии намечается по краевым ледниковым образованиям верховьев Наревки (Беловежская гряда) и Ясельды на западе и далее (к востоку) у деревень Лысково, Косово, Бытень (Halicki, 1951), поселков Ганцевичи, Красная Слобода, г. Солигорск, д. Погост, г. Любань, пос. Глусск, городов Бобруйск, Могилев, д. Сухари и г. Рославль (Вознячук, 1967). Многие исследователи проводили или проводят эту границу от Бобруйска на Славгород (Соболев, 1933; Яковлев, 1956; Вознячук, 1959; Гурский, 1966 и др.) или еще южнее (Москвитин, 1950 г.; Цапенко и Махнач, 1959 и др.). К югу от намеченной выше границы московской фазе соответствуют зандры северного Полесья.

Между границами московской стадии и валдайского оледенения прослеживаются еще четыре полосы краевых образований, отмечающих границы слущкой, минской, верхненеманской и ошмянской фаз отступления московского ледника. Расщепление днепровской морены на две толщи, разделенных флювиогляциальными песками или ленточными глинами, как правило, наблюдается в непосредственной близости от этих полос, иногда на расстоянии 10—20 км к северу от них.

Локальное разделение днепровской моренной толщи на два горизонта прослежено в ряде обнажений в долинах Днепра, Березины, Сожа и Немана, где изредка хорошо видно и непосредственное налегание верхней (московской) морены на нижнюю. Контакт их иногда отмечен лишь тонкой лимонитной коркой. Чаще всего между моренами появляется толща мелкой и разнозернистых косослоистых песков с прослоями и линзами гравия, в основании которой иногда прослеживается горизонт размыва нижней морены (скопления гальки и мелких валунов).

Мощность московской морены испытывает сильные колебания, достигая 20—30 м. В долинах крупных рек морена в большинстве случаев отсутствует. Ее можно встретить обычно лишь в верхних частях крутых подмываемых склонов. Изменения мощности московской морены является следствием приуроченности ее к различным элементам ледникового комплекса (моренным плато, конечным моренам и т. д.) и развития послемосковской денудации и эрозии.

За пределами границы валдайского оледенения днепровская и московская морены обыкновенно залегают под почвой или перекрыты сравнительно маломощным (0,5—5,0 м) чехлом современных озерно-болотных образований, валдайских элювиально-делювиальных или солифлюкционных отложений, голоценовых и валдайских аллювиальных осадков и надморенных флювиогляциальных песков (мощностью до 20 м). В ряде пунктов поверх нее в виде сравнительно небольших линз залегают муравинские озерно-болотные отложения. В полосах краевых образований московская морена частично замещается конечноморенными, камовыми, озовыми или зандровыми образованиями. Среди московских конечных морен, как и днепровских, широко распространены ледниково-напорные образования.

На днепровской и московской моренах в ряде районов (особенно в области Белорусской гряды залегают песчаные и глинистые водноледниковые образования, мощность которых достигает местами (Минская возвышенность) 20—30 м. Образовались они на разных этапах днепровской и московской стадий, во время фаз отступления и повтор-

ных надвигов ледника, когда происходило формирование крупных конечноморенных гряд Гродненской, Волковыской, Слонимской, Новогрудской, Минской, Ошмянской и других возвышенностей. К этим интервалам, по всей вероятности, относится накопление на ряде участков лимногляциальных образований (ленточных глин, залегающих на морене или подчиненных моренным отложениям. Наиболее широко эти отложения распространены на Минской возвышенности (деревни Острова, Раков, Гайдуковка и др.) и к северу от Гродно в пределах Грандичского плато между деревнями Грандичи, Лапенки, Девятровка и Переселки. Залегают они на глубинах от 2—3 до 8—10 м под песками или моренной. Мощность их колеблется от 0,5 до 15 м. Представлены они желтовато-коричневыми и коричневыми ленточными, очень плотными, вязкими, жирными некарбонатными глинами с гнездами голубовато-серой глины и линзами серой и серовато-желтой пылеватой слоистой супеси мощностью 0,5—5,5 м. Характерной текстурной особенностью этих глин является постепенное закономерное увеличение как количества, так и мощности подчиненных им супесчаных прослоек с глубиной. Почти повсеместно ленточные глины в верхней своей части имеют редкие тонкие (в несколько миллиметров толщиной) прослойки супеси (с глубиной же наблюдается очень частое переслаивание глины с супесями). Нередко в нижней части залежей доминирующее положение занимают серые пылеватые известковистые супеси. Увеличение мощности летних слоев ленточных глин вниз по разрезу свидетельствует о том, что формирование их происходило в приледниковых водоемах при отступании края днепровского ледника. Аналогичные образования обнаружены и в других районах области Белорусской гряды (Ошмянская, Волковыская, Слонимская, Новогрудская возвышенности).

Надморенные флювиогляциальные отложения в области Белорусской гряды (Минская, Новогрудская и другие возвышенности) имеют мощность до 20 м. В нижних горизонтах они представлены неоднородными разнородными, преимущественно серыми и серовато-желтыми грубо- и крупнозернистыми песками, обогащенными гравием, галькой и валунами, а сверху постепенно сменяются более однородными мелкозернистыми песками. На Центрально-Белорусской равнине флювиогляциальные пески серые и серовато-желтые, от тонко- до крупнозернистых, с гравием, в разной степени глинистые и промытые, хорошо отсортированные. Лишь изредка в них встречаются прослойки суглинков и галечников. Мощность песков достигает местами 10—20 м. Для них характерна своеобразная текстура в виде системы наложенных, переплетающихся маломощных вытянутых линз, прослоев и пачек с косой и волнисто-горизонтальной слоистостью.

Флювиогляциальные отложения, сопряженные с наиболее молодыми краевыми зонами днепровского оледенения (и его московской стадии), образуют местами вдоль крупных рек полосы «долинных» зандров, которые можно рассматривать как верхние надпойменные террасы долин бассейна Днепра.

Муравинский горизонт

Днепровско-валдайские отложения. В области валдайского оледенения (Белорусское Поозерье) между днепровской и валдайской моренами обыкновенно залегают толща преимущественно водно-ледниковых отложений времени отступления днепровского и наступления валдайского ледников. Изредка в этой толще встречаются аллювиальные и озерно-болотные осадки, образовавшиеся в муравинское межледни-

ковье. На повышенных участках доледникового рельефа, в частности на Освейско-Витебском плато, валдайская морена часто лежит непосредственно на днепровской, а иногда на коренных (верхнедевонских) породах, и межморенные отложения здесь отсутствуют. В соседних районах они занимают лишь отдельные, довольно ограниченные участки, быстро выклиниваясь в горизонтальном направлении. В долины рек Западной Двины (ниже устья Дисны и выше г. Витебска), Сарьянки, Каспли (в районе пос. Суража), где валдайская морена размыта, наблюдаются выходы межморенных отложений на дневную поверхность.

Днепровско-валдайские отложения залегают на глубинах от 5 до 60 м. Мощность их в большинстве случаев не превышает 7—10 м, изредка увеличиваясь в пределах погребенных долин и ложбин ледникового выпахивания до 30—40 м. Толща межморенных образований сложена преимущественно серыми и серо-желтыми песками. В средней ее части они мелкозернистые, с хорошо выраженной тонкой горизонтальной или косой слоистостью, а в верхней и нижней частях более грубые, с редкими включениями угловато-окатанных зерен гравия и единичной гальки. Иногда в их подошве наблюдается скопление гравия, гальки и валунов. Нередко наблюдающееся укрупнение межморенных песков сверху вниз по разрезу заставляет думать, что они принадлежат не только к флювиогляциальным, но и к аллювиальным образованиям. Местами межморенные отложения содержат прослойки и линзы песчано-гравийного материала или ленточных глин и суглинков с прослойками пылевой супеси и мелко- и тонкозернистого песка. Глины и суглинки имеют мощность до 5—8 м. Чаще всего они развиты в пределах эскарционных желобов.

Местами в толще днепровско-валдайских отложений встречаются линзы муравинских межледниковых образований.

Отложения муравинского межледниковья. К настоящему времени отложения муравинского межледниковья обнаружены в нескольких сотнях пунктов и в 100 с лишним разрезах изучены палеоботанически — методами спорово-пыльцевого и карпологического анализов (рис. 44). Из нескольких десятков местонахождений известна муравинская фауна моллюсков. Муравинские отложения представлены несколькими генетическими типами осадков умеренной лесной зоны — озерными, болотными, аллювиальными и родниковыми образованиями, очень сходными в фациальном и литологическом отношениях с голоценовыми.

Особенно часто встречаются сравнительно небольшие по размерам залежи озерно-болотных отложений, приуроченные к озерным котловинам днепровского ледникового и термокарстового рельефа. Среди этих отложений можно выделить по меньшей мере шесть групп фаций: 1) кластогенные озерные образования (пески, супеси, суглинки и глины); 2) известковые озерные отложения (пресноводные мергели, распространенные преимущественно на возвышенностях Белорусской гряды); 3) более или менее насыщенные органическим веществом и органогенные озерные осадки (различные гиттии и сапропелиты); 4) топяные (гипновые и травяно-моховые) торфы; 5) топяно-лесные торфы; 6) древесные (лесные) торфы. Взаимное расположение этих фаций в разрезе имеет закономерный характер. Чаще всего в более полных разрезах наблюдается такая последовательность напластований (снизу вверх): озерные глины и суглинки, гиттии и сапропелиты низинные топяные (гипновые или травянистые), торфы травяно- или мохово-лесные и лесные торфы переходного типа, иногда приближающиеся по составу к олиготрофным торфам (со *Sphagnum medium*). Подобная смена фаций свидетельствует о том, что характерное для

умеренной зоны и детально изученное на примере голоценовых водоемов постепенное развитие озер в сторону эвтрофии, заболачивание их и превращение в торфяники имело место и в муравинское время. В течение последнего межледниковья низинные болота, подобно многим

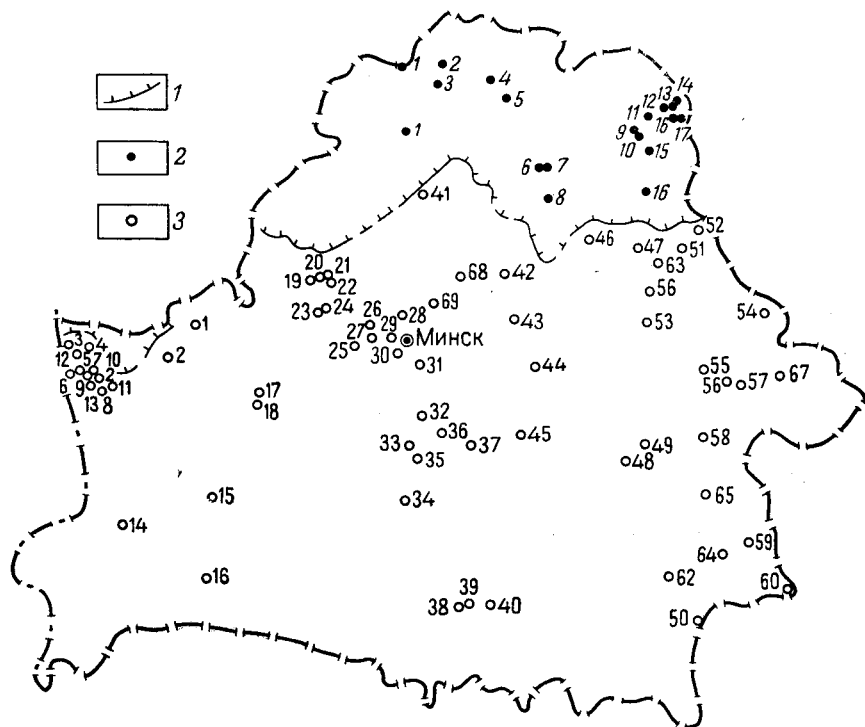


Рис. 44. Схема расположения изученных разрезов с отложениями последнего (рисс-вюрмского, днепровско-валдайского, муравинского, микулинского, мгинского, мазовецкого II, эмского, заале-выслинского) межледниковья 1 — граница последнего (вюрмского, валдайского, балтийского, севернопольского, второго варшавского, вислинского) оледенения (по Л. Н. Вознячуку, 1950, 1954—1956 гг.); 2 — разрезы с рисс-вюрмскими осадками, перекрытыми отложениями ледникового покрова последнего оледенения (цифры на схеме): 1 — Бритики, 2 — Боровка у Верхнедвинска, 3 — Барилово, 4 — Стайки, 5 — Полоцк, 6 — Бочейково, 7 — Новоселки, 8 — Большая Ольшанка возле г. Чашники, 9 — Верховье, 10 — Авдеевичи — Кашино, 11 — Мурашки, 12 — Дисненново, 13 — Дречалуки, 14 — Орляки, 15 — Пушкари, 16 — Лучеса; 3 — разрезы с рисс-вюрмскими осадками, покрытыми перигляциальными образованиями, коррелятными моренным отложениям вюрмского (валдайского) ледника: 1 — Курки, 2 — Псярцы, 3 — Белое озеро (Сопоцкин), 4 — Щещевляны, 5 — Пышки, 6 — Каменка, 7 — Румловка, 8 — Друцкий овраг, Понемунь, 9 — Жиличи, Ковальцы, Жукевичи (Горница), 10 — Грандичи, 11 — Щечиново II, Малый овраг (Щечиново III), Сухая Долина (Щечиново IV), Гордиславка (Щечиново V), Сивково, 12 — Комотово, 13 — Богатыревичи (Самострельники), 14 — Замощье, 15 — Хороща, 16 — Кремно, 17 — Тимошковичи, 18 — Забердово, 19 — Карачевщина, 20 — Совлово, 21 — Клопачи, 22 — Пузели, 23 — Воложин, 24 — Радевщина, 25 — Щегельщина (Ковшово), 26 — Круглица (Вишневка), 27 — Дуличи, 28 — Нелидовичи, 29 — Тарасово, 30 — Ярково, 31 — Осеевка, 32 — Леоновичи, 33 — Замощье, 34 — Кулаки, 35 — Падер, 36 — Поречье, 37 — Лавы, 38 — Лесковичи, 39 — Дорошешичи, 40 — Махаричи, 41 — Гнездилово, 42 — Вышний Стан (?), 43 — Мурава I, II, III, 44 — Бродец, 45 — Свобода, 46 — Усвейка, 47 — Ключишниково, 48 — Рогачев, 49 — Зборово, 50 — Лоев, 51 — Посудьево, 52 — Жабьки, 53 — Полна, 54 — Мстиславль, 55 — Высокая, 56 — Гребенево, 57 — Долгий Мох, 58 — Чериков, 59 — Литвинювичи, 60 — Петровский (Красная Буря), 61 — Круговец — Калининно, 62 — Порхов Ров, 63 — Малое Уланово, 64 — Хорошевка, 65 — Колодезская, 67 — Лобжа, 68 — Селетренники, 69 — Яловца

голоценовым, также завершили свое развитие, превратившись в переходные лесные со сфагнами и затем в верховые торфяники. Правда, в разрезах муравинских отложений типичные олиготрофные торфы встречаются довольно редко, так как они большей частью были уничтожены в ходе последующей перигляциальной деструкции межледнико-

вых торфяников, следы которой хорошо различимы во многих обнажениях.

В некоторых местах разрез муравинских отложений заканчивается озерными осадками, залегающими на погребенных торфяниках и образовавшимися во второй половине и особенно в течение заключительных фаз межледниковья накануне наступания валдайского оледенения в связи с заметным увеличением влажности климата и повышением уровня грунтовых вод.

Как показали исследования В. Е. Раковского и его сотрудников, выполненные в Институте торфа Академии наук Белорусской ССР (Лукашев, 1961), муравинские торфы внешне и по своему химическому составу мало отличаются от голоценовых. Как и последние, они содержат гемицеллюлозу и целлюлозу. Количество гуминовых кислот в муравинских торфах обыкновенно лишь незначительно больше, чем в современных. Встречаются, однако, межледниковые торфы, которые резко отличаются от голоценовых большим содержанием (до 40%) негидролизованного остатка — торфяного лигнина, что характерно для низких стадий углефикации бурых и нерастворимой части каменных углей.

Муравинские озерно-болотные отложения обладают, по сравнению с голоценовыми, большей плотностью. Мощность их, как и последних, сравнительно невелика. В среднем она равна 2—5 м, но в отдельных случаях (деревни Полна, Каменка, Комотово, Ковальцы, Мурава 1) достигает 10—20 м. Наименьшую мощность (1—4 м) имеют торфяники, наибольшую (до 20 м) известковистые гиттии и пресноводные мергели.

Муравинские аллювиальные отложения представлены русловыми песками различного гранулометрического состава, пойменными иловатыми суглинками и супесями, а также весьма разнообразными старичными образованиями, сходными с озерно-болотными осадками: гумусированными песками, супесями, суглинками и глинами, мергелями, гиттиями и опесчаненными торфами. Мощность старичных отложений колеблется в пределах 2—4 м в долинах мелких рек и доходит до 5—10 м — в долинах Днепра (г. Рогачев), Березины (г. Борисов), Припяти (д. Макаричи), Сожа (д. Литвиновичи), Птичи (деревни Дричин, Поречье) и Немана (деревни Жукевичи, Пышки). Полная мощность муравинского аллювия перечисленных рек достигает 15 м, возможно даже 20 м.

Отложения источников (известняковые туфы мощностью 1,4 м с богатой фауной моллюсков) в Белоруссии удалось обнаружить пока только в одном пункте — на правом берегу Западной Двины у д. Дречалуки¹, несколько ниже устья р. Усвячи. Следует отметить, однако, что происхождение многих залежей муравинских пресноводных мергелей в немалой мере также связано с деятельностью источников.

Наши знания о почвах, сформировавшихся на территории Белоруссии в течение последнего межледниковья, пока еще очень скудны. В ряде разрезов (деревни Мурава III, Зборово I, Тимошковици, Комотово) отмечены дерново-подзолисто-глеевые и торфянисто-болотные почвы, развитые на погребенных склонах, которые спускаются к муравинским торфяникам или древним старичным ложбинам. В средней и нижней частях склонов некоторых долин области Белорусской гряды, в частности в пределах Минской возвышенности, местами уцелели перекрытые различными склоновыми отложениями мощные красно-бу-

¹ Не исключено, что эта залежь имеет молодой (голоценовый) возраст.

рые и аллювиальные горизонты межледниковых(?) дерново-подзолистых или подзолистых почв.

По условиям залегания муравинских отложений изученные местонахождения их можно разделить на две большие группы. К первой относятся разрезы с межледниковыми отложениями, перекрытыми мореной последнего оледенения, ко второй — разрезы, в которых муравинские отложения мореной не покрыты и залегают под различными коррелятивными ей перигляциальными и реже водно-ледниковыми образованиями.

Все без исключения разрезы первой группы находятся на севере Белоруссии, в Белорусском Поозерье (деревни Барилово, Боровка возле г. Верхнедвинск, д. Стайки, г. Полоцк, д. Большая Ольшанка у г. Чашники, деревни Пушкари, Лучеса и др.). С присутствием погребенных залежей муравинских органических отложений в ряде районов Витебской области (окрестности городов Чашники, Полоцк, Верхнедвинск) связаны интенсивные выделения газов из межморенных песков, наблюдаемые при рытье колодцев и бурении скважин, а также заметное ухудшение качества подземных вод.

Особенно многочисленны на территории Белоруссии разрезы, отнесенные ко второй группе. Среди них, в свою очередь, можно выделить: 1) разрезы, которые находятся в валдайских приледниковых низинах, в частности в Верхне-Неманской (деревни Богатыревичи, Комотово); 2) разрезы, приуроченные к древнеозерным котловинам и западинам, расположенным на междуречьях возвышенностей Белорусской гряды и примыкающих к ней с юга равнин (деревни Грандичи, Тимошковици, Осеевка, Нелидовици, Тарасово, Круглица, Щегельщина, Карачевщина, Замостье, Кулаки, Чериков и многие др.); 3) разрезы, которые приурочены ко вторым надпойменным террасам Днепра, Березины, Сожа и Припяти (пос. Лоев, деревни Мурава I и II, Бродец, Дорошевици, Лесковици и др.) и верхней валдайской террасе р. Немана (деревни Ковальцы, Сивково, Понемунь, Друцкий Овраг); 4) разрезы, находящиеся в пределах первых надпойменных террас Днепра и его притоков (деревни Гребенево, Полна, г. Рогачев, деревни Литвиновичи, Поречье), а также боровой (лососненской) террасы рек Немана и Лососны (деревни Жукевици, Каменка, Румловка, Пышки); 5) разрезы, приуроченные к поймам рек (деревни Яловица, Колодезская, Лобжа и др.).

В разрезах первого типа муравинские отложения перекрыты ранне- и средневалдайскими делювиально-солифлюкционными и поздневалдайскими аллювиальными и водно-ледниковыми, преимущественно лимногляциальными образованиями. Среди многочисленных находок второго типа гипсометрически наиболее высоко располагаются погребенные торфяно-сапропелитовые залежи, приуроченные к возвышенностям Белорусской гряды (деревни Щегельщина, Карачевщина, Гнездилово, Круглица и др.). В этих пунктах, как и в десятках других, муравинские отложения подстилаются верхней из развитых в средней полосе Белоруссии морен, выполняя западины денудированного ледникового рельефа, хорошо выраженные и в настоящее время. В разрезах третьего и четвертого типов муравинские отложения залегают в цоколе валдайских террас в долинах рек бассейнов Днепра и Немана к югу от границы последнего оледенения под ранне- и средневалдайскими перигляциальными склоновыми или озерными образованиями и поздневалдайскими аллювиальными песками, нередко выполняющими глубокие (до 30—40 м) котловины рывтинных озер (деревни Полна, Гребенево, Литвиновичи и др.). В разрезах пятого типа муравинские образования перекрыты валдайским и современным аллювием.

Имеющийся фактический материал позволяет сделать вывод о том, что только в части разрезов, приуроченных к речным долинам, отложения муравинского межледниковья залегают в бывших водораздельных озерных котловинах. Муравинские отложения некоторых остальных долинных местонахождений (разрезов четвертого, пятого и отчасти первого и третьего типов) могут быть отнесены к аллювиальным, главным образом старичным образованиям. Они слагают среднюю свиту погребенного аллювия, выполняющего глубокие долины, с заложения которых началось формирование современной долинной сети Белоруссии. Нижняя аллювиальная свита этих долин имеет позднеднепровский, а верхняя ранне- и средневалдайский возраст. Отсюда следует, что муравинский аллювий залегают в долинах, которые сформировались еще в позднеднепровское время, когда произошло энергичное врезание рек, вызванное не только гляциоизостатическим(?) тектоническим поднятием территории, но и изменением климата в сторону потепления. Днища этих долин, судя по разрезу в д. Литвиновичи, расположены в бассейне Днепра, на 12—15 м ниже современного уреза рек.

Об образовании перечисленных выше озерно-болотных и аллювиальных осадков в течение одного и того же межледниковья свидетельствуют не только геологические и геоморфологические условия их залегания и в известной мере свойственные им топологические и фациальные особенности. К этому же выводу приводит анализ малакологических и особенно палеоботанических данных. В ряде разрезов муравинских отложений (деревни Тимошковицы, Литвиновичи, Сухая Долина, Румловка, Ковальцы, Беловоды, Посудици и др.) вместе с широко распространенными и стратиграфически нейтральными видами моллюсков (Даниловский, 1955; Вознячук, 1959; 1961; Мотуз, 1961, 1962) обнаружены раковины *Gyraulus gredleri* Gredl. и *Pisidium astartoides* Sandb. плиоценового вида, вымершего к концу муравинского межледниковья в Европе и Сибири, причерноморских видов *Fagotia acicularis* (Fer.), *F. esperi* (Fer.) и *Cerpea vin dobonensis* Fer., а также *Lithoglyphus naticoides* C. Pfeiff., *L. naticoides chersonensis* и *Theodoxus fluviatilis* Mull., которые обитают в реках с медленным течением в южной половине Русской равнины и севернее г. Минска ныне не известны.

Большой интерес представляет также обнаружение в межморенных известняковых туфах у д. Дречалуки на Западной Двине раковин теплолюбивого южноевропейского вида *Carychium tridentatum* (Risso), в Белоруссии вымершего к концу литоринового времени голоцена, и других наземных, в основном ныне живущих эндемичных среднеевропейских видов, которые в Витебской области в настоящее время не встречаются и могут служить для Северной Белоруссии показателями более теплого межледникового климата.

Вследствие скудости малакологических данных (и в особенности редкости находок раковин «показательных» видов) возможность использования их в стратиграфических целях пока весьма невелика. Однозначные выводы о геологическом возрасте и вместе с тем о стратиграфических соотношениях межледниковых отложений в наших условиях в большинстве случаев удастся сделать только на основе данных палеокарпологического и спорово-пыльцевого анализа. Благодаря исследованиям В. Н. Сукачева (1910, 1936, 1938 гг.), В. Шафера (Szafer, 1926, 1962), Ст. Кульчинского (Kulczyński, 1928), В. С. Доктуровского (1929, 1937 гг.), А. Сродоня (Srodonj, 1950) и особенно П. И. Дорофеева (1960, 1963; Вознячук, 1956—1961), флора муравинских отложений Белоруссии является одной из наиболее полно изученных на земном

шаре. В состав ее входят в основном те растения, которые произрастают на территории республики и в настоящее время. Совершенно вымерших видов в отложениях последнего межледникового мало, а другие экзоты (виды, чуждые современной флоре) играют сравнительно небольшую роль (см. табл. 7, 8).

Анализ ископаемой флоры показывает, что леса в муравинское время на территории Белоруссии были намного богаче по составу, чем современные. Вместе с тем эта флора воспроизводит чрезвычайно богатую растительность водоемов и болот (низинных и верховых), свидетельствуя, таким образом, о более теплом климате в период накопления соответствующих осадков, чем тот, который характерен для Белоруссии в настоящее время и был свойствен ей в атлантическом периоде голоцена.

Одновозрастность перечисленных выше находок межледниковых отложений доказывается также с помощью данных спорово-пыльцевого анализа (Доктуровский, 1929—1937; Gawłowska, 1934; Trela, 1935; Dyakowska, 1936; Srodoń, 1950; Махнач, 1957—1966; Цапенко, Махнач, 1957—1966; Вознячук, Леонювич, 1965; Пасюкевич, Левицкая, Семениук, 1966; Пузанов, Вознячук, 1967 и др.). Для всех разрезов муравинских отложений характерен один и тот же тип пыльцевых диаграмм, на которых в отличие от диаграмм беловежских и лихвинских отложений отчетливо вырисовываются следующие характерные признаки: а) наличие резко выраженного максимума содержания в средних горизонтах пыльцы широколиственных пород (более 40—50%); б) присутствие огромного количества пыльцы лещины (обычно более 100 и до 500%), которая дает свой максимум чаще всего в слоях между максимумами пыльцы дуба и липы, обыкновенно в одном горизонте с максимумом вяза; в) следующее размещение максимумов содержания пыльцы древесных пород (снизу вверх): 1 — *Betula*, 2 — *Pinus*, 3 — *Quercus*, 4 — *Tilia*, 5 — *Carpinus*, 6 — *Picea*, 7 — *Pinus*. Учитывая исключительную устойчивость этой последовательности, хорошо выраженной не только в разрезах Белоруссии, но и в остальных изученных к настоящему времени залежах муравинских (рисс-вюрмских, ипсвичских, микулинских) озерно-болотных, аллювиальных, родниковых и морских (эемских, мгинских) отложений лесной зоны Европы (Русская равнина, Польша, Чехословакия, ГДР и ФРГ, Дания, Нидерланды, Швейцария, Франция и Великобритания), муравинский горизонт можно подразделить на следующие пыльцевые зоны (слои): М1 — березы, М2 — сосны, М3 — дуба, М4 — липы, М5 — граба, М6 — ели и М7 — «верхней» сосны (Srodoń, 1950; Вознячук, 1960).

Правомерность подразделения муравинских отложений на эти зоны (слои) находит некоторое подтверждение и в палеокарпологических данных. В распределении остатков растений по пыльцевым зонам (слоям) наблюдается известная закономерность. Прежде всего бросается в глаза четко выраженная приуроченность всех термофильных экзотов и других более или менее теплолюбивых растений к зонам М2—6 и особенно М3—5, т. е. к средней части муравинского горизонта. Напротив, зона М1 (березы), которая расположена в основании серии муравинских отложений, и верхняя зона — М7 (сосны), осадки которой сформировались во время заключительной фазы (или фаз) межледникового, характеризуются полным отсутствием теплолюбивых и довольно выдержанным набором холодостойких либо очень широко распространенных видов, до известной степени климатически и стратиграфически нейтральных и обычно входящих в состав не только «бразениевых», но и перигляциальных, в частности «дриасовых» флор.

Валдайский горизонт

Отложения эпохи каждого оледенения по времени и условиям их формирования можно разделить на три неравных части:

1) перигляциальные отложения, образовавшиеся в период разрастания ледникового покрова до достижения им северной границы Белоруссии;

2) собственно ледниковые и водно-ледниковые, а также коррелятные им перигляциальные отложения, относящиеся ко времени пребывания ледника на территории Белоруссии;

3) перигляциальные образования периода отступления ледника вне пределов Белоруссии — на северо-западе РСФСР и в Прибалтике (позднеледниковые осадки).

С особой отчетливостью правомерность такого подразделения вырисовывается в результате изучения отложений валдайского горизонта. При этом приблизительные расчеты показывают, что на период разрастания ледника приходится более $\frac{4}{5}$ эпохи последнего оледенения (не менее 70 тыс. лет), продолжительность же пребывания ледникового покрова на территории Белоруссии составляет около 9—10 тыс. лет (примерно с 23 до 14 тысячелетия от наших дней), а позднеледниковья — в два с лишним раза меньше (около 4 тыс. лет — с 13—14 по 10 тысячелетие).

Валдайские отложения, образовавшиеся до появления ледника на территории Белоруссии, обнаружены в целом ряде разрезов (деревни Большая Ольшанка, Стайки, Барилово, Богатыревичи, Комотово, Грандичи, Карачевщина, Круглица, Щегельщина, Тарасово, Мурава, города Рогачев, Чериков и др.). Представлены они различными склоновыми аллювиальными, озерными, болотными и прочими перигляциальными образованиями мощностью от 3 до 24 м (в среднем 5—6 м), которые залегают на глубине 24—47 м в Поозерье и от 2—3 до 12—20 м в средней полосе Белоруссии и в Полесье на муравинских отложениях и перекрываются либо мореной и водно-ледниковыми песками (Поозерье), либо коррелятными им отложениями. В толще их по литологостратиграфическим, палинологическим и карпологическим данным выделены подгоризонты, соответствующие двум стадиям последнего оледенения — двум ранневалдайским и средневалдайским стадиям наступления ледника и двум (средне- и нововалдайскому) интерстадиям — периодам потеплений, во время которых происходило частичное отступление разраставшегося ледникового покрова.

Стадиальные подгоризонты сложены сизовато- и буровато-серыми, нередко гумусированными суглинками, супесями, песками и алевролитами, для которых свойственна очень сложная текстура мерзлотного происхождения. Спорово-пыльцевые спектры их имеют ярко выраженный «перигляциальный» характер¹. В этих спектрах наблюдается высокое (обыкновенно более 10—30%) содержание недревесной пыли, принадлежащей карликовой березке, ивам, полыням, маревым, злаковым, осоковым и т. д., а также спор мхов, папоротниковых, плаунов и плаунков, причем оно неуклонно увеличивается вверх по разрезу от одного подгоризонта к другому по мере приближения к осадкам максимальной стадии последнего оледенения. Одновременно с уменьшением количества пыли деревьев (берез, обыкновенной и кедровых

¹ По данным А. Сродоня (Srodony, 1950), Н. А. Махнач (Цапенко, Махнач, 1959), О. П. Леонович (Вознячук, Леонович, 1965), палинологов Центральной лаборатории УГ Белорусской ССР Л. И. Алексеевой, В. А. Палазник, Е. И. Шириной, Н. Ф. Тылинус, К. И. Демешко, Р. Д. Степанюк, А. П. Рымашевской, Э. И. Кобец и И. А. Григоревич.

сибирской и европейской сосен, лиственницы, обыкновенной и сибирской елей) происходит заметная перестройка спорово-пыльцевых спектров, выражающаяся, в частности, в сокращении вверх по разрезу содержания пылцы вересковых и спор сфагнов и увеличении количества спор зеленых мхов и пылцы полыней, маревых, появлении ксеро- и галофитов из числа микротермов (М. П. и В. П. Гричук, 1960 г.).

В стадияльных отложениях, особенно ранневалдайских, нередко присутствуют в заметных количествах макроостатки и пыльца лещины, граба, липы, дуба и других термофильных растений, переотложенные из межледниковых образований. Наличие в валдайских перигляциальных отложениях пылцы и макроостатков термофильных видов ошибочно рассматривается некоторыми исследователями (Цапенко, Махнач, 1959, 1966) как свидетельство существования в ресс-бюрье «второго климатического оптимума».

В течение ранневалдайской стадии наступания ледниковый покров, очевидно, приобрел сравнительно небольшие размеры, примерно такие, какие он имел впоследствии во время фазы Салпауселькя. В средневалдайскую стадию край его, по всей вероятности, достиг средней части Приильменской низины и Латвии, а, возможно, продвинулся и несколько южнее — до северных границ Белоруссии.

Для интерстадияльных отложений, представленных торфами, гиттиями, иловатыми темноцветными суглинками, супесями и песками с растительными остатками, мощностью от 0,3 до 3,6 м (в среднем 1,0—1,2 м), характерны спорово-пыльцевые спектры лесного типа с преобладанием пылцы древесных («альбоидных») берез в нижних и сосны с елью в средних и верхних слоях, где, помимо того, в больших или меньших количествах присутствует пыльца ольхи и встречаются единичные, скорее всего переотложенные или занесенные издалека ветром пылинки лещины, дуба, липы и других широколиственных пород. По сравнению со стадияльными слоями, интерстадияльные, в особенности более древние, содержат гораздо больше спор сфагновых мхов и ничтожные количества недревесной пылцы, в особенности маревых и полыней.

П. И. Дорофеевым в валдайских интерстадияльных отложениях деревень Слобода — Орешинки, Мурава, Осеевка, Богатыревичи, Комотово и Грандичи обнаружены макроостатки обыкновенной сосны, лиственницы, ели, альбоидных берез, ивы, малины, лапчатки, зеленых мхов, сфагнов, шейхцерии, водяники, осок, ядовитого лютика, болотного сабельника, болотного белокрыльника, вахты, рогоза, лесного и озерного камышей, тростника, полушника, малой и желтой кубышек, наяды гибкой, телореза, шелковника, полупогруженного и погруженного роголистников, маленькой ежеголовки, колосовой урути, водяной сосенки, рдестов плавающего, остролистного, гребенчатого, длиннейшего, красноватого и др. Эта флора воспроизводит таежные леса и растительность существовавших среди них болот и водоемов.

Нововалдайский интерстадиал¹, очевидно, соответствует брянскому интерстадиалу Центральной России, гетаэльвскому Швеции, интерстадиалу Бреда (точнее, интерстадиалу Хенгело + Денекамп) Голландии, кессельтскому Бельгии, дарси, или истюрицкому (+паудорфскому), Франции, паудорфскому (штильфридскому Б, висторнскому) интерстадиалу лёссовых областей Центральной Европы. Средневалдайский

¹ В противоположность сложившейся в Западной Европе традиции этот интерстадиал назван нами (Вознячук и др., 1969 г.) нововалдайским, а не средневалдайским, так как именно в начале его, около 40 000 лет назад, появляется человек современного физического типа, а средний палеолит сменяется верхним. Соответственно этому бреруп отнесен к началу среднего валдая.

интерстадиал сопоставляется с брерупским и аммерсфортским, или родебэкским, интерстадиалами Дании, Голландии, ГДР и ФРГ и Польши.

Валдайские ледниковые отложения на территории Белоруссии образуют единую толщу, которая по своему стратиграфическому объему соответствует не более чем подгоризонту и относится к самой поздней (неовюрмской, или нововалдайской) и вместе с тем максимальной стадии последнего оледенения. Она имеет черепитчатое строение, состоит из валунных суглинков, конечноморенных и водно-ледниковых осадков нескольких фаз, остановок или осцилляций активного края деградировавшего ледникового покрова и разделяющих их интервалов более быстрого отступления краевой зоны ледника с отчленением от него полос мертвого льда. Интерстадиальными отложениями эта толща в Белорусском Поозерье не подразделяется. По данным изучения разрезов в д. Большая Ольшанка возле г. Чашники, у д. Стайки северо-западнее г. Полоцка, близ д. Комотово на р. Котре, на II надпойменной террасе р. Днепра в г. Рогачеве и в древнеозерной котловине у г. Черикова, самые молодые (нововалдайские) интерстадиальные осадки, залегающая на отделяющей их от муравинских торфяников толще перигляциальных образований, перекрываются ледниковыми, водно-ледниковыми и коррелятивными им перигляциальными отложениями максимальной стадии валдайского оледенения. После достижения ледником максимальных размеров и в начальные фазы его отступления, по всей вероятности имело место лишь одно слабое предморское потепление, вызвавшее сравнительно небольшое отступление ледника и получившее название мазурского «интерстадиала» (Hess von Wichdorf, 1916). Гиттии Зярвинос и Манчягире на р. Ула, как показали исследования Ф. Пиррус, Я. М. Пуннинга, А. Раукаса и Л. Р. Серебрянного (1967; Пуннинг, 1969 г.), имеют аллередский возраст. Широко распространенное мнение о них как об отложениях бранденбургско-поморского («улаского») интерстадиала оказалось ошибочным. К мазурскому (бранденбургско-поморскому) интервалу, в течение которого имело место лишь сравнительно небольшое отступление ледника, на территории Белорусской ССР, по-видимому, относятся алевриты д. Гожи на р. Немане, гиттия разреза Красная Горка на Днепре и межморенные пески и ленточные глины обнажений Дречалуки близ устья р. Усвячи (Дорофеев, 1957) и в урочище Комаришки на р. Страчанке западнее г. Свири с фауной моллюсков и дриасовыми флорами¹, в составе которых господствующее положение занимают такие бореально-арктические и арктоальпийские виды, как плаунок плаунковидный, куропаточья трава, травянистая ива, карликовая березка, голостебельный мак и безлепестная дрема, но присутствуют ель и целый ряд средне-русских видов, в основном обитателей водоемов и болот. Мазурский интервал был непродолжительным и настолько прохладным, что в течение его в Августовской пуще, Вилейской, Лепельской, Лучесинской и Демидовской низинах не успели растаять глыбы мертвого льда и наледи, оставшиеся среди отложений максимальной фазы и перекрытые водно-ледниковыми песками следующей, свирской (поморской) фазы. И в более северных районах, в полосах следующих фаз отступления ледника такое положение сохранялось до самого начала позднеледниковья или аллерёда. Вообще во время отступления валдайского ледника по территории Белоруссии, Литвы, Латвии, Псковской и Смоленской областей не было потеплений, которые по своим масштабам

¹ Все эти отложения, возможно, имеют более молодой возраст. Весьма вероятно также, что образование их относится к концу нововалдайского интерстадиала и к первой половине и максимуму нововалдайской стадии.

соответствовали бы аллерёду или даже бёллингу, когда повсеместно произошло вытаивание погребенного льда и сформировались древнейшие достоверно установленные в озерных котловинах области последнего оледенения горизонты озерных отложений.

В свете имеющихся данных схема освобождения Русской равнины от ледникового покрова в валдайское время, предложенная М. Е. Вигдорчиком, Д. Б. Малаховским и Э. Ю. Самметом и принятая за основу Н. С. Чеботаревой и др. (1965), представляется недостаточно обоснованной. В особенности сомнительна правомерность выделения соминского и плюсского межстадиалов и соответственно этому едровской, вепсовской и других «стадий». Вместе с тем бесспорно присутствие в ряде разрезов Северо-Запада СССР отложений ниже- или средневалдайского («верхневолжского») интерстадиала и курголовской (начальной) стадии. Не вызывает сомнений и необходимость выделения (но не выше, а ниже бологовской морены) березайского «межморенного» межстадиала, который, по всей вероятности, соответствует брянскому (паудорфскому), т. е. имеет возраст 29—40 тыс., а не 18 тыс. лет, как считают Н. С. Чеботарева, М. Е. Вигдорчик, В. П. Гричук и М. А. Фаустова (1965 г.).

Валдайские моренные отложения представлены валунными супесями и суглинками красно-бурого цвета с линзами песков и алевритов, конечноморенные — флювиогляциальными песками и песчано-гравийно-галечными породами или перемежающимися водно-ледниковыми и моренными образованиями и скоплениями гальки и валунов в несортированном песчано-гравийном материале, лимногляциальные — ленточными глинами, алевритами и песками мощностью до 15—20 и даже 40 м (Полоцкая низина). Общая мощность ледниковых и водно-ледниковых отложений в среднем равна 20—30 м, достигая в зонах красных образований и ложбинах ледникового выпихивания 50—60 м и даже (д. Мялка у оз. Дрисвяты) 100—110 м.

В результате изучения ледникового рельефа и четвертичных отложений Белоруссии, в особенности условий залегания и распространения муравинских отложений, покрытых и не покрытых валдайской мореной, установлено (Halicki, 1951; Вознячук, 1956, 1967), что граница последнего оледенения в общем совпадает с южными пределами Поозерья, проходя по линии устье р. Волкушанки — Маньковцы и Гожа на Немане — Цидовичи — Рыдзели — Тобола — Стрельцы — Шенец, Роганичи, Головцы, Куцый Лес, Мотыли, Заболотье, Провожа (у края Гродненской возвышенности и Лидского плато) — Дубичи — Вильнюс — Шумск — Буйвидзы — севернее Островца — Снигяны — Данюшево на Вилии — Войстом — Русское Село — д. Нарочь — Куренец — Кривичи — Порплище — Кубличи — истоки Ушачи — Воронь — Волчья Гора на Соединительном канале Березинской системы — Красная Лука — Замошье — Ляховичи — южнее оз. Селявы — Латыголь близ Сенно — истоки Оболянки — Каковчино — ж.-д. ст. Стайки — немного севернее Орши и Дубровно — Застенки — Рудня. Так называемая «калининская» морена в пределах зоны Белорусской гряды, к югу от намеченной границы валдайского оледенения, не является вюрмской: вопреки мнению А. И. Москвитина (1954), муравинские (микулинские) отложения залегают не под нею, а на ней (Вознячук, Махнач, 1954; Вознячук, 1956—1961; Цапенко, Махнач, 1957—1959 и др.).

К югу от границы последнего оледенения на территории Белоруссии широко распространены различные валдайские перигляциальные образования. К их числу принадлежат прежде всего лёссовые отложения (лёссовидные супеси и суглинки), мощностью от 1—2 до 10—12 м, а также маломощные (0,5—2,0 м) покровные элювиально-делювиаль-

ные пылеватые супеси и пески, образующие в области Белорусской гряды и на Центрально-Белорусской равнине почти непрерывный чехол на днепровских моренных суглинках. Лёссы полностью или на отдельных участках перекрывают Оршанско-Могилевское плато, Оршанскую, Минскую и Новогрудскую возвышенности, Мозырскую, Копыльскую и Ошмянскую гряды в интервале высот от 170 до 250—260 м. Верхний, основной, горизонт лёссовых отложений Белоруссии, по-видимому, имеет послебрянский (послепаудорфский) возраст и относится к максимальной (нововалдайской) стадии. С началом отступления валдайского ледника от границы оледенения накопление (и одновременное с ним энергичное переотложение) лёссовой пыли на склонах и в водораздельных частях высоких платообразных равнин и возвышенностей резко уменьшилось. Полностью эоловое лёссообразование прекратилось несколько позднее — во время витебской фазы (небольшие пятна лёссовидных суглинков и супесей известны в области валдайского оледенения южнее г. Сенно, на Черейской и Витебской грядах) или несколько позднее — к началу позднеледниковья. Со средневалдайской и, возможно, ранневалдайской стадиями связано, по всей вероятности, образование нижней части покрова лёссовых пород, главным образом «синюги», а с нововалдайским (брянским, паудорфским) интерстадиалом — ископаемых почв в районе городов Горки, Мстиславль, Мозырь и пос. Кореличи.

Лёссовые отложения Белоруссии, хотя они и покрывают десятую часть территории, в стратиграфическом отношении изучены пока слабо.

В долинах рек бассейна Днепра, Западного Буга и верхних течений Немана и Вилии ранней и средней стадиям валдайского оледенения соответствуют песчаные и песчано-глинистые отложения, входящие в состав сложной свиты аллювия днепровско-валдайской погребенной террасы. В течение первой половины нововалдайской стадии и ее максимальной фазы сформировался аллювий II надпойменной (верхней боровой) террасы.

На склонах долин Днепра и его притоков со всей толщей аллювия II надпойменной террасы сопряжены овражно-балочные, солифлюкционные и делювиальные отложения, которые в ряде мест выполняют древние погребенные овраги. Эти овраги образовались в результате врезания рек непосредственно перед накоплением аллювиальных песков II террасы. На мысах между оврагами и склоном долин рек Сожа и Припяти располагались Бердыжская и Юровичская палеолитические стоянки. Их культурные слои, имеющие абсолютный возраст 25—28 тыс. лет, залегают под склоновыми ритмично-слоистыми песчано-алевритовыми осадками, соответствующими верхнему (основному) горизонту лёссовых отложений Белоруссии, делювиальные шлейфы которых перекрывают Юдиновскую и Елисеевичскую стоянки и тоже замещаются аллювием II надпойменной террасы (Цапенко, Будько, Вознячук, 1959, 1961; Вознячук, 1966, 1969). С последним связаны также валдайские озерно-аллювиальные и пролювиальные отложения. Слагаемые ими дельты и конусы выноса образуют шлейфы, которые прослеживаются вдоль подножий Ошмянской, Гродненской, Новогрудской, Слонимской и других возвышенностей. Наконец, к валдайским перигляциальным образованиям относятся мощные (от 2—3 до 8—10 м и даже 20—25 м) озерные и склоновые отложения, накопившиеся поверх муравинских пород в древнеозерных котловинах к югу от границы валдайского оледенения, преимущественно на возвышенностях зоны Белорусской гряды.

Помимо маргинальных отложений и форм рельефа максимальной (озерской, оршанской, смоленской) фазы последнего оледенения, в хо-

де деградации валдайского ледника на территории Белоруссии образовались еще четыре полосы краевых образований, имеющих мощность от 20—30 до 50—70 м относящихся к лепельской, свирской, витебской и браславской фазам поздневалдайской стадии. Во время этих фаз и интервалов между ними накапливались также сопряженные с краевыми образованиями пески зандров и флювиогляциальных дельт, аллювий в долинах рек, ленточные и прочие песчаные и глинисто-алевритовые осадки приледниковых водоемов, формировались дюны, а в отдельных местах (разрез Красная Горка и пос. Левая Руба) и крайне редко встречающиеся линзы озерно-болотных отложений.

Валдайское позднеледниковье началось с северолитовской (крестецкой) фазы. Формирование ее краевых образований (около 13 тыс. лет назад) относится к раннедриасовому времени (дриасу 1). Отступление ледника от северолитовских краевых образований было вызвано заметным потеплением климата, ознаменовавшим начало бёллинговского теплого интервала, который охватывает промежуток времени продолжительностью около 1000 лет (13,0—12,2 или 13,5—12,3 тыс. лет назад). В течение бёллинга от ледникового покрова освободились южная часть котловины Балтийского моря (до о. Готланд), Латвия, южные и центральные районы Эстонии, Приильменная низина. Кратковременное (12,3—12,0 тыс. лет назад) похолодание в среднедриасовое время (дриас 2) вызвало остановку (или осцилляцию) края деградировавшего ледника в северной Эстонии и на Ордовикском плато Ленинградской области и формирование краевых образований североэстонской (невской) фазы (дриас 2). Вслед за этим наступил аллерёдский теплый интервал (12,0—10,8 тыс. лет назад). Аллерёдское потепление еще более значительное, чем бёллинговское, повлекло за собой быстрое отступление ледника в пределы Южной Финляндии, где в позднедриасовое время (дриас 3), с которым совпадает финская фаза — фаза финального похолодания плейстоцена (10,8—10,3 тыс. лет назад) — сформировались I и II гряды конечных морен Салпауселья.

На территории Белоруссии позднеледниковые отложения представлены различными перигляциальными осадками. Отложения, образовавшиеся в течение холодных фаз позднеледниковья (дриас 1, 2 и 3), как и осадки второй половины нововалдайской стадии, начиная с ее максимума или более раннего времени, характеризуются перигляциальными спорово-пыльцевыми спектрами. Они содержат много спор зеленых мхов, плаунов и недревесной пыльцы, среди которой преобладает пыльца карликовой березки, полыней, маревых, эфедры и других растений открытых местообитаний, а также ксеро- и галофитов из числа микротермов, наряду с пыльцой сосны, ели и альбицидных берез. Напротив, для бёллинговских и особенно аллерёдских отложений характерны спорово-пыльцевые спектры лесного типа. В нижних слоях их господствует пыльца древесных берез, а в средних и верхних — обыкновенной сосны и ели. В лимно- и флювиогляциальных, дельтовых, озерных и аллювиальных отложениях времени отступления ледника на территории Латвии, Эстонии, Псковской, Новгородской и Ленинградской областей обнаружено много дриасовых флор, сходных по составу с флорами разрезов Красная Горка, Дречалуки-Усвяча, Комаришки и Гожа. В Белоруссии позднеледниковые дриасовые флоры пока неизвестны.

Бёллинговские и среднедриасовые слои на территории Белоруссии условно выделяются в основании отложений озер Нарочь (анализы Н. А. Махнач, 1968 г.), Колдычевского в истоках р. Щары, Орехова (Малоритский район), Дягили (Мядельский район) и торфяников «Моховые озера» близ г. Ружаны, д. Чернихов в истоках р. Лани и

некоторых других (см. диаграммы в работах Tolpa, 1932; Dabkowska, 1932, 1933; Gross, 1937; Пидопличко, Грищук, 1959—1960). Сложены они озерными глинами, кремнеземистыми сапропелями и гипновыми торфами мощностью от 0,1 до 1,4 м.

Отложения аллерёдского интервала представлены озерными образованиями (известковистыми сапропелями, глинами и мергелем) и низинными торфами (гипновыми, ивовым, березовым, осоковым, осоково-гипновым), мощность которых составляет соответственно 0,2—1,5 (в среднем 0,5—0,6 м) и 0,1—0,8 м (в среднем 0,3—0,4 м). Суммарная мощность аллерёдских озерно-болотных отложений не превышает 2 м. Выделяются они под слоями с нижним максимумом ели приблизительно в 20 разрезах, разбросанных по всей территории Белоруссии (Дымовщина, Оболь II, Солонец, Дягили, Межно, Пустельня, Ореховский Мох, Долгое, Добеевский Мох, Мох I и II, Зимник, Иванисовка, Василевичи, Пясечно, Клецк, Чернихов, Кандель-Яловец, Чудин и др.) и описанных в работах Д. А. Герасимова (1930 г.), С. Кульчинского (1930 г.), С. Н. Тюремнова (1951 г.), А. П. Пидопличко (1961 г.) и др.

Различные, обычно сильно минерализованные озерно-болотные отложения (песчанистые, глинистые, известковистые, реже кремнеземистые сапропели, гипновые, осоковые, осоково-гипновые, тростниковые, осоково-лесные, сфагново-переходные торфы и даже фускум-торф в болоте Зимник) мощностью 0,2—2,3 м (в среднем 0,7 м), относящиеся к заключительной фазе валдайского оледенения (времени дриас 3), пользуются в Белоруссии широким распространением. Они обнаружены в нижних горизонтах более чем 50 разрезов озерных отложений и торфяников. Спорово-пыльцевые спектры нижней их части характеризуются «нижним» максимумом ели (или его верхней половиной), а верхней — максимумом сосны (зона III схемы С. Н. Тюремнова, 1951), над которым находится предбореальный максимум березы. В Обольском болоте (Полоцкая низина) дриас 3 представлен слоем гипнового торфа малой степени разложения, в состав растительного волокна которого входят остатки *Calliergon qiqanteum*, *Drepanochadus Sendtneri*, *Meesea triquetra*, *Carex lasiocarpa*, *C. paradoxa*, *C. chordorrhiza*, *Menyanthes trifoliata*, *Sphagnum teres*, *Sph. Warnstorffii*, а также *Scorpidium scorpioides* и *Calliergon trifarium* (Тюремнов, 1951). По этим остаткам восстанавливается фитоценоз обводненной гипновой топи, являющейся аналогом современного растительного покрова сплавин тундровых мелководных озер, описанных И. Д. Богдановской (1943 г.). Много ценных сведений об этих слоях приведено также в книге А. П. Пидопличко (1961 г.).

Наиболее полно аллерёдские и позднедриасовые отложения изучены в разрезе урочища Студенец на южном побережье оз. Нарочь (Вознячук, Пуннинг, 1967; Вознячук, Леонович, Пуннинг, 1967; Вознячук и др., 1969). Здесь в абразионном уступе 2-метровой позднеледниковой озерной террасы под 3-метровой толщей дюнных песков и озерными песками мощностью около 1 м обнажается намывной торф (аллохтонная гиттия) мощностью 12—15 см, в верхней части почти черный, в средней темно-коричневый и в нижней грязно-серый, слоистый, с прослойками зеленовато-серого или буроватого и белесого песка с тонкой горизонтальной, слабоволнистой слоистостью; прослойки торфа невыдержанные, часто выклиниваются и расщепляются; число их доходит до 5—7, мощность колеблется от 1 до 3 см. На ряде участков в нижней части торфа, немного выше его подошвы, содержится много обломков древесины и целых стволов сосны.

В основании отложения, на сравнительно ровном и четком контакте его с подстилающим песком местами прослеживается черная

прослойка древесного угля, в котором были встречены скопления расщепленных кремней. В комплексе с прослойкой угля и золы обработанные человеком кремни представляют собой культурный слой стоянки финального палеолита. Мощность намывного торфа 0,1—0,2 м. Залегает он на озерном песке светло-сером с легким зеленоватым оттенком, разнозернистом, преимущественно мелком, с примесью гравия и гальки (главным образом в самом верхнем горизонте и по кровле), мощностью 0,05 м, который также подстилается озерными песками светло-серыми, белесыми, мелкими, полевошпато-кварцевыми, с редкими включениями единичных зерен гравия, горизонтально-слоистыми, в отдельных прослойках слегка ожелезненными, оранжевого цвета, с тончайшими прослойками и линзочками синевато-черного песка, представляющего собой концентрат магнетита, граната и т. д. (естественные шлихи тяжелых минералов образуются на пляжах южного берега Нарочи и в настоящее время). Видимая мощность их над уровнем озера 0,8—1,0 м.

Скважиной, заложенной у подошвы абразионного уступа, на уровне озера, эти пески пройдены до глубины 2,0 м. Таким образом, общая вскрытая мощность их около 3,0 м. Ниже залегают более древние валдайские озерные отложения и подстилающая их валдайская морена (на глубине около 7 м).

Согласно Х. Паавесу, древесина из слоя намывного торфа принадлежит сосне. По данным палеокарпологических исследований П. И. Дорофеева, в намывном торфе растительных остатков мало, если не считать многочисленных кусков древесины. Семена сохранились плохо, даже крепкие обычно орешки осок настолько выветрелые, что едва не рассыпаются. В двух больших образцах П. И. Дорофеевым обнаружены только *Selaginella selaginoides* (L.) Link — очень много (более 50) мегаспор; *Selaginella* sp. — 15 гладких мегаспор, мельче предыдущих, немного сходных с мегаспорами *S. helvetica* (L.) Link; *Pinus* sp. — сильновыветрелые, обуглившиеся до фюзена, легко истирающиеся и крошащиеся обломки хвой; *Carex* spp. (1—3 вида) — умеренное количество (по 1—4) орешков каждого вида; *Juncus* sp. 1 семя; *Viola* cf. *palustris* L. — 5 семян; *Viola* sp. — семена. П. И. Дорофеев полагает, что флора эта необычная, так как представляет собой не скопление остатков растений «естественного захоронения, а какой-то сплавленный материал», состоящий из пузырчатых легких мегаспор плаунков, пузырчатых крупных семян фиалок, трехгранных и раздутых плодиков осок и многочисленных щепок. Приведенные данные подтверждают правильность вывода о намывном характере ископаемого песчаного торфа или аллохтонной гиттии.

Спорово-пыльцевые анализы трех серий образцов, выполненные О. П. Леонович, позволяют разделить слой намывного торфа на две части — нижнюю мощностью до 3—5 см, и верхнюю, мощность которой около 8—10 см. Между ними располагаются скопления древесины сосны (плавник).

Спорово-пыльцевые спектры нижней части торфа относятся к типу лесных. Количество недревесной пыльцы колеблется в них от 3 до 9%, а спор от 3 до 32%. Среди древесной пыльцы почти безраздельно господствует пыльца *Pinus silvestris* L., наряду с которой в этой части разреза отмечена пыльца *Pinus sibirica* (Rupr.) Moug. Пыльца ели, лещины и ивы встречается в виде единичных зерен. Травы представлены главным образом пыльной полевой и других сложноцветных, а также маревыми. Среди споровых главная роль принадлежит сфагновым мхам (до 85%) и *Selaginella selaginoides* (L.) Link.

В верхней части торфа спектры начинают приобретать «перигляциальный» характер. Недревесной пыльцы и спор здесь больше — соответственно до 15 и 45%. Количество пыльцы сосны уменьшается, но ее роль в спектрах продолжает оставаться существенной. Зато содержание пыльцы ели и ивы достигает здесь своего максимума — 40 и 19% соответственно. Роль пыльцы березы по-прежнему остается незначительной (2—8%). Спорадически встречаются единичные переотложенные(?) пылинки граба, дуба, вяза и лещины. В составе трав также происходят заметные изменения. Вдвое увеличивается содержание пыльцы полевой и маревых, в заметных количествах появляется пыльца осоковых и крестоцветных, чаще встречается пыльца водных, луговых и болотных растений (рдесты, водокрасовые, роголистники, рогоз узколистный, касатиковые, щавель), обнаружены единичные пыльцевые зерна гвоздичных, лютиковых, розоцветных, зонтичных, злаков, пузырчатковых. Среди споровых место сфагнов, представленных единичными зернами, занимают зеленые мхи (37—89%), несколько увеличивается роль настоящих папоротников (до 18%, в том числе четыре споры *Woodsia* sp.). Участие *Selaginella selaginoides* достигает своего максимума в самых нижних слоях этой части торфа, затем содержание ее резко падает и в самой верхней части слоя сходит на нет.

На основании сопоставления приведенных данных с ранее опубликованными (Нейштадт, 1957; Нейштадт, Хотинский и др., 1965 г.; Кабайлене, 1966 г.; Стелле, 1966 г.) можно заключить, что нижняя часть толщи торфа сформировалась во второй половине аллерёда (фаза сосновых лесов, среди которых были разбросаны сфагновые болота), а верхняя — в позднедриасовое время (фаза островных еловых лесов, осоковых и гипновых болот).

Абсолютный возраст древесины сосны из слоя намывного торфа, датированной Я. М. Пуннигом радиоуглеродным методом в Лаборатории геобиохимии Института зоологии и ботаники Академии наук Эстонской ССР (г. Тарту) 10810±100 лет (ТА-135). Эта датировка хорошо согласуется с многочисленными абсолютными датировками около 10800 лет (до 1950 г.), полученными для рубежа между аллерёдом и дриасом 3 в Дании, Нидерландах, Великобритании и других странах (Серебрянный, 1965 г.).

Стоянка Студенец представляет большой научный интерес, так как она является единственной в области последнего оледенения на территории СССР позднепалеолитической стоянкой, которая точно датирована на основании целого комплекса данных, полученных в результате проведения геологических, геоморфологических, палеокарпологических, палинологических, археологических и радиологических исследований. Дальнейшее ее изучение будет иметь важное значение для уточнения палеогеографии валдайского позднеледникового и истории первобытного общества в финальном палеолите.

В позднеледниковое время в перигляциальной полосе сформировались аллювиальные отложения четвертой (беллингской) и третьей (аллерёдской) надпойменных террас рек бассейнов Западной Двины и Немана (ниже устья р. Котры), имеющие мощность до 10—13 м (в среднем 3—5 м), часть аллювиального покрова I надпойменной террасы и наиболее древние генерации аллювия поймы Днепра и его притоков. К этому же времени, преимущественно к позднему дриасу, относится образование большинства эоловых песчаных накоплений, слагающих древние материковые дюны высотой до 20—30 м. Позднеледниковое время, в особенности периоды бёллингского и аллерёдского потеплений, — эпоха интенсивного развития и почти полного завершения процессов термокарста.

Голоценовый горизонт

Белорусские геологи древний голоцен (палеоголоцен) схем М. И. Нейштадта и В. К. Гуделиса рассматривают как валдайское позднеледниковье. Большинство геологов за начало голоцена (современной «эпохи») принимается момент отступления ледника от второй гряды Сализуселька в Южной Финляндии и проникновения в Балтийскую котловину вод второго Иольдиевого моря, т. е. начало финигляциала или предбореального времени¹, которому в озерно-болотных отложениях Белоруссии, образовавшихся после отступления валдайского ледника, соответствует нижняя граница пыльцевой зоны Н1 — слоев с максимумом содержания пыльцы березы. Эта граница синхронна границе между X и IX зонами шкалы Л. Поста (1924, 1928 гг.) и Т. Нильссона (1935, 1948, 1964 гг.), 10 и 9 зонами шкалы М. И. Нейштадта (1928, 1929, 1965 гг.) и III и IV зонами схем Г. Гросса (1934, 1937), К. Йессена (1935 г.), Ф. Фирбаса (1949 г.) и С. Н. Тюремнова (1951). С нею совпадает рубеж между палеолитом и мезолитом. Обусловившее ее образование скачкообразное изменение физико-географических условий, вызванное быстрым потеплением (Марков, Величко, 1967), по данным новейших определений абсолютного возраста вариометрическим и радиоуглеродным методами, имело место около 10300 лет назад (Nilsson, 1960, 1961; Серебрянный, 1965 г.; Нейштадт и др., 1965 г.; Лийва, Ильвес, Пуннинг, 1966 г. и др.)². В соответствии с этим к голоцену относятся отложения современных источников, рек, озер и болот выше позднеледниковских слоев — зоны с «нижним» максимумом ели и расположенной непосредственно над ней зоны сосны. Среди голоценовых отложений Белоруссии выделяются также гравитационные (коллювиальные), делювиальные, пролювиальные и эоловые образования.

Значение эоловых отложений, представленных преимущественно мелкозернистыми дюнными песками небольшой мощности, в комплексе голоценовых осадков невелико. Еще более подчиненную роль играют коллювиальные образования, которые в виде материала осыпей, обвалов и оползневых накоплений встречаются на крутых склонах оврагов и глубоких долин, а также на подмываемых берегах рек и озер.

Делювиальные отложения, распространенные главным образом в Поозерье, зоне Белорусской гряды и на Оршанско-Могилевском плато, образуют шлейфы в нижних частях и у подножий склонов речных долин, балок, ложбин и холмов, сложенные супесями и суглинками, мощностью 0,5—2,0 м. Они содержат (особенно в нижних горизонтах) включения зерен более крупного песка и гравия и обладают иногда неясно выраженной слоистостью.

Пролювиальные образования (пески, супеси, суглинки) также распространены весьма ограниченно. Слагаемые ими небольшие конусы выноса наблюдаются местами (преимущественно в северной половине территории республики) у устьев оврагов, врезанных в склоны речных долин и озерных котловин.

Аллювиальные отложения наряду с болотными и озерными имеют наибольшее значение в комплексе голоценовых осадков Белоруссии.

¹ М. И. Нейштадт (1952—1965 гг.), а вслед за ним В. К. Гуделис (1955—1961 гг.) и ряд болотоведов (А. П. Пидопличко, А. А. Сейбутис и др.) нижнюю границу голоцена проводят под данигляциалом и готигляциалом или его верхней частью (по подошве аллерёдских слоев), подразделяя голоценовое время на четыре «периода»: древний, ранний, средний и поздний.

² Из перечисленных и некоторых других работ заимствованы также приводимые в этом разделе данные по абсолютной хронологии событий плейстоцена и голоцена.

Данные спорово-пыльцевого и карпологического анализа старичных отложений, определения абсолютного возраста ископаемой древесины и торфа радиоуглеродным методом, находки раковин моллюсков и костей млекопитающих наряду с изучением геологических и геоморфологических условий залегания стоянок мезолита, неолита и эпохи бронзы в речных долинах Белоруссии показывают, что в голоцене сформировались аллювиальные отложения, слагающие высокую и низкую поймы рек бассейнов Днепра и Западного Буга, а также поймы, I и II надпойменные террасы рек Западной Двины, Немана и их притоков. Слагающий их русловой аллювий чаще всего представлен песками различного гранулометрического состава, укрупняющимися сверху вниз по разрезу, реже песчано-гравийными отложениями с галькой. Более грубый состав имеет аллювий Поозерья и области Белорусской гряды, южнее и вниз по течению рек русловые отложения становятся все более мелководнистыми.

Пойменные фации аллювия — иловатые пески, супеси и суглинки мощностью 1—3 м, нередко обладающие ленточной слоистостью, — наиболее полно развиты в долинах днепровского бассейна и в верхних течениях рек Западной Двины, Немана и Вилии. Старичные отложения, очень сходные по своему составу и строению с озерно-болотными, но отличающиеся от них присутствием песчаных и супесчаных прослоев, являясь непременным компонентом аллювия пойм всех свободно меандрирующих рек, особенно часто встречаются к югу от границы валдайского оледенения. Суммарная мощность русловых, пойменных и старичных осадков рек бассейнов Днепра, Западного Буга и верхних течений Немана и Вилии колеблется от 3—5 м (мелкие реки) до 12—15 м (Днепр, Припять, Березина, Сож и др.).

По данным М. М. Соловьева, И. Л. Константинова, А. П. Пидоничко, Р. И. Грищук, О. Ф. Якушко (1967 г.), А. А. Хомича (1965 г.) и др., голоценовые озерные отложения, как и межледниковые, весьма разнообразны по литологическим особенностям. Вдоль побережий крупных озер на ряде участков прослеживаются песчаные косы, береговые бары, песчаные и песчано-гравийно-галечные пляжи, древние и современные аккумулятивные террасы — береговые валы (а также валы выдавливания, образованные нагонным льдом) высотой до 0,5—2,3 м, состоящие из песка, нередко с примесью гравия и включениями гальки и валунов. Донные осадки озер представлены различными минеральными, преимущественно кластогенными образованиями (некарбонатными и известковистыми песками и глинами, мергелями и пресноводной известью), а также органоминеральными (глинистыми, известковистыми, кремнеземистыми, смешанными) сапропелевыми илами и органическими (тонкодетритовыми, грубодетритовыми и торфянистыми) сапропелями. Суммарная мощность осадков современных озер колеблется от нескольких десятков сантиметров до 20—25 м, составляя в среднем 2—3 м.

Среди голоценовых озерных отложений Белоруссии преобладают сапропелевые илы и сапропели. Мощность их в озерах в среднем равна 2,6—2,7 м, но нередко достигает 5—12 м (озера Освея, Жеринское, Береща, Россоны, Нещердо, Черствяты, Орехово, Воронь, Большая Швакшта, Вишневское, Белое, Рыбница и др.) и даже 15—20 м (Святое, Судoble, Солонец, Безымянное на Василевичском торфомассиве).

По территории Белоруссии сапропели распределены неравномерно. Для озер северной и средней полос Поозерья характерны преимущественно кремнеземистые сапропелевые илы, а также смешанные и малозольные детритовые сапропели. Известковистые сапропели, обнаруженные почти во всех районах Поозерья, чаще встречаются в южной

его полосе (Лучесинская, Чашникская и особенно Нарочанская низины, Лепельский, Ушачский, Плиский и Скидельский районы). Господство известковистых сапропелей при достаточно широком распространении тонкодетритовых наблюдается также среди отложений голоценовых озер Белорусской гряды и Центрально-Белорусской равнины. Напротив, в Полесье чаще встречаются кремнеземистые и смешанные сапропели наряду с тонкодетритовыми. Глинистые сапропели обнаружены только в некоторых озерах низин Поозерья и зоны Белорусской гряды.

Стратификация озерных отложений в пределах пелагиали свидетельствует о существовании определенной последовательности в накоплении различных осадков. Непосредственно на «коренном» ложе, повсеместно сложенном водно-ледниковыми или моренными (реже аллювиальными) образованиями, обыкновенно залегают средне- и мелкозернистые озерные пески, реже глины с устойчивым преобладанием частиц одной или двух смежных размерностей. Эти кластогенные сортированные осадки, как правило, маломощны (1—2 м). Иногда они перекрываются темно-серым глинистым сапропелем, мощность которого в отдельных озерах (Святое, Судoble) достигает 8—10 м, или известковистыми глинами, замещаемыми в сублиторальной зоне или на подводном береговом склоне в местах выходов источников жестких подземных вод мергелями или пресноводной известью. Поверх глинистых сапропелей или известковистых глин могут залежать известковистые, смешанные или кремнеземистые сапропели, причем мощность толщи каждого из них местами доходит до 5—6 м. Во многих озерах они перекрываются органическими сапропелями, чаще всего тонкодетритовыми мощностью от 1—2 до 6—10 м, иногда, при быстром зарастании водоема макрофитами, переходящими кверху в маломощный (0,5—1,0 м) грубодетритовый сапропель, а в заболачиваемых озерах — в торфосапропель или мутту, мощность которых не превышает 0,5 м. Последовательность фаций озерных осадков пелагиали снизу вверх можно представить следующим образом: пески → глины → глинистые сапропели или известковистые глины → мергели → пресноводная известь → известковистые сапропели → смешанные сапропели → кремнеземистые сапропели → тонкодетритовые или грубодетритовые сапропели → торфянистые сапропели и мутта. Такая полная последовательность почти никогда не наблюдается. В конкретных разрезах обычно представлено не более трех-четырех литологически различных горизонтов озерных осадков, причем при сохранении указанной последовательности или выпадении отдельных слоев, толща снизу может начинаться не только песками и глинами, но и любым из видов органоминерального и органического сапропеля.

Отложения пелагиали в литоральной зоне, на подводном береговом склоне замещаются одновозрастной им толщей кластогенных отложений, которая состоит из перемежающихся горизонтов алевритов и песков, слагающих аккумулятивную террасу с подводными валами.

Болотные отложения¹, представленные низинными, переходными и верховыми торфами с подчиненными им (на низинных болотах) прослоями и гнездами солей железа, фосфора и кальция, занимают в Белоруссии площадь около 26 тыс. км² (12,5% территории республики). Средняя мощность торфяников 1,1 м (максимальная 11 м). К числу самых мощных принадлежат торфяники Ореховский Мох в Узденском районе (10,5—11,0 м), Горбачевский (более 9 м), Оболь II (9 м), Солишки (8,8 м), Луг-Ухле (8,5 м), Елья (8,3 м), Сервечь (8,2 м), Дол-

¹ Характеристика болотных отложений составлена главным образом по данным А. П. Пидопличко (1961 г.)

бенишки (8,1 м), Заборовский Мох (8 м), Крюковщина (8 м), Светлый Мох (8 м), Богдановское (8 м), Эсмановский Мох (8 м), Кандель-Яловец (8 м) и некоторые другие. Чаще всего мощность торфяников не превышает 7 м. Верховые торфяники обыкновенно обладают большей (до 8—9 м) мощностью, чем низинные, хотя мощность последних также достигает иногда 8,0—8,5 м (Луг-Ухле, Богдановское, Светлый Мох). Низинные торфяники сложены преимущественно гипновым, осокково-гипновым, осоковым, тростниково-осоковым, тростниковым, древесно-осоковым, ольховым и березовым торфами. Из верховых торфов наибольшим распространением пользуются медиум- и фускум-торф, комплексно-верховой, пушицево-сфагновый, шейхцериевый, пушицевый и сосново-пушицевый, из переходных и смешанных — сфагновый, осокково-сфагновый, осоковый, шейхцериевый, пушицевый, древесно-осоковый и древесный торфы.

Распределение торфяников по территории Белоруссии, как и их развитие, строение, стратификация, типологические и другие особенности, теснейшим образом связаны с характером их водно-минерального питания, которое зависит от геоморфологических, почвенно-геологических, гидрогеологических и других условий болото- и торфообразования. Низинные торфяники распространены по всей Белоруссии, однако наиболее благоприятные условия для их развития имеются на песчаных низинах и особенно в Полесье с его плоским рельефом, высоким стоянием уровня грунтовых вод и обширными продолжительными разливами Припяти и ее притоков. Подавляющее большинство верховых и переходных торфяников сконцентрировано в Поозерье, на водораздельных участках Центрально-Березинской равнины и в южной части центрального Полесья между реками Стырь и Горынь.

К родниковым образованиям на территории Белоруссии относятся известковые туфы, скопления сидерита, вивианита и бурого железняка. Известковые туфы (отложения ключевой известки) не менее чем на 50—70% (часто на 90—95%) состоят из CaCO_3 и в качестве примесей содержат в тех или иных количествах кластогенный материал (песок, глину), органический ил, торф, лимонит. При увеличении содержания примесей до 30—50% и более известковые туфы переходят в родниковые мергели, торфотуфы, известковистые лимониты и т. д.

Мощность туфов невелика (от 0,5 до 2—3 м). Они прикрыты торфом мощностью 0,5—1,0 м на склонах и 1—3 м у их подножия, темноцветной торфянистой почвой или делювием. Места залегания туфов нередко выделяются на местности несколько выпуклой поверхностью. Будучи приурочены к выходам жестких напорных или ненапорных подземных вод, залежи известковых туфов чаще всего располагаются в долинах рек, глубоких ложбинах, оврагах, балках и котловинах. Встречаются они также на склонах, вершинах и у подножий холмов, а иногда и на равнинных участках.

Отложения родниковой известки неравномерно разбросаны по всей территории Белоруссии. Наибольшее количество их сосредоточено на возвышенностях и плато, покрытых мощным плащом лёссовых пород и глубоко расчлененных густой сетью долин и оврагов, в которых происходит разгрузка межморенных водоносных горизонтов или дренаж лёссовых, водно-ледниковых и моренных образований, отличающихся высокой карбонатностью (Оршанско-Могилевское плато, Оршанская возвышенность, южная часть Минской и восточная часть Новогрудской возвышенностей, Ошмянская гряда и т. д.).

Нередкие почти во всех районах Белоруссии скопления бурых железняков, сидерита и вивианита родникового происхождения чаще встречаются в Полесье, а также в котловинах, на поймах рек и скло-

нах речных долин области Белорусской гряды, Оршанско-Могилевского плато и Центрально-Белорусской равнины. Приурочены они к низинным торфяникам, питаемым водами с повышенным содержанием солей железа, фосфора и кальция, и имеют мощность от 0,1 до 2,0—3,0 м. Размеры родниковых залежей лимонита, образующихся непосредственно у выходов ключей, в руслах ручьев, на побережьях и береговой подводной отмели озер, незначительны.

Детальная стратиграфия голоцена Белоруссии основана в первую очередь на материалах спорово-пыльцевого анализа болотных, озерных, аллювиальных (старичных) и родниковых образований. Пыльцевые диаграммы и схемы расчленения голоценовых осадков по палинологическим данным опубликованы в многочисленных работах (Тюренов, 1951; Пидопличко, Грищук, 1959, 1960; Гуринович, Грищук и др., 1962; Бартош, 1966; Кабайлене, 1965; Пасюкевич, Салов, Шахнюк, 1966 и др.). В последние годы большое количество разрезов голоцена изучено палинологами Центральной лаборатории Управления геологии Белорусской ССР под руководством Л. И. Алексеевой, Института геологических наук (г. Минск) Министерства геологии СССР (Н. А. Махнач, О. П. Леонович), Института торфа Академии наук Белорусской ССР (А. П. Подоличко, Р. И. Грищук), Белорусского государственного университета (В. А. Калечиц).

Наиболее важные в теоретическом и практическом отношении работы, на основе которых проводятся дальнейшие исследования по уточнению и детализации региональных схем микростратиграфии голоцена, принадлежат М. И. Нейштадту (1957). Однако применение рядом исследователей при изучении конкретных разрезов голоценовых озерно-болотных отложений только таких наиболее крупных подразделений, как древний, ранний, средний и поздний голоцен, выделенных М. И. Нейштадтом в частности, с целью трансконтинентальных стратиграфических корреляций, не отвечает современному уровню развития микростратиграфии голоцена. Напротив, в ближайшем будущем, по мере накопления материалов, полученных в результате применения метода C^{14} , более частого отбора образцов для спорово-пыльцевого анализа и совершенствования его методики, несомненно, появится возможность для перехода к использованию в условиях Белоруссии наиболее детальной для территории СССР схемы стратиграфии голоцена, разработанной М. И. Нейштадтом для центральных областей Русской равнины 40 лет назад (Neustadt, 1928, 1929; Нейштадт, Хотинский и др., 1965 г.).

В результате сравнительного изучения более 170 пыльцевых диаграмм голоценовые болотные, озерные, старичные и родниковые отложения Белоруссии подразделены на семь пыльцевых зон:

Н1 — зона березы (абсолютный максимум содержания пыльцы березы, много пыльцы сосны, уменьшение до минимума или отсутствие пыльцы ели, на верхней границе — абсолютные и эмпирические границы лещины, вяза, липы, дуба и ольхи, рациональная граница лещины);

Н2 — зона сосны (максимум сосны, уменьшение содержания пыльцы березы, на верхней границе — рациональные границы ели, вяза, липы, дуба и ольхи; абсолютный возраст древесины сосны из этой зоны в д. Гожа по C^{14} 8500+300 лет; Виноградов, Девирц, Добкина, Маркова, Мартищенко, 1959, 1962 гг.; Вознячук, 1965);

Н3 — зона первого максимума лещины и вяза (много пыльцы сосны и особенно березы, крутой подъем кривых ели, ольхи, липы и дуба);

Н4 — зона максимума широколиственных пород, главным образом

Таблица 9

Схема стратиграфо-хронологического подразделения позднеледниковья и голоцена.
Составил Л. Н. Вознячук (1967 г.).

Основные геохронологические подразделения	Климатические периоды (по Блитту-Серендеру и другим авторам)	Время (в годах) от 2000 г. н. э	Пыльцевые зоны							
			Швеция (по Л. Посту и Т. Нильсону)	Центральные районы Русской равнины (по М. И. Нейштадту)	Южная Прибалтика и Дания (по Г. Гроссу и К. Иессену)	Белоруссия				
						по С. Н. Тюремнову	по Л. Н. Вознячку			
Голоцен	Поздний	Современный	600	I	1	IX	VI	H7		
		Субатлантический	1 500		2				3	
	Средний	Суббореальный	2 500	III	4	VIII	V	H6		
			3 700		5				6	
		Атлантический	4 500	IV	7	VII		H5		
			6 300	V	8					
			7 700	VI	9				VI	H4
			8 200	VII	10					
	Ранний	Бореальный	9 000	VIII	11	V	IV	H3		
			9 900		IX				12	IV
Предбореальный		10 300	IX	10	IV	IV		H1 $\frac{c}{b}$ $\frac{b}{a}$		
		10 800		11					III	III
Плейстоцен	Валдайское позднеледниковье	Поздний дриас	10 800	XDR3	11	III	III	DR 3 $\frac{b}{a}$		
		Аллерёд	12 000	XI'AL	12	II	I	AL		
		Средний дриас	12 300	DR2		Ic		DR 2		
		Бёллинг	13 500	BÖ		Ib		BÖ		
		Ранний дриас		DR1		Ia		DR1		

дуба, липы и ольхи (уменьшение содержания пыльцы березы и сосны, второй максимум лещины, довольно много пыльцы ели, эмпирическая граница граба; на верхней границе резкое снижение содержания пыльцы вяза);

Н5 — зона уменьшения содержания пыльцы широколиственных пород, особенно вяза (подъем кривых березы и сосны, в средней части зоны резкое увеличение содержания пыльцы ели до первого максимума, в верхней части зоны — третий максимум лещины, иногда второй максимум дуба, липы и небольшой пик вяза на снижающихся кривых этих пород, рациональная граница граба, содержание ольхи и ели резко падает на верхней границе зоны; абсолютный возраст древесины из этой зоны на позднеледниковой стоянке Кривина по C^{14} $4270 \pm \pm 40$ лет; Черняховский, 1967 г.).

Н6 — зона ели (абсолютный максимум ели и граба, подъем кривых березы и сосны, крутое снижение кривой ольхи, уменьшение до минимума в средней части зоны содержания пыльцы пород смешанного дубового листа и лещины);

Н7 — зона «верхней» сосны (кульминация кривой березы в нижней части зоны, уменьшение содержания пыльцы ели, ольхи и широколиственных пород, подъем кривой ольхи, а в верхней части зоны иногда лещины и дуба).

Пыльцевые диаграммы голоценовых, как и межледниковых отложений на территории Белоруссии обнаруживают целый ряд зональных, региональных и местных различий. Первые вызваны увеличением суровости и континентальности климата в направлении с юга на север и с запада на восток, вторые связаны с особенностями почвенно-грунтовых, геоморфологических и гидрогеологических условий отдельных районов. Эмпирические и рациональные границы пыльцы широколиственных пород на юго-западе и юге Белоруссии в разрезах голоценовых отложений расположены ниже, чем в средней полосе и особенно в Поозерье. Процент граба и других широколиственных пород закономерно возрастает в торфяниках по направлению с северо-востока на юго-запад. Напротив, количество пыльцы ели уменьшается с севера на юг по мере приближения к границе ее ареала. В западных и особенно юго-западных районах Белоруссии в зонах Н6 и Н7 в небольших количествах появляется пыльца бука и пихты. В разрезах голоценовых отложений Полесья, Неманской, Нарочанской и других песчаных низин почти безраздельно господствует пыльца сосны. Пыльца ели и широколиственных пород, как правило, больше в торфяниках районов с суглинистыми почвами. Особенно много пыльцы широколиственных пород в разрезах старичных отложений пойм с плодородными дерновыми почвами. Сопоставление позднеледниковых и голоценовых отложений Белоруссии и ряда других районов Восточной и Западной Европы по данным спорово-пыльцевого анализа представлено в табл. 9. Многие авторы считают (Серебрянный, 1965 г.), что граница между предбореальным и бореальным периодами имеет абсолютный возраст 8800 лет, между бореальным и атлантическим — 7700 лет, атлантическим и суббореальным — 4500 лет, суббореальным и субатлантическим — 2500 лет. В общем сходные абсолютные датировки зон приводятся в работах М. И. Нейштадта, Н. А. Хотинского (1965 г.), У. А. Валка, Э. О. Ильвеса, Р. П. Мянниля (1966 г.) и некоторых других советских исследователей. Эти датировки отчетливо отражают ритмы Паттерссона — Шнитникова — циклы неравенств сил тяготения (приливообразующих сил) длительностью 1800—1900 лет, обуславливающие изменчивость компонентов ландшафтной оболочки и чередование крупных фаз голоцена.

На территории Белоруссии и в смежных районах магматическая деятельность проявилась неоднократно. Наиболее характерна она для архея и нижнего протерозоя (кристаллический фундамент), известна в верхнем протерозое (венде) и палеозое (девоне). Магматические образования в венде и девоне образуют стратиграфически выдержанные толщи.

**МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ АРХЕЯ,
РАННЕГО И СРЕДНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ**

В разделе «Кристаллический фундамент» главы «Стратиграфия» рассматривались вопросы, связанные с выяснением особенностей магматизма и метаморфизма, необходимые для понимания истории формирования структурно-тектонических единиц кристаллического фундамента республики. В составе каждого из выделенных четырех структурных ярусов отмечалось наличие суперкрупного метаморфического комплекса пород и прорывающих его интрузивов.

Первый (архейский) структурный ярус изучался по скважинам, пробуренным в деревнях Солон и Червоная Свобода, Глусской Р-1 и южнее г. Рогачева. Первые две скважины вскрывают кварцевые диориты и диориты, а две другие прошли по гранитам, в сильной степени контаминированным гнейсовым материалом. Реликты гнейсов в этих гранитах представлены андезином, биотитом, разложившейся роговой обманкой, редкими зернами апатита и рудных минералов. Подобная ассоциация минералов, сохранившихся от первичных пород яруса, позволяет считать их обычными, возможно биотитово-амфиболовыми плагиогнейсами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации. Внедрение гранитоидного расплава, по-видимому, не вызвало резкого изменения парагенезиса минералов в гнейсах. Отмечается лишь замещение ранее существовавшего биотита, плагиоклаза и, вероятно, амфибола калишпатом и кварцем. Первичные структуры исходных пород уничтожены метаморфизмом и внедрившимся интрузивным расплавом.

Естественный ряд магматических пород в пределах яруса полностью еще не выявлен, что не исключает присутствия и других, кроме гранитов и диоритов, пород в его составе. Главной чертой отмеченных выше гранитов является присутствие в них признаков ассимиляции боковых пород расплавом и загрязнение его неполностью растворенными ксенолитами.

Второй (нижнепротерозойский) ярус изучен более полно по скважинам, пробуренным на территории Припятской впадины, Микашевичского выступа, района г. Глушкевичи, Копыльско-Бобовнянского выступа, района Смиловичи — Осиповичи — Лапичи. Суперкрупный

комплекс пород яруса характеризуется развитием биотитовых гнейсов, в которых выделяются пачки биотито-роговообманковых, гранато-биотитовых, гранато-силлиманитовых гнейсов, реже двуслюдяных (район пос. Микашевичей, д. Старица), отчасти графитосодержащих (район пос. Смиловичи). Основой состава этих гнейсов являются биотит, плагиоклаз, иногда роговая обманка. В зависимости от природы исходных пород и условий метаморфизма в них появляется гранат и силлиманит. В качестве диафорического минерала образуется мусковит. В разностях гнейсов с высоким содержанием калишпата первичная его природа не всегда ясна. Обычно калишпат, как более поздний минерал, обязан своим происхождением процессу калиевого метасоматоза, проявляющемуся вследствие влияния магматических масс (или генерируемых ими растворов) на метаморфизующиеся толщи. Калишпат замещает плагиоклаз, биотит, иногда роговую обманку и некоторые другие минералы. Замещение усиливается при увеличении давления и температуры вблизи гранитоидных тел, выделяющих значительное количество летучих компонентов. По мере усиления этого процесса постепенно стирается грань между боковыми породами и прорывающими их интрузивными телами кислого состава. Ввиду близости составов вмещающих гнейсов и прорывающих их интрузивных пород происходит выравнивание основности плагиоклазов в обоих типах пород, а из гнейсов выносятся часть железа и магния и они превращаются в лейкократовую гранитоподобную породу.

Для магматических пород, широко развитых в пределах второго структурного яруса, весьма характерны явления ассимиляции, приводящие к изменению расплава, который при застывании дает ряд гибридных производных переменного состава (габбро, диориты, гранодиориты). На участках деревень Глушкевичи, Синкевичи, пос. Микашевичи толщи биотитовых, амфиболо-биотитовых и других гнейсов и прослои амфиболитов с лабрадором подверглись интрузии резко контрастного им по составу кислого гранитоидного расплава. Образовались гибридные породы, по составу минералов соответствующие амфиболовому габбро, диориты и гранодиориты. В наиболее чистых разностях гранитов, по которым можно судить о составе расплава, почти всегда отсутствует окись марганца и магния, иногда известь. По мере удаления от гнейсов увеличивается содержание кислого плагиоклаза, исчезает постепенно амфибол и появляется микроклин. При дальнейшем ослаблении влияния боковых пород на состав расплава появляются чистые граниты, иногда с реакционными зонами пегматитов вокруг более мелких ксенолитов боковых пород. Гибридные породы в ряде случаев сохраняют следы кристаллобластовых структур, выраженные в ориентированном расположении кристаллов амфибола, биотита, иногда и плагиоклаза. В участках массивных магматических пород даже вдали от контакта сохраняются реликты боковых пород в виде полос («теней») от гнейсов, сложенных преимущественно ориентированными чешуйками биотита, иногда также и кристаллами амфибола.

Если же гнейсы по химическому и минеральному составу близки к составу гранитов, то взаимоотношения между ними выражены в менее отчетливой форме. В данном случае обычно встречаются резкие контакты этих пород. В гнейсах возникают более крупные метасоматические вкрапленники калишпата, а первичные минералы особо отчетливых превращений не претерпевают.

В естественном ряду эволюции магматических пород, в пределах территории, занятой породами второго структурного яруса, установлены габбро, диориты, гранодиориты и граниты, которые обладают структурами и составом, позволяющим считать их магматическими породами. Развиты также пегматиты, однако тела их редко достигают крупных

размеров (д. Большие Жуховичи). На участке Глушкевичи (скважины 456 и 456д) встречено тело неясной формы, по составу соответствующее ультраосновным породам (слюдяной перидотит).

Габбро вскрыто в скв. Р-1 д. Дербенки (Анисимовская площадь), скважинами Р-1 на Речицкой и Р-4 на Наровлянской площади. К типичным диоритам относится диорит Северо-Домановичской площади (скв. Р-1). Они близки к диоритам участка Микашевичи.

Более широко распространены гранодиориты, типичные представители которых изучены по кернам из скважин района г. Пинска, деревень Тычины, Буйновичи. В их составе и структуре отсутствуют признаки гибридности и контаминации боковыми породами, на основании чего они с уверенностью могут быть отнесены к магматическим породам.

Граниты представляют собой довольно широко распространенную породу. Они характеризуются обликом абиссальных среднезернистых до крупнозернистых пород с преобладанием калишпата над плагиоклазом. Это розовые граниты, часто с характерным для них синеватым кварцем. Во многих случаях их особенностью являются структуры катклаза и последующего замещения кварцем. Именно такого типа гранитные тела сопровождаются процессами инъекционного и метасоматического изменения боковых гнейсов. Эти процессы неразрывно связаны между собой во времени и пространстве.

Метаморфические реакции в гнейсовых толщах второго структурного яруса в стадию метаморфизма происходили в направлении образования амфибола, граната, силлиманита или граната и кордиерита (Речицкая площадь), граната и амфибола (пос. Хойники, скв. Р-1). В породах Речицкой площади присутствует гиперстен, что свидетельствует об образовании здесь пород в условиях гранулитовой фации метаморфизма.

В условиях регрессивного метаморфизма происходили гидратация ряда минералов, зафиксированная широкой сосюритизацией плагиоклаза, весьма характерной для пород описываемого яруса (осницкий комплекс), а также замещение серпентиноподобным минералом амфибола, хлоритизация и мусковитизация биотита. Эти изменения пород и минералов постепенно затухиваются такого же типа изменениями минералов в условиях древнего выветривания.

Третий структурный ярус охватывает суперкрупную толщу гнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов, объединенных в щучинскую серию, развитую на северо-западе республики.

Щучинская серия сложена мощными толщами биотито-плагиоклазовых, биотито-амфиболовых гнейсов, а также амфиболитов. Встречаются толщи гнейсов, которые наряду с плагиоклазом содержат калишпаты, гнейсы с калишпатом без плагиоклаза, гнейсы с гранатом, силлиманитом, кордиеритом и пачки гнейсов, диафторически превращенные в хлоритовые и амфиболо-серпентиновые разности. В стадию прогрессивного метаморфизма широкое распространение получила ассоциация таких минералов, как биотит, амфибол (обыкновенная роговая обманка), плагиоклаз, калишпат, иногда гранат, характеризующая амфиболитовую фацию метаморфизма. Первичными породами здесь могли служить пелитовые осадочные породы. На основании известных ассоциаций минералов можно выделить силлиманит-альмандино-ортоклазовую субфацию с характерным для нее парагенезисом минералов: кварц+силлиманит+альмандин+ортоклаз+(плагиоклаз+биотит, район г. Новогрудок), кварц+ортоклаз+плагиоклаз+альмандин+биотит (Щучинский район, скважины 26, 46; Лидский район, скв. 25; деревни Лососна, Глебовичи; г. Барчай, Литовская ССР и др.).

В областях развития амфиболитов с ассоциацией минералов андезин+роговая обманка (зеленая) ± биотит в условиях прогрессивной стадии регионального метаморфизма происходит превращение амфибола в диопсид, а затем в гиперстен. Этот переход сопровождается перестройкой кристаллических решеток минералов и потерей воды амфиболом. Биотит в этих условиях неустойчив, а сохраняющаяся роговая обманка содержит повышенное количество титана и обладает бурой плеохроичной окраской. Образующиеся в результате дупироксеновые амфиболиты иногда невозможно отличить от габбро-норитов, в качестве которых эти кристаллические сланцы часто описываются.

По-видимому, на одной из стадий процесса изменения пород в условиях гранулитовой фации весьма активизируются калийсодержащие растворы, при воздействии которых на дупироксеновые кристаллические сланцы происходит интенсивное разложение амфибола, диопсид становится неустойчивым, происходит деанортитизация плагиоклаза. За счет темноцветных минералов в присутствии калия образуется биотит, появляются обильные антипертиты микроклина в плагиоклазе, формируются межгранулярные и более крупные новообразования микроклина. Происходит процесс чарнокитизации пород. Этот процесс, развиваясь дальше, приводит к осветлению кристаллических сланцев, превращению их в чарнокитовые граниты, а при интенсивном привносе калия и кремния — в гранитоподобные породы, где гиперстен исчезает полностью. По-видимому, значительная часть биотито-амфиболовых микроклинизированных плагиогнейсов, биотитовых гранитизированных и гранат-биотитовых гнейсов, слагающих щучинскую серию, образована именно этим способом.

В области развития кристаллических сланцев щучинской серии чарнокиты и чарнокитоподобные породы не имеют широкого развития. Обычно пачки кристаллических сланцев чарнокитизированы вдоль межпластовых пространств, по которым сравнительно легко проникали калийсодержащие растворы, вызывающие чарнокитизацию. На коротком интервале признаки чарнокитизации исчезают и породы переходят в метасоматически образованные гранитоподобные разности гранитоидов или кислых гнейсов.

В незатронутых гранитизацией (чарнокитизацией) кристаллических сланцах гранулитовой фации метаморфизма иногда в узких зонах тектонически раздробленных пород формируются залежи магнетитовых руд. Рудные минералы здесь несут признаки формирования в результате метаморфической мобилизации из боковых пород с участием гидротермальных растворов. В формировании залежей принимают участие и сульфидная минерализация, более поздняя. Таким образом, устанавливается перспективность этих высокомагнитных кристаллических сланцев на титаномагнетитовое и сульфидное оруденение.

В локальных, по-видимому, приконтактовых участках гранитовых интрузивов (Мостовский массив) встречаются скарноподобные, несомненно метаморфические породы, характеризующиеся такими минеральными ассоциациями, как цоизит+гранат, гроссуляр+альмандин+кальцит+сидерит, гранат+флогопит, скаполит+кальцит+волластонит (скв. 5, д. Шнипки) и флогопит+талък, кордиерит+силлиманит+талък, эпидот+микроклин+диопсид+гранат, анортит+кварц, встречаются турмалин, серпентин, актинолит (скв. 48, д. Шнипки).

Подобного типа минерализация свидетельствует об изменении магнезиально-известковых (доломитизированных известняков, а также, вероятно, ультраосновных) пород под влиянием контактового, возможно пневматолито-гидротермального метаморфизма. Некоторые из них сопровождаются медно-железистой сульфидной минерализацией.

Магматические породы в пределах развития пород щучинской серии представлены отмеченными выше телами ультраосновного состава, а также горнблендитами, известными в скв. 5 Щучинского района, небольшими телами диоритов и микродиоритов (скв. 38) и более крупными и более свежими телами габбро-норитов (скв. 35, Щучинского района; деревни Морино, Зубковичи).

Более свежими оказываются габбро и габбро-нориты. Это темно-серые среднезернистые породы с габбровой структурой, сложенные основным андезином, реже лабрадором, авгитом или диопсидом, иногда гиперстеном. В них иногда присутствует более поздняя (?) роговая обманка и биотит (скв. 35, Щучинский район). Габбро-нориты содержат в качестве акцессориев такие минералы, как магнетит, титаномагнетит, пирит, марказит, халькопирит, борнит, пирротин и пентландит.

Породы диоритового ряда в пределах щучинской серии большим распространением не пользуются (скв. 38). Разгнейсованные диориты (метадiorиты), вскрытые скв. 24 у пос. Свислочь, можно рассматривать как фрагмент пород предыдущего, более древнего яруса. Довольно крупный массив гранодиоритов, контаминированных гнейсами, вскрыт в районе д. Озеры, восточнее г. Гродно (скважины 17 и 14).

Граниты, как уже отмечалось выше, распространены широко. В виде апофиз и небольших пластовых тел они вскрыты во многих скважинах. В районе г. Мосты и д. Выгода известны крупные массивы почти крупнозернистых плагиоклазо-микроклиновых гранитов. В Мостовском массиве породы близки к гранодиоритам. Явления гибридизма среди этих гранитов выражены не так отчетливо, как это установлено для пород второго яруса (пос. Микашевичи, д. Глушкевичи). Появление калишпата и кварца в гнейсах связывается с влиянием гранитизирующих масс. Пути и способы формирования калишпатизированных пород здесь в общем те же, что и в породах предыдущего яруса.

Четвертый структурный ярус включает породы житковичской свиты и прорывающие их граниты.

В строении свиты принимают участие древние порфиры (плагиоклазовые, ортоклазовые, смешанные, иногда кварцевые) и диабазы, в настоящее время превращенные в мусковито-хлоритовые, хлорито-мусковитовые, биотито-хлоритовые, эпидот-хлоритовые, хлорито-актинолитовые и кальцито-хлоритовые сланцы и слюдястые кварциты. Во многих случаях по реликтам структур устанавливается первичная эффузивная природа таких пород, являющихся продуктом метаморфизма в условиях фации зеленых сланцев и эпидот-амфиболитовой фации. Значительная часть древних порфиров полностью сохранила свой первичный состав и благодаря разгнейсованию превращена в полевошпато-слюдястые сланцы. Среди них встречаются резко отличные по текстуре пачки сланцев, имеющих несомненно осадочное происхождение, возможно с участием в их отложении пирокластического материала, по составу аналогичного порфирам и диабазам.

Сланцы житковичской свиты интродуцированы житковичскими гранитами (Пап, 1962), которые имеют неоднородные структуры и текстуры, обусловленные вплавлением значительных масс боковых порфиров, сохранившихся в виде пластовых ксенолитов и теневых структур, а также кристаллизацией в различных условиях остывания.

Значительная часть сланцеватых порфиров отчетливых контактовых изменений не несет, поскольку она сама мало отличается по составу от гранитов, и, несмотря на относительно низкую температурную ступень своего регионального метаморфизма, заметных превращений не испытала. Если контактовому воздействию подверглись диабазы, что встречается реже, последние превращаются в биотитовые сланцы, которые

под влиянием процессов диафорического изменения постепенно переходят в хлоритовые, эпидото-хлоритовые и другие сланцы. Генезис крупных пачек слюдястых (мусковитовых) кварцитов и кварцитов пока достоверно не выяснен. Они могут быть как продуктами древнего осадконакопления, так и результатом метаморфического окварцевания тектонически раздробленных пачек порфиров (вторичные кварциты).

Граниты Житковичского массива в настоящее время представляют собой катаклазиты, фактически ортогнейсы, так как помимо гнейсоватости, унаследованной от полосчатых сланцев (теневые текстуры), они разгнейсованы согласно с полосчатостью сланцев и превращены в динамограниты. В ряде мест они имеют близкое сходство с пержанскими динамогранитами Украины, по терминологии Н. И. Безбородько (1935 г.). Более массивные разновидности, располагающиеся вблизи контакта с толщей сланцеватых порфиров, названные нами ранее (А. М. Пап, 1962) гранитами житковичского типа, являются лишь фациальной, более мелкозернистой разновидностью гранитов Житковичского массива. В крупнозернистых гранитах с крупными гнездами биотита (почему они и названы крупнопятнистыми гранитами) сохраняются реликты первичного плагиоклаза, участки, унаследованные от сланцев, содержащие зеленый амфибол, биотит и микромозаичную основную массу первичного порфира или диабаза(?). После дробления гранит подвергся региональной калишпатизации, частично альбитизации и особенно обильному окварцеванию.

Граниты Житковичского массива, как и пержанские граниты Украины, рассечены жилой сиенита, сложенного преимущественно калишпатом — микропертитом. В качестве темноцветного компонента в них выступает редкий биотит и более обильный на некоторых участках гематит. Они приурочены к тектонической зоне дробления, содержат обломки гранатов и могут быть как интрузивными, так и метасоматическими образованиями.

Породы овручской серии, представленные розовыми и красноватыми кварцитами толкачевского типа, встречены восточнее г. Житковичей (скв. 059). По-видимому, эти породы были распространены более широко, так как фрагменты их встречены на территории Восточной Польши, вероятны в Латвийской ССР и на территории Карелии (иотнийские отложения). Магматические породы, которые по возрасту могут быть отнесены к иотнийским, на территории Белоруссии установлены в районе пос. Глусска (д. Лучки), где они представлены кварцевыми порфирами (Махнач, Невмержицкая, 1958). К породам этого возраста следует, по-видимому, относить дайки диабазов, известные в скважинах г. Сморгони, пос. Старобина, д. Ждановичи, пос. Микашевичи. Им синхронны диабазы д. Мельник (Польша).

МАГМАТИЗМ ПОЗДНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ (ВЕНДА)

Для вендского периода позднего протерозоя Русской платформы характерна вулканическая деятельность, которая весьма интенсивно проявилась в ее юго-западной части (юго-запад Белоруссии — Брестская впадина, северо-запад Украины, восток Польши). В результате этого на огромной территории платформы накопились мощные толщи вулканогенных пород трапповой формации. Они распространены на большей части территории республики. Среди них установлены фации эффузивных пород, вулканических туфов и туффитов, туфогенных пород. Интрузивные фации трапповой формации, известные на Украине, в Белоруссии не установлены. Фация эффузивных пород распространена в юго-западной части Брестской области и в смежных районах Польши

и Украины. Здесь она вскрыта многочисленными буровыми скважинами, детально изучалась О. В. Крашенинниковой (1956 г.), Е. П. Брунс (1957), А. С. Махначом (1956, 1958, 1960, 1963, 1968), З. Г. Ушаковой (1962), С. Малковским (Malkowski, 1951).

До последнего времени считалось общепризнанным, что толща эффузивных пород на Украине, в Польше и Белоруссии имеет повсеместно основной состав (базальты, базальтовые порфириты и др.). В 1965 г. в Брестской впадине буровыми скважинами в д. Ротайчицы (12-к), пос. Жабинка (К-3) и г. Кобрин (К-4) установлены, кроме основных, и более кислые (дацито-андезитовые) эффузивные породы (Махнач, 1968). Открытие эффузивных пород среднего состава в вулканогенной толще венда Русской платформы является новым фактом, имеющим принципиальное значение.

Вулканогенные породы венда на территории Брестской впадины Белоруссии вскрыты более, чем в 20 разрезах. Полностью пройдены они в северной части Брестской впадины (д. Ротайчицы, г. Высокое, пос. Жабинка) и в смежных районах Белорусского массива (д. Свислочь, г. Ивацевичи) и Полесской седловины (пос. Иваново, д. Гирск). В других скважинах (г. Кобрин, деревни Черняны, Бродятин, Медно, Хабовичи, Новоселки, Спорово, Хомск и др.) толща вскрыта на различную глубину (от 5—20 до 100—120 м) и полностью не пройдена. Максимальная мощность эффузивной толщи падает на ее осевую часть и равна 278 (К-3) и 227 м (К-12). К западу мощность толщи сокращается и в районе г. Высокое (К-1) составляет 158 м, а на территории Польши всего лишь несколько десятков метров. На восток от скважин К-12 и К-3 мощность толщи также уменьшается. В смежных с Брестской впадиной районах Белорусского массива и Полесской седловины (д. Свислочь, пос. Иваново и др.) мощность эффузивной толщи не превышает первых десятков метров. В центральных и южных частях Брестской впадины вулканогенная толща ни в одном пункте полностью не пройдена, мощность ее может достигать здесь 200—400 м.

Вулканогенная толща на территории Брестской впадины залегает на породах кристаллического фундамента, а в смежных районах Полесской седловины, возможно, и в восточном окончании впадины (г. Кобрин и восточнее), между эффузивной толщей и кристаллическим фундаментом появляются пинская и горбашевская свиты. Перекрывается вулканогенная толща отложениями различных горизонтов верхнего протерозоя (преимущественно гдовская свита) и мезозоя (юра, мел). Верхняя часть толщи срезана на различном уровне. В отдельных районах (д. Хомск и др.) на эффузивных породах развита маломощная кора выветривания монтмориллонитового состава.

Наиболее полный, по сути дела сводный, разрез вулканогенной толщи Брестской впадины вскрыт и полностью пройден скв. К-12 (д. Ротайчицы). В этом разрезе вулканогенная толща залегает на кристаллическом фундаменте, перекрывается гдовской свитой валдайской серии, имеет мощность 227 м (глубина 1375—1602 м). В ее составе выделено четыре подтолщи: 1) туфов и туффитов (глубина 1564—1602 м), 2) нижняя подтолща основных эффузивных пород и их туфов (1467—1564 м), 3) подтолща средних эффузивных пород и их туфов (1403—1467 м), 4) верхняя подтолща основных эффузивных пород и их туфов (1375—1403 м). В разрезе вулканогенной толщи скв. К-12 выделено шесть пачек эффузивных пород мощностью от 6 до 31 м и пять пачек вулканических туфов (от 2 до 35 м). Общее содержание эффузивных пород в разрезе скважины равно 64%, туфов 36%.

Среди основных эффузивных пород вендской вулканогенной толщи Белоруссии выделены долериты, базальты, базальтовые порфириты, ба-

зальты измененные, базальты миндалекаменные, гналобазальты, лавобрекчии, в средних эффузивных породах — андезиты и дациты, лавобрекчии, стекловато-перлитовые породы.

Покровы эффузивных пород имеют отчетливо зональное строение. В средних частях они представлены сравнительно свежими базальтами и долеритами, выше и ниже — сначала в различной степени измененными базальтами и базальтовыми порфиритами, а затем миндалекаменными породами и лавобрекчией. Изменения пород от средней наиболее свежей зоны к верхней и нижней частям покрова весьма закономерны. К ним относятся: появление зеленовато-серой и красноцветной окраски; альбитизация и хлоритизация мезостазиса; ожелезнение и карбонатизация пород; развитие по многочисленным трещинам кальцита, хлорита, гидроокислов железа; появление цеолитов; исчезновение пироксенов; появление значительного количества миндалин, выполненных хлоритом, цеолитами, анальцимом, палагонитом, халцедоном; резкое увеличение содержания мелких и мельчайших (0,02 мм и выше) зерен непрозрачных рудных минералов (до 20—25%); появление порфириковых и спилитовых структур.

Вендский вулканизм связан с проявлением байкальской складчатости и перестройкой структурного плана западной части Русской платформы в начале венда. На этой территории возникла серия глубинных разломов субмеридионального направления, по которым происходило излияние магмы. Тип очагов вулканизма трещинный и центральный. Центральные вулканы были также расположены вдоль трещин.

В развитии вендского вулканизма на территории Белоруссии, как и в смежных районах (Ушакова, 1962 и др.), выделяется несколько этапов. На первом, начальном, этапе вулканическая деятельность носила взрывной характер, в результате чего на значительной территории накопились туфы и туффиты, образующие пачку мощностью в несколько десятков метров. Взрывная деятельность на этой стадии была значительно более сильной на территории Украины (здесь образовалась пачка туфов и туффитов мощностью свыше 100 м), чем в Белоруссии и Польше. Для второго этапа характерно чередование излияния лав с выбросами значительного количества пирокластического материала. Сила извержения вулканов в различных районах была неодинаковой, о чем свидетельствуют различные по мощности покровы лав и пласты вулканических туфов. В одних случаях излияние лав чередовалось с выбросами пепла, в других — резко преобладали прерывистые излияния, которые не сопровождались значительными выбросами пирокластики. В этом случае формировались маломощные покровы лав, налегающие один на другой. Они устанавливаются по наличию маломощных зон изменения пород, корок закала и тонких горизонтов приповерхностных лавобрекчий. Эффузивные породы в зоне их развития составляют 60—65% вулканической толщи, туфы 35—40%. На третьем заключительном этапе эффузивная деятельность прекратилась и последние порции магмы не дошли до поверхности, образовав интрузии габбро-диабазов в кристаллическом фундаменте и белорусской серии. Такие интрузии известны на территории Украины. В связи с отсутствием почти на всей площади Брестской впадины отложений белорусской серии интрузивные породы венда здесь не развиты. Они могут быть установлены в фундаменте юго-западной части республики, а в белорусской серии — только в восточной части Брестской впадины и на Полесской седловине.

Магма, излившаяся по трещинам и жерлам вулканов центрального типа, имела основной (базальтовый) состав. В процессе быстрого подъема на поверхность она, как правило, не успевала дифференцироваться, что привело к излиянию сравнительно однородной, близкой по химиче-

скому составу в различных районах толеитовой лавы основного состава. Лишь в северной части обширного района вендского вулканизма западной части Русской платформы известны эффузивные породы среднего и более кислого состава, представляющие собой дифференциаты основной магмы. Свидетельством того, что андезиты и андезито-дацитовые породы не имели собственных магматических очагов, а образовались в результате дифференциации базальтовой магмы, является их ограниченное развитие и почти полное отсутствие самостоятельных туфогенных образований. Глубина разломов, по которым изливалась магма на территории Брестской впадины, видимо, была меньшей, чем на Украине, о чем свидетельствует более кислый состав эффузивных пород в первом районе, чем во втором.

Изучение вулканогенной (трапповой) формации венда имеет существенное значение для более глубокого познания геологического строения территории Белоруссии и смежных районов и для прогнозной оценки различных горизонтов осадочной толщи на полезные ископаемые.

Вулканогенные породы венда занимают в разрезе четкое стратиграфическое положение и являются хорошим репером при расчленении отложений верхнего докембрия. В эффузивных породах и туфах, включая и развитые на них коры выветривания, известен ряд рудопроявлений (медь, никель), детальное изучение которых может привести к открытию месторождений полезных ископаемых. Заслуживают внимания поиски концентраций титаномагнетита в более молодых отложениях, где они могли образоваться за счет размыва вулканогенных пород. Детальное изучение вендской вулканогенной формации, в частности ее генетических и петрохимических особенностей, необходимо для выяснения возможности наличия в ней продуктов ультраосновного (кимберлитового) вулканизма, характерного для древних платформ (Сибирской, Африканской).

МАГМАТИЗМ ПОЗДНЕГО ДЕВОНА

Поздний девон Припятской впадины отмечен проявлениями активной магматической деятельности. В восточных районах впадины (деревни Борщевка, Вышемир, Шарпиловка, Вехтин, Васильево, Ястребов и др.) с этим связано накопление мощных толщ (1000—1500 м и более) вулканических и вулканогенно-осадочных образований. Пробуренные здесь скважины обычно остановлены в задонско-елецких отложениях или вскрывают под ними нижнефранские отложения подсолевого терригенного комплекса (Шарпиловская скважина Р-1). В других районах Припятской впадины вулканогенно-осадочные образования встречаются в небольших количествах по всему разрезу верхнего девона, начиная с воронежского горизонта франского яруса, что хорошо согласуется со временем начала активизации дифференцированных тектонических движений и интенсивного погружения территории Припятского прогиба вдоль ограничивающих его глубинных разломов. В распределении вулканогенно-осадочных образований здесь существует определенная закономерность: чем восточнее район, т. е. чем ближе расположен он к зоне сочленения Припятской впадины с Днепровско-Донецкой, тем чаще встречается вулканогенный материал, тем мощнее его прослой и более крупнозернистый состав.

Непосредственно в зоне сочленения Припятской и Днепровско-Донецкой впадин наблюдаются мощные покровы эффузивных пород и грубообломочных вулканических туфов и туфобрекчий с величиной пирокластических обломков до 5—10 см, а иногда и больше. Они сложены различными дифференциатами (от ультраосновных до средних) исходной щелочно-базальтоидной магмы, среди которых главенствующая роль

принадлежит трахитам (нормальным и щелочным) и ряду щелочных нефелиновых и лейцитовых базальтоидных пород. В подчиненном количестве присутствуют трахиандезиты, трахиандезито-базальты, трахибазальты и ультраосновные субвулканические(?) оливин-пироксеновые породы.

Трахиты (трахитовые порфиры) преобладают как в эффузивной (Борщевка Р-1, Ветхин Р-1), так и в туфовой фациях. В большинстве своем это розовато-серые, существенно калишпатовые порфиновые породы, нередко нацело или частично альбитизированные. Основная масса их сложена микролитами альбита или ортоклаза и обычно характеризуется трахитовой или субтрахитовой структурой. Вкрапленники представлены плагиоклазом (чаще всего олигоклазом), ортоклазом, пироксеном и роговой обманкой, причем цветные минералы обычно полностью или почти полностью замещены хлоритом и карбонатом. Вкрапленники полевых шпатов часто замутнены буроватыми продуктами выветривания и имеют неоднородную структуру в силу неравномерной и неполной альбитизации. Из аксессуарных минералов обязательны магнетит, весьма характерен сфен, часто встречается апатит.

В эксплозивной фации некоторых разрезов установлены щелочные трахиты. Для них характерно отсутствие известково-натровых плагиоклазов и наличие нефелина в основной массе. Цветные минералы, зачастую присутствующие в несколько завышенном для трахитов количестве, представлены исключительно эгирином. Количество нефелина в основной массе резко изменчиво, и, по всей вероятности, некоторые из этих пород представляют собой ряд переходных от щелочных трахитов к феолитам разностей.

Трахиандезиты, встречающиеся значительно реже, притом всегда как сопутствующие трахитам породы, известны также в эффузивной и эксплозивной фациях. По внешнему облику они мало отличаются от трахитов, однако микроскопическое различие их существенно. В неальбитизированных разностях микролиты представлены в основном олигоклазом, причем в промежутках между ними часто наблюдается девитрифицированное и измененное стекло — они как бы склеены стеклом. Структура основной массы в различных разновидностях изменяется от пилотакситовой до полнокристаллической трахитовой. Плагиоклаз во вкрапленниках — обычно основной андезин и даже кислый лабрадор. Фенокристаллы цветных минералов представлены роговой обманкой и часто эгирином-авгитом, однако они почти всегда полностью или частично замещены кальцитом, хлоритом и иногда вторичным кварцем. Из аксессуарных минералов для этих пород также весьма характерны сфен и апатит.

Трахибазальты и трахиандезито-базальты встречаются редко и исключительно в эксплозивной фации. От трахиандезитов они отличаются более высоким содержанием цветных минералов (главным образом авгита и эгирином-авгита), большим количеством магнетита в основной массе и более существенным содержанием в ней стекла. Структуры основной массы здесь приближаются то к гиалопилитовой, то к пилотакситовой, то к ортофировой, причем в состав основной массы нередко входит и цветной минерал (авгит). Содержание щелочных полевых шпатов в этих породах по сравнению с трахиандезитами несколько понижается.

Щелочные фельдшпатоидные породы встречены в эффузивной фации Шарпиловской, Ветхинской и Ястребовской скважин, в туфовой же фации восточной окраины Припятской впадины они присутствуют повсеместно. Это, как правило, сильно измененные (главным образом глинизированные), темно-зеленые, зеленовато-серые, иногда пестроцветные по-

роды, обычно порфиновые, но встречаются и афировые разности. Основная масса их всегда стекловатая с большим содержанием идиоморфных микролитов то одного нефелина, то лейцита, то того и другого вместе. К ним часто присоединяется то или иное количество игольчатых микрокристаллов пироксена. Вкрапленники представлены нефелином и щелочным пироксеном (эгирином или эгирин-авгитом). В редких случаях отмечена альбитизированная роговая обманка. Лейцит вкрапленников не образует. Микролиты и фенокристаллы фельдшпатоидов всегда полностью псевдоморфизованы калишпатом, кальцитом, анальцитом, цеолитами и другими вторичными минералами, сохраняя лишь свойственную им форму кристаллов. Пироксены сохранились несколько лучше. В зависимости от соотношения фельдшпатоидов и цветных минералов, содержания рудного компонента и состава стекла данные породы варьируют в пределах широкого ряда щелочных бесполевошпатовых пород от основных разновидностей (нефелинитов и лейцитовых нефелинитов) до пород среднего состава, по химизму приближающихся к фонолитам, но отличающихся от них более меланократовым характером и полным отсутствием полевых шпатов.

Ультраосновные оливин-пироксеновые породы известны только в субвулканической фации Шарпиловской скважины Р-1. Это темно-серые, порфиroidные породы, состоящие из ромбического пироксена, оливина, магнетита, биотита и некоторого количества базиса — основного вулканического стекла. Пироксен представлен энстатитом. Он образует короткопризматические кристаллы разнообразной величины, расположенные в породе беспорядочно и почти не затронутые вторичными изменениями. Оливин нацело серпентинизирован и иногда частично замещен карбонатом. Он образует округленные или четко ограниченные кристаллы, иногда довольно крупные (до 3—4 мм). Стекло выполняет промежутки между кристаллами пироксена и оливина, оно в значительной степени девитрифицировано. Там же наблюдается и магнетит, зерна которого густо и сравнительно равномерно усеивают всю породу. Биотит образует мельчайшие (0,03—0,08 мм, иногда несколько крупнее) брусковидные кристаллики (микролиты), обычно заключенные в стекло. Наличие их в породе, на наш взгляд, указывает на ее субвулканический характер, т. е. на формирование на некоторой глубине от земной поверхности, в условиях давлений, достаточных для сохранения в расплаве летучих компонентов.

Определение абсолютного возраста верхнедевонских вулканогенных пород Припятской впадины, произведенное калий-аргоновым методом в лаборатории ИГЕМ АН СССР, дало величины 350—370 млн. лет, что в общем соответствует стратиграфическим данным. Геологические условия и характер залегания говорят о формировании вулканогенных толщ в водной среде. Извержения, бесспорно, носили трещинный характер, но с размещением вдоль трещин аппаратов центрального типа, дававших несколько различные по составу дифференциаты поднимающейся магмы. Вулканическая деятельность протекала очень интенсивно, часто почти совершенно подавляя нормальноосадочный процесс.

Литолого-петрографическое, гео- и петрохимическое исследование вулканогенных пород свидетельствует о принадлежности всего комплекса вулкаников Припятской впадины, весьма интересной как в научном, так и в практическом отношении щелочно-ультраосновной — щелочной базальтоидной формации, являющейся образованием платформенного типа. Как показывают исследования последних лет, главной особенностью проявления таких формаций является их структурное положение — приуроченность к зонам крупных тектонических нарушений, к зонам глубинных разломов земной коры, простирающихся на многие

сотни километров и уходящих глубоко в мантию. Специфический состав некоторых представителей этой формации в Припятской впадине, высокое содержание в них сравнительно с платобазальтами магния, калия и титана при пониженном значении кремнезема, а также приуроченность к глубинным разломам свидетельствует о формировании соответствующих магматических очагов на больших глубинах, больших, чем глубины зарождения плато-базальтовых магм, в условиях более высоких температур и давлений. Часто наблюдаемая альбитизация пород формации связана, по всей вероятности, с наличием тектонически ослабленных зон, по которым происходило интенсивное постмагматическое изменение пород; эти изменения, как правило, носят спорадический характер.

Щелочноультраосновная — щелочная базальтоидная формация Припятской впадины как по набору пород, их петрографическому и петрохимическому составу, так и по времени и условиям образования весьма сходна с аналогичной формацией южной окраины Донбасса. Обе эти формации, разделенные расстоянием свыше 1000 км, по сути дела относятся к одному структурному региону — прогибу Большого Донбасса и локализируются в одних и тех же структурно-геологических условиях — зонах сочленения внутриплатформенного прогиба с кристаллическим щитом. Проявление в данном районе щелочно-ультраосновного — щелочного базальтоидного магматизма одновременно с крупной тектонической перестройкой юга Восточно-Европейской платформы и заложением региональных глубинных разломов явилось результатом разрядки колоссальных тектонических напряжений, возникших на большой глубине, в верхней мантии.

Важнейшие черты строения и истории геологического развития Восточно-Европейской платформы и ее составной части территории Белоруссии рассматривались в основополагающих работах А. Д. Архангельского (1941), В. В. Белоусова (1962 г.), А. А. Богданова (1961), А. М. Жирмунского (1919), А. П. Карпинского (1919), С. И. Субботина (1960), М. М. Тетяева (1938 г.), Э. Э. Фотиади (1958 г.), В. Е. Хаина (1964 г.), Н. С. Шатского (1937), С. Бубнова (1936) и других исследователей. В последние годы получена существенно новая информация, уточняющая и дополняющая представления о строении недр Белоруссии. Результаты этих исследований обобщались в сводных работах Г. В. Богомолова (1946), Б. В. Бондаренко (1966 г.), Е. П. Брунс (1956, 1957), З. А. Горелика (1965, 1966), Г. Х. Дикенштейна и др. (1959), М. С. Закашанского, Е. М. Люткевича (1960), А. С. Махнача (1958), А. М. Папа (1962), С. И. Рынга (1953, 1956), А. Я. Стефаненко (1956, 1958), Ж. П. Хотько (1958, 1960) и других авторов. Глубинное строение Белоруссии описывается также в работах В. Г. Акулича, П. В. Анцупова, В. А. Богино, И. А. Балабушевича, Е. Т. Балашова, А. Н. Брусенцова, В. Х. Булыги, Г. Г. Доминиковского, Г. Н. Васильевой, З. М. Вугмана, И. Г. Гаркуши, В. М. Гринцевича, А. П. Ерышева, М. С. Закашанского, Д. С. Кубарева, С. В. Клушина, И. Д. Кудрявца, М. С. Кичкиной, К. И. Левашова, А. В. Липилина, В. Н. Макаревича, Л. С. Маркузе, И. А. Медушевской, Д. В. Мишина, М. И. Михненко, В. И. Пасюкевича, З. М. Позднякевича, В. М. Проценко, С. Ф. Прохорова, Г. Г. Стадник, Ю. Н. Стадник, А. Д. Семенюка, А. П. Сенько, А. В. Тимчука, С. Б. Тырышкина и других авторов.

Территория Белорусской ССР расположена в области сочленения глубинных структур древнего заложения и длительного развития юго-западной части Восточно-Европейской платформы. Важнейшая поверхность стратиграфического перерыва и резкого углового несогласия отделяет здесь интенсивно дислоцированные и сильно метаморфизованные геосинклинальные (складчатые) комплексы внутренней структуры фундамента от слабо дислоцированных и слабо метаморфизованных покровных комплексов.

В юго-западной части Восточно-Европейской платформы локализуется Белорусский массив и его продолжение на территории Польской Народной Республики — Мазовецкое поднятие. Склоны массива обращены в стороны впадин: на юго-востоке — Припятской, на юго-западе — Брестско-Подляской, на западе и северо-западе — Прибалтийской и на северо-востоке — Оршанской. Посредством поперечных перемычек между смежными впадинами — седловин (Латвийской на севере, Полесской на юге и Жлобинской на востоке) Белорусский массив сочленяется с Балтийским и Украинским щитами и Воронежским массивом (см. рис. 55).

Геосинклинальные (складчатые) комплексы фундамента на территории Белоруссии сложены мощными толщами, включающими гиперстенсодержащие, высокоглиноземистые, биотитовые, биотито-амфиболовые и амфиболовые гнейсы, интрузии основного и кислого состава, высокая степень метаморфизма которых выдерживается на больших площадях. Их нижняя возрастная граница не установлена, но гораздо древнее беломорской формации с признаками метаморфизма и ультраметаморфизма пород с возрастом 2000—2200 млн. лет (Богданов, 1969 г.; Герлинг, Лобач-Жученко, 1967 г.; Герлинг, Пап и др., 1966 г.; Кратц, 1963 г.).

Для метаморфических толщ типично проявление признаков пластичности и общего смятия слоев в глубинных термодинамических условиях. Сложно построенные складчатые системы докембрия Белоруссии, по геологическим и геофизическим данным, обладают свойством непрерывного чередования элементарных складок во всем пространстве складчатых систем с характерным извилистым простиранием. Для них типично большое разнообразие форм и положения складок, развитие резко дисгармоничных изоклинальных складок, наложение складчатостей разного плана и разных этапов складкообразований, тектоническая переработка пород, сочетание складок различных порядков, обилие разрывных нарушений, связанных со складчатостью, и другие особенности.

Платформенные покровные комплексы на территории Белоруссии также образуют сложные сочетания геологических тел, состав и мощность которых выдерживается на больших площадях. Проявление байкальского, каледонского, герцинского и альпийского тектогенеза создало весьма сложное соотношение разновозрастных структурно-вещественных комплексов осадочного покрова в различных частях территории Белоруссии. Их нижняя возрастная граница совпадает с формированием древних терригенных толщ в позднем протерозое после завершения готской тектонической эпохи на рубеже 1200 млн. лет. Среди покровных комплексов преобладают осадочные породы; вулканогенные образования играют подчиненную роль и представлены плато-базальтами и их туфами.

Глыбовые (прерывистые) формы складчатости осадочного покрова обнаруживают большое морфологическое многообразие и проявляются в виде брахиантиклиналей, валов, куполов и других форм складок, осложненных разрывными нарушениями, а в пределах Припятской впадины — криптодиапировой соляной тектоники. Как правило, складки разделены пространствами пологого залегания слоев. В ряде случаев простые элементы брахморфных и куполовидных складок группируются в сложные складчатые системы сходного простирания.

Всесторонний анализ материалов по строению недр Белоруссии имел определяющее значение для решения проблемы нефтеносности и калиеносности девонских отложений Припятской впадины, а также в локализации рудных поясов и полей черных и цветных металлов в докембрийских складчато-интрузивных комплексах и корах их выветривания на Белорусском массиве.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА

Характерные ассоциации метаморфических и изверженных пород кристаллического фундамента на территории Белоруссии вскрыты более чем в 200 пунктах, не считая районов Глушковичи, Микашевичи, Житковичи, где они выходят на поверхность или залегают на небольшой глубине. Эти данные являются опорными, но для выяснения внутренней

структуры фундамента и его рельефа без привлечения результатов геофизических исследований далеко недостаточны.

Структурно-вещественные комплексы глубокого докембрия территории Белоруссии столь же неоднородны по своему строению, как и аналогичные образования Балтийского и Украинского щитов. Их обособление и корреляция опираются на данные структурно-геологического анализа геофизических полей, литологических исследований и радиогеологии. В немых докембрийских толщах, лишенных вследствие метаморфизма литогенетических признаков, только правильно установленная структура вещественных комплексов позволяет понять истинный характер их положения в геологическом разрезе и стратиграфическое соотношение между собой. Поэтому изучение внутренней структуры докембрийских комплексов Белоруссии базируется главным образом на материалах магнитных и гравитационных съемок.

В геофизических полях юго-западных районов Восточно-Европейской платформы и, в частности, в геомагнитном поле, изученном с большей детальностью, чем гравитационное, контрастно видны региональные сочетания зон линейного и мозаичного расположения (Бондаренко, 1965, 1968; Гафаров, 1963 г.; Симоненко, 1964 г.; Фотиади, 1958 г.).

Первые образуют Белорусско-Валдайскую, Таллинско-Московскую и Карельскую строго линейные региональные зоны, внутри которых наблюдается правильное чередование узких полос положительных аномалий (10—100 мэ) и участков ослабленного магнитного поля. Вторые образуют зоны неправильной формы, размеры которых измеряются сотнями километров. Здесь преобладает ослабленное поле, на фоне которого положительные изометричные аномалии (10—30 мэ) во многих случаях располагаются в виде сегментов или кольцевых зон.

В структуре геомагнитного и гравитационного полей Белоруссии выделяются составные части указанных региональных зон Восточно-Европейской платформы.

По главнейшим признакам простирания, формы, напряженности, спектральной плотности, повторяемости на профилях, величине градиентов и другим особенностям магнитные аномалии на территории Белоруссии образуют две системы (рис. 45):

1) систему линейных и параллельных друг другу узких положительных и ослабленных аномальных полос северо-восточного простирания в западной части Белоруссии. Это составная часть единой Белорусско-Валдайской системы аномалий протяженностью от Украинского до Балтийского щита. Напряженность положительных аномалий внутри системы 10—100 мэ;

2) систему аномалий неправильной формы, прихотливого простирания и мозаичного расположения в восточной части Белоруссии. Здесь преобладает ослабленное поле, на фоне которого положительные изометричные аномалии напряженностью 10—30 мэ во многих случаях располагаются в виде сегментов или кольцевых зон (Витебск, Бобруйск).

В гравитационном поле и его производных наблюдается аналогичное сочетание аномальных систем (рис. 46).

Системы магнитных и гравитационных аномалий, а также их соотношения обособляют в составе фундамента Белоруссии литологические ассоциации пород, объединяемые в три крупные группы.

Первую группу составляют преимущественно гнейсовые породы, пара- и ортоамфиболиты, вскрываемые скважинами в зонах линейного расположения аномалий на территории Белоруссии, Прибалтики и других районов (Варданянц 1960; Герлинг, Пап и др., 1962). Породы этой группы обнаруживают магнитную восприимчивость — $1 \cdot 10^{-6}$ — $2100 \cdot 10^{-6}$ СГСМ и плотность 2,54—2,87 г/см³.

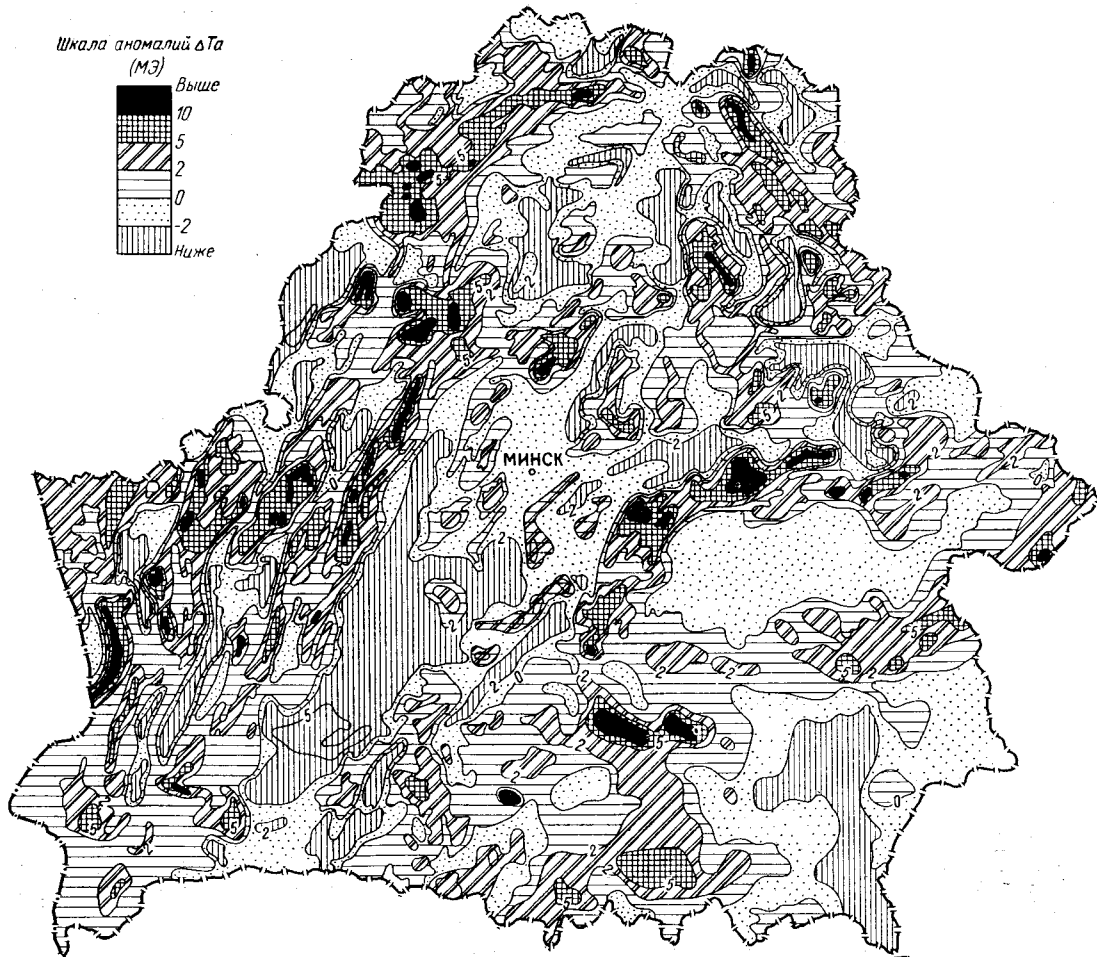


Рис. 45. Схема магнитных аномалий ΔT_a территории Белоруссии. Составил Б. В. Бондаренко по материалам аэромагнитной съемки Западного геофизического треста (1968 г.)

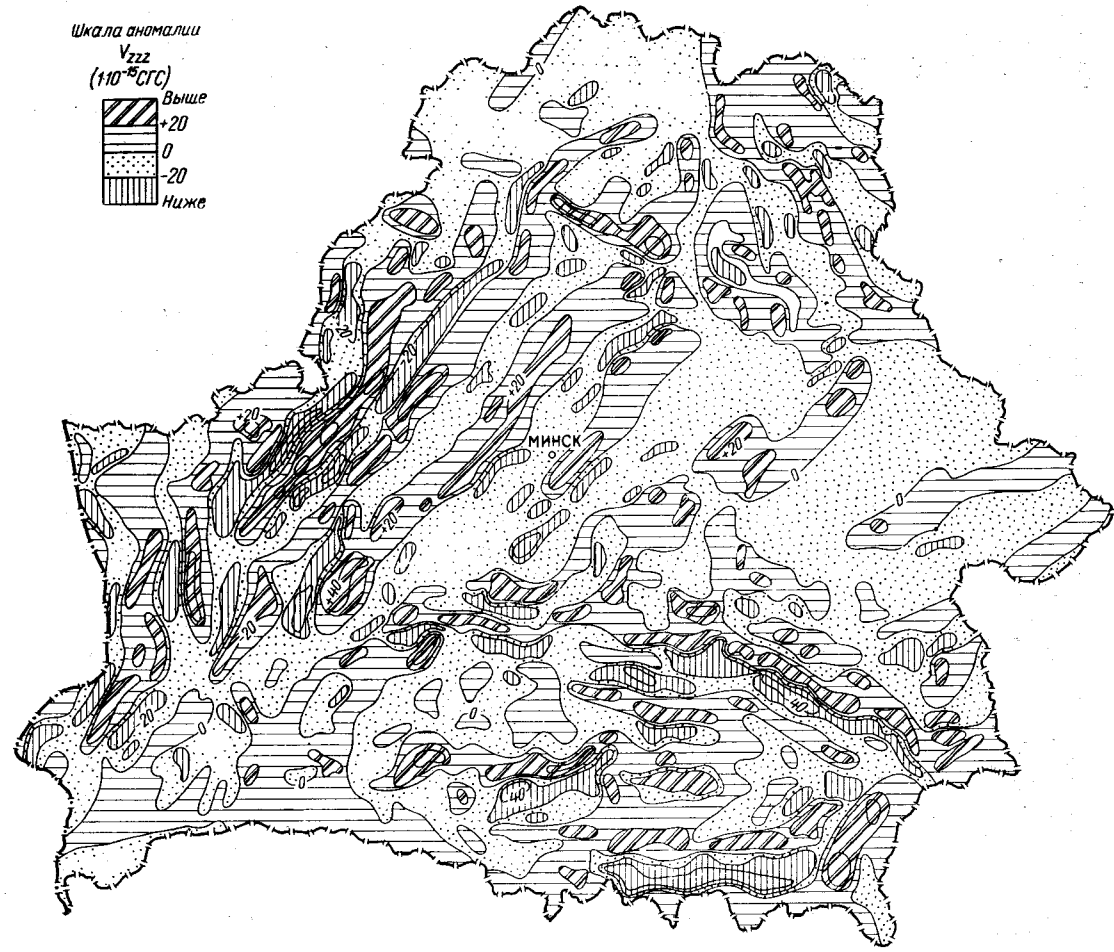


Рис. 46. Схема вторых вертикальных производных аномалий силы тяжести территории Белоруссии. Составил Ж. П. Хотько

Вторая группа представлена гранитами, гранито-гнейсами, мигматитами и родственными им породами с магнитной восприимчивостью $1 \cdot 10^{-6}$ — $2300 \cdot 10^{-6}$ СГСМ и плотностью $2,50$ — $2,78$ г/см³. Вмещающие их массивы гнейсовых пород обладают средней избыточной плотностью не менее $0,07$ г/см³ (Фотиади, 1958; Бондаренко, 1965). В силу этого массивы гнейсов проявляются в виде максимумов, а массивы гранитоидов в виде минимумов силы тяжести, наложенных на ослабленное магнитное поле. Их чередование внутри строго линейных аномальных зон подчеркивает единство стиля тектоники складчатых систем глубокого докембрия Белорусского массива, где гранитоидные интрузии по простиранию подчинены альпинотипным формам тектоники гнейсовых толщ.

Третью группу составляют ферромагнитные реликты метабазитовой серии пород: габбро, габбро-нориты, амфиболовые габбро, амфиболиты, а также магнетитсодержащие гнейсы с магнитной восприимчивостью $1000 \cdot 10^{-6}$ — $150000 \cdot 10^{-6}$ СГСМ и плотностью $2,71$ — $3,27$ г/см³. Телам этих пород соответствуют узкие полосы магнитных аномалий, наложенные на региональные гравитационные максимумы или зоны их максимальных градиентов линейного простирания. Образованная в данном случае слитность систем геофизических аномалий подчеркивает тот же эффект линейной складчатости северо-восточного простирания в области Белорусского массива.

Геофизическая характеристика линейного эффекта складчатости заметно ослабляется или совсем исчезает под влиянием ряда геологических факторов. Это прежде всего появление в структуре фундамента более глубоких эрозионных срезов, а также основных интрузий, которые осредняют петрографический состав ассимилирующих толщ гнейсов и образующихся при этом метапород. Подобные условия определяют сложный мозаичный узор геофизических полей в восточной части Белоруссии вне системы аномалий строгого линейного расположения. Здесь широко развиты метапороды, гранитоиды, диориты, включая фацию гипертеновых гнейсов с малоустойчивыми и заметно изменяющимися физическими параметрами магнитной восприимчивости ($200 \cdot 10^{-6}$ — $8000 \cdot 10^{-6}$ СГСМ) и плотности ($2,51$ — $2,83$ г/см³). Указанные породы проявляются в виде изометричных гравитационных и магнитных максимумов.

При рассмотрении средне- и мелкомасштабных карт докембрия Белорусского массива обращает на себя внимание параллелизм вещественных комплексов и слитность складок разных порядков, выделяемых по данным геофизических полей и литологических исследований (рис. 47, 48).

Обособляемый на Белорусском массиве складчатый комплекс докембрия представляет собой сложное сооружение север-северо-восточного простирания, где параллельные друг другу гравитационные аномалии отражают региональное сочетание среднемасштабных синклинальных и антиклинальных структур. Они заполняют все пространство складчатой системы, ширина которой достигает 150 — 200 км. В этом пространстве синклинальные и антиклинальные складки занимают примерно равные площади, образуя последовательную повторяемость в геологическом разрезе. Каждая из них имеет видимую мощность 20 — 30 км и протяженность по простиранию 250 — 300 км.

Синклинальным структурам свойственны линейные, довольно значительные по напряженности гравитационные максимумы силы тяжести, образующие с локальными узкими полосами сравнительно интенсивных магнитных аномалий (50 — 100 мэ) слитные системы (см. рис. 45, 46). Обнаруживаемая слитность систем геофизических аномалий хорошо подчеркивает сочетание осадочно-метаморфической и метабазитовой серий пород — биотитовых, амфиболитовых и магнетитсодержащих

гнейсов, амфиболитов, габбро, габбро-норитов, диоритов, гранодиоритов, гранитов выгодского типа (Красовский, 1969 г.; Пап, 1962, 1967), вскрываемых скважинами в ядерных частях синклиналей. Крылья синклиналей сочетают складки меньших размеров, картируемые по характерным признакам магнитных аномалий (см. рис. 48). Изоклиналильные системы таких складок чаще всего опрокинуты на запад и максимально развиты

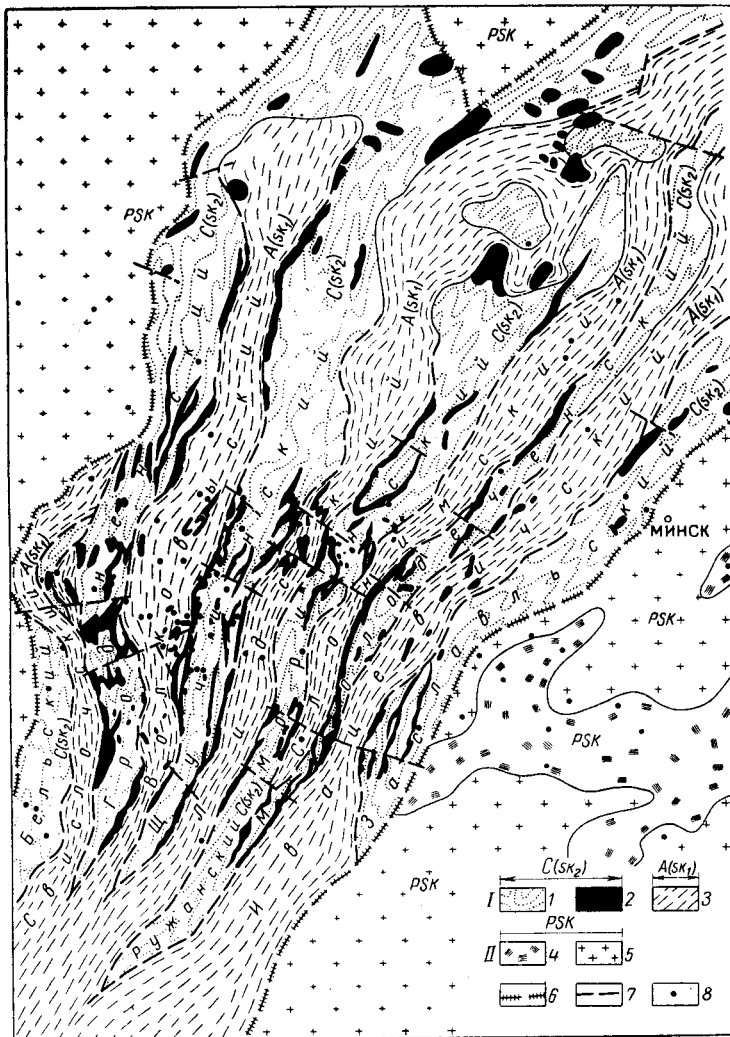
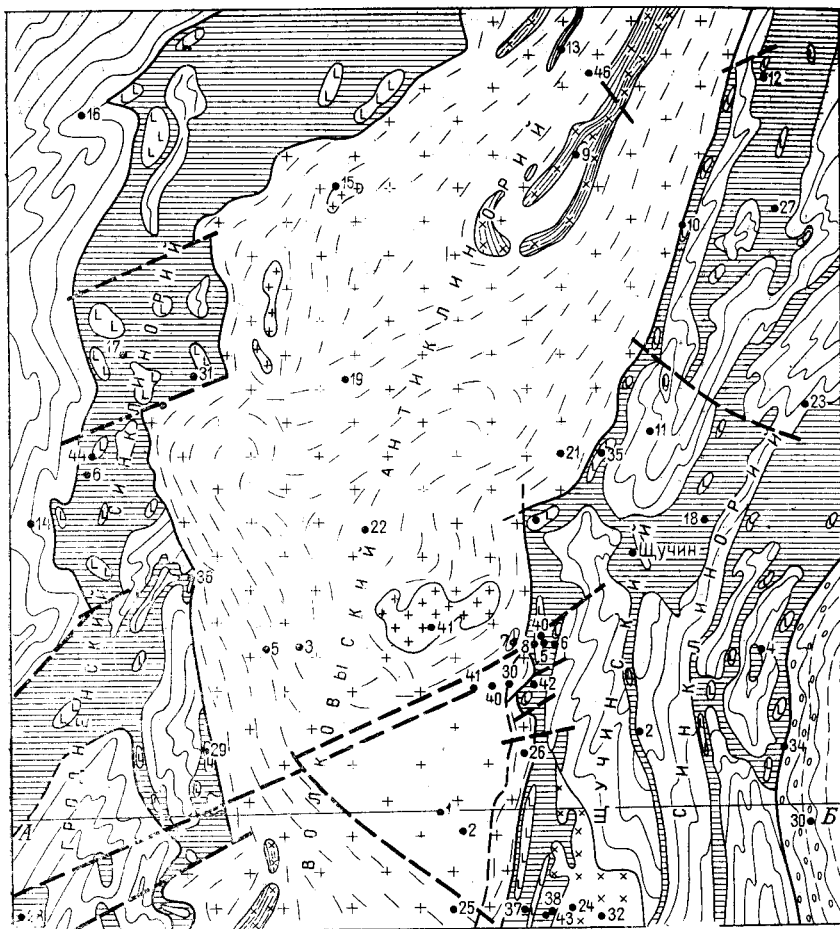


Рис. 47. Схема внутренней структуры складчатых комплексов докембрия Белорусского массива и смежных районов. Составил Б. В. Бондаренко

1 — свецофенно-карельский тектонический комплекс, переработанный в готскую тектоническую эпоху (1700—2600 млн. лет). Позднекарельский этап в ядрах синклиналей C(SK₂): 1 — биотитовые и амфиболитовые гнейсы, граниты выгодского типа, 2 — габбро, габбро-нориты, амфиболиты с пластами железных руд, гнейсы магнетитосодержащие (нерасчлененные). Раннекарельский этап в ядрах антиклиналей A(SK₁): 3 — биотитовые высокоглиноземистые гнейсы, амфиболиты, мигматиты, граниты мостовского типа. II — нерасчлененный беломорский тектонический комплекс (PSK), переработанный в свецофенно-карельскую и готскую тектонические эпохи (2600 млн. лет и древнее): 4 — гнейсы плагноклазовые двуслюдяные, гранато-биотитовые; 5 — граниты, гибридные гранодиориты, диориты, реликты гнейсов. 6 — разломы, разделяющие тектонические комплексы; 7 — разломы, разделяющие тектонические этажи; 8 — скважины, вскрывшие породы докембрия



Разрез по линии АБ

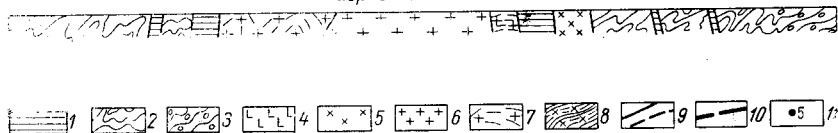


Рис. 48. Схема строения докембрия. Щучинский район. Составили В. Ф. Красовский и Б. В. Бондаренко

Свекофенно-карельский геосинклинальный комплекс (1700—2600 млн. лет). Раннекарельский структурный этаж синклинальных зон: 1 — основные эффузивы и их туфы, гнейсы с пластами магнетито-гематитовых руд, 2 — гнейсы биотитовые, биотито-роговообманковые, гранатовые, 3 — кварциты, метаморфизованные гравелиты, 4 — габбро, габбро-нориты, габбро-амфиболиты, 5 — граниты выгодские; позднекарельский структурный этаж антиклинальных зон: 6 — граниты мостовские, 7 — гранито-гнейсы, мигматиты, реликты гнейсов, 8 — амфиболиты, 9 — внутризональные разрывные нарушения; 10 — контур условно выделяемого субплатформенного готского комплекса; 11 — скважины, вскрывшие породы докембрия

в приконтактовых зонах литологически разнородных сред. Их размеры по простиранию составляют от 10 до 40—50 км. Ядерные части синклиналей обладают признаками синхронной повторяемости литологически неоднородных формационных рядов, суммарная мощность которых достигает 8—9 км. Такова геолого-геофизическая характеристика синклинально построенных структур Заславльской, Молодечненской, Моринской, Щучинской, Гродненской, Белицкой и Ружанской.

Антиклинальным структурам свойственны линейные минимумы силы тяжести и ослабленные по напряженности магнитные аномалии неправильной формы. Они встречаются разрозненно, не образуя с линейными гравитационными аномалиями достаточно слитных систем. Ядра антиклинальных структур — Ивацевичской, Слонимской, Лидской, Волковыской и Свислочской — в соответствии с данными литологических исследований сложены преимущественно биотитовыми высокоглиноземистыми гнейсами, амфиболитами, мигматитами, гранитами мостовского типа (Пап, 1962, 1967). В этих зонах явления ультраметаморфизма и метасоматоза стирают местами границы между литологически разнородными породами, лишают их признаков литогенетичности, способствуют образованию мелкой дисгармоничной складчатости, затрудняющей выяснение морфологии крупных складок. В силу этих признаков ядерные части антиклинальных складок характеризуются диахронной повторяемостью литологически неоднородных рядов.

Геофизическим аномалиям, подчеркивающим пластовое расположение пород в геологическом разрезе, свойственны линейные зоны ступеней и смещение осей геофизических аномалий по простиранию, их периклинальные и центроклинальные замыкания.

Линейные зоны ступеней геофизических аномалий максимально развиты в пограничных областях прилегания антиклинальных и синклинальных структур. Они совпадают с полосами увеличения степени мигматизации, дробления, смещения границ и механической анизотропности горных пород. Узкие локализованные полосы (Щучинской, Кореличской и многих других магнитных аномалий) определяют положение подобных древних разрывных нарушений. Разломы такого простирания подчеркивают коренные различия тектонического развития структур второго порядка и тем самым обособляют в складчатом комплексе докембрия разновозрастные таксономические единицы ранга структурных этажей, сложенных породами синклинальных и антиклинальных структур. При этом сдвиги осей аномалий в горизонтальной плоскости бесспорно решают задачу о разрывных наложенных нарушениях, поперечных к простиранию складок. Из сказанного возникает представление об элементах складчато-глыбового строения метаморфических толщ докембрия Белорусского массива и единстве пликативных и дизъюнктивных форм складчатости. При этом синхронная повторяемость литологически неоднородных формационных рядов, особенности сочетания складок разных порядков и, наконец, степень метаморфизма пород ядерных частей синклинальных в отличие от антиклинальных структур дает в руки геологов критерии стратиграфического обособления разновозрастных структурно-вещественных этажей внутри единого складчато-интрузивного комплекса докембрия Белорусского массива.

На карте, иллюстрирующей сочетание складчатых систем в зоне Гродненского синклиория, гнейсовые толщи, включающие основные породы, образуют ряд параллельных друг другу сегментов (рис. 49). Они представляются сложно построенными складками синклинального строения, «приспособленными» к окраинам древних массивов, сложенных менее плотными, преимущественно гранитоидными породами (Бондаренко, Хотько, 1961). Здесь контрастно выделяются линейновытянутые гравитационные ступени и наложенные на них узкие полосы магнитных аномалий. Такие особенности полей определяют положение литологически неоднородных пород, разделенных внутризональными разломами, и тем самым дают ясное представление о положении разновозрастных структурных этажей в геологическом разрезе. Наложённые ортогональные дислокации, выделяемые по тем же геофизическим признакам, пересекают кристаллический фундамент на ряд складчато-блоковых

структур, составные части которых выделяются в районах Друскенин-
кай, Гродно и Глебовичей.

Магнитные аномалии правильного полосового расположения

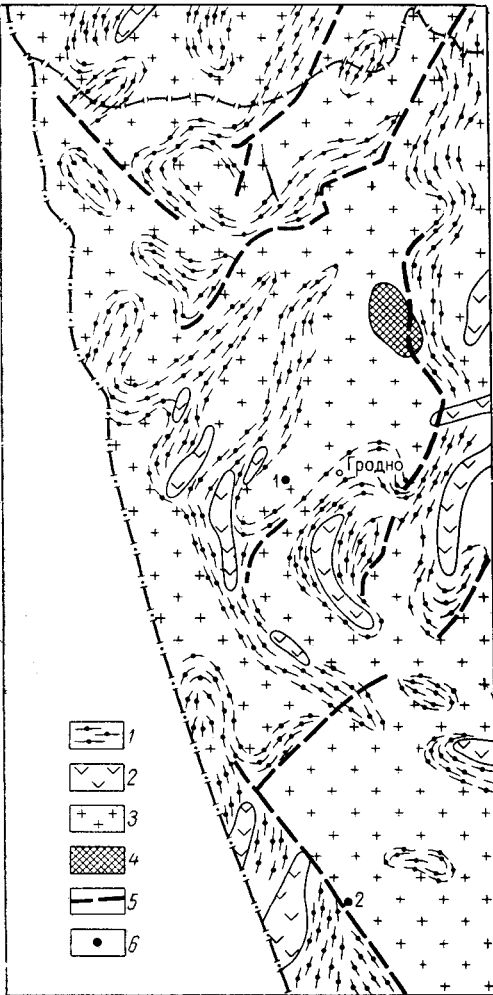


Рис. 49. Схема строения докембрия. Гродненский район. Составил Б. В. Бондаренко
1 — гнейсы биотитовые, амфиболовые и др., мигматиты в зонах гравитационных максимумов; 2 — габбро, габбро-нориты, амфиболиты в зонах магнитных максимумов; 3 — граниты и реликты гнейсов в зонах гравитационных минимумов и ослабленного магнитного поля; 4 — тела основных пород (габбро, лабрадориты) в зонах магнитных максимумов и гравитационных минимумов; 5 — разрывные нарушения (большие градиенты V_{zzz}) на границах литологически неоднородных пород различной плотности; 6 — скважины, вскрывшие породы докембрия

лежь магнетито-гематитовых полосчатых пород с высокой намагниченностью, близкой к расчетным данным и, наконец, в краевых частях максимума были обнаружены проявления сульфидной кобальт-никелевой минерализации, приуроченной к линии тектонического дробления пород.

Сравнительно лучше изучена полоса метабазитов в крылевой части сложно построенной синклинальной структуры в зоне Кореличской

характеризуют не только пластовое расположение пород метабазитовой серии внутри синклинориев, но и дают информацию об ортогональных (наложенных) дислокациях по сдвигу их осей. В этом смысле типичной является Щучинская аномалия (10—60 мЭ), которая отображает сложно построенную структуру фундамента протяженностью свыше 80 км, гораздо контрастнее подчеркнутую на карте аномалий вторых вертикальных градиентов (рис. 50). Подобная трансформация аномального поля позволяет не только локализовать их ширину в виде нулевых изодинам, но и дает беспорное решение вопроса о широтных дислокациях, поперечных к простиранию складок, фиксируемых по сдвигу осей аномалий. Этот эффект возникает в результате различных уровней горизонтальных срезов наклонных тел. Восточное падение тел в этом случае определяется на профиле по данным бурения и асимметрии магнитных аномалий (рис. 51). Магнитный эффект создается здесь суммарным влиянием трех пластов мощностью порядка 50—60 м на глубине 180 м, средняя намагниченность которых достигает величин $80 \cdot 10^{-3}$ СГСМ, что уже свойственно породам, включающим пласты железных руд (Бондаренко, 1965). Заложённые на профиле параметрические скважины достигли поверхности кристаллического фундамента на глубине 190—200 м. При этом скважина в точке 19 вскрыла толщу слабомагнитных гнейсов ядра структуры, в точке 18 подсекала на глубине 230,0—232,8 м небольшую за-

магнитной и гравитационной аномалий. Среди гранито-гнейсов метабазитовые породы, включающие пласты магнетитовых руд и оруденелых габбро, образуют здесь складку, опрокинутую на юго-восток с углом падения около 70° . Суммарная мощность рудной зоны 160 м, внутри которой отдельные пласты достигают мощности 30—40 м.

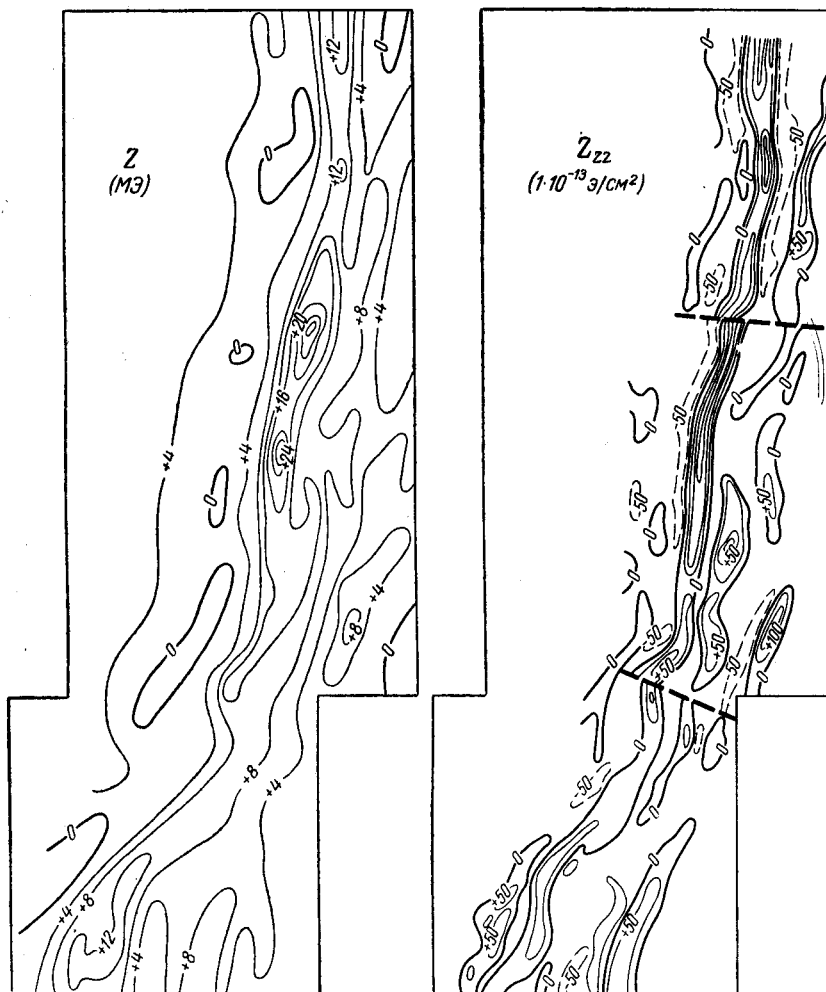


Рис. 50. Схема изодинам Z_a и Z_{zz} района Щучинской магнитной аномалии.
Составил Б. В. Бондаренко (1961)

Этот пример убеждает нас в правильности структурных построений, основанных главным образом на геофизических данных, определяющих весьма обнадеживающие перспективы поисков железных руд в области Белорусского массива. Структурно-геологический анализ геофизических полей дает ясное представление о закономерном сочетании форм полной (альпинотипной) складчатости и разрывных нарушениях внутри докембрийского комплекса Белорусского массива. При этом продольные линии разломов подчеркивают коренные различия тектонического развития структур второго порядка и тем самым обособляют таксономические единицы ранга структурных этажей. Ортогональные дислокации в сочетании с продольными определяют здесь характерное сочетание складча-

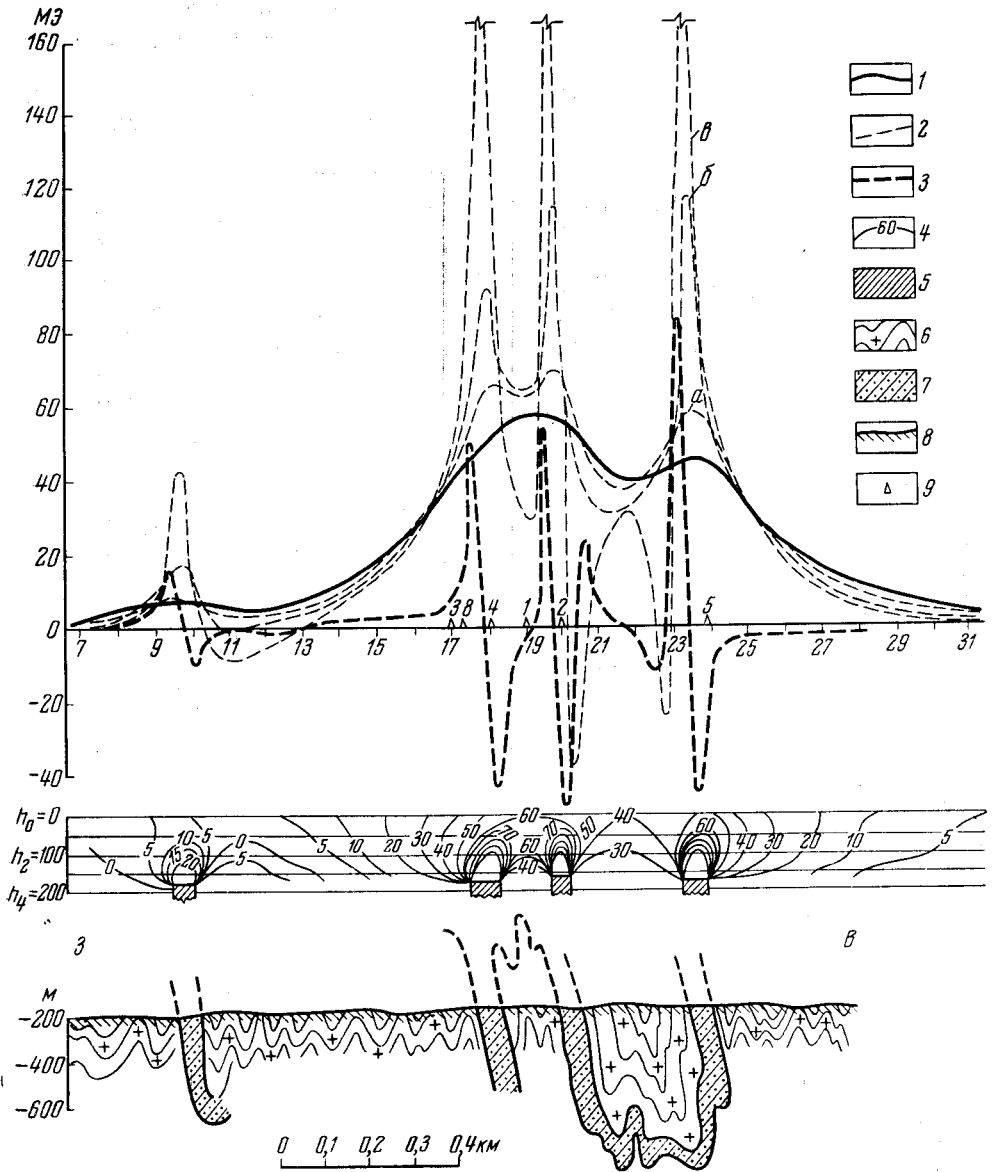


Рис. 51. Схема строения докембрия района Щучинской магнитной аномалии.
Составил Б. В. Бондаренко

1 — кривая Z_a ; 2 — кривые Z_a на уровнях: $h_1 = -50$ м (а); $h_2 = -100$ м (б); $h_3 = -150$ м (в);
3 — кривая горизонтальных градиентов Z_x ; 4 — изодинамы Z_a в вертикальной плоскости (мэ);
5 — аномалеобразующие пласты; 6 — гранито-гнейсы; 7 — гнейсы, обогащенные магнетитом; 8 —
поверхность фундамента; 9 — скважины, вскрывшие породы докембрия

то-блоковых структур и узлов, контролирующих рудные проявления железа, титана, никеля, кобальта, меди, золота.

Совершенно иная геофизическая и минералого-петрографическая характеристика нерасчлененных древних массивов восточной части Белоруссии. В их составе существенно преобладают породы кислого и среднего рядов в зонах ослабленного магнитного поля. Интрузии основного

и среднего состава, как и отображающие их положительные магнитные и гравитационные аномалии изометричной формы, создают здесь общую картину мозаичного поля. Рассматривая его структуру, возникает представление о постепенном затухании своеобразных форм складчатости с глубиной, что вероятнее всего связано с размывом вышележащих сильно дислоцированных толщ и многократными процессами их переработки в изменившихся термодинамических условиях. В этом обнаруживаются коренные различия между структурой таксономических единиц ранга крупных комплексов в зонах с мозаичным и линейным расположением аномалий.

Своеобразное и скорее всего самостоятельное структурно-геологическое положение обнаруживают кольцевые структуры древних массивов. В их строении геофизические поля отображают складчатые формы в виде пластических течений пород в глубинных условиях с элементами «брахитектоники». Так, например, ослабленное магнитное поле в районе Бобруйска и к северо-востоку от него, совпадающее с региональным гравитационным минимумом, является отображением массива кислых пород — гранитоидных интрузий с реликтами гнейсов. По соотношению геофизических полей выделяемый массив представляется в виде субширотного ориентированного и глубоко размытого ядра крупного антиклинория, окаймленного интрузиями основного и среднего состава, ассимилирующими толщами гнейсов и гибридных пород. Аналогичные формы структур обнаруживаются в составе фундамента в районе Витебска и Смоленска, к северу от которых замкнутые кольцевые структуры срезаются широтным простираем линейных складчатых систем.

Самостоятельная задача о стратиграфической привязке структурно-вещественных комплексов докембрия Белоруссии может быть решена на основе их сопоставления с балтийским эталоном возрастных подразделений, обособляемых по группе признаков: угловым несогласиям, стратиграфическим перерывам и радиологическим данным. Этот эталон разработан совместными усилиями А. А. Богданова, К. О. Кратца, Н. П. Семененко, Н. Магнуссона, А. Симонена и других геологов для второго издания Международной тектонической карты Европы на основе выделения в пределах Балтийского щита следующих тектонических эпох и завершавших их складчатостей (табл. 10):

В карелидах Карелии и Кольского полуострова, по данным К. О. Кратца (1963), распространены разнообразные по составу, мета-

Таблица 10

	Западная часть Балтийского щита	Восточная часть Балтийского щита	Возрастные рубежи, млн. лет
Тектонические эпохи	Готская (Ст)		1200—1700
	Свекофенно-карельская (SK)	Позднекарельская (SK ₂)	1700—2100
		Раннекарельская (SK ₁)	2100—2600
	Беломорская (досвекофенно-карельская) (PSK)		2600 и древнее

морфизованные, сильно дислоцированные геосинклинальные осадочные и осадочно-вулканогенные толщи, которые сохранены в синклинальных зонах северо-западного простираем (Восточно-Карельская, Западно-

Карельская, Восточно-Финляндская и другие зоны). Разделяющие их антиклинальные поднятия почти лишены супракrustальных образований. В них обнаруживаются древние гранитоиды и частично гнейсы. Для структурно-вещного комплекса карелид характерны линейные си-

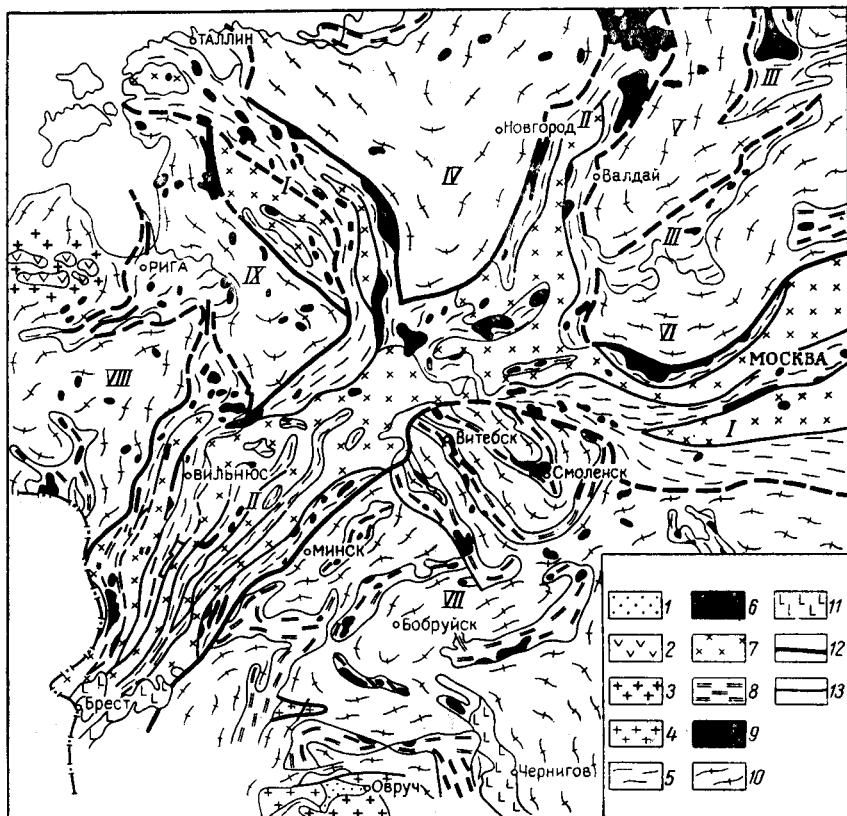


Рис. 52. Схема внутренней структуры складчатых комплексов докембрия центральных районов Русской плиты. Составил Б. В. Бондаренко (1967).

Готский субплатформенный комплекс (1200—1700 млн. лет): 1 — кварцитовые песчаники, сланцы, диабазы и порфириды Овруча, 2 — лабрадогиты Прибалтики, 3 — раникиви Прибалтики и Коростеня, 4 — граниты (Осницкие, Пержажские, Житковичские); **свекофенно-карельский геосинклинальный (складчатый) комплекс**, переработанный в готскую тектоническую эпоху в зонах, характеризующихся линейным расположением магнитных и гравитационных аномалий (1700—2600 млн. лет): 5 — гнейсы, гранито-гнейсы, пара- и ортоамфиболиты, 6 — габбро, габбро-нориты, нориты, амфиболиты, гнейсы (нерасчлененные), 7 — граниты, мигматиты и родственные им породы, реликты гнейсов; зоны: I — Таллинско-Московская, II — Белорусско-Валдайская, III — Карельская. **Досвекофенно-карельский (беломорский) геосинклинальный (складчатый) комплекс**, переработанный в свекофенно-карельскую и готскую тектонические эпохи в массивах, характеризующихся мозаичным расположением магнитных и гравитационных аномалий (2100 млн. лет и древнее): 8 — биотитовые плагиогнейсы, гнейсы гранато-биотитовые, двухслюдяные, 9 — габбро, амфиболиты, гнейсы (нерасчлененные), 10 — граниты, гибридные гранодиориты, диориты, реликты гнейсов; массивы: IV — Ильменско-Чудский, V — Валдайский, VI — Верхне-Волжский, VII — Восточно-Белорусский, VIII — Восточно-Польский, IX — Прибалтийский, 11 — базальты и диабазы платформенных комплексов осадочного чехла; 12 — межзональные глубинные разломы; 13 — внутризональные региональные разломы

стемы (зоны) геофизических аномалий, которые к югу и юго-востоку от Балтийского щита образуют сложные разветвления. Под осадочным покровом Восточно-Европейской платформы в соответствии с принятым возрастным эталоном они отображают внутреннее строение складчатых поясов, свекофенно-карелид, окаймляющих древние массивы докембрийской консолидации, и образуют вместе с ними сложную мозаику строе-

ния фундамента (рис. 52). Геофизические аномалии северо-восточного простирания Белорусского массива являются составной частью линейных зон платформы и поэтому также отображают состав и внутреннюю структуру свекофенно-карелид (1700—2600 млн. лет) с наложенными процессами переработки и регионального метаморфизма готской эпохи тектогенеза (1000—1700 млн. лет). Именно в этом диапазоне дат определяется возраст метаморфизма гнейсов и интрузивных пород в зонах линейных аномалий Белоруссии, Прибалтики, центральных районов Русской плиты (Герлинг, Пап, 1962).

Для магнитных и гравитационных полей в зоне свекофенно-карелид Восточно-Европейской платформы типично проявление полной изоклиальной складчатости метаморфических толщ, для которых характерны различные соотношения энергических спектров магнитных и гравитационных аномалий и слитности их систем. Эти геофизические признаки локализируют в геологическом разрезе структурные этажи со своими характерными для них литологически неоднородными формационными рядами, выражают соотношение структурных этажей между собой и их развитие во времени.

В области Белорусского массива слитные системы гравитационных и магнитных максимумов разных порядков отображают такую же систему слитных складок синклинальных субпараллельных зон, сложенных главным образом толщами более плотных гнейсов и metabазитов, формировавшихся на месте геосинклинальных прогибов. Разделяющие их массивы преимущественно гранито-гнейсов в зонах гравитационных минимумов без признаков слитности с магнитными аномалиями располагаются в антиклинальных частях структур, возникших на месте геоантиклинальных поднятий. Эти структурные зоны второго порядка обособляют таксономические единицы ранга структурных этажей (ярусов). Их границы резко выражены в геофизических полях в виде гравитационных ступеней и наложенных на них узких и сложно построенных магнитных максимумов, которые определяют положение региональных разломов и угловых несогласий внутри складчатого комплекса свекофенно-карелид. Итак, по структурно-геологическим признакам свекофенно-карелиды подразделяются на два этажа — верхний в ядрах синклинальных и нижний в ядрах антиклинальных зон, что позволяет в соответствии с принятым балтийским эталоном возрастных подразделений локализовать в докембрии Белорусского массива складчатые зоны позднего и раннего карелия (см. рис. 47).

Совершенно по-иному представляются нерасчлененные структурно-вещественные комплексы древних массивов. Они сложены преимущественно гранито-гнейсовыми породами (50—80%), развиты в зонах ослабленного магнитного поля. Интрузии основного и среднего состава, так же как и соответствующие им положительные магнитные и гравитационные аномалии изометричной формы, создают здесь общую картину мозаичного поля. Формации, слагающие эти массивы с признаками текучести пород в глубинных термодинамических условиях, условно сопоставляются с возрастом беломорид с наложенными процессами переработки пород и регионального метаморфизма карельской и последующей готской эпохи тектогенеза.

В рамках балтийского стратиграфического эталона последовательность тектонического развития складчатых (геосинклинальных) комплексов и этажей докембрия Белоруссии представляется в следующем виде (табл. 11):

Данная схема устанавливает формирование свекофенно-карелид Белорусского массива на обрушенной кровле древних ядер консолидации с полициклическим развитием подвижного геосинклинального пояса,

Таблица 11

Тектонические комплексы и структуры	Тектонические этажи и структуры	Породы	Возраст, млн. лет
<p>Свекофеннокарельский</p> <p>Системы линейных складок север-северо-восточного простирания на Белорусском массиве (SK)</p>	<p>Позднекарельский</p> <p>Синклинальные структуры с признаками слитных систем складок разных порядков С (SK₂)</p>	<p>Осадочно-метаморфическая и метабазитовая серии. Бiotитовые и амфилоитовые гнейсы, амфиболиты, габбро, габбро-нориты, включающие пласты магнетитовых руд, гранодиориты, граниты выгодского типа</p>	<p>1700—2100</p>
	<p>Раннекарельский</p> <p>Антиклинальные структуры без признаков слитных систем складок разных порядков А (SK₁)</p>	<p>Бiotитовые высокоглиноземистые гнейсы, амфиболиты, мигматиты, граниты мостовского типа</p>	<p>2100—2600</p>
<p>Досвекофеннокарельский (беломорский)</p> <p>Системы складок прихотливого простирания и мозаичного расположения в древних массивах консолидации восточной части Белоруссии (PSK)</p>	<p>Существенная переработка тектонических планов этажей и структур</p>	<p>Гнейсы плагиоклазовые, двуслюдяные, амфиболиты, породы гибридного ряда от габбро до гранитов</p>	<p>2600 и древние</p>

начальные стадии развития которого охватывают эпоху раннего карелия, а заключительные совпадают с концом верхнего карелия.

Завершающие этапы развития складчатого основания Восточно-Европейской платформы сопровождались возникновением вулканогенных моласс овручской серии Украины и их аналогов на территории Белоруссии (Микашевичский выступ кристаллических пород), Прибалтики, Северо-Восточной Польши, ютния Карелии, субютния Швеции (Богданов, 1967; Герлинг, Пап и др., 1967 г.; И. Юсковикова и др., 1967 г.). Формации этого возраста составляют самостоятельный субплатформенный комплекс, залегающий с резким угловым несогласием по отношению к древним геосинклинальным (складчатым) толщам. Для него характерны пологие структуры с углами, не превышающими 30—40°.

Изучение геологического строения, истории геологического развития, средне- и мелкомасштабных складок структурно-вещественных комплексов докембрия Белоруссии следует отнести к самым важным работам белорусских геологов и геофизиков. Дальнейшее изучение слитных складчатых систем в области Белорусского массива необходимо, поскольку структурный фактор определяет не только закономерности распределения в них полезных ископаемых различных генетических типов, но и их форму.

СТРОЕНИЕ ПОВЕРХНОСТИ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА И ОСАДОЧНОГО ПОКРОВА

БЕЛОРУССКИЙ МАССИВ И ЕГО СКЛОНЫ

Современную поверхность кристаллического фундамента Белорусского массива образуют тектонические блоки с различным уровнем эрозионного среза. Как область высокого положения фундамента, Белорусский массив сравнительно с Украинским и Балтийским щитами характеризуется относительно меньшими размерами и большей прихотливостью очертаний (рис. 53).

Впервые массив выделен Н. С. Шатским (1946) по неглубокому залеганию среднего девона в Белоруссии и в смежных районах Литвы и Латвии. Его возникновение Н. С. Шатский относил к герцинскому этапу тектогенеза. Он отмечал, что в герцинской структуре Восточно-Европейской платформы массив является частью высоко приподнятой долготной полосы, которая протягивается от Украинского щита через поперечный перегиб Латвийской синеклизы к краю Балтийского щита. Только в этом смысле Н. С. Шатский сохранял понятие о Полесском вале, противопоставляя его постумным «уралидам», возникшим, как полагали многие геологи, на месте складчатых «скифид» протерозойского возраста (Кужняр, 1922; Бубнов, 1936; Жирмунский, 1948 и др.). В понимании Н. С. Шатского Белорусский массив был принят большинством исследователей (Богомолов, 1946; Закашанский, 1948 г.; Хотько, Бондаренко, 1956; Брунс, 1957; Махнач, 1958; Дикенштейн и др., 1959 и др.).

Площадь сводовой части Белорусского массива условно выделяется по контуру изогипсы поверхности кристаллического фундамента — 500 м. Внутри этого контура на его поверхности отчетливо выделяются пологие выступы второго порядка — Щучинский, Моринский, Белицкий, Слонимский, Новогрудский, Бобовнянский — на абсолютных высотах от +100 до —50 м, разделенные «плоскими» понижениями.

Восточный склон Белорусского массива перекрыт толщей рифея и венда, срезанных наровскими отложениями девона, контур которых огибает Припятскую впадину и далее на север проходит западнее г. Минска и южнее г. Вильнюса (Голубцов, Махнач, 1961). Возникающее в этом случае азимутальное несогласие между толщами совпадает примерно с изогипсой поверхности кристаллического фундамента — 500 м и локализует Белорусский массив как устойчивую положительную структуру раннегерцинского этапа тектогенеза. В этих границах площадь массива на территории республики составляет 55 тыс. км².

Мезозойские и местами кайнозойские образования, срезая отложения палеозоя и сводовой части массива, непосредственно залегают на складчатом фундаменте. Здесь его поверхность вскрывается многочисленными скважинами на абсолютных высотах от +87 и до —300 м. Между тем, на территории северо-восточной части Польской Народной Республики поверхность фундамента погружается на значительно большие глубины: Элеке — 680 м, Пиже — 1068 м, Острев-Мазовецка — 1772 м, Шлинокеме — 681 м под отложения перми и триаса. На этой основе возникло представление о Белорусском массиве и его составной части — Мазурском поднятии на территории Северо-Восточной Польши как единой структуре широтного простирания, существовавшей в течение всего рифея и палеозоя и неперекрывающейся отложениями данного возраста (Дикенштейн, 1958). История геологического развития Белорусского массива как платформенной структуры намного сложнее.

Массив в качестве составной части обширной области поднятия и размыва возник в период формирования терригенных неметаморфизованных толщ рифея (белорусская серия) в Вольинско-Белорусской впа-

дине (Брунс, 1957; Махнач, 1958; Дикенштейн, 1959). Однако как самостоятельная структура он формируется в байкальское, каледонское и затем в герцинское время в связи с прогибанием фундамента в окружающие его Брестской, Прибалтийской и Припятской впадинах.

К концу герцинского этапа тектогенеза массив сохранял положение широтной структуры, расположенной на территории Белоруссии и северо-восточной части Польши. Весьма существенное влияние на формирование тектонического плана массива оказали мезозойские и кайнозойские движения. Об этом свидетельствуют значительные глубины прогибания поверхности фундамента на территории северо-восточной части Польши: в Пиже, Остров-Мазовецка, Элеке, Сувалках, где на кристаллических породах залегают отложения триаса, в то время, как в его сводовой части кристаллические породы перекрываются отложениями юры, мела и в ряде районов антропогена (Старица, Копыль). Таким образом, только мезозойские и кайнозойские движения определили положение Белорусского массива и его ответвлений — Латвийский и Полесский седловины как долготной структуры в современном тектоническом плане запада Восточно-Европейской платформы. Эти движения определили также различное гипсометрическое положение составных частей массива и основные черты тектонической структуры его осадочного чехла. То же самое можно сказать относительно структур второго порядка — выступов и плоских разделяющих их понижений на его своде. Они определяют положение и очертания пологих локальных структур осадочного чехла, согласных с простираем складчатых комплексов свекофенно-карелид. В этом случае, локальные структуры геосинклинальных и платформенных комплексов массива обнаруживают генетическую связь и имеют длительную историю развития. Исключением является Бобовнянский выступ фундамента, поперечный к простираению складчатых структур докембрия.

Западный склон Белорусского массива обращен в сторону Люблинской мульды северо-западного простираения, основной этап формирования которой связан с мезозойскими движениями. Карта мощностей меловых отложений подчеркивает ее как пологую асимметричную структуру с осью северо-западного простираения, которая проходит через Люблин, Варшаву и далее к берегам Балтийского моря (Богданов, 1964). В ее приосевой части только меловые отложения достигают мощности 800 м, а фундамент, по данным сейсморазведки, обобщенным Я. Скорупой (1961 г.), находится на абсолютных высотах — 3500 м. Весьма пологие склоны Люблинской меловой мульды не противоречат возможности наличия в кристаллическом фундаменте вертикальных смещений, осложняющих по разрывам ее восточное крыло. Возможно, они имеют общее с самой мульдой северо-западное простираение. В соответствии с поднятием фундамента от приосевой части Люблинской мульды к своду Белорусского массива наблюдается трансгрессивное залегание мезозойских отложений. В своде массива мезозойский комплекс пород осложнен пологими складками второго порядка, простираение и расположение которых определяется тектонической расчлененностью поверхности кристаллического фундамента.

В северо-западном направлении кристаллические породы Белорусского массива испытывают погружение под палеозойские отложения Прибалтийской впадины, формирование которой связано с движениями байкальского возраста.

В северо-восточном направлении склон Белорусского массива обращен в сторону Оршанской впадины и в общем полого погружается под толщу терригенных отложений рифея. В этой области поверхность фундамента также не является монолитной. Ее пересекают разломы северо-

западного простирания, с которыми связано формирование относительных впадин древнего заложения в районах Смиловичей, Червеня и Осиповичей. По геофизическим данным, эти структуры носят характер грабенов, ограниченных сбросами незначительных амплитуд (200—300 м).

Юго-западный склон массива обращен в сторону Брестской впадины. Его ограничивают разрывные нарушения, амплитуда которых по данным электроразведки достигает местами 300—400 м. В плане они состоят из отрезков прямых, группирующихся вдоль линии пос. Свислочь — пос. Косово и находятся на продолжении северного краевого разлома Припятской впадины.

ЛАТВИЙСКАЯ, ПОЛЕССКАЯ И ЖЛОБИНСКАЯ СЕДЛОВИНЫ

Посредством Латвийской, Полесской и Жлобинской седловин, относительными повышениями между впадинами, Белорусский массив соединяется с Балтийским и Украинским щитами и Воронежским массивом (см. рис. 53). Площади их распространения характеризуются небольшими мощностями осадочного покрова, в разрезе которого установлены длительные стратиграфические перерывы и угловые несогласия.

Латвийская седловина является сложнопостроенной структурой, расположенной между Прибалтийской и Оршанской впадинами. На севере ее склоны переходят в область Балтийского щита, а на юге — Белорусского массива. В пределах территории Белоруссии расположена южная часть седловины, где поверхность кристаллического фундамента определяется на глубине 600—800 м.

Полесская седловина находится между Припятской и Брестско-Подляской впадинами и соединяет южный склон Белорусского массива с северо-западной частью Украинского щита. Это симметричное поднятие, ось которого проходит в направлении Слоним — Телеханы — Пинск на абсолютных высотах от —200 до —400 м. От свода седловины ее склоны погружаются в стороны центроклинально замыкающихся Припятской и Брестской впадин.

Жлобинская седловина расположена между Белорусским и Воронежским массивами. Широко ориентированная ось поднятия находится на широте г. Рогачева на абсолютных высотах от —500 до —600 м. Строение седловины асимметрично. Ее пологий северный склон обращен в сторону Оршанской впадины, а южный представляет собой ряд линейных уступов, обращенных в сторону Припятской впадины. Общий характер асимметричного строения седловины определяет условия залегания терригенных толщ палеозоя и мезозоя, значительно больше дислоцированных на ее южном крыле.

ПРИПЯТСКАЯ ВПАДИНА

Для выяснения тектонического строения Припятской впадины определяющее значение имеют фактические материалы специальных геологических и геофизических исследований, выполненных в послевоенные и особенно в 60-е годы с целью решения задач геологического картирования, поисков и разведки нефти и газа, каменных и калийных солей, угля и горючих сланцев. Они обобщались многими авторами и коллективами в аспекте как регионального строения впадины, так и строения локальных структур (Айзберг, 1967—1969 гг.; Анцупов, 1967; Балабушевич, 1960, 1965; Бондаренко, 1965, 1967; Горелик, 1964—1966; Дикенштейн, 1959; Люткевич, 1960; Макаревич, 1963—1966; Махнач, 1954—1958; Рынг, 1956; Стефаненко, 1956, 1958; Фурсова, 1960; Хотько, 1958—1966 и другие исследователи). Большой вклад в познание тектонического строения Припятской впадины внесли геологи и геофизики Управления

геологии при Совете Министров Белорусской ССР, которые выполнили и детально обработали основной объем полевых геологических и геофизических материалов. Геоструктурные элементы впадины изучались как по отдельным признакам, так и по их совокупности (изучение фаций и мощностей отложений, гидрогеотермического режима, времени проявления орогенических движений, физических свойств горных пород и аномальных геофизических полей).

В современном понимании Припятская впадина является составной частью единого Припятско-Днепровско-Донецкого палеозойского авлакогена, на который трансгрессивно налегает слабо дислоцированный покров мезо-кайнозойских отложений.

Внутренняя структура кристаллического фундамента впадины докарельской консолидации в ее центральной части сложена массивом гранитоидных пород, окаймленных поясом гнейсов и интрузий основного и среднего состава в районах Буйновичско-Наровлянского, Червонослободского и Речицкого поднятий. На жестком основании складчатого фундамента в зоне Микашевичского выступа, а также в северной части Украинского щита залегает субплатформенный готский комплекс овручских кварцитов, житковичских, осницких и пержанских гранитов (Бондаренко, 1968).

Толщи складчатого фундамента, представляющие собой механически анизотропные среды, определяли скалывание фундамента на границах литологически неоднородных пород и образование глыбовой тектоники его поверхности. Об этом свидетельствует положение многих разломов фундамента в линейных зонах ступеней гравитационного и магнитного полей как внутри впадины (Буйновичи, Наровля, Червоная Слобода, Микашевичи, Речица), так и в ее краевых частях.

В настоящее время прочно утвердилось представление о весьма сложной глыбовой структуре поверхности фундамента. Одни авторы представляют ее в виде регионального сочетания горстов и грабенов, другие видят в глыбовой структуре сочленяющиеся моноклинальные ступени разных наклонов. Указанные термины, как известно, включают в себя понятие о медленных вертикальных движениях земной коры. В таком понимании обеспечивается на всех тектонических схемах Припятской впадины передача основных особенностей поверхности фундамента, но при этом по-разному представляются ее соотношения со структурными поверхностями глубоких горизонтов осадочного покрова.

Строение поверхности кристаллического фундамента. Припятская впадина расположена в юго-восточной части республики. На севере она ограничена Белорусским массивом, Жлобинской седловиной и Воронежским массивом, на юге — Украинским щитом, на западе — Полесской седловиной и Микашевичским выступом, на востоке — глубоко погруженной Лоевской седловиной и Брагинским относительным выступом, посредством которых происходит ее сочленение с Днепровско-Донецкой впадиной. Краевые широтные разломы резко обособляют впадину на севере и юге от сопредельных структур (рис. 54). Они обладают признаками глубинных разломов с характерными в этом случае значительными вертикальными компонентами смещения, достигающими 5 км, резкими гравитационными ступенями, сменой геоэлектрического и геосейсмического разрезов, «торцовыми» сочленениями разрезов разной геологической природы. Продолжение разломов в области Днепровско-Донецкой впадины установлено по данным глубинного сейсмического зондирования (Мартынов, Ротай и др., 1966). Существует мнение, что отсекаемый ими узкий, но весьма протяженный участок земной коры включает и Брестско-Подляскую впадину (Бондаренко, 1967).

Восточная граница впадины прослеживается вдоль зон потери кор-

реляции сейсмических волн, значительных градиентов силы тяжести и изменения геоэлектрического разреза, отождествляемых с тектоническими нарушениями в фундаменте, по которым впадина прилегает к Брагинскому выступу и Лоевской седловине.

В западном направлении наблюдается постепенное воздымание поверхности фундамента, сокращение мощности осадочного покрова, уменьшение амплитуд краевых глубинных разломов. Если в районе Глусска

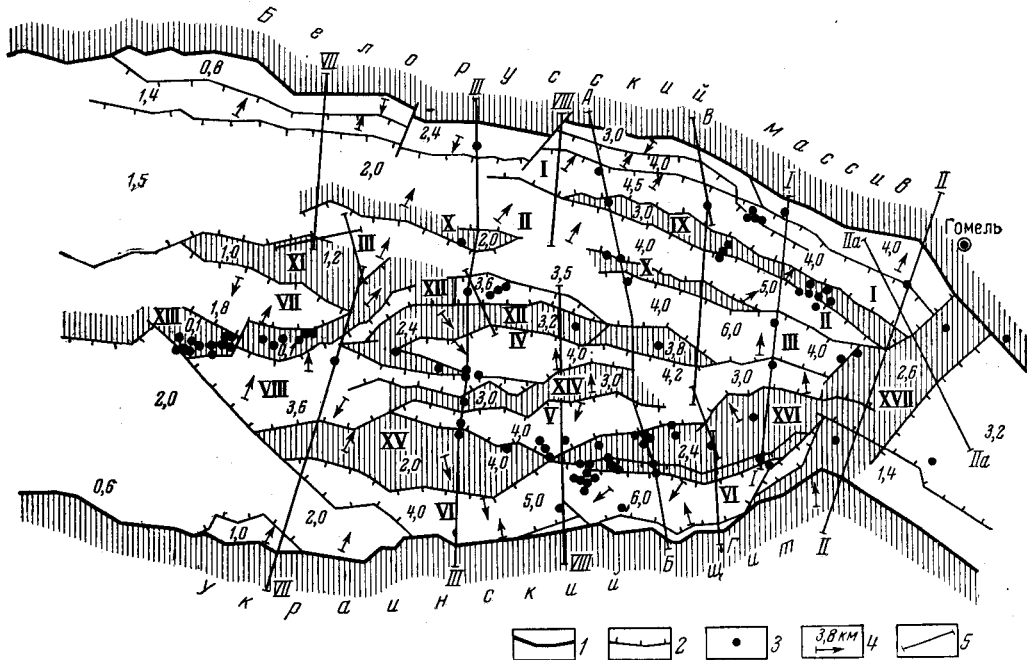


Рис. 54. Принципиальная схема основных структурных элементов кристаллического фундамента Припятской впадины. Составил Б. В. Бондаренко (1967)

1 — глубинные разломы; 2 — региональные разломы; 3 — скважины; 4 — направление падения блоков и средние глубины их поверхности (км); 5 — линии региональных сейсмических профилей. Тектонические элементы второго порядка. Грабены: I — Шатилковский, II — Василевский, III — Копаткевичский, IV — Калинковичский, V — Мелешковичский, VI — Ельский, VII — Редигеровский, VIII — Туровский; горсты: IX — Речицкий, X — Червонослободский, XI — Милевичский, XII — Центральный, XIII — Микашевичский, XIV — Мозырский, XV — Буйновичский, XVI — Наровлянский, XVII — Брагинский

суммарная амплитуда смещения определяется величиной 2500—3000 м, то в районе г. Слуцка она составляет 400—500 м, а дальше на запад уменьшается до 200 м. Аналогичная картина изменения амплитуд разрывных нарушений наблюдается и по южному разлому. Так, например, Ново-Рудненская скважина вблизи Украинского щита на глубине 4000 м не вышла из межсолевых — задонско-елецких отложений, определяя тем самым амплитуду сброса свыше 5 км. На своем продолжении к западу и востоку амплитуда смещения поверхности фундамента заметно уменьшается.

Западная граница Припятской впадины условно проводится по изогипсе поверхности фундамента — 1000 м, окаймляя Микашевичский выступ кристаллических пород. Выступ имеет протяженность свыше 70 км; ограничен широтными разрывными нарушениями, которые придают ему очертания узкого горста клиновидной формы. К востоку Микашевичский выступ значительно суживается с заметной тенденцией погружения под толщу верхнепротерозойских отложений, а к западу заметно расширя-

ется до 50 км и в районе Лунища сливается с Полесской седловиной. В описанных границах общая площадь Припятской впадины составляет 34 тыс. км².

В настоящее время мы располагаем далеко неполной информацией о деталях строения поверхности фундамента и ее структурных соотношениях с поверхностями глубоких горизонтов осадочного покрова Припятской впадины. Это прежде всего геофизические данные и нефтепоисковые скважины на локальных структурах в зонах относительных выступов фундамента.

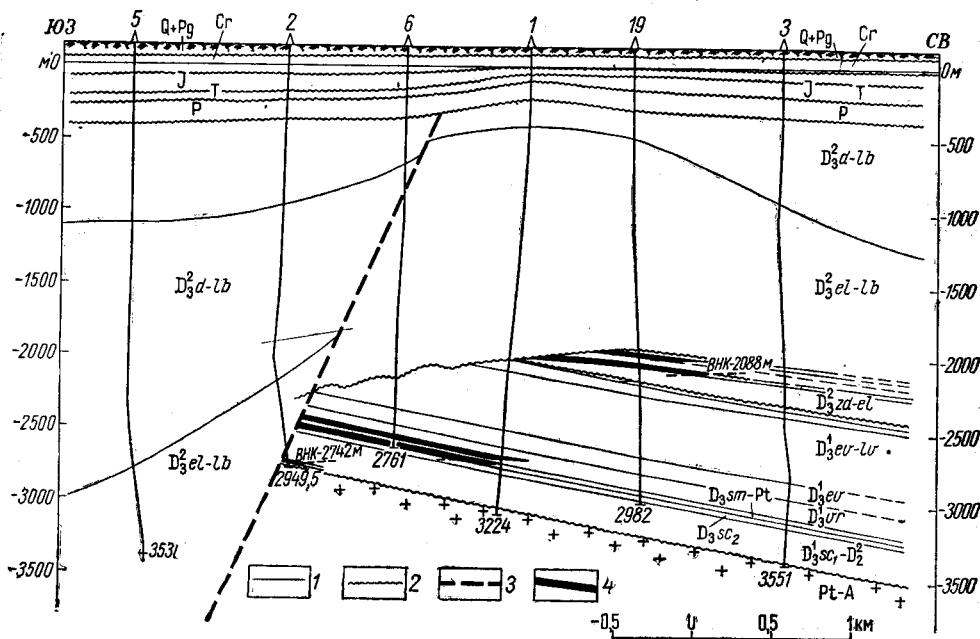


Рис. 55. Геологический разрез Речицкой площади. Составлен по материалам Управления геологии при Совете Министров БССР (1967 г.)
 1 — границы стратиграфических подразделений; 2 — границы несогласного залегания; 3 — разрывные нарушения; 4 — залежи нефти

Начиная с 1944 г. многими авторами развивалась и развивается идея о расчленении поверхности фундамента впадины на систему выступов и депрессий (структур второго порядка), вытянутых в субширотном направлении по простиранию самой впадины (М. С. Закашанский, Б. В. Бондаренко и Ж. П. Хотько, Е. М. Люткевич, К. М. Руховец, Г. Х. Дикенштейн, И. П. Карасев, А. И. Кононов, С. П. Микутский и В. В. Панов и др.). Одна из таких схем приведена на рис. 54. Она дает известное представление о том, что поверхность фундамента Припятской впадины образует сложное сочетание горстов и грабенов второго порядка, которые в сумме создают общую структуру оседания земной коры. Структурные осложнения осадочного покрова глубоких горизонтов в рамках рассматриваемой генетической схемы проявляются совместно с разрывными нарушениями кристаллического фундамента, образуя горст-антиклинали и грабен-синклинали. Валообразные поднятия, брахискладки, купола и элементы криптодиапировой соляной тектоники проявляются в надразломных зонах фундамента, образуя при этом субширотную зональность соподчиненных структур низких порядков. При этом наиболее дислоцированы глубокие этажи герцинского комплекса.

По отношению к ним в верхних структурных этажах складки расширяются, своды их нередко смещены. В некоторых случаях обнаруживаются признаки инверсии, когда складки постепенно затухают вниз по разрезу (Бондаренко, 1967).

Рассмотренная принципиальная схема отражает региональное сочетание тектонических структур фундамента и осадочного покрова и может выражать их развитие во времени, что подтверждается известными данными о расчлененности гравитационного и магнитного полей, отображающих рельеф и внутреннюю структуру фундамента, а также данными сейсморазведки по региональным профилям и отдельным площадям.

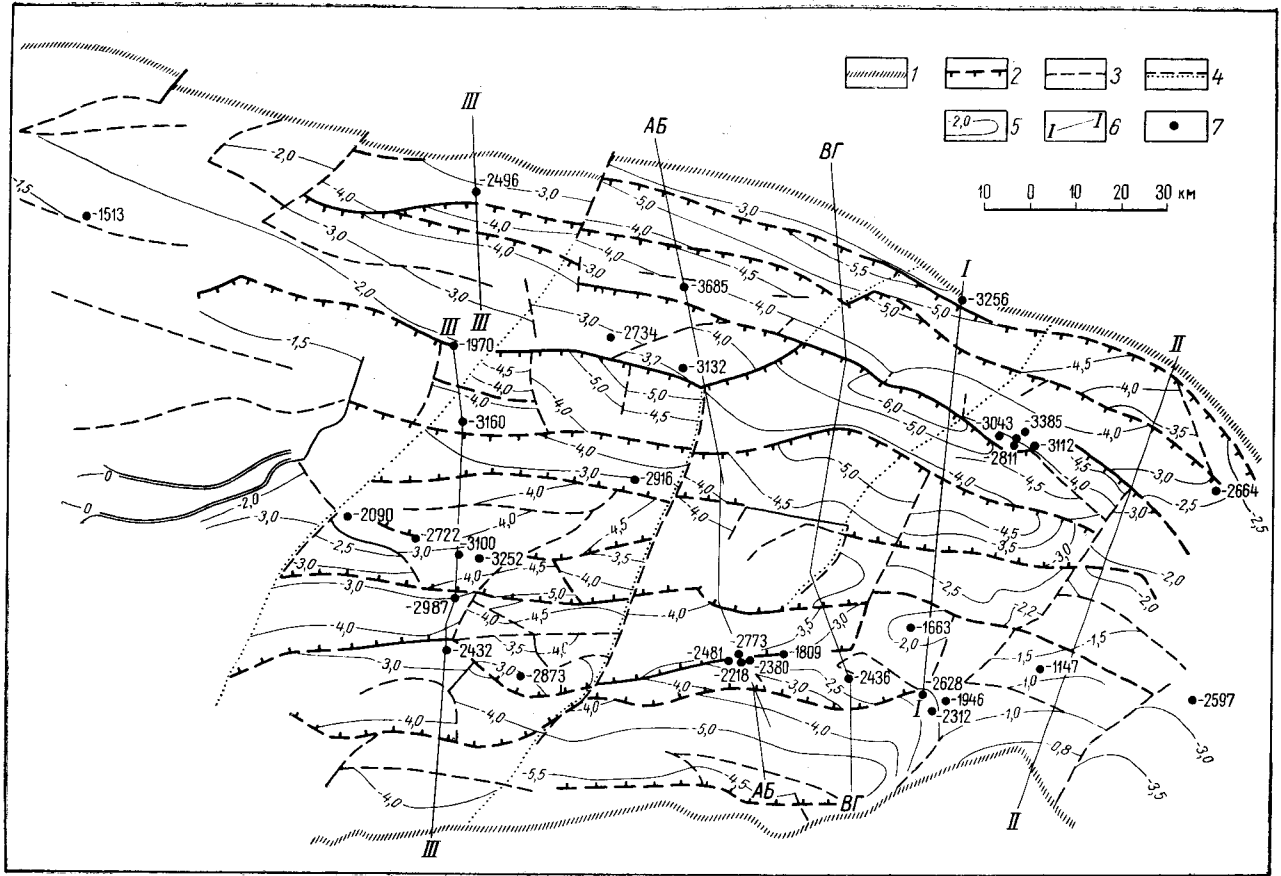
На основе приведенной схемы в работах А. С. Махнача, В. К. Голубцова, А. И. Кононова, И. П. Карасева, И. Е. Котельникова, В. В. Павнова и других геологов развивается представление о конседиментационном характере образования структур второго порядка — сложнопостроенных валлообразных поднятий в подсолевой и межсолевой толщах девона, тесно связанных с широтными разрывными дислокациями фундамента. При этом структурно-тектонические, литолого-фациальные и гидрогеотермические критерии позволяют рассматривать сложнопостроенные валлообразные поднятия — Речицко-Вишанское, Червонослободское, Буйновичско-Наровлянское, Петриковско-Шестовичское — как зоны максимального нефтенакпления, а депрессии — Шатилковскую, Василевичскую, Копаткевичскую, Мозырскую, Ельскую и Туровскую — как зоны нефтегазообразования.

Существует также мнение, что структуры фундамента представляют собой мозаику блоков, из которых каждый находится в основании характерной только для него толщи осадочных отложений (Балабушевич, 1960, 1965). В данном случае поводом к выделению мозаичной системы блоков фундамента и осадочного чехла явилась высокая степень расчлененности поля вторых вертикальных производных силы тяжести, полученная на основе недостаточно точных исходных данных. При этом простая передача сети разрывных нарушений фундамента на всю толщу осадочного покрова, включая и четвертичные отложения, представляется крайне упрощенной и мало обоснованной.

Отсутствие данных о строении опущенных по нарушениям крыльев антиклинальных поднятий, сложность интерпретации геофизических исследований не позволяют с достаточной уверенностью оценить правильность представлений о деталях складок глубоких горизонтов осадочного покрова. В этих условиях начиная с 1967 г. развивается идея о ступенчатых разломах и преимущественно моноклиально наклонных, сложносочленяющихся блоках фундамента, на которых также развивались линейные структуры платформенного типа в верхнем структурном этаже девонских отложений. Подстилающий нижний этаж девонских отложений унаследует структуру поверхности фундамента (Брусенцов, Егорова, Маркузе, 1960; Горелик, Айзберг, Синичка, Анцупов, Макаревич, 1968 г.). В Припятской впадине, по данным этих авторов, выделяется 12 ступеней субширотного простирания. Ступени представляют собой преимущественно моноклиально залегающие однокрыльевые структуры, сочленяющиеся по разломам (рис. 56, 57). Характер сочленения ступеней является не совсем ясным. Сейсмические исследования не дают уверенных однозначных данных о строении опущенных крыльев в приразломных участках. На основании имеющегося материала можно говорить о двух вариантах строения опущенных крыльев: моноклиальное падение поверхности фундамента не изменяется вплоть до уступа, сопряженного с разломом; моноклиальное падение поверхности фундамента в наиболее погруженной части ступени в области непосредственного примыкания к разлому сменяется обратным падением.

Рис. 56. Схематическая структурная карта поверхности фундамента Припятской впадины. Составили Р. Е. Айзберг, П. В. Анцупов, А. Н. Брусенцов, Ю. А. Волох, З. А. Горелик, В. Н. Макаревич, А. М. Синичка, Н. Ф. Травницкая

1 — глубинные разломы, ограничивающие Припятскую впадину; 2 — ступенеобразующие разломы; 3 — локальные разрывные нарушения, ограничивающие отдельные блоки фундамента в пределах ступеней; 4 — разломы субмеридионального и северо-восточного простирания, намечаемые по косвенным геолого-геофизическим данным; 5 — изогипсы поверхности фундамента (км); 6 — линии региональных сейсмических профилей; 7 — скважины с абсолютными отметками поверхности фундамента (м)



Анализ палеотектонической обстановки и условий седиментации показывает, что тектоническое развитие указанных трех зон определяло изменение фаций и мощностей отдельных горизонтов.

По В. К. Голубцову и А. С. Махначу (1961), еще в нижнешигровское время литофации центральных частей Припятской впадины отличались от ее краевых частей, в разрезе которых наблюдается увеличение терригенных песчано-алевролитовых и уменьшение глинисто-мергелистых пород. Палеотектонический анализ обособляет относительное поднятие в центральной части Припятской впадины в задонско-елецкое время.

Северная, центральная и южная зоны разделяются межзональными разломами Старобинско-Василевским и Наровлянским. Старобинско-Василевский протягивается через всю впадину, а на востоке продолжается и в пределы Днепровско-Донецкой впадины. Амплитуда его изменяется от 150 м (профиль II—II) до 2600 м (профиль АБ), в пределах Речицкой площади она достигает 2 км. Разлом протягивается по южному ограничению Червонослободской ступени, у юго-восточного окончания Северо-Домановичской структуры поворачивает на северо-восток, у Осташковичской структуры изменяет направление на субширотное и далее проходит вдоль южной границы Речицкой ступени. Наровлянский разлом протягивается между Буйновичско-Наровлянской и Мозырской ступенями на протяжении 170—180 км с резкой изменчивостью простирания. Амплитуда разлома изменяется от 300—400 до 1000—1200 м.

Северная, центральная и южная зоны Припятской впадины выделяются на рассматриваемых схемах как структуры второго порядка. Каждая из этих зон включает несколько ступеней (структур третьего порядка).

Северная зона включает Березинскую, Речицкую и Червонослободскую ступени. Особенностью строения ее ступеней является общее преимущественно северное падение поверхности фундамента. Южные части ступеней резко приподняты. Возможным исключением является относительно узкая прибортовая Березинская ступень. Центральная зона включает Копаткевичскую, Центральную, Калинковичскую, Петриковско-Шестовичскую и Мозырскую ступени. В пределах данной зоны отмечается как северное, так и южное падение поверхности фундамента. Воздымание происходит в основном к центральному разлому, хотя в отдельных случаях имеются и отклонения (часть Мозырской ступени). Южная зона включает Буйновичско-Наровлянскую, Ельскую и Выступовичскую ступени, для которых

характерно общее южное падение поверхности фундамента. Возможно, исключением является узкая Выступовичская ступень.

Рис. 57. Схема тектонического районирования Припятской впадины. Составлена коллективом авторов Института геологических наук (г. Минск), Управления геологии при Совете Министров БССР и ВНИГНИ под редакцией З. А. Горелика, П. В. Анцупова, Р. Е. Айзберга, А. М. Синички, В. Н. Макаревича, С. Б. Тырышкина

1 — условная граница Припятской впадины на западе; 2 — глубинные разломы, ограничивающие Припятскую впадину; 3 — ступенеобразные разломы; 4 — разломы субмеридионального и северо-восточного простирания, наемлемые по косвенным геолого-геофизическим данным; 5 — контуры валов и поднятий третьего порядка по кровле верхнеосевого носого комплекса; 6 — контуры локальных структур по кровле верхнелевской толщи; 7 — положение поверхности фундамента относительно ступенеобразующих разломов; 8 — направление падения поверхности фундамента и послелевого ложа; 9 — линии региональных сейсмических профилей; 10 — контуры распределения отложений галогенной формации; сокращенные наименования разломов: Бер. — Березинский, Пер. — Первомайский, Нар. — Речицкий, Ч.С. — Червонослободской, Малод. — Малуцунский, Цен. — Центральный, Шест. — Шестовичский, Скол. — Сколодунский, Нар. — Наровлянский, Ел. — Ельский, Выст. — Выступовичский, Мал.-Сим. — Малеанско-Симовичская зона, Д.-З. — Домановичско-Засеверная зона, Гоев. — Гоевская зона

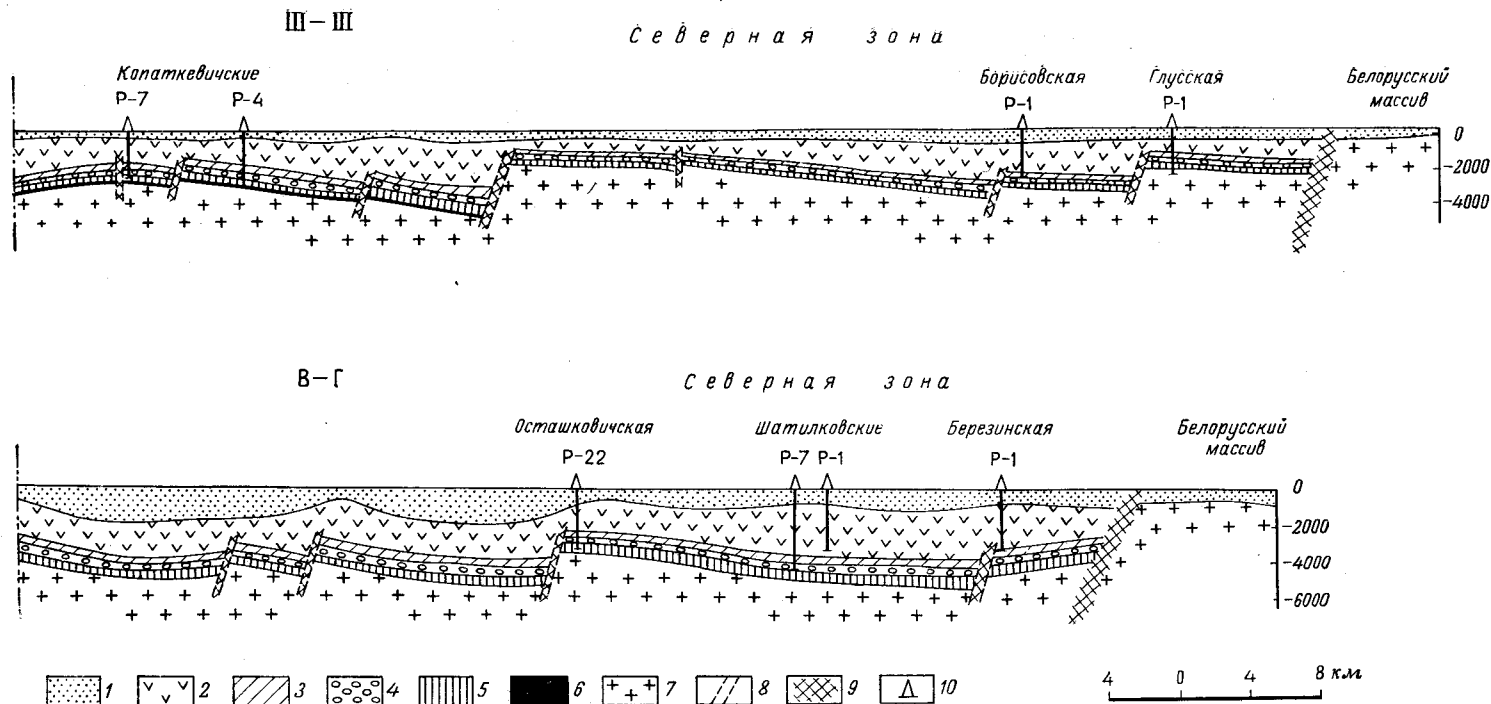


Рис. 58. Схематические геологические профили по линиям региональных сейсмических разрезов Ш—Ш и ВГ в Припятской впадине. Составили З. М. Вугман, А. В. Дзюбенко, Б. Ю. Маслянко, А. П. Панкратов, И. Д. Кудрявец, Б. М. Усачев

1 — надсолевая толща (D_3dl-Pg); 2 — верхняя соленосная толща (D_3el-lb); 3 — межсолевая толща (D_3zd-el); 4 — нижняя солевая толща (D_3ev-lv); 5 — подсолевая толща ($D_{2-3}ev-Pr$); 6 — венд и рифей (V-R); 7 — кристаллический фундамент (PSK); 8 — зоны разрывных нарушений по данным сейсморазведки и гравиразведки; 9 — краевые глубинные разломы; 10 — скважины

Помимо субширотных межзональных и ступенеобразующих разломов в пределах Припятской впадины выделяются зоны субмеридиональных (поперечных) разломов, по которым отмечаются различия глубин поверхности фундамента по простираанию впадины. В настоящее время выделяется Малинско-Симоновичский, Светлогорско-Заозерный, Лоевский, возможно, Первомайско-Тульговичский субмеридиональные разломы (Горелик, Айзберг, Синичка и др., 1968 г.).

По мнению указанных авторов, субширотные межзональные ступенеобразующие и субмеридиональные разломы характеризуются большой протяженностью и амплитудой, имеют глубокое заложение и определяют положение основных структурных элементов внутри впадины. Амплитуда ступенеобразующих разломов изменяется в широких пределах. Если субширотные разломы расчленяют впадину на структуры второго и третьего порядков, то субмеридиональные осложняют их и иногда ограничивают структуры четвертого порядка (блоки). Локальные разрывные нарушения имеют намного меньшую протяженность и амплитуду. Они значительно осложняют структурный план поверхности кристаллического фундамента. Субмеридиональные локальные нарушения расчленяют ступени на отдельные блоки различных размеров — структур четвертого порядка.

Строение осадочного чехла. Тектонический синтез геологических и геофизических материалов не позволяет выяснить роль и значение региональных и локальных разрывных нарушений фундамента субширотного и субмеридионального простирааний в преобразовании средневерхнедевонских палеоструктурных элементов Припятской впадины. В настоящее время не ясно, являются ли выделяемые ступени и осложняющие их блоки самостоятельно развивающимися тектоническими элементами или их следует рассматривать в качестве составных элементов горстов и грабенов (выступов и депрессий), существенно изменявших свои структурно-тектонические особенности в результате разновозрастных и длительно развивавшихся разломных дислокаций (Федотов, Синичка, Анцупов и др., 1969 г.). Между тем, реконструкция среднедевонской палеоструктуры имеет исключительно важное значение при поисках нефти и газа в терригенных отложениях не только Припятской впадины, но и других районов СССР.

В геологическом разрезе Припятской впадины выделяются байкальский, герцинский и альпийский платформенные структурные комплексы. Они состоят из групп геологических систем, характерных для них формационных рядов различного литологического состава, обладающих своими физическими свойствами, разделенных длительными стратиграфическими перерывами и резкими угловыми несогласиями.

Внутри структурных комплексов Припятской впадины можно выделить и охарактеризовать строение их составных частей — ярусов или этажей по признакам появления в геологическом разрезе соленосных и вулканических толщ — своеобразных показателей ее тектонической мобильности, по единству стиля тектоники и разрывных нарушений литологически неоднородных формационных рядов меньшего стратиграфического объема, а также по несогласиям и перерывам.

Байкальский структурный комплекс развит в западной части Припятской впадины. Граница его распространения находится между региональными сейсмическими профилями III—III и VIII—VIII. В его составе выделяются структурные ярусы верхнего рифея и венда. Их формирование связано с ранними этапами накопления пестроцветных слабо сцементированных песчано-глинистых верхнерифейских и терригенных осадочно-вулканогенных вендских образований в узкой локализованной полосе Волынско-Оршанской впадины северо-вос-

точного простирания. Максимальная мощность нижнего яруса известна в приосевой части впадины древнего заложения (Лучки 411 м, Глусск 377 м, Червоная Слобода 378 м). При этом в окрестности северного краевого разлома, поперечного к простиранию верхнерифейских структур, их древняя поверхность вскрывается на существенно разных глубинах (Глусск 1659 м, Лучки 128 м), что свидетельствует о послерифейском заложении самих разломов. К западу и к востоку от приосевой части мощность древней впадины резко уменьшается.

Верхний (вендский) ярус распространяется к северу от Глусска и Виши с возрастанием мощности до 200 м. К югу отмечаются локализованные поля отложений венда, что обусловлено длительным размывом.

Реконструкция пологих и унаследованных палеоструктур рифея и венда с признаками унаследованных дислокаций северо-восточного простирания затруднена в силу наложенных процессов их существенной переработки в эпоху герцинского тектогенеза, с которым связано заложение и последующее развитие Припятской впадины, где преобладают дислокации широтного простирания.

Герцинский структурный комплекс охватывает отложения девона, карбона, перми и нижнего триаса. С длительным стратиграфическим перерывом и резким угловым несогласием выделяемый комплекс разными своими горизонтами в северо-западной части впадины перекрывает отложения верхнего протерозоя, а в восточной ее части непосредственно залегает на кристаллическом фундаменте. Верхней границей комплекса является региональный перерыв в среднем и верхнем триасе, что характерно для всей Восточно-Европейской платформы.

Комплекс охватывает литологически неоднородные ряды с направленной вертикальной последовательностью формаций: от базальной сульфатно-терригенно-карбонатной, типично платформенных морских терригенных и карбонатных до моласоидов (Айзберг, Махнач, 1969 г.).

Признаки достаточной устойчивости типов геологических разрезов, единство стиля тектоники и разрывных нарушений внутри герцинского комплекса позволяют выделить в его составе два структурных яруса — верхний и нижний. Данные бурения, сейсмические и гравиметрические исследования убеждают нас в правильности обособления этих ярусов, соотношение которых показано на схематических геологических разрезах по линиям региональных сейсмических профилей (см. рис. 58).

В составе нижнего структурного яруса выделяются подсолевые терригенные, подсолевые карбонатные, нижнесолевые и межсолевые живецко-нижнефаменские отложения. Структурные планы подсолевых, нижнесолевых и межсолевых отложений, как это видно на иллюстрируемых профилях, обнаруживают тесную связь с расчлененностью рельефа кристаллического фундамента и существенно отличаются от структурного плана кровли верхней соли и вышележащих отложений. Однако детали пространственного соотношения между структурными поверхностями фундамента и нижнего яруса во многом остаются неясными даже в таких районах, как Речицко-Вишанская зона нефтегазоаккумуляции, где проведен большой объем бурения и геофизических исследований.

Одни авторы в качестве основных элементов поверхности фундамента второго порядка выделяют тектонические ступени, преимущественно однокрыльевые «нейтральные» структуры, ограниченные разломами субширотного простирания. В свою очередь они разделяются на блоки с моноклинальным залеганием самой поверхности фундамента и подсолевого ложа (Горелик, Айзберг и др., 1968 г.).

Другие авторы в качестве структур второго порядка выделяют в фундаменте относительные горсты и грабены (выступы и депрессии),

ограниченные субширотными разломами. Основываясь на фактических материалах строения Речицко-Вишанской зоны и ее тектонотипов, они предполагают более широкое развитие в нижнем ярусе пологих антиклинальных и синклинальных структур, осложненных разломами доминирующего субширотного простирания и генетически связанных с ними складками низших порядков (Бондаренко, 1967; Кононов, Карасев, Котельников, 1969 г. и др.).

В общем возникновение и дальнейшее развитие структур подсоловых отложений подчинено субширотной зональности. Их мощность составляет в центральных частях впадины 400—500 м и постепенно уменьшается к ее краевым частям (Горелик, Синичка, Анцупов и др., 1967 г.). Если мощность подсоловых отложений изменяется в весьма незначительных пределах, то подошва вскрывается на глубинах от 1600 до 3300 м (Копаткевичи, Хойники, Наровля и др.). Из сказанного можно заключить, что формирование палеоструктур подсоловых отложений происходило в условиях слабо расчлененного рельефа фундамента и его последующая мобильность, определявшая весьма сложные черты строения, относится к последующим этапам герцинского тектогенеза.

Накопление нижней соленосной толщи происходило в условиях нарастания тектонической мобильности впадины. Мощность ливенской толщи изменяется от 1150 м (Восточно-Ельская площадь) до 140 м (Глусская скважина), но на большей части территории впадины составляет 300—500 м. При этом положение отражающих и преломляющих горизонтов в подсоловой и нижнесолоевой толщах обнаруживает взаимную согласованность и тем самым подчеркивает единство их структурных планов.

Последующее нарастание тектонической мобильности впадины существенно усложняет строение вышележащих терригенно-карбонатных межсоловых отложений, поверхность которых в ряде районов впадины представляется размытой. Мощность межсоловой толщи резко изменяется: 873 м (Туров), 1078 м (Первомайская площадь), 75 м (Старобин), 1148 м (Шарпилки) и т. д. Структуры толщи нарушены разрывными нарушениями и характеризуются широтной зональностью, унаследованной в общих чертах структурный план нижележащих горизонтов.

В составе верхнего структурного яруса выделяются средне- и верхнефаменские образования верхнего девона, нижнего и среднего карбона, перми и нижнего триаса. Структурные соотношения поверхностей различных горизонтов верхнего и нижнего ярусов и фундамента характеризуются особенностями, достаточными для их обособления в геологическом разрезе.

В верхнем ярусе поверхности верхнесолоеносных, верхнедевонских, нижнекаменноугольных и подошвы пермских образований обнаруживаются принципиальное соответствие структурных планов.

Нижнюю часть яруса составляет верхнесолоеносная толща, сложенная каменной солью с пропластками терригенно-карбонатных пород и калийных солей. Ее максимальная мощность свыше 2 км вскрыта в сводах солянокупольных структур: Первомайской, Малодушинской, Чернинской, Великоборской и др. В межкупольных зонах мощность соленосных отложений не превышает 1—1,5 км.

Наиболее существенные особенности структур рассматриваемого яруса отражает поверхность верхней соленосной толщи. В геологическом разрезе она является устойчивым опорным геоэлектрическим и геосейсмическим горизонтом, поэтому ее строение на всей площади Припятской впадины достаточно хорошо изучено методами электро- и сейсморазведки. Результаты их интерпретации опираются на значительное количество скважин. Безусловно достоверные черты гипсометрии по-

верхности верхнесоленосных отложений показаны на рис. 59 (см. вкладку). Поверхность их в различных частях впадины находится на разных глубинах — от 300 до 2500 м.

Верхняя соленосная толща образует единый сложнопостроенный Припятский соленосный бассейн. Сама соленосная толща собрана в систему соподчиненных антиклинальных, брахиантиклинальных и куполовидных складок, осложненных элементами соляной тектоники. По крыльям толщи выявлено свыше 80 локальных поднятий. В подавляющем большинстве случаев это асимметричные брахиантиклинальные и куполовидные складки, осложняющие системы крупных антиклинальных или валообразных поднятий широтного или близкого к нему простирания. Их протяженность по простиранию достигает 80—100 км. В периклинальных и крыльевых частях локальных солянокупольных структур резко увеличивается мощность надсолевых отложений девона и карбона. На сводах они часто размывы или их мощность резко сокращена. Углы падения крыльев солянокупольных структур достигают 45°. Активное формирование структур относится к концу фаменского и началу каменноугольного времени. При этом верхняя соленосная толща не прорывает покрывающих данково-лебединских слоев, а только приподнимает их и иногда брекчирует. Таким образом, солянокупольные поднятия Припятской впадины являются криптодиапировыми структурами, возникшими в результате перераспределения соли внутри толщи, которую она сама образует.

Данные бурения и сейсморазведки подтверждают представление о том, что интенсивному тектоническому воздействию подвергалась соль только верхней соленосной толщи. Деформации пластичности в нижней соленосной толще в силу подавляющего содержания в ней терригенно-карбонатных отложений и небольших по мощности самих пропластков соли были недостаточны для формирования солянокупольных структур. В нижней соли пока не отмечено следов ее течения, в то время как в верхнесоленосной толще эти следы встречаются скважинами всюду.

Характерной особенностью слитных систем протяженных антиклиналей (валов) и осложняющих локальных соляных поднятий является их приуроченность к линейным зонам региональных разрывных нарушений в нижнем структурном ярусе и кристаллическом фундаменте. Их можно рассматривать как надразломные асимметричные складки с более крутыми крыльями у разломов нижних структурных этажей.

Своды антиклинальных поднятий в подавляющем большинстве случаев смещены от разломов в сторону приподнятых частей нижних структурных этажей. Смещение измеряется величинами от сотен метров до 1—1,5 км и зависит не только от амплитуды нарушения, но и от угла наклона плоскости сбрасывателя. Типичной для этого случая является Речицко-Вишанская зона поднятия, составной частью которой является Речицкая брахиантиклинальная складка по поверхности соли. Отрицательные структуры по поверхности соленосной толщи соответствуют погруженным частям впадины.

Итак, поверхность верхней соленосной толщи отображает только общие черты строения нижнего яруса и кристаллического фундамента. Структуры этой поверхности приурочены к зонам сочленения крупных морфологических элементов фундамента и формировались на фоне их подвижности. Подобное пространственное взаимоотношение структурных планов говорит о том, что картирование поверхности верхней соленосной толщи дает лишь косвенное представление о структурах подсолевого девона — основных объектах поисковых и разведочных работ на нефть и газ.

В общем складки верхней соленосной толщи обладают большими

признаками отраженных структур. Наложенные и осложняющие их элементы соляной тектоники проявляются в зонах только разрывных нарушений фундамента с амплитудой, превышающей 1—1,5 км.

Надсолевые верхнедевонские терригенные, терригенно-карбонатные и сульфатные образования развиты на всей площади впадины и залегают на породах верхней соленосной толщи. В силу размыва верхней границы надсолевых девонских отложений их мощность изменяется в значительных пределах — от 0—200 м в сводах до 1600—1700 м на крыльях антиклинальных поднятий и в глубоких частях впадины.

На размытой поверхности верхнедевонских отложений различными своими горизонтами залегают породы нижнего и среднего карбона. В ряде случаев в сводах поднятий они выпадают из геологического разреза, а на их крыльевых и погруженных частях впадины суммарная мощность достигает 1—1,5 км. В общем структурные планы надсолевых девонских и каменноугольных отложений совпадают. Они образуют пологие, часто асимметричные складки большого радиуса кривизны с хорошо выраженными признаками широтной зональности. При этом в антиклинальных складках, в ядрах которых находятся своды солянокупольных структур, обнаруживается инверсия мощностей отложений этих двух структурных подъярусов.

С крупным перерывом на отложения каменноугольного возраста различными своими горизонтами ложатся песчано-глинистые толщи нижней и верхней перми, трансгрессивно перекрываемые породами нижнего триаса. Максимальные мощности пермских отложений (300—400 м), так же как и нижнетриасовых, приурочены к глубоким частям Припятской впадины. На выступах их мощность значительно сокращается. Структурные карты и карты изопакит перми и триаса дают представление о весьма значительном их расчленении. Сами толщи перми и триаса смяты в системы пологих складок с широтной зональностью и отображают в сглаженном виде антиклинальные (валообразные) поднятия по верхней соли и их локальные осложнения.

В межкупольных зонах, по данным сейсморазведки, своды складок триаса, перми и карбона в ряде случаев обладают признаками инверсии по отношению к структурам более глубоких горизонтов. Иногда вниз по разрезу углы их падения уменьшаются вплоть до горизонтального положения слоев.

Альпийский (мезо-кайнозойский) структурный комплекс охватывает отложения юры, мела, палеогена и неогена. Отложения мезо-кайнозойского комплекса трансгрессивно перекрывают различные стратиграфические горизонты Припятской палеозойской впадины и выходят за пределы ее краевых разломов. Максимальные мощности всего комплекса приурочены к глубоким частям впадины и не превышают 500—600 м. На выступах их мощность значительно сокращается.

Формирование структур рассматриваемого комплекса происходило на фоне подвижности региональных площадей Восточно-Европейской платформы, в том числе и Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена. Мезо-кайнозойский этап вплоть до антропогена характеризуется дальнейшим общим оседанием Припятской впадины, о чем свидетельствует увеличение суммарной мощности всего комплекса в ее центральной части.

Существование многочисленных стратиграфических перерывов внутри рассматриваемого комплекса осложняет расшифровку пространственного соотношения формировавшихся в нем структурных ярусов. Их существенные особенности отражает поверхность сеноманских отложений, подвергавшихся размыву только в сводах некоторых локальных

палеозойских структур — Первомайской, Ельской, Заозерной, Копаткевичской, Кустовницкой и Шестовичской. На их крыльях мощность сеноманских отложений незначительно увеличивается, что подтверждает мнение о замедленном, но продолжавшемся развитии палеозойских структур в мезо-кайнозойский этап тектогенеза.

В общем структуры сеномана в подавляющем большинстве случаев согласуются с положением и очертанием крупных структур верхнего яруса герцинского комплекса, но по сравнению с ними характеризуются заметно меньшими амплитудами. Простираение пологих складок зональное, субширотное. В ряде случаев внутри мезо-кайнозойского комплекса обнаруживаются признаки инверсии структурных поверхностей (Ельская и Восточно-Наровлянская площади).

Итак, структурные комплексы и составляющие их ярусы осадочного покрова Припятской впадины образуют сложное сочетание прерывистых форм сквозной (унаследованной) складчатости. Относительно большей дислоцированностью обладают складки подсолевой толщи, осложненные разрывными нарушениями, и соленосной толщи, осложненной элементами соляной тектоники. В верхних структурных ярусах линейные пологие складки по своим размерам и очертаниям отражают структуры более глубоких горизонтов. По отношению к глубоким горизонтам своды их смещены и в ряде случаев в межкупольных пространствах обладают признаками инверсии. Рассмотренная выше схема расчленения осадочного покрова Припятской впадины определяет важнейшие черты строения структурных комплексов и ярусов и выражает их развитие во времени. Она может являться научной основой дальнейшей систематизации и обобщения новых фактических материалов, выделения и последующего изучения новых структурных поверхностей и зон, определяющих закономерности распределения залежей нефти и газа, каменных и калийных солей, угля и горючих сланцев и других полезных ископаемых.

БРЕСТСКАЯ ВПАДИНА

В юго-западной части территории Белоруссии выделяется область относительно глубокого погружения поверхности фундамента — Брестская впадина. К западу она открывается в сторону Подляской субширотной зоны погружения фундамента на территории Польской Народной Республики, образуя единую локализованную область — Брестско-Подляскую впадину древнего заложения и длительного развития. Брестско-Подляская впадина, огибая Белорусский массив, соединяется с Прибалтийской синеклизой. Глубинное строение этой области излагается в обобщающих работах В. П. Пожариского, З. Зноско, Я. Скорупы и многих других геологов и геофизиков Польской Народной Республики. В настоящем очерке приводятся данные о строении восточной центроклинально замыкающейся части Брестско-Подляской впадины на территории Белорусской ССР, которую только по установившейся в литературе традиции принято именовать Брестской впадиной.

На севере Брестская впадина по глубинному разлому примыкает к Белорусскому массиву кристаллических пород, а на востоке и юге по системе разрывных нарушений фундамента северо-восточного простираения, амплитуды которых не превышают 100—300 мм, прилегает к склонам Полесской седловины и субширотному сложнопостроенному поднятию в полосе Медно-Великорита (рис. 60). Положение и очертания Медно-Великоритского сложнопостроенного поднятия фундамента подчеркиваются относительным гравитационным максимумом север-северо-восточного простираения, к которому с севера и юга прилегают обширные гравитационные минимумы, определяющие положение и очер-

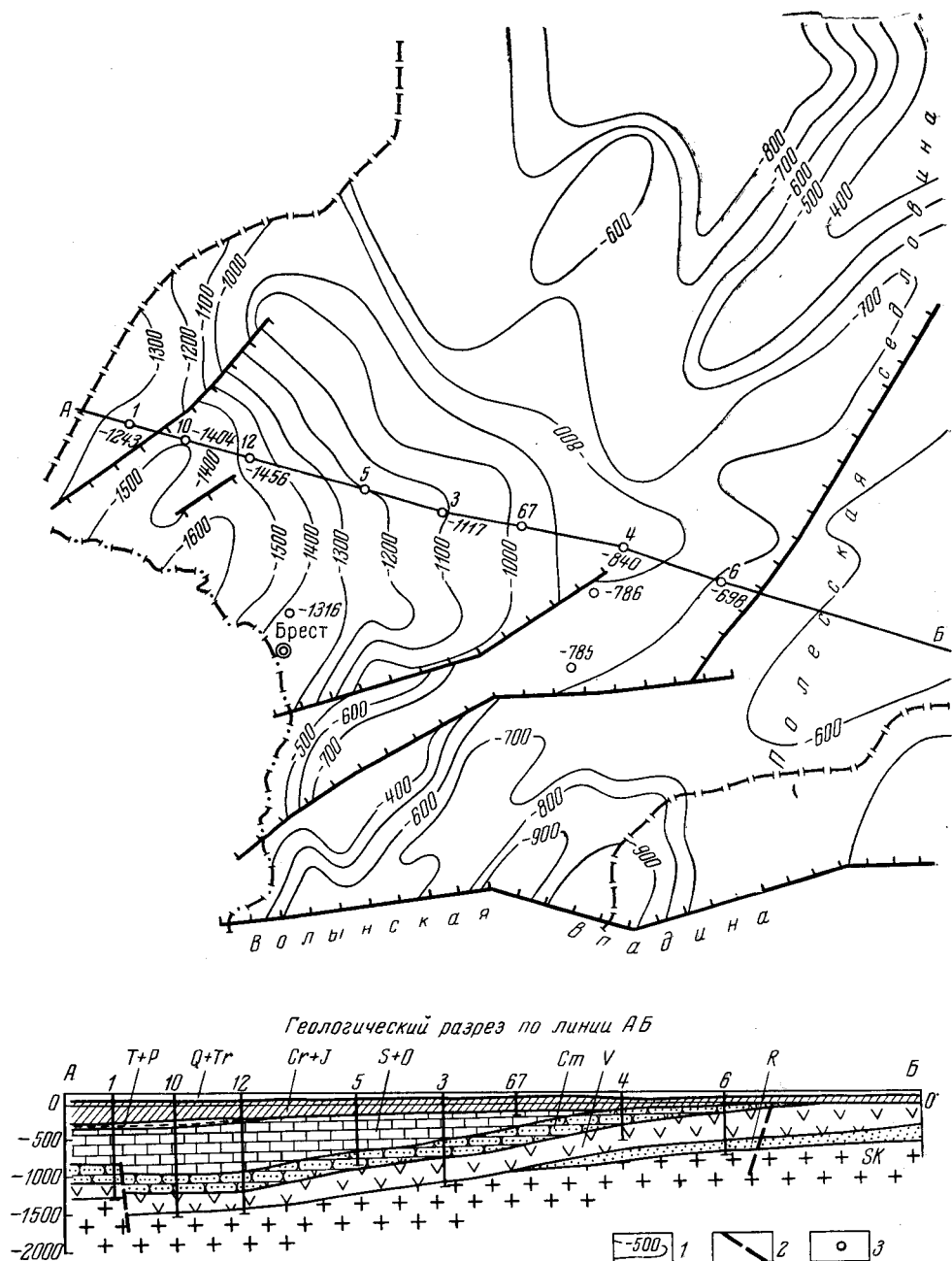


Рис. 60. Схематическая структурная карта поверхности фундамента Брестской впадины. Составили Б. В. Бондаренко, А. Ф. Кишкурный, Б. П. Лычковский, В. Г. Остапенко, А. М. Синичка, В. Н. Шуман

1 — изогипсы поверхности кристаллического фундамента; 2 — разрывные нарушения; 3 — скважины

тания Брестской и Волынской впадин. Медно-Великоритское поднятие не перекрывается отложениями силура. Контур их распространения примерно совпадает с изогипсой абсолютных высот поверхности фундамента — 900 м. В этой границе площадь Брестской впадины составляет около 4 тыс. км².

Представление о тектонической структуре современной поверхности фундамента Брестской впадины базируется главным образом на результатах геофизических исследований и опорных данных бурения. Впадину довольно четко окаймляет сложнопостроенный минимум силы тяжести, на фоне которого выделяются аномалии второго порядка с переходными между ними линейными зонами небольших градиентов силы тяжести. На фоне ослабленного магнитного поля, характерного для Брестской впадины, положительные аномалии (6—7 мэ) образуют систему сегментов, обращенных выпуклостью к востоку (Бондаренко, Хотько, 1961). Изменение гравитационного поля Брестской впадины определяется многими факторами, из которых решающими являются тектонический рельеф поверхности фундамента и его литологический состав, а изменение магнитного поля в значительной степени определяется появлением в геологическом разрезе осадочного покрова эффузивных пород. В отличие от основных пород метабазитовой формации докембрия эффузивные покровы базальтов и диабазов в силу их небольших мощностей и горизонтального залегания создают в магнитном поле аномалии гораздо меньшей напряженности на фоне ослабленного поля, отображающего преимущественно развитие в составе фундамента слабomagнитных гранитогнейсовых пород. Сегменты положительных аномалий, как правило, образуют с относительными минимумами или линейными зонами заметных градиентов силы тяжести слитные системы полей. Эти данные скорее всего подчеркивают большую роль и значение трещин скалывания фундамента и появления каналов формирования покровных эффузивных толщ венда.

Поверхность фундамента Брестской впадины достаточно хорошо изучена методами сейсморазведки по преломляющему горизонту с граничной скоростью 5800—6000 м/сек и электроразведки по опорному магнитотеллурическому горизонту. От Полесской седловины поверхность фундамента постепенно погружается в западном направлении от 400—500 до 1800 м и только в глубоких частях впадины (район г. Высокого) ее осложняют разрывные нарушения северо-восточного простирания, амплитуда которых не превышает 200—250 м (см. рис. 60). Поверхность северного склона впадины, обращенная к Белорусскому массиву, очень пологая и слабо расчлененная. Южный склон, прилегающий к Медно-Великоритскому выступу, имеет значительно большие углы наклона и примыкает к нему по системе ступенеобразующих разломов северо-восточного простирания. Эти данные подтверждают представление о Брестской впадине как о сложнопостроенной асимметричной структуре оседания поверхности фундамента. Указанные особенности строения поверхности фундамента определяют строение синклинали структуры осадочного покрова, осложненного тектоническими нарушениями в глубоких частях впадины.

В разрезе осадочного покрова Брестской впадины резко обособляются байкальский, каледонский, герцинский и мезо-кайнозойский структурные комплексы, разделенные крупными стратиграфическими перерывами и азимутальными несогласиями. Внутри каледонского комплекса изучен преломляющий горизонт с граничной скоростью 3800—4200 м/сек, отождествляемый с поверхностью известняков силура, а в мезо-кайнозойском комплексе — непрерывный отражающий горизонт в подошве юрских известняков. Выделяемые сейсмические границы хорошо прослеживаются и дают ясное представление о структурных соотношениях поверхности фундамента и осадочного покрова, внутри которого данные сейсморазведки описывают очень пологие, отраженные от фундамента структуры.

В составе байкальского структурного комплекса принимают участие пестроцветные песчано-глинистые и эффузивные толщи венда, мощность которых в глубоких частях впадины достигает 210 м (скв. 1) и на склоне Полесской седловины 405 м (скв. 3). При этом возраст базальтов и диабазов по радиогеологическим данным определяется на рубеже 520 млн. лет, что не выходит за пределы венда (Полевая и др., 1961 г.). Пластообразное, возможно прерывистое, залегание базальтов и диабазов в виде покровов характеризует весьма мобильное оседание фундамента с развитием в нем широкой сети трещин скалывания на первоначальном этапе формирования Брестской впадины.

Каледонский структурный комплекс охватывает отложения кембрия, ордовика и силура. В основном он представлен терригенно-карбонатными толщами. Их суммарная мощность постепенно увеличивается к центральным частям впадины и достигает 700—900 м. В силу длительности своего развития, мобильности тектонических движений и контрастных форм тектонических дислокаций каледонский структурный комплекс определяет основные черты строения и формирования Брестской впадины. Поэтому в данном очерке последняя рассматривается в границах завершённой каледонской складчатости по предсреднедевонской поверхности.

Отложения каледонского структурного комплекса определяются как нефтеперспективные. В толще терригенно-карбонатных пород ордовика по данным сейсморазведки устанавливаются пологие, отраженные от фундамента складки. Они имеют форму полусводов, примыкающих к тектоническим нарушениям в приподнятых частях фундамента (Высоковская, Кустинская структуры). Амплитуда поднятий около 50 м; размеры небольшие — по длинной оси 3—3,5 км.

Герцинский комплекс представлен сокращенным разрезом верхней перми и нижнего триаса с суммарной мощностью в пограничных частях впадины 50—60 м. Другие стратиграфические толщи герцинского комплекса, значительно полнее представленные на территории Польской Народной Республики, выпадают из геологического разреза Брестской впадины и тем самым характеризуют ее как область, развивавшуюся на отдельных этапах герцинского тектогенеза в условиях поднятия и размыва.

Наконец, мезо-кайнозойский структурный комплекс песчано-глинистых и карбонатных отложений юры и мела сплошным чехлом трансгрессивно и с резким азимутальным несогласием различными своими стратиграфическими горизонтами залегает на поверхности более древних толщ. Поверхности структурных ярусов мезо-кайнозоя характеризуются углами наклона не более 1°. В общем они наклонены в сторону Люблинского мезо-кайнозойского прогиба. Структуры, картируемые в этом комплексе, в сглаженном виде повторяют особенности строения глубоких горизонтов. Итак, развитие Брестской впадины началось в венде и продолжалось до мезозоя.

ОРШАНСКАЯ ВПАДИНА

Весьма сложная тектоническая обстановка восстанавливается в северо-восточной части Белоруссии, где выделяется область относительно глубокого погружения кристаллических пород фундамента — Оршанская впадина. В этой области структурные условия представлялись в виде пологого погружения поверхности фундамента, обращенного в сторону Московской впадины (синеклизы) с моноклинальным наклоном толщ верхнего протерозоя и палеозоя. Опираясь на геофизические данные, Э. Э. Фотиади (1958 г.) показал, что «пологая» слабо прогнутая

Московская синеклиза Н. С. Шатского не является однородной и в ее строении выделяется сложное сочетание структур древнего (рифейского) заложения в виде глубоких впадин, разделенных между собой относительно поднятиями. Новые геофизические данные подтверждают это положение и в значительной степени уточняют его.

Особенности глубинного строения Оршанской впадины по результатам работ самого последнего времени излагались в обобщающих работах Б. В. Бондаренко и Ж. П. Хотько (1956 г.), З. А. Горелика (1966), А. С. Махнача (1958, 1962), В. Д. Кирейчева (1963 г.) и других авторов. Существенный вклад в изучение впадины внесен геологическими и геофизическими партиями Управления геологии при Совете Министров Белорусской ССР, Западного геофизического треста и «Спецгеофизики» (В. Х. Бульга, В. М. Проценко, А. В. Тимчук, И. А. Медушевская, В. И. Пасюкевич, Б. Н. Гурский, В. И. Гридин, В. Н. Зандер, Э. П. Кузик и др.).

В современном структурном плане Оршанская впадина на западе прилегает к склонам Белорусского массива и Латвийской седловине, на востоке — к относительному Нелидовскому поднятию, на севере открывается в сторону глубокой Валдайской впадины; на юге ограничена Жлобинской седловиной, отделяющей ее от Припятской впадины (см. рис. 53). В условных границах изогипсы абсолютных высот поверхности фундамента — 1000 м Оршанская впадина на территории Белоруссии занимает площадь около 18 тыс. км². Простирается меридиональное, с осевой линией, уходящей на север в направлении Валдайской впадины.

Соотношение структурных поверхностей фундамента и осадочного покрова в Оршанской впадине восстанавливается главным образом по комплексу геофизических исследований — гравиразведки, электро- и сейсморазведки. На площади впадины в ее наиболее глубоких частях фундамента вскрыт на абсолютной высоте — 1443 м (Могилев) и у границ Белоруссии на абсолютной высоте — 1668 м (Рудня) под отложениями рифея.

По данным сейсморазведки, поверхность фундамента впадины не является однородной. Она расчленена разрывными нарушениями преобладающего северо-восточного простирания. На поверхности фундамента локализуются пологие замкнутые относительные понижения с максимальными глубинами 1500—1600 м в районах Витебска и Могилева. Выделяемые понижения разделены Оршанским поднятием в узкой полосе, поперечной к простиранию оси впадины. Амплитуда поднятия не превышает 200 м.

Оршанская впадина является продолженной южной частью глубокой Валдайской впадины рифейского заложения. Ее начальные этапы развития происходили на фоне прогибания фундамента в локализованной Волинско-Оршанской полосе распространения рифейских отложений (Махнач, 1958).

В строении осадочного покрова Оршанской впадины участвуют байкальский, герцинский и мезо-кайнозойский структурные комплексы, разделенные крупными стратиграфическими перерывами и угловыми несогласиями.

Байкальский комплекс, представленный терригенными отложениями рифея, мощность которых в приосевой части впадины около 1000 м, сравнительно прост по своему внутреннему строению. В соответствии с особенностями структуры фундамента залегающие на его поверхности толщи рифея образуют замкнутую на юге синклиналичную структуру, осложненную разрывными дислокациями, не проникающими в верхние структурные комплексы.

Герцинский комплекс представлен терригенными и терригенно-карбонатными отложениями живетского яруса среднего девона и франского яруса верхнего девона, суммарная мощность которых в приосевой части впадины около 300 м. Герцинский комплекс унаследует структуру древних поверхностей рифея и кристаллического фундамента, но подчеркивает их строение в сглаженном виде. Так, например, если амплитуда Оршанского поднятия фундамента по данным сейсморазведки составляет около 200 м, то по отложениям среднего девона она измеряется первыми десятками метров. Отложения девона распространяются к югу на площадь Жлобинской седловины и, срезая древние толщи на широте Краснополя, непосредственно залегают на кристаллическом фундаменте.

Из сказанного можно заключить, что система изогипс современной поверхности фундамента Оршанской впадины отчетливо намечает структуру байкальского и герцинского комплексов в виде прогиба общей синклиальной формы. Его центроклинальное замыкание на широте Краснополя связано с общим воздыманием шарнира этой структуры. На фоне пологих дислокаций древних толщ здесь выделяются вертикальные смещения в кристаллическом фундаменте небольших амплитуд, с которыми связано формирование структур второго порядка.

Мезо-кайнозойский структурный комплекс (юра, мел, палеоген, неоген) развит только в южной части Оршанской впадины и залегает с азимутальным несогласием на различных горизонтах девона. Отложения комплекса и его структурных ярусов наклонены в сторону Припятской впадины.

Таким образом, Оршанская впадина относится к структурам наиболее древнего заложения. Ее развитие началось в рифее и закончилось в верхнем девоне. В каледонскую тектоническую эпоху рифейские палеоструктуры Оршанской впадины представляли собой устойчивую область поднятия и размыва. Мезо-кайнозойские тектонические движения не оказывали существенного влияния на палеоструктуру древних структурных планов впадины.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И ИХ СВЯЗЬ С МАГМАТИЗМОМ

Современные данные о внутренней структуре кристаллического фундамента позволяют выделить в его составе крупные тектонические единицы ранга древних массивов и обрамляющих их складчатых поясов.

В составе древнейших нерасчлененных докембрийских массивов, где возможно выделение формаций беломорид, существенно преобладают кислые породы гнейсовых толщ и гранитоидных интрузий. Зональный эффект складчатости в виде линейных зон магнитных и гравитационных аномалий здесь заметно ослабляется или совсем исчезает в силу ряда геологических факторов. К ним следует отнести появление в структуре этих древнейших массивов земной коры глубоких эрозионных срезов, а также интрузий основного ряда, осредняющих петрографический состав ассимилирующих толщ гнейсов, с чем связаны явления гибридизации пород. Подобные условия определяют сложный узор аномальных полей в областях распространения древних массивов с элементами своеобразных альпинотипных форм складчатости с замкнутыми «кольцевыми» структурами консолидации сиалической коры в районах Бобруйска и Смоленска. В настоящее время еще нет достаточных сведений о возрасте этих своеобразных структур. В их составе преобладают гранитоиды с реликтами гнейсов в зонах региональных минимумов и ослабленного магнитного поля. На этом основании можно

полагать, что такие породы образуют ядра сложнопостроенных антиклинориев, а сами породы, возможно, являются аналогами беломорской формации Балтийского щита.

Наиболее четкая зональность складчатости кристаллических пород проявляется в области Белорусского массива. Геологические формации имеют здесь свекофенно-карельский возраст (2600—1700 млн. лет) с наложенным на них региональным метоморфизмом готского возраста (1700—1200 млн. лет). Геофизические поля подчеркивают здесь не только линейность форм самой складчатости, но и позволяют выделить структурные элементы второго порядка. При этом гравитационные максимумы соответствуют синклиналям, сложенным главным образом толщами гнейсов и интрузивных пород основного состава, а разделяющие их массивы гранитоидных интрузий характеризуются гравитационными минимумами и находятся в антиклинальных частях структур. Таким образом, в складчатом фундаменте территории Белоруссии, по нашему мнению, выделяются районы различного по составу магматизма.

Складчатый фундамент территории Белоруссии не являлся стабильным после консолидации свекофенно-карельских комплексов. На завершающих этапах его развития происходило формирование субплатформенных формаций готского возраста, играющих важную роль в геологической структуре фундамента. Только после завершения этого цикла тектогенеза на рубеже 1200 млн. лет фундамент на территории Белоруссии представлял собой составную часть Восточно-Европейской платформы.

На складчатом основании платформы в северной части Украинского щита с угловым несогласием и стратиграфическим перерывом залегают образования овручских кварцитов и пиррофиллитовых сланцев и связанные с ними межформационные интрузии гранитов готской эпохи тектогенеза. Породы овручской серии и сопровождающие их межформационные интрузии образуют структуры субплатформенного типа. Известно, что в сравнении с геосинклинальными формациями они обладают гораздо меньшими мощностями, а области их распространения локализируются на территории многих районов Восточно-Европейской платформы.

Последующие тектонические движения кристаллического фундамента, состоявшего из складчатых комплексов различного возраста, определяли особенности платформенных структур осадочного покрова. В нем резко обособляются байкальский, каледонский, герцинский и альпийский комплексы и их составные части — структурные ярусы (этажи). Комплексы и этажи разделены крупными стратиграфическими перерывами и угловыми несогласиями, на границах которых наблюдаются заметные изменения физических параметров горных пород. Подобные изменения отображают периодичность процессов тектонического развития структурных элементов Белоруссии во времени, а современные методы стратиграфического анализа и геофизических исследований дают возможность достаточно обоснованно наметить черты их строения и развития.

Байкальский структурный комплекс сложен толщами рифея и венда. Структурные формы этого комплекса теснейшим образом связаны с глыбовой тектоникой фундамента и сравнительно просты по своему строению. Основная направленность дислокаций байкальского тектогенеза сводится к постепенному возникновению и дальнейшему развитию структур северо-восточного простирания. Седиментационные бассейны вендского комплекса занимали иную площадь, чем верхнего рифея, а сформировавшиеся позднее на их месте палеотектонические

структуры в Оршанской и Брестской впадинах носят черты унаследованности.

В составе этого структурного комплекса широко развиты вулканогенные образования, формировавшиеся в венде. Они распространены на территории южной, центральной и восточной частей Белоруссии и в смежных областях Украинской ССР, РСФСР и Польши. По данным А. С. Махнача (Махнач и др., 1966), вулканогенно-осадочная толща венда была развита на всей площади Белоруссии, но в последующем на большей ее части оказалась размытой. Нижняя (туффовая часть) данной толщи, имеющая широкое распространение и мощность около 170 м на Вольни, распространена в основном только в южных районах республики, мощность ее не превышает первых десятков метров. Верхняя (эффузивная) часть вулканогенной свиты, состоящая из нескольких покровов базальтов, а в отдельных скажинах и андезитов, разделенных прослоями вулканических туфов, туффитов и туфогенных пород, распространена на значительной площади юго-западной части Белорусской и смежных районов Украинской ССР и Польской Народной Республики. Эффузивные образования скорее всего сплошным чехлом покрывают всю территорию Брестской впадины и имеют мощность 250—280 м.

Каледонский структурный комплекс образуют толщи кембрия, ордовика и силура. Комплекс развит только в Брестской впадине и характеризуется развитием унаследованных структур, тесно связанных со структурными элементами как нижележащих толщ, так и фундамента. Проявлений вулканизма, связанных с этим комплексом, на территории Белоруссии не обнаружено.

Герцинский структурный комплекс охватывает отложения девона, карбона, перми и нижнего триаса. Контрастные тектонические движения блоков фундамента в позднем девоне и карбоне и влияние соляной тектоники определяют весьма сложное строение комплекса в Припятской впадине. В его составе выделяются два структурных яруса. Нижний ярус включает сильно дислоцированные терригенно-карбонатные и соленосные живетско-нижефаменские отложения. В составе менее дислоцированного верхнего структурного яруса выделяются средне- и верхнефаменские образования девона, нижнего и среднего карбона, перми и нижнего триаса. Здесь отчетливо выделяются поверхности стратиграфических перерывов и региональных несогласий. Формирование структур Припятской впадины, так же как и структур низших порядков, обусловлено герцинскими тектоническими движениями с их характерной направленностью и унаследованностью. Этим определялось образование генетически связанных между собой систем складок разных порядков нижнего и верхнего ярусов вдоль субширотных разломов фундамента.

С наиболее активной верхнедевонской фазой герцинского тектогенеза в восточной части Припятской впадины связаны проявления вулканизма. Вулканогенные отложения — туфы, туффиты, туфобрекчии и покровы эффузивов — известны в пределах Лоевской седловины и на смежных структурах. Они характеризуются суммарной мощностью в отдельных разрезах 1,5—2 км. Проявления вулканизма в мезозойском структурном комплексе не отражены.

Итак, геосинклинальные этапы развития складчатых комплексов докембрия характеризуются разными по составу интрузивными породами и, ассоциируя с гнейсовыми толщами, образуют складчато-интрузивные системы. В области Белорусского массива в них отчетливо картируются интрузии метабазитов, ассоциирующих с проявлениями железа, никеля, кобальта, меди и других элементов в синклинорных зонах.

Антиклинальные части этой системы представлены в основном интрузиями кислого состава.

Для существенной части юга Белоруссии характерно развитие вулканизма в верхнем протерозое (венде) и девоне. Эффузивные образования залегают в виде покровов базальтов, диабазов, туфов, туффитов, характеризуя тем самым мобильное оседание фундамента в Брестской впадине и восточной части Припятской впадины с развитием в фундаменте широкой сети трещин скалывания на первоначальных этапах формирования самих впадин.

ЗАДАЧИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИИ

Необходимость изучения докембрийских складчатых (геосинклинальных) систем, поясов и полей рудной минерализации и платформенных структур нефтеносных областей территории Белоруссии определяет широкий круг задач структурной геологии.

Главной задачей исследования тектонических структур подвижных геосинклинальных поясов докембрия Белоруссии является дальнейшая разработка и совершенствование теоретических основ структурно-геологического анализа систем геофизических аномалий, геохимических ореолов, гидрогеотермических, геоморфологических и других показателей. Исследования структуры самих глубинных эрозионных срезов складчатого докембрия должны развиваться преимущественно в направлении изучения связи тектонических процессов с явлениями регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, последовательности разрывных деформаций в отдельных структурных зонах и выяснения полной характеристики развития тектонических комплексов и составляющих их этажей.

Намечаемый комплекс структурных исследований должен проводиться прежде всего в наиболее перспективном металлогеническом поясе карелид Белорусского массива, а также в прилегающих к нему структурах докембрия на склонах массива, Полесской седловине и Микашевичском выступе, где глубины залегания фундамента определяются в пределах от 50 до 500 м.

Главной задачей исследований тектонических структур платформенного покрова нужно считать дальнейшую разработку и совершенствование теоретических основ выделения и анализа составляющих его комплексов и этажей, изучение структурных соотношений между ними, выяснение роли и значения разрывных деформаций. В этом случае структурные условия играют важную роль в локализации залежей нефти и газа и в значительной степени определяют их пространственное распределение и форму. Отсюда возрастает роль и значение современных методов изучения тектонических структур и их развития во времени. Они должны быть направлены на решение следующих задач:

- 1) изучение строения Припятской впадины по поверхности фундамента, подсолевых и межсолевых отложений с целью дальнейшего уточнения глубинного строения крупных тектонических элементов;
- 2) выяснение истории геологического развития поднятий и прогибов и выявление на основе структурно-фациального анализа зон выклинивания и стратиграфических несогласий карбонатных комплексов, что позволит более обоснованно приступить к поискам литологических, стратиграфических и тектонически экранированных залежей;
- 3) выяснение морфологии, времени возникновения и наиболее интенсивного проявления региональных субширотных нарушений, играющих существенную роль в формировании структурного плана впадины;

4) установление роли субмеридиональных нарушений фундамента, межсолевых и подсолевых отложений и их влияния на распределение зон нефтегазонакопления;

5) дифференцированная оценка распределения прогнозных запасов нефти и выявление новых зон нефтегазонакопления, в том числе в погруженных частях Припятской впадины для последующей концентрации поисково-разведочных работ.

В этом же направлении должны проводиться структурно-геологические исследования Брестской и Оршанской впадин.

В заключение следует отметить, что структурные исследования глубинных зон земной коры территории Белоруссии, направленные на изучение закономерностей распределения полезных ископаемых, представляются очень важной и актуальной задачей.

Глава седьмая

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Геоморфологические исследования территории Белоруссии начались только в XIX в. Изучение речных долин впервые было предпринято В. В. Докучаевым (1878 г.), Л. Савицким (1909 г.) и Н. Н. Соболевым (1910 г.), конечных морен и других форм рельефа ледникового происхождения — А. В. Миссуной (1903—1915) и П. А. Тутковским (1901—1916), морфологии озерных котловин — В. Врублевским (1883 г.), В. Нилковским (1885 г.) и М. А. Павловским (1910 г.). В предвоенные годы изучением рельефа Белоруссии занимались Г. Ф. Мирчинк (1923—1933), Б. Л. Личков (1928, 1932), И. В. Даниловский (1928—1941 гг.), А. М. Жирмунский (1923—1959 гг.), Г. Ф. Лунгерсгаузен (1932, 1933), В. Ревенская (1933 г.), М. Прушинский и Э. Рюле (1933 г.), Б. Галицкий (1932), И. И. Родионов и В. Н. Сакс (1935), Д. К. Биленко (1937), А. А. Алейников (1939) и др.

Особенно широко геоморфологическое изучение Белоруссии развернулось в послевоенные годы.

Отражение в рельефе геологических структур (морфоструктуры), неотектоника и современные движения земной коры освещены в работах Н. И. Николаева (1967), Б. Галицкого и Т. Ольчака (1953 г.), М. М. Цапенко (1957—1961), С. С. Шульца (1938 г.), К. И. Геренчука (1960 г.), Ю. А. Мещерякова (1961), В. И. Исаченкова (1967), Б. Н. Гурского (1966), В. И. Пасюкевича и А. Д. Семенюка (1967). Генезис глубоких депрессий рельефа коренных пород рассматривается Г. И. Горецким (1964, 1967), вопросы морфометрии — Ф. С. Мартинкевичем (1948 г.) и В. А. Дементьевым (1958 г.). Характеристика ледникового рельефа дана в работах Н. Н. Соколова (1946), В. А. Дементьева (1948—1965), М. М. Цапенко (1947—1961), А. И. Москвитина (1950 г.), Л. Н. Вознячука (1956—1967), И. Н. Салова (1960—1966 гг.), Н. С. Чеботаревой (1963, 1965), В. И. Пасюкевич, Р. И. Левицкой, А. Д. Семенюка (1966 г.) и др. Наиболее важными сводными работами по геоморфологии Белоруссии являются труды Д. Н. Соболева (1931, 1933), В. А. Дементьева (1948—1965), М. М. Цапенко, Б. В. Шевякова и Е. П. Мандер (1961). Особо следует подчеркнуть важность работ В. А. Дементьева, который предложил пользующуюся широким признанием схему геоморфологического районирования территории республики.

Исследования, проведенные за годы Советской власти, позволили выделить сложные территориальные комплексы генетически различных форм рельефа и существенно уточнить представления об особенностях истории развития поверхности Белоруссии в кайнозое.

Рельеф Белоруссии характеризуется большой сложностью и разнообразием форм и типов. В главе «Стратиграфия» уже отмечалось, что в геоморфологическом отношении территория Белоруссии

может быть подразделена на следующие основные области: 1) Белорусское Поозерье, 2) область Белорусской гряды, 3) Центрально-Белорусская равнина, 4) Восточно-Белорусское плато и 5) Полесская низменность.

Белорусское Поозерье. Как известно, только в пределах Белорусского Поозерья, являющегося областью распространения валдайского ледника, развит действительно свежий ледниковый рельеф с прекрасно сохранившимися конечными моренами, крупными и мелкими моренными холмами, друмлинами, камами и озами, рельеф, едва затронутый воздействием процессов денудации и эрозии, с молодыми, слабо разработанными долинами, порожистыми реками, загромажденными на перекатах галечно-валунным перлювием, или зачаточными реками — протоками, массой озер и бессточных западин разных размеров и формы.

В пределах Белорусского Поозерья на основании анализа геологического строения отдельных участков, их парагенетических соотношений, морфологических особенностей, возраста и истории формирования выделен ряд типов и форм рельефа. Среди них наибольшие площади занимают формы следующего происхождения: ледниково-аккумулятивные (формы аккумуляции основной, или донной, морены, конечные морены), водно-ледниковой (флювио- и лимногляциальной) аккумуляции, ледниковой и флювиогляциальной эрозии, озерно-ледниковой абразии, термокарстовые, эоловые, речной эрозии и аккумуляции (речные долины), озерно-болотной аккумуляции.

Рельеф основной (донной) морены представлен холмисто-моренными участками (холмисто-озерным ландшафтом) и волнистыми моренными равнинами. Первые занимают значительную часть Свенцянской (Мядельской) и Витебской гряд, Невельско-Городокской, Ушачско-Лепельских, Браславской и Нещердовской гряд и возвышенностей, вторые встречаются в Чашкинской низине и на отдельных участках упомянутых выше гряд и возвышенностей. Разновидностью донноморенного является друмлиновый рельеф, который описан в районе пос. Видзы, в Чашникской низине между г. Сенно и оз. Сарро, севернее оз. Мядель на Свенцянской возвышенности и в некоторых других местах.

Широко распространены в Поозерье конечные морены. Они имеют форму сравнительно узких валов или холмистых гряд, которые местами распадаются на цепи отдельных продолговатых холмов, то тесно скученных, то изолированных, разделенных широкими понижениями. Конечноморенные гряды при длине 25—50 и до 100—125 км (Северо-Нарочанская конечная морена) имеют ширину от 2 до 5—6 км и приподняты над соседними низинами на 20—50 м. Рельеф их отличается большой сложностью. Чаще всего поверхность гряд представляет собой прихотливое сочетание удлиненных холмов и бугристых грядок с западинами и небольшими озерами. В поперечном профиле моренные гряды иногда заметно асимметричны. Большинство гряд в плане дугообразно-изогнуты. Отдельные гряды, например Лукомльская и Сенненская, представляют собой прекрасно выраженные моренные амфитеатры. Вместе с сопутствующими им краевыми и другими формами они образуют более или менее полно развитые ледниковые комплексы (парагенезы). Наряду с насыпными конечными моренами, сложенными флювиогляциальными песками и грубообломочным материалом с линзами моренных супесей и суглинка с большим количеством валунов, в районе д. Варганы, на Витебской гряде, южнее пос. Ушачи и в некоторых других местах известны напорные морены, в строении которых главную роль играют сложнодислоцированные водно-ледниковые и моренные породы и отторженцы различных отложений.

Своеобразными краевыми образованиями являются межлопастные («угловые») моренные массивы с крупнохолмистым и грядовым рельефом или уплощенной поверхностью, возникавшие в межъязычьях, на стыке лопастей ледника.

Рельеф водно-ледниковой аккумуляции представлен зандровыми и озерно-ледниковыми равнинами, камами и озами. Зандры, сложенные песчано-гравийными отложениями мощностью 5—20 м, занимают большую часть Средне-Неманской низины (Августовскую и Гродненскую пуши), севернее полосы Нарочанской, Верхне-Березинской и Полоцкой низин, постепенно замещаясь к югу дельтовыми и озерно-ледниковыми равнинами. Поверхность зандровых равнин, осложненная многочисленными термокарстовыми западинами и падами с озерами, нередко приобретает бугристо-западинный характер.

Среди водно-ледниковых форм рельефа типа камов и озоз особенно часто в Поозерье встречаются камы — группы куполообразных крутосклонных округлых или овальных холмов, изолированных высоких «гор», столовых возвышенностей и плосковерхих гряд высотой до 20—30 м, окруженных крутыми склонами и изобилующих глубокими воронками, котловинами и падами. Озы чаще всего имеют вид узких валообразных, нередко извилистых гряд. Камы и озы, в строении которых преобладают грубые косослоистые пески, гравий и галька, получили название флювиогляциальных, или флювиокамов и флювиоозоз. Камы и озы, сложенные горизонтальнослоистыми, иногда ленточными глинами, суглинками, супесями и песками, названы лимногляциальными, или лимнокамами и лимноозами («продуктами заполнения трещин»).

Наиболее крупные участки с камовым рельефом расположены на Браславской возвышенности, в верховьях р. Страчанки (камово-озовый комплекс Болдукских, или Голубых, озер), в пределах Свенцянской (Мядельской) и Невельско-Городокской возвышенностей, вдоль рек Ушачи, Усвейки и Лучесы, близ пос. Освеи. Озовые гряды встречаются реже, но и их в Поозерье насчитывается более сотни. Наиболее крупные озы, длиной до 10—15 км, шириной до 200 м, высотой до 20—25 м известны южнее пос. Свирь, на Свенцянской гряде, в Чашникской и Полоцкой низинах (Туцанский, Щербинский, Вишковичский, Черепетский озы), а также на Браславской возвышенности (Слободской и другие озы), северо-восточнее г. Лепеля (Боровский оз). Грандиозные озово-камовые комплексы обнаружены в смежных районах Белоруссии и Псковской области (Освейский, Россонский, Полоцкий и Езерищенский районы).

Наиболее типичными формами ледниковой и флювиогляциальной эрозии, пути максимального проявления которой предопределялись довалдайскими речными долинами, являются гляцигенные (подледниковые) рытвины — глубокие узкие крутосклонные желоба, занятые цепочками ложбинных озер и примыкающие к конечным моренам и вообще к границам валдайского оледенения и его фаз с проксимальной стороны. В их продольном профиле наблюдается чередование глубоких воронок и рытвин, днища которых расположены на 50—70 м ниже поверхности соседних равнин или возвышенностей, и высоких порогов. В юго-восточной части Поозерья, где с образованием двинской лопасти и осложнявших ее мелких языков ледника растекание льда происходило в юго-западном, южном и юго-восточном направлениях, рытвины образуют радиальную систему, и в них насчитывается несколько десятков озер.

Весьма разнообразны формы, образование которых связано с абразионной и аккумулятивной деятельностью приледниковых озер. Былые днища их представляют собой аккумулятивные и абразионные равнины озерно-ледникового происхождения. Плоские абразионные равнины возникали, как правило, в пределах возвышений дна озер и краевых по-

лосах возвышенностей. На побережьях приледниковых озер образовались абразионные уступы и береговые бары и валы, отмечающие древние береговые линии.

На озерно-ледниковые равнины приходится не менее трети площади Белорусского Поозерья. Они занимают большую часть Полоцкой, Суражской, Чашникской, Лучесинской, Лепельской, Вилейской и других низин.

Оловые образования в виде древних валообразных поперечных, параболических и продольных дюн, а также кучевых и бугристых форм, возникших в результате перевевания песка западными и юго-западными ветрами, распространены преимущественно в краевых полосах озерно-ледниковых низин и на задрях.

Равнины озерно-болотной аккумуляции на территории Поозерья образовались в голоцене в ряде районов Полоцкой, Чашникской, Нарочанской и других низин, как правило, на месте мелководных, быстро заполненных осадками, заросших и заболоченных озер, которые начали свое развитие в позднеледниковое время как остаточные водоемы в пределах обширных понижений озерно-ледниковых низин.

Помимо маргинальных накоплений максимальной (озерской, оршанской, смоленской) фазы последнего оледенения, в ходе деградации валдайского ледника на территории Белоруссии образовались еще четыре полосы краевых форм рельефа («угловых» моренных массивов, конечноморенных, холмисто-моренных, камовых и других образований), относящихся к лепельской, свирской, витебской и браславской фазам поздневалдайской стадии.

Особенности устройства довалдайской поверхности, в частности чередование днепровских возвышенностей и низин, способствовали расчленению краевой зоны ледникового покрова на ряд лопастей, занимавших Суражскую, Лучесинскую, Чашникскую, Нарочано-Вилейскую, Средненеманскую и другие низины. Днепровские («московские») возвышенности (Минская, Ошмянская, Гродненская и др.), послужившие непреодолимой преградой для наступающего ледника в связи с небольшой (50—100 м) мощностью и малой активностью его краевой зоны, играли роль межлопастных «опорных» массивов. Невысокие довалдайские возвышенности (Кубличская, Пышногорская, местами Волосовичская, Буйвидзская и Лидская), располагавшиеся в межъязычьях у границы последнего оледенения, были включены в краевую зону ледникового покрова. Поверхность их, претерпевшая сильный размыв талыми водами, была выровнена и покрыта чехлом песчано-гравийного материала и остаточными валунными полями. Между языками ледника при его отступании под влиянием неровностей ложа возникли срединные (угловые) моренно-камовые массивы и другие межпластные образования (Городокская возвышенность, Ботаническая, Звановская, Северо-Буйвидзская и др.). В низинах ледник сохранял активность дольше, чем на довалдайских возвышенностях (Витебской, Ботанической, Верхне-лучесинской, 2-й Свирской, Южно-Нарочанской, Новопогостской), где лед разбивался трещинами, быстро омертвевал и карстовался. В трещинах и проталинах здесь происходило накопление мощных толщ морены и песков, частичное уплощение поверхности возникавших гряд потоками талой воды и абразией внутриледниковых озер, перекрытие ее покровом валунных песков. В Нарочано-Вилейской, Лепельской, Полоцкой и других низинах формирование конечных морен нередко происходило на контакте активного ледника и отделившихся от него полей мертвых льдов. Обусловленная устройством довалдайской поверхности лопастная конфигурация границ ледникового покрова при достижении им максимальных размеров и последующей деградации определила

фестончатый рисунок системы его краевых образований, полосы которых имеют в плане вид концентрических дуг.

Наиболее крупными и разработанными в пределах Белорусского Поозерья являются долины Западной Двины и некоторых ее притоков (Лучесы, Уллы, Оболи, Дисны, Дриссы и др.). Долина Западной Двины имеет ширину от 0,5 до 8 км при глубине до 30—50 м на участках, где она приобретает каньонообразный облик. На разных отрезках ее количество, высоты и геологическое строение террас различны. Выше пос. Суража в долине реки, помимо поймы, прослеживаются две террасы, на участках поселков Сураж — Руба три, Руба — Бешенковичи пять, пос. Улла — г. Полоцк четыре, возле г. Дисны — три, у г. Верхнедвинска — четыре, между пос. Друей и г. Краславой (в пределах Латгальской возвышенности) — семь. Всего между пос. Суражем и г. Краславой можно выделить девять надпойменных террас: I, II, III, IV, Va, Vb, Vc, VI и VII.

Седьмая терраса, высотой 30—35 м, развита только в зоне прорыва р. Западной Двины через Витебскую грядку. На этом уровне осуществлялся сток талых ледниковых вод во время витебской фазы и в начале витебско-браславского интервала валдайского оледенения в Полоцком приледниковое озеро на первом этапе его существования, когда уровень его имел абсолютную отметку около 150 м. Покров песков имеет на террасе мощность не более 3—4 м. В юго-восточной части Полоцкой низины они замещаются дельтовыми отложениями. С образования этой террасы началось заложение современной долины реки.

Шестая терраса, имеющая высоту 26—28 м, прослеживается от пос. Верховье до района пос. Улла, где незаметно сливается с поверхностью Полоцкой низины на высоте 135—140 м над уровнем моря. Аллювий ее, мощностью 1—4 м, замещается здесь дельтовыми песками и алевритами, переходящими в ленточные глины. Терраса сформировалась в конце периода отступления ледника от границы витебской фазы (витебско-браславский интервал) и остановки его края, отмеченной полосой краевых образований браславской фазы — во время падения уровня и сокращения Полоцкого приледникового озера.

На поверхности VII, VI и V террас встречаются камы, термокарстовые западины и дюны (на пятых террасах камы отсутствуют). Все эти террасы относятся к верхнему комплексу уровней. В процессе их формирования путем диагонального врезывания реки возникли врезанные меандры в зонах прорыва Западной Двиной моренных гряд (города Витебск, Бешенковичи, Краслава).

Выше г. Дисны во многих местах развита терраса III—IV. Высота ее возрастает вниз по течению от пос. Суража с 9—11 м до 12—13 м (г. Витебск) и 13—15 м (города Бешенковичи, Полоцк). В районе пос. Дисны терраса расщепляется на две, причем верхний уровень (IV надпойменная терраса) возле пос. Друи достигает высоты 18 м, а нижний (III терраса) — 16 м. Мощность аллювия III—IV террасы колеблется от 0,5—1,0 до 10—13 м, чаще составляя 3—5 м. Для ее поверхности характерны невысокие эоловые бугры и дюны и наличие термокарстовых озер. Наиболее крупные и глубокие (5—10 м) расположены на левобережье реки — оз. Селяево в Суражской низине и оз. Солонец ниже г. Новополоцка. Котловины их на 1/2 или 2/3 заполнены сапропелевыми илами. Мощность последних в оз. Солонец вместе с подстилающими их озерными песками достигает 20 м. Наиболее древние горизонты илов, по данным спорово-пыльцевого анализа, относятся к аллерёду. Уровень озера лежит на 6 м выше, а его древнее дно, сложенное мореной, на 20 м ниже уреза реки.

Отложение аллювия террасы III—IV и начало ее оформления, относятся, очевидно, ко второй половине беллинга и невской фазе (дриасу 2), а вытаивание глыб льда, погребенных в моренном цоколе террасы, и накопление наиболее древних слоев ила в термокарстовых озерах к началу аллерёда. Началом аллерёда можно датировать и расщепление террасы III—IV на два самостоятельных уровня. Аллювий верхнего из них (IV террасы) сформировался, по-видимому, во второй половине беллинга и в невскую фазу (дриас 2), а нижнего (террасы III) — во второй половине аллерёда и во время финской фазы, т. е. в самом конце позднеледниковья.

Голоценовые II и I террасы зарождаются, появляясь в виде самостоятельных уровней, в результате двукратного расщепления поймы Западной Двины высотой 3—5 м на участке г. Велиж — пос. Сураж. Первое расщепление наблюдается несколько выше пос. Суража, где возникает II терраса, а второе — в районе Витебских порогов, где образуется I надпойменная терраса. Высота этих террас постепенно увеличивается вниз по течению реки: второй — от 5—6 м (пос. Сураж), 8—10 м (г. Витебск), 10—11 м (г. Полоцк) до 12—13 м (пос. Друя), а первой — от 4—6 м (г. Витебск) до 5—8 м (г. Даугавпилс).

Вторая и первая террасы почти повсеместно цокольные. Мощность их аллювия колеблется от 1 до 10 м, в среднем 4—6 м. Как показали палинологические исследования старичных суглинков, илов и торфяников, обнаруженных у деревень Комары, Горяне и несколько выше г. Полоцка, начало накопления аллювия II террасы относится к концу финской фазы (дриас 3) и добореальному периоду голоцена.

Основная часть аллювия II террасы имеет бореальный возраст, а I — атлантический, так как наиболее древние горизонты старичных образований последней, обнаруженных возле деревень Шуты (Белоруссия), Гандели и Юдовка и у г. Даугавпилса (Латвия), судя по пылевому диаграммам, образовались в конце бореального и в начале атлантического периодов голоцена. Вторая и первая террасы Западной Двины надпойменными названы условно. По своему возрасту они соответствуют высокой пойме Днепра и его притоков.

В районе Витебских порогов и ниже по течению пойма в долине Двины имеет «эмбриональный» характер. Представлена она узкими (обычно 10—30 м) наклоненными к руслу площадками — сегментами, располагающимися на выпуклых берегах реки. Очень часто пойма цокольная. Начало формирования верхнего уровня ее, высотой 3—5 м, можно отнести к концу атлантического и началу суббореального периодов, а нижнего, высотой 1—3 м, к субатлантическому времени.

При переходе от верхних террас к нижним мощность аллювия возрастает. Верхние террасы являются локальными, эвстатическими по происхождению, возникшими в результате изменения уровней приледниковых озер. Третья — четвертая, вторая и первая террасы — цикловые, равновесные. Образовались они в связи с изменением в течение позднеледниковья и в начале голоцена климата и прерывистостью тектонического поднятия территории бассейна Западной Двины, наиболее интенсивно протекавшего, очевидно, в области среднего течения реки (Полоцк — Даугавпилс). По своему возрасту они отвечают соответствующим террасам р. Немана, но имеют несколько большую (на 1—4 м) высоту, особенно IV и III террасы, что указывает на большую скорость поднятия двинской части Эстонско-Карпатской области по сравнению с неманской в поздне- и послеледниковое время. В целом спектр террас Западной Двины на территории республики имеет вид веера, расходящегося по мере приближения к Латгальской возвышенности. Нараста-

ние высот террас, расхождение их вниз по течению и, напротив, понижение и схождение (слияние) с последовательным выклиниванием вверх по течению наблюдается и в долинах всех притоков Западной Двины, а также в верхнем и среднем течении Немана и Вилии. Объясняется это явление регрессивным характером распространения эрозионных врезов и эрозионно-аккумулятивных процессов (Мещеряков, 1965 г.), ведущих к образованию террас. Поэтому в долинах среднего течения притоков Западной Двины и Немана ниже устья р. Котры, как правило, помимо поймы, наблюдается не более двух-трех террас, имеющих борезальский (I терраса), позднеледниковый (II терраса) и более древний возраст (III терраса).

Овраги и оползни на склонах долин Западной Двины и ее притоков наблюдаются редко и имеют сравнительно небольшие размеры.

Белорусская гряда. Рельеф области Белорусской гряды, расположенной к югу от границы валдайского оледенения, существенно отличается от рельефа Поозерья. Хорошо выраженные в Поозерье типичные мелкие ледниково-аккумулятивные формы (холмы и грядки четвертого порядка), особенно сложенные моренными суглинками и супесями, здесь почти полностью отсутствуют. Характерная для области валдайского оледенения закономерная последовательность в расположении озерно-ледниковых и моренных равнин, озов, камов и холмисто-моренного рельефа, конечных морен и зандров в зоне Белорусской гряды нередко устанавливается с трудом, несмотря на то, что некоторые основные компоненты ледникового комплекса (парагенеза), например дуги конечных морен, образующие ряд моренных амфитеатров, камовые массивы и крупные озовые гряды, хорошо различимы на многих возвышенностях. В этой области рельеф также развился на ледниковых отложениях, но ледниково-аккумулятивное происхождение имеют здесь только крупные и средние формы. Мелкие аккумулятивные образования, почти все моренные холмы и друмлины, небольшие моренные гряды, многие озы и камы — совершенно разрушены, срезаны или настолько преобразованы, что генезис их по геоморфологическим данным установить, как правило, невозможно.

Замкнутые бессточные углубления и озера, окруженные холмами, на возвышенностях Белорусской гряды встречаются крайне редко и то только в наиболее удаленных от речных долин районах. Здесь же находим и те древнеозерные котловины, которые почти до краев заполнены муравинскими, валдайскими перигляциальными и голоценовыми осадками. Чаще наблюдаются небольшие плосковогнутые западины («глазки»), занятые иногда мелкими полузаросшими озерками и расположенные на выровненных водораздельных участках, но они имеют ничтожную по сравнению с западинами Поозерья глубину и плоские берега и играют в рельефе подчиненную роль.

В противоположность рельефу Озерной области возвышенности Белорусской гряды характеризуются резким преобладанием обособленных выпуклых форм, разделенных широкими, хорошо разработанными долинами рек, а также привязанными к ним многочисленными мертвыми долинами и денудационными ложбинами, которые образуют единую сложную и весьма разветвленную сеть. Севернее границы валдайского оледенения мертвые долины и ложбины встречаются гораздо реже. Многие возвышенности Белорусской гряды распадаются на ряд более или менее крупных платообразных массивов, обладающих большей частью выровненной волнистой или плоской поверхностью, над которой местами поднимаются камовые массивы, конечноморенные гряды или изолированные островные холмы.

Склоны возвышений, холмов и гряд большей частью вогнутые, очень пологие и растянутые (длинные). Более крутые и короткие склоны имеют лишь некоторые реликтовые ледниково-аккумулятивные и обособленные останцовые водораздельные холмы, сложенные исключительно песчано-гравийным и галечно-валунным материалом.

Таким образом, для области Белорусской гряды характерен более или менее сильно денудированный ледниковый рельеф или рельеф денудационного типа, сформировавшийся на крупных и средних аккумулятивных или напорно-аккумулятивных формах. В первую очередь это Минская, Ошмянская, Новогрудская, Слонимская, Гродненская и другие возвышенности, возникшие в результате нагромождения колоссальных толщ ледниковых и водно-ледниковых осадков, мощностью до 200—300 м.

Холмисто-моренный рельеф и первичный волнистый или полого-холмистый рельеф основной морены в области Белорусской гряды, как и в других областях, расположенных к югу от границы валдайского оледенения, отсутствуют в результате полного уничтожения. Зато наряду с такими формами и типами рельефа, как денудированные угловые (срединные) моренные массивы, конечные морены и камы, озовые гряды и уплотненные зандровые и реликтовые озерно-ледниковые равнины, здесь выделяются типы рельефа, аналоги которых в Поозерье отсутствуют. Таковы денудационные, или вторичные, моренные равнины, образовавшиеся в результате переработки первичного рельефа донноморенной аккумуляции, а также холмистый и увалистый денудационный рельеф.

В самых общих чертах взаимное расположение типов рельефа в пределах возвышенностей Белорусской гряды, если отвлечься от их парагенетических соотношений в ледниковых комплексах, может быть представлено следующим образом. Наиболее высокие участки между-речий занимают угловые (межлопастные) моренные массивы, конечные морены или камовые холмогорья, на которых уцелели денудированные ледниково-аккумулятивные формы крупного грядово-холмистого или массивно-холмистого рельефа. Вокруг этих гряд и холмистых массивов расстилаются иногда малоуступающие им по абсолютной высоте обширные волнистые или совсем плоские денудационные равнины. Однообразие их поверхности в одних местах нарушается неясно очерченными холмами, в других одиночными мелкими западинами или небольшими понижениями на месте древнеозерных котловин, а в третьих — слабо выраженными плосковогнутыми денудационными ложбинами и широкими пологосклонными мертвыми долинами.

Придолинные участки междуречий и краевые полосы конечноморенных гряд и водораздельных камовых и моренных массивов, напротив, обладают сильно пересеченным холмистым или увалистым рельефом, образовавшимся в результате расчленения их сетью более глубоких, денудационных долин, балок и мертвых долинок. Последние опираются на валдайские террасы и одновозрастные с ними широкие днища прорезающих возвышенности речных долин. Это обстоятельство указывает на то, что основные преобразования поверхности возвышенностей Белорусской гряды, приведшие к уничтожению или сильной переработке ледниково-аккумулятивных форм и возникновению характерных для них типов и форм денудированного и денудационного рельефа, произошли во время валдайского оледенения. Присутствие в покровных и склоновых отложениях, а также в осадках, слагающих валдайские речные террасы, следов солифлюкции, разного рода мерзлотных нарушений (криотурбаций), «ледяных» клиньев (псевдоморфоз по повторно-жильным льдам) и т. д. свидетельствует о том, что основными факто-

рами образования многих черт современного рельефа возвышенностей Белорусской гряды являются, помимо межледниковой и голоценовой нормальной эрозии и склонового смыва, главным образом процессы перигляциальной денудации.

Денудированные конечные морены образуют в пределах области Белорусской гряды несколько концентрических дуг, обращенных выпуклой стороной к югу и юго-востоку и осложненных более мелкими моренными амфитеатрами, языковые бассейны которых (гляциодепрессии) представляют собой вторичные моренные равнины типа Столбцовской, прорезаны левыми притоками рек Немана и Вилии или заняты зандровыми и озерно-ледниковыми равнинами, к которым приурочены крупнейшие месторождения кирпично-черепичных глин к западу и северо-западу от г. Минска (Гайдуковская и другие гляциодепрессии). Конечные морены — важный, но далеко не единственный тип рельефа возвышенностей зоны Белорусской гряды. Превышение их над соседними равнинами колеблется от 10—20 м (Лидско-Щучинская гряда) до 80—100 м (Ошмянские, Коптевская, Горанско-Гилевичская конечные морены), ширина от 1—2 до 10 км, длина от 5—7 до 100—120 км.

В распределении форм и типов рельефа на поверхности конечноморенных гряд наблюдается примерно та же закономерность, которая характерна для Минской и других возвышенностей в целом. Реликтовый (с заторфованными падами, иногда и озерами) грядово-холмистый рельеф ледникового происхождения с амплитудой высот до 20—30 м, хотя и в несколько измененном виде, уцелел лишь на некоторых более высоких участках, в вершинной части гряд. Другие водораздельные участки конечных морен обладают выровненной, уплощенной или волнистой поверхностью, над которой местами поднимаются обособленные холмы — останцы, высотой до 10—15 м. Эти выровненные участки, представляющие собой чрезвычайно своеобразную черту рельефа, свойственную довалдайским конечноморенным грядам, расположены на самых различных абсолютных высотах (до 300 м).

В краевых полосах конечных морен, расчлененных густой сетью сухих долин, балок и денудационных ложбин, развит крупный холмисто-увалистый денудационный рельеф с амплитудой высот до 20—25 м. Цокольные останцы первичных ледниковых форм сохранились здесь лишь между выположенными широкодонными сухими долинами и балками на гребнях денудационных увалов в виде сильно завалуненных конусовидных бугров и холмов высотой от 5—6 до 10—15 м.

По своему строению и составу слагающих их отложений конечные морены Белорусской гряды, как других районов области предпоследнего оледенения, относятся к числу напорных (грандиозные песчаные Ошмянские морены напора, Лидско-Щучинская, Коптевская, Ружанская, Плещеницкая и другие гряды) и насыпных, среди которых господствуют образования, сложенные песчано-гравийным материалом; валунные суглинки и супеси слагают лишь некоторые гряды Новогрудской и Минской возвышенностей.

Угловые (межлопастные) массивы, к которым относятся северная и юго-западная части Новогрудской и северо-восточная часть Гродненской возвышенностей, западная часть Ошмянской гряды, районы «гор» Дзержинской (Святой), Лысой и Маяк, северо-восточный участок Волковской, северный участок Слонимской возвышенностей и Волосовичская (Лукомльская) островная возвышенность, являются наиболее высокими районами Белоруссии. Центральные привершинные части их — это массивные куполовидные возвышения, осложненные крупнохолмистым рельефом. От них во все стороны расходятся высокие крутосклонные отроги — увалы, разделенные глубокими долинами рек и балками,

притоки их на некоторых участках выработали седловины на радиальных гребнях.

Камы в рассматриваемой области относятся преимущественно к флювиогляциальной разновидности и представлены либо обособленными островными холмами и отдельными всхолмлениями, либо группами холмов и гряд. Одни из них поднимаются над поверхностью вторичных моренных равнин или как бы насажены на более крупные аккумулятивные формы, другие (и таких большинство) приурочены к межгрядовым депрессиям (например к низине верхнего течения неманской Березины и ее правых притоков Кревлянки и Ластоянки) и к склонам долин рек, протекающих в пределах возвышенностей, — Свислочи (выше г. Минска), Рыбчанки, Уши, Ислочи, Гольшанки, Ошмянки, Молчади, Зельвянки, Росси, Или и др. В долинах этих и других рек встречаются и озовые гряды (возле д. Ратомки, юго-восточнее д. Семков Городок, в районе ж.-д. ст. Радошковичи, восточнее д. Гольшаны, близ деревень Королищевичи, Индуры и т. д.). Эти факты указывают на то, что долины всех более крупных рек существовали в области Белорусской гряды еще в доднепровское время. Камы, как и конечные морены, несут на себе печать заметного воздействия процессов эрозии и денудации. Их первичный рельеф, особенно в краевых частях камовых массивов, местами сильно денудирован, а иногда переработан до неузнаваемости. Некоторые высокие камовые всхолмления представляют собой по сути дела «руины» первичных форм водно-ледниковой аккумуляции. Некоторые сильно денудированные холмы на склонах речных долин к камовым образованиям отнесены условно, так как они могут быть не только останцами камов, но и отпрепарированными эрозией гнездами, линзами или крупными скоплениями внутриморенных песков и гравия.

Краевые и приледниковые образования области Белорусской гряды относятся к минской (ружанской, копыльской), верхненеманской (берестовицкой, волковыской, слонимской, новогрудской, несвижской, центрально-белорусской, смолевичской, холопеничской) и ошмянской (гродненской, лидской, логойской, плещеницкой, бегомльской) фазам московской стадии (?) днепровского оледенения.

Рельеф Центрально-Белорусской (Центрально-Березинской) равнины по своему общему характеру весьма схож с рельефом платообразных и низменных районов области Белорусской гряды. Как и в этой области, в пределах Центрально-Белорусской равнины выделяются такие типы и формы рельефа, как денудированные конечноморенные гряды, камы и озы, зандровые, озерно-ледниковые, вторичные (денудационные) моренные, аллювиальные и озерно-болотные равнины, увалистый денудационный рельеф, эоловые формы и т. д. Однако соотношения между ними здесь существенно иные. В отличие от области Белорусской гряды, для Центрально-Белорусской равнины, обладающей в общем плосковолнистой поверхностью, постепенно снижающейся на юг, к Полесью, на 20—30 м, характерно резкое преобладание водно-ледниковых (преимущественно зандровых) и вторичных моренных равнин, на ряде участков перекрытых маломощными лёссовидными отложениями.

Среди зандров наиболее крупными являются Ушанский, Бобрский и Клевинский (водно-ледниковая равнина Друть-Березинского междуречья, по схеме физико-географического районирования В. А. Дементьева, 1960), Среднепечичский (по В. А. Дементьеву, Стародорожская водно-ледниковая равнина), Среднесожский и Нижнебеседский (Славгородская и Клиновская водно-ледниковые равнины). Образование их связано с деятельностью талых ледниковых вод при остановках края деградировавшего ледникового покрова поздднепровской стадии в его

мозырскую (чечерскую), славгородскую, вартинскую, или московскую, осиповичскую и минскую фазы.

На ряде участков Ушанской, Среднептичской, Бобрской и других зандровых равнин отчетливо выделяются два уровня водно-ледниковой аккумуляции — верхний (главный), охватывающий обширные пространства междуречий, и нижний, приуроченный к широким пологовогнутому понижениям, поверхность которых расположена на 5—7 м ниже поверхности водоразделов. Некоторые из этих понижений относятся к числу древних сквозных долин. По данным В. А. Дементьева (1965), имея расплывчатые очертания и малую глубину, они не всегда выражены в рельефе Центрально-Белорусской равнины, нередко маскируются торфяниками. Можно предполагать значительно более широкое распространение их в начальный период формирования речной сети — в период отступления ледника позднеднепровской стадии. По всей вероятности, тогда устойчивых речных систем еще не было, за исключением широких первичных ложбин («долинных зандров») Днепра, Березины, Сожа, Птичи и некоторых других более крупных рек. Днища этих ложбин, соответствующие нижнему уровню водно-ледниковой аккумуляции, могут рассматриваться как самые высокие и самые древние (позднеднепровские) террасы рек бассейна Днепра, выраженные в современном рельефе.

Отдельные пониженные участки водно-ледниковых равнин (в верховьях Орессы, между Елизовом и устьем Ольсы, между Павловичами и Большими Бортниками по Оле, между Быховом и Ново-Быховом по Днепру южнее и восточнее Славгорода, между Кормой и Чечерском в среднем течении Сожа, в окрестностях оз. Судoble и в других местах, сложенные с поверхности горизонтальными мелкими и тонкими песками, иногда с прослоями алевритов, очевидно, представляют собой бывшие днища приледниковых озер, которые возникли при благоприятных геоморфологических условиях у края отступавшего ледникового покрова предпоследнего оледенения. Ленточные глины мощностью до 6 м, обнажающиеся на правом берегу Березины между устьями рек Уши и Клевы в районе пос. Березино (возле деревень Жуковец, Лысуха, Жорновка, Светлица, Гута и др.), являются гораздо более древним образованием (Мирчинк, Микулина, 1929 г.). Они залегают под мореной или стратиграфически ниже ее и сформировались в обширном приледниковом водоеме, который существовал перед краем днепровского ледника в период его роста.

Вторичные моренные равнины занимают в пределах рассматриваемой области широкую, но прерывистую полосу на междуречьях Птичи и Свислочи (по В. А. Дементьеву, Руденская повышенная равнина), Волмы, Свислочи и Березины (Червенская равнина), Птичи и Березины (Бобруйская равнина) Бобра и Березины (Мужанская равнина), Березины и Друти (Кировская волнистая равнина), Друти и Днепра (Вендорожская равнина), Днепра и Сожа (Кормянская, или Славгородско-Уваровичская равнина), а также меньшие по площади выступы основной морены среди полей водно-ледниковых отложений. Поверхность этих равнин плоская или плоско-волнистая. Местами на ней разбросаны округлые термокарстовые западины диаметром до 100—500 м и глубиной 1—5 м. Нередко встречаются и более крупные западины, выполненные торфом и представляющие собой древние озерные котловины. Во многих из них обнаружены погребенные озерно-болотные отложения муравинского межледниковья.

В более или менее широких полосах, вытянутых вдоль речных и мертвых долин, поверхность Центрально-Белорусской равнины почти

повсеместно имеет увалистый характер в связи с развитием на ней сети денудационных ложбин.

В пределах Руденской, Мужанской, Кировской и Кормянской равнин морена и водноледниковые пески перекрыты маломощным (2—3 м, максимум до 5—6 м) чехлом лёссовидных пород. Приречные полосы их местами изрезаны оврагами. На междуречьях встречаются просадочные (суффозионные) западины. Овраги и суффозионные блюдца нехарактерны только для Кировской равнины. Слабая расчлененность ее поверхности, малая глубина долины Олы и небольшая мощность лёссовидных пород не благоприятствовали быстрому стоку поверхностных вод, размыву и выщелачиванию грунтов (Дементьев, 1965).

Цепи денудированных моренных холмов и полуразмытые конечно-моренные гряды, относящиеся к упомянутым выше фазам позднеднепровской стадии предпоследнего оледенения, достигают в пределах Центрально-Белорусской равнины 20—30 м относительной высоты. Лучше других сохранились конечно-моренные образования возле Чечерска и Светиловичей, в районе Славгорода, западнее Осиповичей, по линиям Красная Слобода — Солигорск — Погост — Пасака — Бобруйск — Кировск, Сорочи — Подоресье, севернее Червеня и в некоторых других местах (Родионов, Сакс, 1935; Даниловский, 1939; Дементьев, 1947 г. и др.). К полосам краевых образований в ряде районов (юго-западнее Чечерска, западнее Славгорода возле деревень Кульшичи и Шеломы, юго-восточнее Смолевичей, склоны долин Березины и ее притоков) приурочены озово-камовые комплексы. Особо следует отметить хорошо сохранившуюся озовую гряду, обнаруженную геологами Могилевской партии у деревень Шеломы и Кульшичи (Славгородский район).

Центрально-Белорусскую равнину пересекают долины Днепра, Березины, Сожа, Птичи, Друти, Свислочи и их притоков.

Наибольшую протяженность имеет здесь долина Березины. Большая часть течения остальных крупных рек, в особенности Днепра и Сожа, находится вне пределов равнины. Поэтому долины их будут описаны ниже.

Долина Березины обладает асимметричным поперечным профилем. Правый подмываемый склон ее выше и круче левого. Ширина долины колеблется от 5 до 15 км, резко увеличиваясь при вступлении реки возле Паричей в пределы Полесской низменности. К югу от линии Паричи — Стрешин располагается аллювиальная равнина шириной до 40 км, образовавшаяся в результате слияния долин Березины и Днепра.

В долине Березины, помимо поймы, прослеживается не менее трех надпойменных террас. Высота поймы, во многих местах заболоченной, обыкновенно не превышает 1,5—2 м, лишь наиболее древние генерации ее, на которых местами уцелели остатки пойменных дубрав, достигают высоты 3 м. Первая надпойменная терраса возвышается над урезом реки на 5—7 м. Ширина террасы, как правило, не более 0,5—0,7 км.

В ряде мест хорошо видно прислонение ее аллювия к аллювию II надпойменной террасы, высота которой колеблется от 8—10 до 12 м, постепенно уменьшаясь подобно высоте нижней надпойменной террасы от Бобруйска вниз по течению реки. Третья надпойменная (днепровско-валдайская) терраса, имеющая выше устья Свислочи высоту 17—18 м, понижается по мере приближения реки к Полесской низменности до 15—16 м у Бобруйска, 13—14 м у Паричей и еще ниже по течению, а верхняя от 18—20 до 15—16 м.

Формирование верхней надпойменной террасы, состоящей, по-видимому, из нескольких разновысотных и разновозрастных уровней (поверхности «долинного зандра» и позднеледниковых локальных террас диагонального врезывания реки накануне последнего межледниковья),

в общем относится к позднеднепровскому времени. Аллювий II надпойменной террасы в верховьях Бобра смыкается с зандровыми песками максимальной стадии валдайского оледенения, а выше Борисова переходит в озерно-ледниковые отложения того же возраста. Первая надпойменная терраса сформировалась в течение валдайского позднеледниковья. Те же террасы прослеживаются и по более крупным рекам, врезаемым в поверхность Центрально-Белорусской равнины. В долинах их притоков по мере удаления от места впадения в главную реку вверх по течению I и II надпойменные террасы постепенно понижаются и сливаются, образуя единый хорошо выраженный валдайский террасовый уровень.

Долины средних и мелких рек Центрально-Белорусской равнины как и других геоморфологических областей, расположенных к югу от границы валдайского оледенения, имеют зрелый облик. В отличие от долин Поозерья они обладают весьма большой шириной (до 0,5—0,8 км) при ничтожно малых размерах протекающих по ним рек. Эта несоразмерность речек и занимаемых ими долин — первое, что сразу же обращает на себя внимание при изучении гидросети рассматриваемой области.

Глубина долин в настоящее время не превышает 10—15 м, но в прошлом, а именно в муравинском веке, она была, по всей вероятности, значительно больше. Поднятие базиса эрозии в течение валдайского оледенения, связанное с быстрым заполнением аллювием долин крупных рек, привело к накоплению на широких днищах долин мелких рек более или менее мощного покрова аллювиальных осадков и вследствие этого к уменьшению их глубины.

Современные поймы занимают лишь несколько пониженную и притом меньшую часть широких плосковогнутых днищ долин, достигая в ширину 50—100 м, максимум 200 м. Обыкновенно поверхность поймы незаметно сливается с валдайским днищем долин. Но в низовьях многих мелких рек вследствие врезания их с началом отступления валдайского ледника от границы его максимального распространения, древние днища долин приобретают форму надпойменных террас, высота которых увеличивается вниз по течению от 3—5 до 7—10 м. Таким образом, только в самых низовьях долины затронуты процессом сравнительно недавнего врезания, средние же и верхние отрезки их, более удаленные от главных рек, как бы живут еще в древнем эрозионном цикле.

Склоны долин отличаются выположенностью и вогнутым профилем. В одних местах они незаметно сливаются со склонами междуречий, в других выражены более четко. Поражает необычайно большая ширина долин в самых верховьях рек. Интересно также, что во всех без исключения случаях долины начинаются не у истоков рек, но находят себе продолжение далее в глубь междуречий в виде древних широких пологосклонных сухих долин или ложбин, иногда со следами заплывших русел или с цепочкой ям, заполненных водой. Последнее свидетельствует об укорочении рек или распадении их в верховьях во время межени на отдельные звенья в результате сведения лесов и вызванного им нарушения нормального питания постоянных водотоков. Другой вероятной причиной этого является уменьшение расходов рек в связи с исчезновением вечной мерзлоты и таких источников питания, как накопления снега, имевшие место в условиях перигляциальной среды. Длина этих мертвых долин колеблется от 1,5—2,0 до 3—5 км.

Одной из характерных черт рельефа Центрально-Белорусской равнины, как и области Белорусской гряды, является наличие весьма разветвленной сети древних мертвых долин и ложбин. Густота ее во много

(в пять-шесть) раз больше густоты современной речной сети. Мертвые долины, опирающиеся на древние днища долин или валдайские надпойменные террасы, в большинстве случаев отличаются в плане прямолинейностью очертаний или обладают лишь небольшими плавными изгибами малой кривизны. Ширина их от устьев к верховьям убывает очень медленно и постепенно и колеблется в пределах от 50 до 100 м и более, достигая иногда 200—300 и даже 300—400 м. При этом длина их составляет не менее 1—5 км, а глубина 3—10 м.

Днища мертвых долин в одних случаях плоскоогнутые, сухие, задернованные, иногда кочковатые, в других — плоские, сырые и заболоченные. В некоторых долинах, очевидно вскрывающих водоносные внутриморенные пески, отмечены мочажины с застойной водой, слабые водотоки или даже небольшие ручейки (в самых низовьях долин).

Рост большинства мертвых долин в настоящее время почти прекратился. В них обычно не видно ни малейших следов новейшего размыва. Напротив, склоны и днища их хорошо задернованы или даже заторфованы. Постоянные водотоки в виде сильно меандрирующих, едва прогибающихся ручейков в этих долинах встречаются редко, и они (долины) служат ныне главным образом путями стока атмосферных осадков. Однако и этот сток часто настолько мал, что, вскрывая обводненные внутриморенные пески, долины заболачиваются и для дренажа их приходится прокладывать мелиоративные каналы.

Все эти факты свидетельствуют о том, что система сухих (мертвых) долин как бы застыла в своем развитии, представляя собой реликтовое образование — наследие иной географической обстановки. Морфологические и другие особенности сухих долин указывают на то, что образование их должно быть отнесено к древнему эрозионному циклу.

Связь и сопряженность мертвых долин с древними днищами речных долин и валдайскими надпойменными террасами Днепра, Березины и других рек — прямое свидетельство их перигляциального происхождения. Ныне мертвые (сухие) эти долины образовались во время последнего оледенения — в условиях приледниковой полосы, когда разреженный растительный покров территории возвышенности, наличие мерзлых грунтов, быстрое таяние летом значительных масс снега, накопившихся за длительную зиму, весьма благоприятствовали протеканию процессов эрозии и солифлюкции. В начале голоцена дальнейшее расширение и углубление долин в связи с полным облесением территории и образованием торфяников, исчезновением обильных источников текучей воды и уплощением поверхности водоразделов почти прекратилось, о чем свидетельствует образование на днищах многих долин торфяного покрова.

В свете такой интерпретации фактов становятся понятными и трудно объяснимые причины асимметричности сухих долин, вытянутых в меридиональном направлении и реже в широтном. Подобный характер поперечного профиля долин — результат различной интенсивности процессов солифлюкции, плоскостного смыва и эрозии на склонах разной экспозиции. На подветренных (западных) склонах долин и на склонах северной экспозиции в связи с накоплением на них больших количеств снега эти процессы протекали дольше, чем на наветренных (восточных), что и привело к сильному выколаживанию первых.

Денудационные («коррозионные») ложбины (делли) — небольшие линейные отрицательные формы рельефа, приуроченные к пологим покатолям междуречий и к склонам конечноморенных гряд, холмов, долин и древнеозерных котловин, возникли, согласно современным представлениям (Dylik, 1953), в результате проявления процессов солифлюкции в условиях перигляциальной среды или вследствие размыва поверхности временными водотоками при весеннем таянии снегового покрова

и после выпадения ливневых дождей. В последнем случае они представляют собой современные образования плоскостной денудации и линейной эрозии, отражающие первоначальный этап ее проявления.

Перигляциальные делли отличаются прямолинейностью очертаний и небольшой (от 30—50 до 200—500 м) длиной при значительной (до 10—15 м) глубине. Склоны их имеют крутизну 5—10°.

Характерными чертами современных деллей является извилистость их в плане и небольшая глубина, отсутствие ясно выраженного русла и пологие, плавно сливающиеся с общей поверхностью склоны. Делли образуют довольно густую сеть, «оплетающую» междуречья, и «добираются» своими верховьями до самых высоких частей водоразделов, придавая им мелковолнистый характер.

Перевеивание зандровых, озерно-ледниковых и аллювиальных песков в поздневалдайское время привело к образованию на многих участках междуречий и надпойменных террас рек Центрально-Белорусской равнины древних материковых дюн, высотой от нескольких до 7—10 м, среди которых нередко встречаются поперечные и продольные валообразные, параболические и др. Местами в Любанском, Узденском, Быховском, Краснослободском и других районах частичное развевание песков наблюдается в настоящее время в результате уничтожения растительного покрова человеком или домашними животными (Дементьев, 1965).

Плоский характер поверхности, широкое распространение водопорных моренных пород, сравнительно малая глубина долин обусловили довольно большую заболоченность междуречных пространств Центрально-Белорусской равнины. В начале своего развития торфяники междуречий имели преимущественно грунтовое водно-минеральное питание, которое впоследствии уменьшилось, уступив место атмосферному. В связи с этим на болотах произошла смена низинных торфов широко распространенными здесь верховыми. В этой области имеется также немало пойменных торфяных массивов, которые получают богатое водно-минеральное питание на протяжении всего своего существования и с позднеледникового времени до сих пор сохраняют, несмотря на образование значительных толщ торфа (3—5 м), принадлежность к эвтрофному типу (Пидопличко, 1961 г.).

*Восточно-Белорусское плато (Оршанско-Могилевская платообразная равнина*¹). Поверхность Восточно-Белорусского плато находится на высотах 150—200 м над уровнем моря и на 40—50 м выше Центрально-Березинской равнины в Полесье. Граница между ними редко выделяется в виде четкого уступа. Чаще это пологий склон, обусловленный появлением лёссовидных пород, с западинами и оврагами. Восточнее Могилева и в истоках Ипути выделяются участки моренных гряд в виде цепочек холмов с пологими склонами.

Долины, прорезающие плато, обычно хорошо выражены по средним течениям рек и врезаются в глубину до 30 и даже 50 м. В верховьях же рек и ручьев долины узкие и мелкие. Лишь овраги, открывающиеся в крупные долины, достигают значительной глубины. Наиболее развиты овраги у Сожа, по правобережью Прони, отдельными участками на склонах долин Днепра (например у Шклова) и Беседи.

Надпойменные террасы наиболее отчетливо выражены в долине Днепра, где их насчитывается не менее трех. Верхняя (III) надпойменная (позднеднепровская) терраса высотой 30—35 м над меженью сложена мореной и покрыта на отдельных участках позднеднепровскими:

¹ Характеристика рельефа Оршанско-Могилевской равнины и Белорусского Полесья составлена в основном по материалам работ В. А. Дементьева (1947—1965 гг.).

водно-ледниковыми песками или делювиальными суглинками. Высота III террасы уменьшается вниз по течению Днепра от 16—17 м (Рогачев) до 14—15 м. Вторая надпойменная терраса имеет высоту 20—25 м выше Могилева и 10—15 м ниже Рогачева, первая соответственно 12—15 и 78 м. Сложены они аллювиальными песками мощностью от 5—6 до 10—15 м. Две нижние террасы высотой 6—8 и 3—4 м (между Оршей и Могилевом) представляют собой древнюю и современную поймы.

Многочисленные западины на плато возникли вследствие выщелачивания грунтов дождевыми и тальными снеговыми водами. Одни из западин небольшие, плоские, диаметром в несколько десятков метров и до 2—3 м глубиной. По всей вероятности, они возникли в историческое время в связи с вырубкой лесов и развитием земледелия. Другие, более древние западины начали формироваться еще в позднеледниковое время. Они больше первых, диаметром иногда в несколько сот метров и до 10—16 м в глубину. На их склонах часто возникают промоины, а на дне скапливаются озерно-болотные осадки.

Там, где близко к поверхности залегают мергельно-меловые породы, имеются замаскированные покровными отложениями карстовые воронки диаметром до 10 м и глубиной до 5—8 м. В отдельных местах, например близ Сожа в Климовичском районе, они связаны подземным водостоком с соседней долиной.

На водоразделах размещение западин на первый взгляд кажется беспорядочным; в действительности оно зависит от степени концентрации карбонатов в грунте, его пористости и первоначального наклона поверхности. Нередко западины приурочены к ложбинам стока, и тогда они вытягиваются в прерывистые цепочки, способствуя развитию оврагов.

Огромная заболоченная *Полесская низменность (низины Белорусского Полесья)* простирается на 500 км от Буга до Сожа. На севере она ограничивается равнинно-холмистыми пространствами Белорусской гряды и Центрально-Белорусской равнины, а на юге сливается с Украинским Полесьем. Поверхность низменности очень однообразна и представляет собой систему плоских водно-ледниковых равнин и речных террас, понижающихся от 150—180 м с севера и запада до 120—140 м к югу и до 100 м к юго-востоку.

На территории Белорусского Полесья выделяются пять геоморфологических районов.

Припятское Полесье занимает центральную, вытянутую с запада на восток территорию, которая по своим размерам превосходит всю остальную часть Белорусского Полесья. На западе граница района проходит по четко выраженному в рельефе уступу Загородья, а на востоке — по Днепровско-Припятскому водоразделу и у Мозырской равнины — вдоль правобережья Припяти. Между северной и южной возвышенными окраинами Припятского Полесья простирается низменная равнина, представляющая собой систему плоских, незаметно переходящих друг в друга речных террас и примыкающих к остаточным озерам древних плоских котловин. Террасы и котловины в значительной мере заторфованы, а повышенные участки водораздельных равнин сухие.

Для террасовых пространств этой части Полесья характерен отчетливо выраженный грядово-ложбинный пойменный и дюнный микрорельеф. Равнинность рельефа подчеркивают обширные и плоские открытые болота — «галы» и песчаные равнины. Беспорядочно рассеянные эоловые холмы, то вытянутой, то округлой формы, возвышаются над окружающими их заболоченными низинами на 10—12 м. Низины между холмами в большинстве своем замкнутые.

В Припятском Полесье выделяется несколько речных террас. Верхняя (позднеднепровская) терраса расположена на высоте 150—160 м над уровнем моря, представляет собой поверхность «долинного зандра» и сохранилась лишь отдельными участками, главным образом по южным окраинам Полесья. Она сложена позднеднепровскими (московскими) флювиогляциальными, а в южной части Полесья частично лимногляциальными песками и имеет высоту не менее 15—20 м над уровнем р. Припяти и ее притоков. Следующие, более низкие (II и I надпойменные) террасы, расположенные в западной части района на абсолютной высоте до 140 м, а в восточной понижающиеся до 125 м, имеют более широкое распространение. Они образовались в период валдайского оледенения. Высота II надпойменной террасы над уровнем Припяти увеличивается вниз по течению реки от 6—7 м в районе г. Пинска до 10—15 м ниже Петрикова и Мозыря. Первая надпойменная терраса, занимающая вместе с поймой большую часть территории Припятского Полесья, также понижается вниз по течению Припяти от 3—4 м (г. Пинск) до 7—8 м (г. Мозырь). Голоценовые отложения Припяти и ее притоков образуют пойменные террасы: повышенную (высокую), 3—4 м над уровнем реки (в среднем и нижнем ее течении), обычно незаливаемую, и современную, 1—2 м над уровнем реки, периодически затопляемую. Обе террасы часто сливаются не только между собой, но и с I надпойменной террасой. Для рельефа поймы наряду с прирусловыми валами, гривами и глубокими ложбинами, образующими грандиозные «веера блуждания», характерны старичные озера; нередко также боковые протоки.

Пески прирусловых валов современной поймы и песчаные участки высокой поймы и надпойменных террас, подвергшиеся в позднеледниковое время и в голоцене развеванию, образуют многочисленные участки грядово-бугристого дюнного рельефа с относительными высотами 4—6 м, а в отдельных случаях даже до 20 м. С перерывами они тянутся вдоль рек на десятки километров. Особенно большие пространства переветренные пески занимают по среднему течению р. Лани, в низовьях рек Случи, Птичи и Горыни, в районах Споровского, Выгоновского и Червоного озер и, наконец, тянутся широкой полосой параллельно Припяти от г. Лунина до д. Юровичи. Большинство дюн, как и в других плоских песчаных низинах Белоруссии, тяготеет к лучше дренированным приречным полосам. На участках террас, удаленных от рек и, как правило, заболоченных, дюны встречаются значительно реже.

Пойма Припяти не на всем протяжении одинакова. До впадения р. Стыри она четко не выражена, заторфована и сливается во многих местах с болотами сглаженных надпойменных террас. Наибольшей ширины (до 20—25 км) пойма достигает к югу от Пинска в заболоченном Заречье. Здесь река распадается на многочисленные рукава (Струмень и др.) и даже теряет свое название. Русло Припяти извилистое, сильно разветвленное, изобилует протоками, староречьями, островами, отмелями, косами и перекатами.

Под названием «Гомельское Полесье» подразумевается небольшая часть Приднепровской низменности, заходящая в пределы Белоруссии со стороны Украины, но в природном отношении тяготеющая к Белорусскому Полесью. На юго-востоке она граничит с Черниговским Полесьем, небольшой северо-западный угол которого в виде Тереховской (Городнянской) моренной и Замглайской террасовой равнины входит в пределы Белоруссии.

По характеру рельефа территория Гомельского Полесья может быть разделена на две части: северную и южную. Север района, поднятый до 140—160 м над уровнем моря, прорезан долинами Днепра, Сожа и Березины с их притоками. Речные долины выражены более от-

четливо, чем в Припятском Полесье, но так же, как и там, сопровождаются значительными пространствами болот и участками переветренных песков. Более высокие и крутые склоны долин местами осложняются небольшими оврагами. Южная часть, расположенная ниже впадения Сожа в Днепр, постепенно понижается в сторону низовьев Припяти от 130 до 100 м над уровнем моря. По своим природным особенностям она сходна с Припятским Полесьем.

Правобережная пойма Припяти и надпойменные террасы в юго-западной части района выделяются широким развитием оголенных переветренных песков. Пойма Припяти имеет резко выраженный крупногрядистый рельеф. Пойма Днепра представляет собой плоскую равнину, сильно осложненную невысокими гривами; она достигает ширины 8—10 км. Болот много в южной и центральной частях района. Преобладают низинные болота с отдельными пятнами переходных и верховых, главным образом в бассейнах Березины и Ведречи, а также в Гомельском административном районе.

Мозырское Полесье представляет собой равнину, которая довольно четко выражена в рельефе на высоте 150—160 м над уровнем моря и возвышается над Припятским Полесьем и Приднепровской низменностью на 10—20 м. Она занимает междуречье Припяти и Уборти, а на восток прослеживается до среднего течения Словечны. Юго-западная часть равнины упирается в отроги Овручского кряжа.

Большая часть равнины представляет собой размытую плоскохолмистую поверхность донной морены эпохи максимального оледенения. Речные долины на равнине сохраняют полесский тип: имеют малую глубину, большую ширину, заболочены и сопровождаются дюнно-бугристыми песками. К северо-востоку равнина постепенно повышается до 160 м над уровнем моря. Максимальной высоты местность достигает в районе Мозыря, где расположена Мозырская напорная моренная гряда — самая высокая во всем Полесье. Она начинается северо-западнее Мозыря, на правом берегу Припяти, и тянется в юго-восточном направлении до д. Барбарово. Ее высшая точка — 208 м абсолютной высоты. Склоны Мозырской гряды и прилегающие к ней верхние надпойменные террасы покрыты лёссом и лёссовидными суглинками, подстилаемыми красно-бурой мореной. Для рельефа гряды характерны овраги, достигающие в районе Мозыря глубины 40 м.

На левом берегу Припяти расположена Юровичская возвышенность высотой до 170 м. Ее поверхность платообразная и большей частью распаханная. К долине Припяти возвышенность опускается крутым уступом, прорезанным многими оврагами; северо-восточная же ее часть незаметно сливается с плоской водораздельной и водно-ледниковой равниной.

Продолжением Юровичской возвышенности следует считать Хойнинско-Брагинские высоты. Их поверхность представляет собой широкое грядообразное поднятие с отдельными невысокими холмами, покрытыми чехлом из лёссовидных суглинков. Средняя высота местности над уровнем моря 130—140 м, а высшая точка около 160 м.

На равнине преобладают низинные болота, реже встречаются переходные и в виде исключения — сфагновые.

Платообразная водно-ледниковая равнина Загородья расположена на междуречье Пины и Ясельды. Она начинается узким клином северо-восточнее Пинска и, постепенно расширяясь к северо-западу, заканчивается между Березой и Пружанами. Загородье возвышается над окружающими его Пинскими и Ясельдинскими болотами на 10—20 и до 30—40 м. Максимальная абсолютная высота его 176 м. В средней части района выделяются пологие моренные холмы

с отдельными высотами до 10—15 м, чередующиеся с заболоченными низинами. Равнинная поверхность, образованная водно-ледниковыми и донноморенными отложениями, местами осложняется эоловыми формами — дюнами в виде отдельных холмов и гряд. Мелкие реки (Винец и др.), врезавшиеся в Загородье, сопровождаются заливаемой поймой и местами надпойменной террасой. Крупные болотные массивы в связи с расчлененностью рельефа в Загородье отсутствуют.

К юго-западу от Загородья до берегов Западного Буга расположена плоско-вогнутая однообразная равнина на высоте 140—150 м над уровнем моря — это район Брестского Полесья. Монотонность его рельефа нарушают отдельные широкие (от 100 до 200 м) слабо приподнятые гривы, сменяющиеся плоскими понижениями. Наличие на равнине сквозных долин указывает на бывший сток талых ледниковых вод в Припять, прекратившийся с оформлением системы речных долин Буга и Вислы. В более пониженных участках этих равнин расположены небольшие озера: Ореховское, Луковское и др. Местами среди заболоченных массивов выделяются сглаженные холмистые участки донной морены, поднимающиеся над окружающей местностью на 5—15 м. Часто встречаются перевеянные грядово-бугристые пески.

Равнинность рельефа, недостаточная водопроницаемость верхнего слоя покровных пород при избытке влаги, поступающей со стороны приподнятого Загородья в межгривные понижения, способствовали широкому развитию болот, занимающих более 20% площади. Наиболее крупный в Брестском Полесье массив Дубового болота почти посередине пересекается трассой Днепровско-Бугского канала.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭРА

ПОЗДНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

В период, предшествующий накоплению осадков позднего протерозоя (белорусской серии), на территории Белоруссии и в смежных районах имел место длительный перерыв в осадконакоплении. В результате этого сложная серия метаморфических и магматических пород архея, нижнего и среднего протерозоя оказалась срезанной на различном стратиграфическом уровне, а поверхность территории была превращена в пенеппенизированную равнину.

В отрезок времени, соответствующий накоплению осадков белорусской серии рифея, происходила дифференциация Восточно-Европейской платформы на положительные и отрицательные структурно-тектонические элементы. Отмечена трансгрессия моря, которое покрывало образовавшиеся здесь впадины. Отложения белорусской серии верхнего протерозоя распространены на территории Белоруссии в полосе, которая протягивается от г. Пинска через пос. Старобин и г. Минск до Витебска и Городка и дальше уходит за пределы Белоруссии в центральные области платформы. На юго-западе данный район смыкается с областью распространения этих отложений на Украине и в Польше. Мощность отложений белорусской серии на территории Белоруссии закономерно уменьшается (рис. 61) от центральной части области их распространения (400—500 м) к крайним северо-западным и юго-восточным районам (0—100 м). То же самое наблюдается и на территории Волыни. Эти данные свидетельствуют о том, что в юго-западной части Восточно-Европейской платформы (Белоруссия, Украина) в позднем протерозое возникла древняя впадина, имеющая северо-восточное простирание. В это время на территории центральных районов платформы образовался мелководный морской бассейн, который серией проливов (Белорусским, Пачелмским, Северо-Восточным, Архангельским) был связан с морями Урала, Прикаспия, юго-западной части платформы, а также Скандинавского полуострова. На территории Восточно-Европейской платформы существовало в это время три крупных положительных структурно-тектонических элемента — Волго-Уральский (Токмовский), Северо-Западный и Украинско-Воронежский (Сарматский) массивы. Последние два заходили и на территорию Белоруссии.

Судя по характеру распространения отдельных горизонтов верхнего протерозоя, можно заключить, что в юго-западной части Восточно-Европейской платформы морской бассейн в оршанское время появился в северо-восточной части Белоруссии и в смежных районах РСФСР и лишь позже, в пинское время, трансгрессировал и на территорию Белоруссии, Волыни и Польши. Основной областью прогибания и интенсивного осадконакопления в оршанское время были районы, расположенные на территории Оршанской впадины (Орша, Городок, Могилев) и Пачелмского прогиба. Районы же территории Припятской впадины бы-

ли расположены в самой краевой части этой области. В оршанское время не существовало Припятской впадины как отрицательной структуры. Этот район был приподнят по сравнению с северными областями.

Данные о площади распространения, мощностях и составе отложений оршанской свиты показывают, что они представляют собой образования морского или обширного континентального бассейна, который был мелководным, опресненным. В нем происходило накопление только

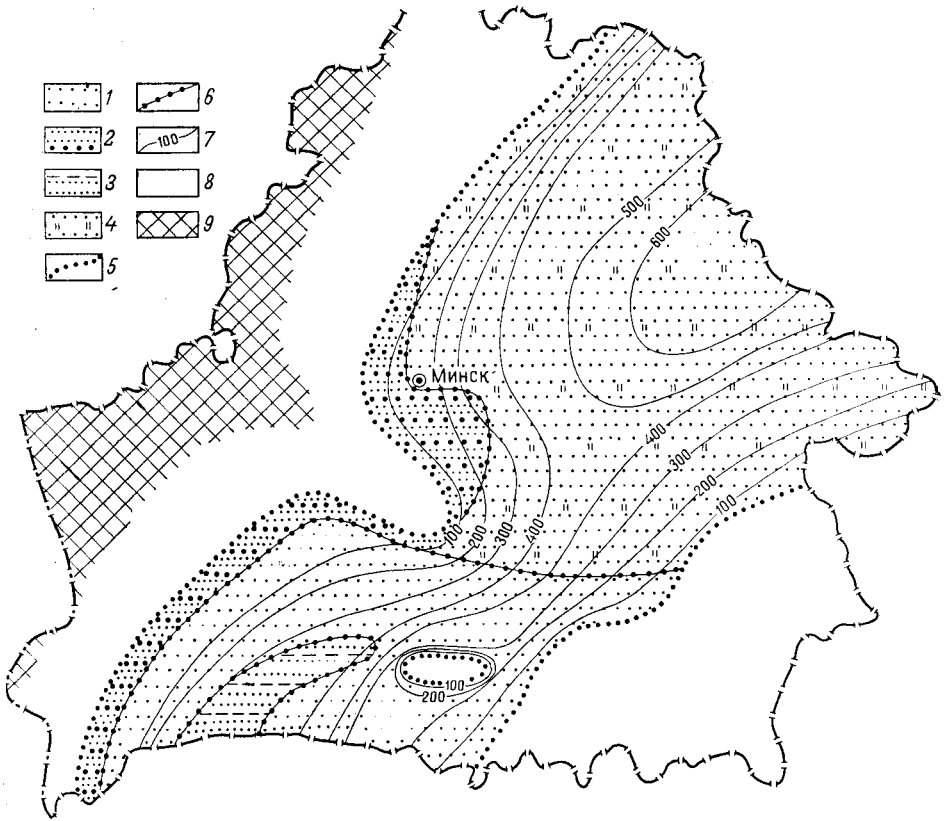


Рис. 61. Литолого-фациальная схема. Поздний протерозой, белорусское (полесское) время. Составил А. С. Махнач

1 — пески мелкозернистые и алевриты; 2 — пески мелкозернистые с подчиненным содержанием песков средне- и крупнозернистых; 3 — пески мелкозернистые и алевриты с прослоями глины; 4 — пески с прослоями доломитов; 5 — границы современного распространения отложений; 6 — границы литологических комплексов; 7 — изопахиты; 8 — области предполагаемого развития отложений, впоследствии размытых; 9 — участки древней суши

терригенных осадков, причем нередко средне- и даже крупнозернистых. В зоне накопления осадков господствовали окислительные условия. Разница между областями сноса и накопления в отдельные отрезки времени была значительной. Режим осадконакопления, как правило, был устойчивым, в результате чего здесь накопились значительные по мощности толщи однообразных осадков. Однако в отдельные отрезки времени интенсивность проявления тектонических процессов значительно усиливалась, что приводило к обновлению рельефа, более интенсивному размыту отдельных участков суши и накоплению в короткое время неотсортированных, резко разнозернистых песчаных и гравийных осадков кварцево-полевошпатового состава.

Отложения оршанской свиты формировались за счет размыва гнейсов, гранитов, кварцитов, а также эффузивных, кремнисто-роговиковых, кремнисто-карбонатных и карбонатных пород кристаллического фундамента Белоруссии и смежных районов.

Область осадконакопления и наиболее интенсивного прогибания сместилась в пинское время южнее. Она была расположена на территории Волини, Полесской седловины, северо-западной части Припятской впадины и южной оконечности Белорусского массива и Жлобинской седловины. На всей этой площади мощность пинской свиты колеблется в пределах 200—500 м. На участке, который входит в настоящее время в состав Припятской впадины, максимальная мощность пинской свиты равна 300—400 м (д. Тычины, район пос. Глусска), т. е. примерно столько же и даже несколько меньше, чем в смежных районах (г. Пинск 376 м, д. Лучки 411 м). По направлению на север эти отложения сокращаются в мощности и выклиниваются, а на юго-запад значительные мощности сохраняются. К востоку (пос. Копаткевичи, г. Петриков, пос. Домановичи) мощность отложений пинской свиты уменьшается до 80—100 м. Кроме того, в их составе наблюдается некоторое усиление крупнозернистости обломочного материала. Все это свидетельствует о том, что в пинское время Припятская впадина не существовала как самостоятельная структура. Ее северо-западные районы являются составной частью большой области прогибания юго-западной части Русской платформы.

Породы, слагающие пинскую свиту, образовались в мелководном бассейне (морском или обширном континентальном), в котором происходило накопление преимущественно терригенных осадков. Разница в абсолютных отметках между областями сноса и накопления в пинское время была незначительна. Суша, с которой поступал в море обломочный материал, представляла собой пенепленизированную равнину. Тектонический режим был спокойным, имели место мелкие и частые подвижки. В зоне осадконакопления бассейна господствовали преимущественно восстановительные условия. Соленосность вод бассейна была на основной его площади пониженной и только в северной части, где происходило в верхнепинское время накопление наряду с терригенными осадками, доломитовых и сульфатных, — нормальной морской и даже повышенной. Обломочный материал для формирования отложений пинской свиты поступал из участков суши, расположенных в районах современных Украинского щита, Воронежского и частично Белорусского массивов, где размыву подвергались преимущественно гнейсы и гранитоидные породы. Уменьшение мощностей отложений пинской свиты, их прибрежно-морской характер, некоторые, хотя и незначительные, фациальные изменения, свидетельствуют о том, что береговая линия морского бассейна в пинское время проходила сравнительно недалеко от границ современного распространения отложений этого времени.

В начале венда на территории Белоруссии и в смежных районах Восточно-Европейской платформы отчетливо проявились байкальские тектонические движения, вызвавшие коренную перестройку структурно-тектонического плана платформы. Эти движения и связанные с ними процессы оказали существенное влияние на весь ход осадконакопления, характер распределения фаций и палеогеографическую обстановку в вендское время.

Отложения венда (волынской и валдайской серий) на территории Белоруссии распространены почти повсеместно. Они отсутствуют только в западных (г. Гродно и др.) и юго-восточных (города Мозырь, Гомель и др.) районах республики. Для северо-восточной части Белорусской ССР (города Орша, Витебск и др.) характерны максимальные (до

300—500 м и выше) мощности этих отложений и уменьшение их с северо-востока на юго-запад. В юго-западной части (города Кобрин, Брест) мощности венда закономерно увеличиваются с северо-востока на юго-запад от 50 до 250—400 м. Между этими двумя областями расположен центральный район, для которого характерно неповсеместное распространение отложений вендского комплекса, имеющего здесь мощность менее 50 м. Эта сравнительно высоко приподнятая зона смыкалась на юго-востоке с Украинско-Воронежским щитом, а на северо-западе она простиралась по направлению к Балтийскому щиту.

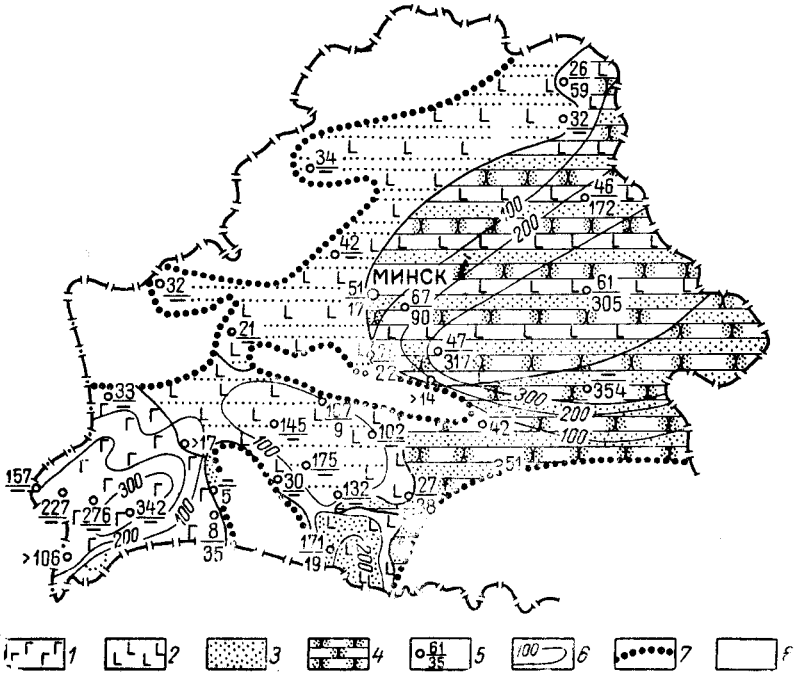


Рис. 62. Литолого-фациальная схема. Поздний протерозой, венд, волинское время. Составила М. С. Кичкина

1 — эффузивные породы (базальты и др.); 2 — вулканические туфы, туффиты, туфо-генные породы; 3 — пески средне- и мелкозернистые; 4 — песчаники; 5 — важнейшие разрезы (в числителе мощность свислочской свиты, в знаменателе — вильчанской); 6 — изопакеты, 7 — границы современного распространения отложений (древний размыв); 8 — области предполагаемого развития отложений, впоследствии размываемых.

Отложения вендского комплекса на территории Припятской впадины распространены только в его северо-западных частях, где они достигают мощности 150 м (д. Гаврильчицы). Во все стороны от Гаврильчиц их мощность сокращается.

Имеющиеся материалы (мощности, фациальные особенности и др.) указывают на то, что Припятская впадина (особенно ее восточная часть) была, по-видимому, несколько приподнята по сравнению со смежными районами.

Максимальные мощности (100—300 м) отложений волинской серии приурочены к юго-западным и восточным районам Белоруссии (рис. 62). На востоке основная часть разреза серии представлена породами вильчанской свиты, на юго-западе вулканогенно-осадочной.

В начале волинского времени территория Белоруссии и смежных районов была сильно расчлененной. Одни участки ее опускались, другие приподнимались. В результате этого здесь образовался обширный водный бассейн (мелководный, пресный), с большим коли-

чеством островов. Отдельные участки этого бассейна имели различную величину. Разница между абсолютными отметками областей сноса и накопления осадков была значительной. Это привело к тому, что со смежных возвышенных участков суши (Украинский, Воронежский щиты) и островов в бассейн поступало большое количество грубозернистого неотсортированного обломочного материала, из которого сложена вильчанская свита, залегающая в основании венда. Максимальные мощности (200—400 м) и наиболее грубый состав вильчанской свиты харак-

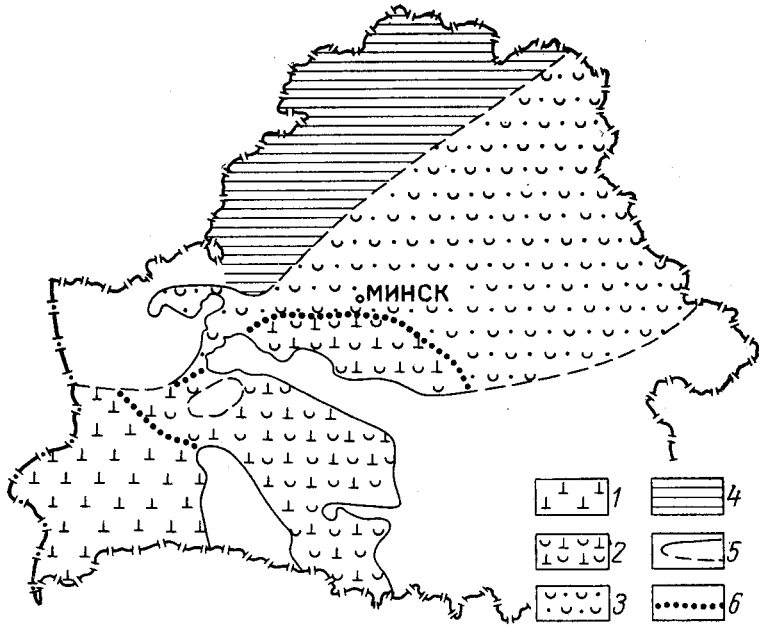


Рис. 63. Схема фациальных зон вулканогенно-осадочных пород вендского комплекса верхнего протерозоя. Составили А. С. Махнач и Н. В. Веретенников

1 — поле развития основных эффузивных пород и их туфов; 2 — поле развития вулканических туфов и туффитов; 3 — поле развития туфогенно-осадочных пород; 4 — район возможного наличия туфогенно-осадочных пород; 5 — граница распространения вулканогенной формации; 6 — границы полей

терны для районов, расположенных в непосредственной близости к единому в то время Украинско-Воронежскому щиту (пос. Глусск, г. Могилев и др.). К северу и северо-западу от щита мощность отложений свиты сокращается, состав терригенных пород более мелкозернистый.

Некоторые исследователи (Брунс, 1957; Веретенников, 1968 и др.) считают отложения вильчанской свиты типичными тиллитами и выделяют в их составе моренные, флювиогляциальные и озерно-ледниковые образования.

Позже на территории юго-западной части Белоруссии и в смежных районах Украины и Польши началась интенсивная вулканическая деятельность. Она связана с проявлением байкальской складчатости, вызвавшей возникновение разломов субмеридионального направления, по которым происходило излияние магмы. Тип излияний трещинный и центральный. Центральные вулканы были также расположены вдоль трещин. Выделены три фации вулканогенных образований: интрузивная, эффузивная и туфовая (рис. 63). Интрузивная фация установлена в белорусской серии Украинской ССР, эффузивная — в юго-западной части

Белоруссии, на Украине и в Польше, туфовая — почти на всей территории.

В развитии вендского вулканизма на территории Белоруссии выделено три этапа (Ушакова, 1962 и др.). На первом, начальном, этапе вулканическая деятельность носила взрывной характер, в результате чего почти на всей территории Белоруссии накопилась пачка туфов и туффитов мощностью в несколько десятков метров. Для второго этапа характерно чередование излияний лав с выбросами значительного количества пирокластического материала. На третьем, заключительном этапе эффузивная деятельность прекратилась и последние порции магмы не дошли до поверхности, образовав интрузии габбро-диабазов в белорусской серии.

Магма, излившаяся по трещинам и жерлам вулканов центрального типа, имела основной (базальтовый) состав. В процессе быстрого подъема на поверхность она, как правило, не успевала дифференцироваться. Лишь на севере Брестской области известны эффузивные породы среднего и более кислого состава, представляющие собой дифференциаты основной магмы.

Центры вулканических извержений находились на островах и частично на морском дне. Преобладающий наземный характер вулканизма подтверждается значительным разносом пирокластического материала и широким развитием хорошо раскристаллизованных слабо измененных базальтов и долеритов, образующих покровы различной мощности. В подчиненном количестве имели место и подводные излияния, о чем свидетельствует присутствие спилитоподобных пород, широкое развитие богатых цеолитами анальцимовых и палагонитовых базальтов. В районе активного проявления вулканической деятельности (г. Брест и др.) и в полосе, окаймляющей этот район, нормальноосадочный процесс осадконакопления был полностью подавлен вулканизмом. Восточнее (г. Барановичи, пос. Микашевичи и др.) в морской бассейн поступало огромное количество пирокластического материала, который здесь испытывал некоторую сортировку, частичное окатывание и переотложение и незначительное разбавление нормальноосадочным материалом. В периоды ослабления вулканической деятельности нормальноосадочный процесс возобновлялся, что привело к образованию редких прослоев туффитов, а иногда и нормальноосадочных пород. Еще восточнее, в центральных (г. Минск и др.) и восточных (Могилев, Орша и др.) районах Белоруссии, нормальноосадочный процесс преобладал над вулканогенным. Это привело к образованию здесь в морском бассейне смещенных, вулканогенных и нормально осадочных пород. Лишь периоды наиболее сильной активизации вулканизма нашли свое отражение в формировании почти на всей территории Белоруссии и смежных районов прослоев чистых туфов.

В валайское время море покрывало всю территорию Белоруссии. Значительная часть накопившихся здесь осадков в последующем была размыта. В настоящее время максимальные мощности отложений (100—300 м) характерны для ее северо-восточных районов (рис. 64). В их составе выделены гдовская (преимущественно песчаная) и ляминаритовая (в основном глинистая) свиты.

Отложения гдовской свиты — образования мелководного морского бассейна. В зоне осадконакопления этого бассейна господствовала обычно окислительная обстановка, которая лишь в отдельные отрезки времени сменялась нейтральной, слабо восстановительной и даже восстановительной. Соленость морского бассейна была, по-видимому, нормальной.

Осадки лямнаритовой свиты образовались в мелководном морском бассейне, в зоне осадконакопления которого господствовали резко восстановительные условия. Лишь в отдельные отрезки времени восстановительная среда сменялась нейтральной и окислительной. В период накопления осадков лямнаритовой свиты морские бассейны северной и северо-восточной части Белоруссии, с одной стороны, и ее юго-западной части, с другой, были устойчивыми, хотя и относительно мелковод-

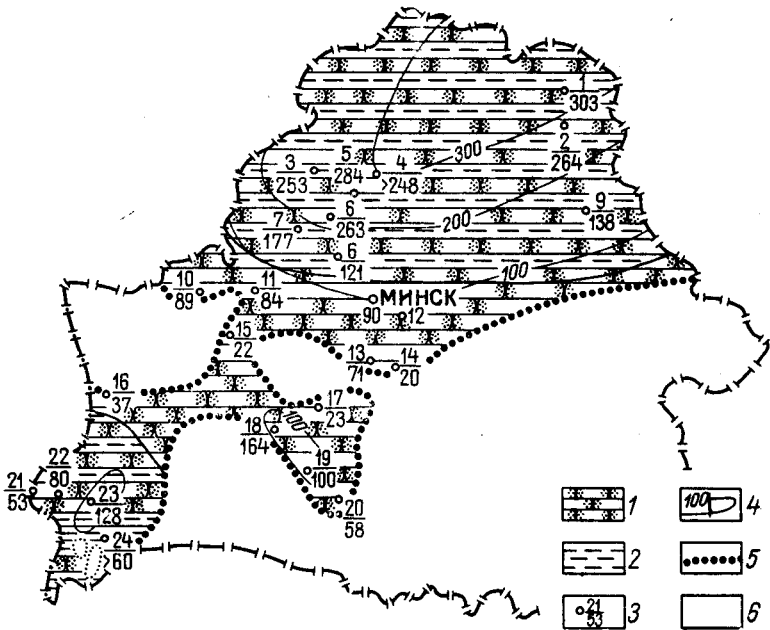


Рис. 64. Литолого-фациальная схема. Поздний протерозой, венд, валдайское время. Составила М. С. Кичкина

1 — пески, песчанники; 2 — глины, алевриты; 3 — в числителе — важнейшие разрезы: 1 — Городок, 2 — Летцы, 3 — Купа, 4 — Подомжи, 5 — Кривич, 6 — Кутонец, 7 — Сморгонь, 8 — Красное, 9 — Орша, 10 — Лида, 11 — Зубковичи, 12 — Смиловичи, 13 — Хотляны, 14 — Ветеревичи, 15 — Налибокки, 16 — Свислочь, 17 — Пузово, 18 — Смоляники, 19 — Денисковичи, 20 — Озерница, 21 — Высокое, 22 — Рогайчицы, 23 — Степанки, 24 — Радостов, в знаменателе — мощность валдайских отложений (в м); 4 — изопахиты; 5 — границы современного распространения отложений (древний размыв), 6 — область предполагаемого развития отложений, впоследствии размыв

ными. Между ними располагалась сравнительно широкая полоса (Белорусско-Польское поднятие), перекрытая более мелким морем.

Основными районами, с которых сносился обломочный материал в волынское и валдайское время в морские бассейны, были участки суши, расположенные в юго-восточной и юго-западной частях Белоруссии и в смежных районах. Они были сложены гранитами, гнейсами, реже магматическими породами основного состава.

Из наиболее характерных фациальных особенностей Волынской и валдайской серий на территории Белоруссии следует отметить: замещение глинисто-алевритовых отложений лямнаритовой свиты песчаными породами гдовской свиты; увеличение грубозернистости пород валдайской серии на территории центральной части Белорусского массива; породы лавовых потоков, широко развитые в юго-западной части Белоруссии, по направлению на восток и северо-восток замещаются вулканическими туфами и туфогенными породами, а затем и нормально-

осадочными породами. Эти особенности указывают на то, что 1) береговая линия морского бассейна в волынское и валдайское время проходила недалеко от границы современного распространения отложений этого возраста, 2) в центральных районах Белоруссии, совпадающих с наиболее приподнятой частью Белорусского массива, в валдайское время была расположена приподнятая зона морского бассейна, а в северо-восточных и юго-западных частях — его глубокие части, 3) центры вулканических излияний находились в юго-западной части Белоруссии и в смежных районах Украины.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРА

КЕМБРИЙСКИЙ ПЕРИОД

К концу вендского периода почти вся территория Белоруссии вышла из-под уровня моря. Морские условия на протяжении длительного времени (кембрий, ордовик, силур) сохранялись только в юго-западных и северо-западных ее районах и смежных областях.

Структура, палеогеография и условия осадконакопления на территории Белоруссии в балтийское время нижнего кембрия существенно отличались от вендских (рис. 65). В конце венда вся территория Белоруссии в результате тектонических движений превратилась в сушу. Балтийское время ознаменовалось новой трансгрессией, шедшей с запада, которая захватила на территории Белоруссии только северо-западную и юго-западную части.

Между вендом и кембрием имеются существенные различия в распространении морских бассейнов на территории Белоруссии. Если в вендское время бассейн захватывал почти всю территорию Белоруссии, то в балтийское морские условия были характерны только для северо-западных и юго-западных частей. Такое резкое изменение в очертаниях морских бассейнов объясняется тектоническими движениями, вызванными, с одной стороны, поднятие Украинско-Воронежского (Сарматского) и Волго-Камского щитов и связанное с ними поднятие почти всей территории Белоруссии, с другой — опускание южной части Балтийского щита, юго-восточных районов Польши, а вместе с ними северо-западных и юго-западных частей Белоруссии и смежных районов. Площади и конфигурация морей на территории Белоруссии в нижнем и среднем кембрии, ордовике и силуре были весьма близки, в каждый из указанных периодов море заходило только в северо-западную и юго-западную части Белоруссии. Это в свою очередь свидетельствует о том, что структурно-тектонические условия на территории Белоруссии и в смежных районах в балтийское время нижнего кембрия, в ордовике и силуре были весьма сходны.

Море в балтийское время заходило на территорию Белоруссии двумя заливами — в северо-западные и юго-западные районы. Между ними располагалась область, где отложения балтийской серии отсутствуют (г. Гродно, д. Глебовичи и др.). Уже в венде она была приподнятой. Б. С. Соколов (1952) считает, что влияние этой структуры на распределение фаций и мощностей сохранилось на протяжении кембрия, ордовика, силура, она преграждала связь между морями этого времени Прибалтики и Волыни. Не исключено, что в отдельные отрезки времени моря могли перекрывать поднятие, а отложившиеся при этом осадки были в последующем размыты.

Нижнекембрийское море было неглубоким, спокойным. Режим водных потоков, поступавших в море, часто менялся в зависимости от изменения тектонических и климатических факторов. Дно морского бас-

сейна и поверхность смежных участков суши испытывали частые вертикальные колебания, которые приводили к изменению положения береговой линии, образованию в морском бассейне осадков, различных по гранулометрическому составу. Разница в абсолютных отметках между областями сноса и накопления осадков и степень расчлененности суши

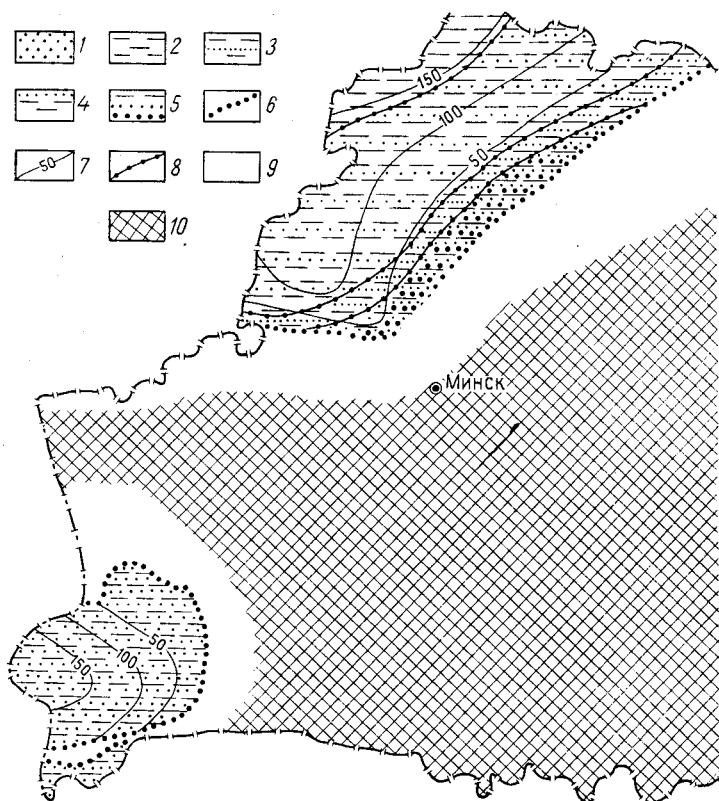


Рис. 65. Литолого-фациальная схема. Кембрийский период, ранняя эпоха, балтийское время. Составил А. С. Махнач

1 — пески мелкозернистые; 2 — глины; 3 — глины и пески мелкозернистые, содержащиеся примерно в одинаковом количестве; 4 — глины с прослоями мелкозернистых песков; 5 — пески средне- и крупнозернистые, пески мелкозернистые и глины, содержащиеся примерно в одинаковом количестве; 6 — границы современного распространения (древний размыв); 7 — изопахиты; 8 — границы литологических комплексов; 9 — области предполагаемого развития отложений, впоследствии размывых; 10 — суша

в балтийское время нижнего кембрия неодинаковы. В начале этого отрезка времени, когда происходило накопление надляминаритовых песков, области сноса значительно возвышались над морем, их рельеф был расчленен. Все это приводило к сильному размыву суши и сравнительно интенсивному сносу обломочного материала в морской бассейн. Позже (в период накопления осадков остальной части балтийской серии) рельеф сгладился, а разница между абсолютными отметками областей сноса и накопления уменьшилась, вследствие чего в море стал поступать более мелкий материал. В этот период не один раз происходило кратковременное и незначительное омоложение рельефа, а в связи с этим и активизация денудационных процессов и ускорение осадконакопления в морях.

Среда в зоне осадконакопления бассейна балтийского времени была обычно восстановительной. Восстановительные условия часто сменялись окислительно-восстановительными. В ряде случаев в бассейне устанавливались и окислительные условия, особенно в прибрежной части морского бассейна. Соленость воды в бассейне была, по-видимому, несколько выше нормальной.

Во второй половине балтийской эпохи территория Белоруссии и смежных районов полностью освободилась от моря. Это море регрессировало на запад и сохранялось еще длительное время во второй половине нижнего кембрия на территории Польши и в других районах Западной Европы.

В период, предшествующий среднекембрийской трансгрессии, на всей площади Русской платформы установились континентальные условия. Об этом свидетельствует перерыв в осадконакоплении и наличие железисто-каолиновой коры выветривания мощностью 5—12 м, которая сформировалась на породах балтийской серии нижнего кембрия в условиях теплого и влажного климата.

Береговая линия морского бассейна среднего кембрия проходила не очень далеко от современной границы распространения отложений этого возраста (рис. 66). В пользу такого предположения говорят в некоторой степени сравнительно небольшие мощности и типы пород среднего кембрия, характерные для прибрежной части морского бассейна. Среднекембрийское море заходило на территорию Белоруссии с запада двумя заливами, между которыми, как и в балтийское время нижнего кембрия, сохранился, возможно, небольшой участок суши (в районе г. Гродно и др.).

Среднекембрийское море носило эпиконтинентальный характер. Оно было мелководным и сравнительно спокойным. Разница в абсолютных отметках между областями сноса и накопления незначительна, рельеф суши — слабо расчлененный. Морское дно, а также граничащие с ним участки суши испытывали слабые вертикальные движения. Среда, в которой происходило накопление среднекембрийских осадков, была очень непостоянной. В рыхлом осадке прибрежной части бассейна преобладали, видимо, окислительные процессы. В отдельные отрезки времени в бассейне устанавливались окислительно-восстановительные и восстановительные условия. К концу среднего кембрия море уходит на запад, на всей территории Белоруссии и в смежных районах устанавливается континентальный режим.

В верхнем кембрии начинается шедшая с запада новая морская трансгрессия, которая захватила на территории Восточно-Евро-

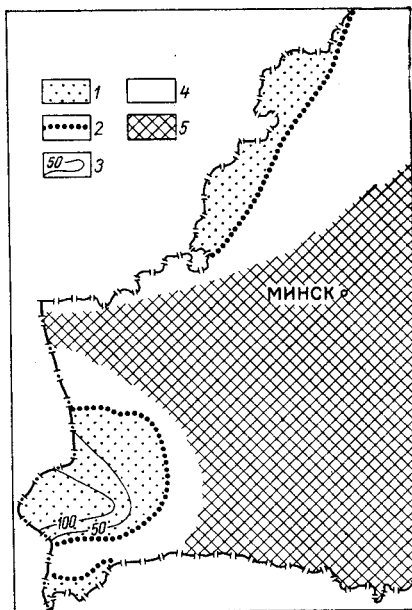


Рис. 66. Литолого-фациальная схема. Кембрийский период, средняя и поздняя эпохи. Составил А. С. Махнач
1 — пески мелкозернистые; 2 — границы современного распространения отложений (древний размыв); 3 — изопакеты; 4 — области предполагаемого развития отложений, впоследствии размывших; 5 — суша

пейской платформы меньшую площадь, чем в среднем кембрии. Верхнекембрийское море заходило в это время на территорию Белоруссии только в самые крайние ее юго-западные и северо-западные районы.

ОРДОВИКСКИЙ ПЕРИОД

Отложения ордовика распространены только в крайних северо-западных и юго-западных районах Белоруссии (рис. 67). Выделены нижний, средний и верхний отделы. Их мощность и на северо-западе и на юго-западе закономерно увеличивается от нескольких десятков метров у границы современного распространения до 100 м и более в наиболее западных районах республики и смежных областях Литвы и Польши. Они представлены в нижней части песчано-алевритовыми породами, в верхней — известняками, доломитами и мергелями и содержат прослои карбонатных глин, остатки фауны (брахиоподы, трилобиты и др.). Ордовикские отложения — типичные морские образования (зона шельфа).

В начале раннего ордовика началась морская трансгрессия, которая захватила всю западную часть Русской платформы и крупным заливом широтного простираения заходила в Московскую впадину. Как и в балтий-

ское время нижнего кембрия, морем в это время были покрыты только северо-западная и юго-западная части Белоруссии. Вся остальная территория, а также смежные районы Польши в пределах Белорусского массива были в это время сушей, которая представляла собой пенеplenизированную равнину.

СИЛУРИЙСКИЙ ПЕРИОД

В составе силура выделены в юго-западной части республики отложения ландоверского, венлокского и лудловского ярусов, а в северо-западной — только ландоверского (рис. 68). Отложения лудлова занимают меньшую площадь, чем венлока, а венлока — меньшую, чем ландовери. Мощности силурийских отложений закономерно уменьшаются от нескольких метров у границы их современного распространения до 550 м и более в наиболее западных районах Белоруссии и смежных областях Польши. Эти отложения, представленные известняками, доломитами и мергелями с прослоями глин и содержащие богатую фауну

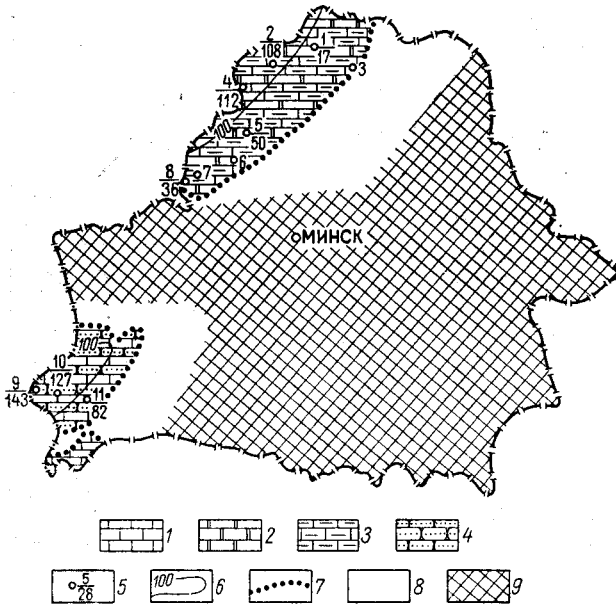


Рис. 67. Литолого-фациальная схема. Ордовикский период. Составила М. С. Кичкина

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — мергели; 4 — пески; 5 — в числителе — название разрезов: 1 — Верхнедвинск, 2 — Браслав, 3 — Полоцк, 4 — Видзы, 5 — Купа, 6 — Тодишки, 7 — Суходолы, 8 — Рудишки, 9 — Новоселки, 10 — Ротайчицы, 11 — Степанки; в знаменателе — мощность отложений (в м); 6 — изопахиты; 7 — граница современного распространения отложений; 8 — области предполагаемого распространения отложений, впоследствии размытых; 9 — суша

(брахиоподы и др.), являются типично морскими образованиями. Для этого отрезка времени характерны: эпиконтинентальный характер морского бассейна, нормальная, иногда несколько повышенная соленость морской воды, накопление в морях в основном карбонатных осадков, преимущественно восстановительные условия в рыхлом осадке, небольшая разница в абсолютных отметках между областями сноса и накопления, теплый и влажный климат.

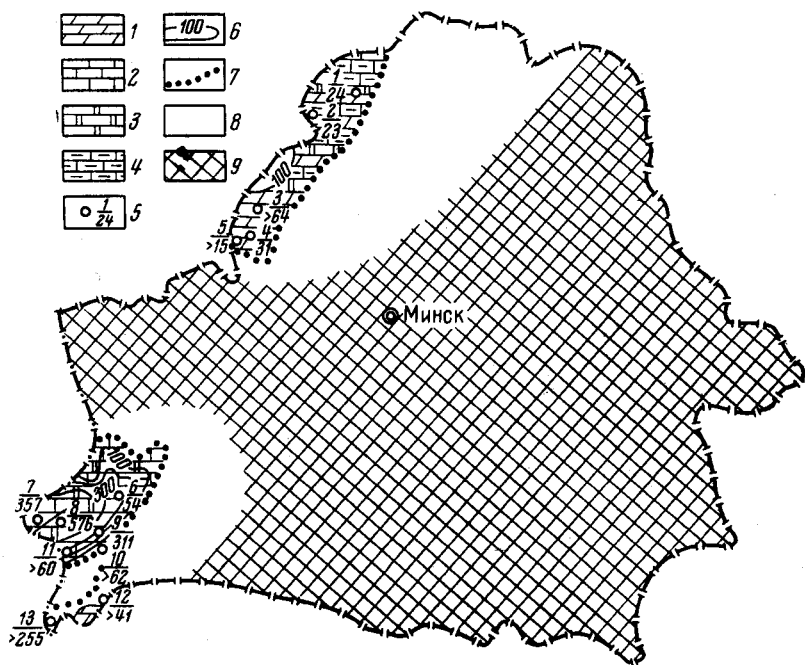


Рис. 68. Литолого-фацциальная схема. Силурийский период.

Составила М. С. Кичкина

1 — глины известковые; 2 — мергели; 3 — доломиты; 4 — известняки; 5 — в числителе — важнейшие разрезы: 1 — Браслав, 2 — Видзы, 3 — Мали, 4 — Суходолы, 5 — Рудишки, 6 — Шерешово, 7 — Высокое, 8 — Ротайчицы, 9 — Степанки, 10 — Федьковичи, 11 — Брест, 12 — Заречка, 13 — Томашовка; в знаменателе — мощность силурийских отложений (в м); 6 — изопахиты; 7 — границы современного распространения отложений; 8 — площадь предполагаемого распространения отложений, впоследствии размытых; 9 — суша

Уже в венлоке начинается регрессия силурийского моря. В нижнем лудлове она продолжается. В конце нижнего лудлова море оставляет почти всю территорию Белоруссии и только в крайних юго-западных районах республики (д. Томашевка Брестской области) оно удерживается в верхнем лудлове и даже в даунтоне. Примечательной особенностью силурийского периода является то, что одновременно с регрессией силурийского моря мощность отложений силура у западного края Русской платформы сильно возрастает (г. Олеско 431 м, г. Советск 595 м, Леба 600 м и т. д.). Это связано с сильным опусканием данной территории и формированием здесь краевого прогиба (Соколов, 1952). На силурийский период падает основной этап формирования Брестской впадины. К концу силура на территории Белоруссии, как и на всей площади Русской платформы, устанавливаются континентальные условия, которые удерживаются на протяжении всего нижнего и первой половины среднего девона.

ДЕВОНСКИЙ ПЕРИОД

В раннедевонскую эпоху и эйфельский век территория Белоруссии, как и большая часть Восточно-Европейской платформы, представляла собой равнинную и низменную сушу. Осадконакопление происходило только на западной и восточной окраинах платформы, в Львовской, Польско-Литовской, Нижне-Волжской и Пермской

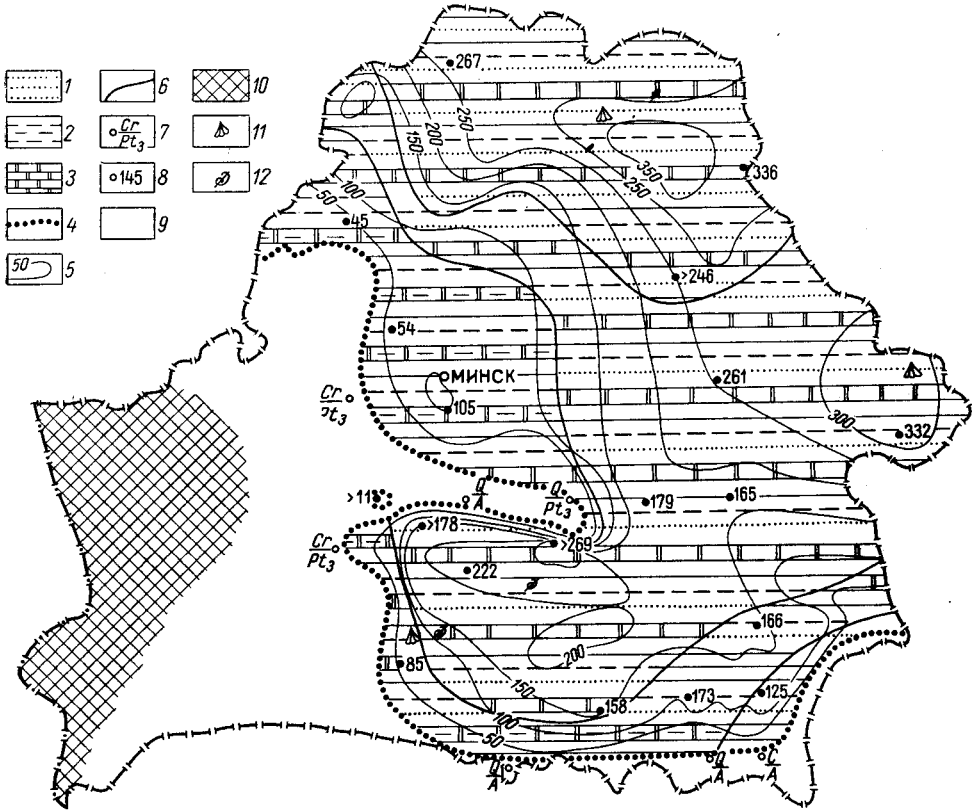


Рис. 69. Литолого-фациальная схема. Девонский период, средняя эпоха, пярнуское, наровское и лужское время. Составил В. К. Голубцов

1 — пески; 2 — глины; 3 — доломиты; 4 — границы современного распространения отложений; 5 — изопакиты; 6 — границы литологических полей; 7 — точки с отложениями данного возраста (мощность в м); 8 — точки, в которых отсутствуют отложения данного возраста; 9 — области предполагаемого распространения отложений, впоследствии размытых; 10 — суша; 11 — брахиоподы; 12 — филлоподы (эстерии)

впадинах, в которые проникали воды Западно- и Восточно-Европейских морей. Здесь отлагались преимущественно песчано-глинистые красноцветные осадки. На восточной окраине платформы в позднеэйфельское время море продвинулось значительно дальше на запад платформы и здесь, кроме песчано-глинистых, отлагались и карбонатные осадки (Тихий, 1964 г.).

В живетском веке на территорию Белоруссии с востока Восточно-Европейской платформы проникает море (рис. 69). В пярнуское время оно залило вначале только наиболее погруженные участки Восточной Белоруссии. В море отлагались в основном песчаные, а в прибрежных зонах — песчано-галечниковые осадки. В более удаленных от берегов участках моря во второй половине пярнуского времени отлагались глинистые, а местами глинисто-карбонатные осадки. Мощ-

ности осадков были небольшие: в Оршанской впадине от 3—11 до 26—32 м, в Латвийской седловине 17—25 м, в Припятской впадине от 4—5 до 12—18 м, на Белорусском массиве до 8,6 м. Белорусский массив, Полесская седловина, Брестская впадина, западная часть Припятской впадины и Жлобинской седловины были в пярнуское время областями низменной, снивелированной суши, на которую лишь иногда проникало море в виде заливов.

В начале ранненаровского времени (время накопления осадков оолитовой пачки) продолжалось дальнейшее развитие трансгрессии. Жлобинская и Полесская седловины, Припятская впадина и большая часть Белорусского массива были залиты водами мелкого моря. В это время, вероятно, произошло соединение в районе Полесской седловины Восточно- и Западно-Европейского девонского морей. Лишь в самой западной части Белоруссии (районы Гродно, Бреста и др.) сохранилась суша, с которой происходил снос обломочного материала. На всей же остальной территории Белоруссии в мелком, теплом море откладывались в основном доломитовые и доломито-глинистые осадки. В более приподнятых и мелководных участках (Белорусский массив, Жлобинская седловина и, по-видимому, Полесская седловина) большое развитие получили процессы оолитообразования (оолитовые доломиты). Весьма характерно также образование здесь конгломератовидных известняков и доломитов с текстурами взмучивания, а также карбонатных конгломератов и брекчий. Все эти породы образовались в очень мелководном бассейне, подверженном волнениям, но с теплой и богатой кислородом и карбонатом кальция водой. По-видимому, здесь местами располагались острова, с которых приносился обломочный материал, на что указывает присутствие крупных хорошо окатанных зерен кварца в доломитах пос. Глусска и в других пунктах. В более погруженных участках (Оршанская и Припятская впадины) в это время образовались мергели и доломиты с прослоями глин и песков. Здесь местами (г. Полоцк и др.) отмечается присутствие в породах крупных (до 2 мм), хорошо окатанных зерен кварца, а местами гнезд и линз песка. По-видимому, и здесь существовали острова.

В целом же на всей территории современной площади распространения отложений оолитовой пачки наблюдались мелководно-морские и прибрежно-морские условия осадконакопления. Мощность оолитовой пачки составляет в Оршанской впадине 15—54 м, в Латвийской седловине 10—32 м, в Припятской впадине 5—30 м, на Белорусском массиве и Жлобинской седловине 4—34 м.

Во вторую половину ранненаровского времени (время накопления осадков гипсоносной пачки) последовала регрессия моря. Восточно- и Западно-Европейские морские бассейны вновь были, по-видимому, разобщены. Западная часть Белоруссии, примыкающая к линии современного распространения живетских отложений, превратилась, вероятно, в сушу, в восточной части республики установились лагунно-морские условия. Здесь откладывались сульфатные, глинистые, а местами песчаные и доломитовые осадки небольшой мощности (в Оршанской впадине 6—20 м, на остальной территории до 10 м). В море, особенно в районах, прилегающих к участкам суши (Белорусский массив, Жлобинская седловина, западная часть Припятской впадины), существовали острова, являющиеся поставщиками обломочного материала. Иногда отдельные заливы и лагуны высыхали и превращались в сушу.

Степень сульфатизации пород возрастает в северо-восточном направлении — в сторону городов Вязьмы и Нелидова, где в это время откладывались соленосные осадки мощностью до 30—45 м. В юго-западном направлении заметно уменьшается число и количество прослоев

сульфатных пород, а на Белорусском массиве и в западной окраине Припятской впадины они встречаются очень редко. В Припятской впадине местами были такие участки, где создавались благоприятные для соленакпления условия (д. Виша).

В поздненаровское время отмечается новая трансгрессия живетского моря. Вначале (время накопления осадков доломито-мергельной пачки) повсеместно устанавливаются морские условия, но чувствуется еще лагунно-морской характер бассейна. На всей территории Белоруссии, включая, по-видимому, и западную ее часть (за линией современного распространения живетских отложений), в это время откладываются доломито-глинистые, реже доломитовые и песчано-алевритовые осадки. Максимальные мощности осадков характерны для оршанской впадины (до 85 м), а на всей остальной территории Белоруссии они составляют около 40—50 м. Литолого-фациальный облик доломито-мергельной пачки хорошо выдерживается на всей площади ее развития.

На большей части территории располагалось относительно глубокое море, глубина которого постепенно увеличивалась по мере развития трансгрессии. Соотношение размеров морского бассейна и суши, вероятно, было примерно такое же, как и во время накопления оолитовой пачки. Но, по-видимому, размеры Гродненско-Брестского участка суши были несколько большими.

Нормальноморские условия осадконакопления установились во время образования осадков карбонатной подпачки, когда на большей южной части Белоруссии (Припятская впадина, Полесская и Жлобинская седловины) откладывались известковые илы, а в северной части Белоруссии — глинисто-доломитовые и доломитовые осадки. В это время установились наиболее прямые и прочные связи морских девонских бассейнов Западной и Восточной Европы.

В конце наровского времени (время накопления осадков глинистой пачки) площадь развития морского бассейна на территории Белоруссии, по-видимому, значительно сокращается. Установить истинные размеры этого бассейна сейчас не представляется возможным ввиду длительного размыва территории Белорусского массива и других районов. Вероятнее всего, вся западная часть Белоруссии (Брестская впадина, Полесская седловина и Белорусский массив) в это время представляла собой сушу. На ее восточной части сохранялось море, в котором происходило накопление глинистых осадков. Мощность глинистой подпачки составляет в среднем около 15—20 м, достигая максимальных значений (30—45 м) в Оршанской впадине и Латвийской седловине и минимальных (10—15 м) в Припятской впадине и Полесской седловине. По-видимому, море было сравнительно глубоким, теплым, с нормальной соленостью вод. На дне бассейна существовали восстановительные условия, и, возможно, было сероводородное заражение. В это время продолжала сохраняться прямая связь Западно- и Восточно-Европейских морских бассейнов. Характерны сходные условия осадконакопления на громадной территории от Вольно-Подоллии до Центральных районов Восточно-Европейской платформы — повсеместно здесь накапливались однотипные глинистые тонкослоистые осадки. По-видимому, области суши были в это время значительно выровнены, сложены они были в основном живетскими глинисто-мергельными породами, которые и подвергались размыву.

В старооскольское время на территории Восточно-Европейской платформы с востока и юго-востока — из Уральской геосинклинали вновь последовали трансгрессии моря. В восточной части Белоруссии в это время существовал водный бассейн, в котором накапливались преимущественно песчано-алевритовые, а в более глубоководных его

участках — глинистые и глинисто-алевритовые осадки. Бассейн был очень мелководным, сильно опресненным. В него впадало много рек, характерно развитие речных и дельтовых фаций. В отдельные отрезки времени соленость вод была повышенной, что приводило к накоплению доломитовых илов. О морском режиме осадконакопления свидетельствует широкое развитие на больших территориях однообразных отложений, присутствие в породах глауконита, пород с морской мелководной слоистостью, содержание в породах хлора в количествах, характерных для морских отложений и др. (Махнач и др., 1966). Бассейн был связан с открытым морем центральных и восточных районов Русской платформы. Связь с морем Львовской впадины, по-видимому, отсутствовала или была затруднена, так как вся западная часть Белоруссии, в том числе и Полесская седловина, в это время представляла собой сушу.

Мощность отложений старооскольского горизонта изменяется на территории Белоруссии от 33 до 186 м. Максимальные мощности приурочены к Оршанской (г. Костюковичи 186 м) и северо-западной части Припятской (д. Гаврильчицы 185 м) впадины.

Анализ мощностей живетских отложений в целом показывает, что на территории Белоруссии выделяется два участка, где их мощность составляет более 300 м; первый в районе г. Витебска, второй в районе г. Костюковичи. Они разделены Могилевско-Смоленским поднятием, где мощность отложений достигает 270 м. В старооскольское время в северо-западной части Припятской впадины образовалась небольшая Старобинско-Копаткевичская впадина, где мощность живетских отложений составляет более 200 м. На остальной территории Белоруссии их мощность значительно меньше (100—150 м и менее).

Отмеченное расположение участков с повышенными мощностями живетских отложений на территории Белоруссии связано, по-видимому, с унаследованностью древнего структурного плана. Через эти участки в позднем докембрии протягивалась Белорусско-Волынская впадина северо-восточного простирания, с максимальными мощностями рифейских отложений. И, напротив, здесь отсутствуют кембрийские и силурийские отложения. В среднедевонскую эпоху (начало герцинского тектонического цикла) вновь активизировались те участки территории Белоруссии, которые были активными в позднем протерозое (байкальский тектонический цикл), а не в каледонское время. Таким образом, на фоне общего субширотного тектонического плана, унаследованного от каледонского цикла, в среднедевонскую эпоху более или менее отчетливо проявил себя и более древний (байкальский) субмеридиональный структурный план.

Из анализа фаций и мощностей вытекает, что Припятская впадина как самостоятельная тектоническая структура в живетском веке не существовала. Черниговский выступ в это время был приподнят и служил мостом, связывающим Украинский щит и Воронежский массив.

Рельеф участков в течение всего живетского века был очень пологим. Это были низменные равнины, сложенные песчано-глинистыми, вулканогенными и карбонатными породами верхнего протерозоя, кембрия, ордовика и силура. В районах Черниговского выступа, Воронежского массива и Украинского щита размыты подвергались, по-видимому, и породы кристаллического фундамента. Однако рельеф суши и здесь был очень пологим. На суше, более удаленной от береговой линии, образовалась, по-видимому, кора выветривания.

Климат в живетское время был жаркий, что подтверждается первичной красноцветностью пород, оолитообразованием, наличием кораллов и т. д. Начиная с пярнуского времени в породах встречено много

растительных остатков, большое количество спор, что говорит о широком развитии растительности в это время.

Морской бассейн на территории Белоруссии в течение живетского века был в основном мелководным, с изменчивой соленостью вод: от почти нормальной (пянское время), повышенной (время накопления сульфатных осадков наровского горизонта, отдельные отрезки старооскольского времени), нормальной морской (время накопления осадков карбонатной и глинистой пачек наровского горизонта) до пониженной (старооскольское время).

Температура вод бассейна в силу его мелководности и жаркого климата была, по-видимому, несколько выше нормальной, что приводило к накоплению галита, образованию оолитовых известняков, трещин усыхания и т. п.

В породах живетского яруса Белоруссии встречается фауна брахиопод (особенно многочисленны лингулы), филлопод, остракод, криноидей, кораллов, тентакулитов, конодонтов и рыб. В живетский век здесь существовала единая биогеографическая провинция. Судя по некоторому различию в фауне, можно выделить северный и южный биогеографические районы. Из них южный (Жлобинская седловина, Припятская впадина, Полеская седловина) был более морским. Здесь в верхненаровском море обитали кораллы, тентакулиты, криноидеи, конодонты и замковые брахиоподы, характерные для нормальноморских бассейнов. Этот район был расположен ближе к открытому морю, существовавшему на территории Львовской мульды и Центрального девонского поля.

Отчетливых перерывов в осадконакоплении в разрезе живетских отложений Белоруссии не установлено. Отсутствие местами пянского отложений объясняется тем, что эти участки в пянское время представляли собой сушу. Отсутствие же во многих разрезах верхней части живетских отложений объясняется их последующим размывом.

Тектоническая обстановка живетского века на территории Белоруссии характеризуется спокойными и медленными колебательными движениями.

Конец живетского века на Восточно-Европейской платформе ознаменовался почти повсеместно регрессией. На территории Белоруссии в это время подвергались незначительному размыву верхние пачки старооскольских отложений на Белорусском массиве, Полеской и Жлобинской седловинах и в Припятском прогибе (Голубцов, Познякевич, 1963 г.). В Оршанской впадине перерыв в осадконакоплении между живетским и франским ярусами достоверно пока не установлен. Возможно, что здесь до самого конца живетского века сохранялся водный бассейн.

Франский век на Восточно-Европейской платформе характеризовался развитием крупной трансгрессии, которая распространялась с востока и юго-востока и захватила к концу среднефранского века почти всю платформу (рис. 70). Развитие трансгрессии несколько раз прерывалось кратковременными периодами отступления моря (Тихий, 1964 г.).

В раннешигровское время на территорию Белоруссии с востока проникает море, в котором происходило накопление вначале песчаных и алевроитовых осадков (песчаная пачка), а затем, по мере развития трансгрессии, преимущественно глинистых. В начале раннешигровского времени на территории Белоруссии море было мелким, с нормальной соленостью воды или даже опресненным, а в конце этого времени соленость воды значительно увеличивается. Площадь распространения морского бассейна и суши, условия осадконакопле-

глубокого моря с повышенной соленостью вод накапливались доломитовые илы, глинисто-доломитовые, сульфатные, реже глинистые и известковые осадки. Позже (время накопления осадков карбонатной пачки) прочно установились нормальноморские, мелководные условия осадконакопления. В это время происходило накопление известковых и известково-доломитовых илов с богатой морской фауной. Близкие условия сохранились в семилукское и петинское время.

Мощности верхнещигровских, семилукских и петинских отложений на территории Припятской и Оршанской впадин примерно одинаковые, составляют в среднем для первых около 30 м (от 20 до 55 м), для вторых около 15 м (от 7 до 23 м) и для третьих 9—15 м.

Анализ мощностей, типов пород и фауны позволяет считать, что Припятская впадина в среднефранское время еще не образовалась. В это время сохранялся структурный план, сформировавшийся в живетском веке. В семилукско-петинское время, судя по примерно одинаковым мощностям отложений, отмечается выравнивание тектонической активности север-западной и юго-восточной частей Припятской впадины.

Не совсем ясна геологическая история территории Белоруссии в петинское время. Как показано в главе «Стратиграфия», породы, условно относимые к петинскому горизонту, возможно, следует считать семилукскими. Петинскому времени, по-видимому, на территории Белоруссии отвечает перерыв в осадконакоплении, в течение которого происходило выветривание и частичный размыв семилукских и верхнещигровских карбонатных пород. В результате этого многие из них стали пористыми и кавернозными и в настоящее время представляют собой хорошие коллекторы нефти (г. Речица, д. Осташковичи и др.).

В начале ранневоронежского времени на территории Белоруссии, и в частности на территории Припятской впадины, с востока (с Центрального девонского поля) проникает море, которое вначале залило восточные районы впадины (г. Речица, д. Стреличево) и лишь в процессе развития также и западные ее районы. Этим объясняется присутствие первой (нижней) пачки нижневоронежских отложений только на востоке впадины, где она представлена в основном серыми и пестроцветными доломитовыми мергелями и глинами, с прослоями известняков, доломитов, а также туффигов и туфогенных глинисто-алевролитовых пород. В породах содержится обильная фауна (брахиоподы, остракоды и др.), наблюдаются пятна окислов железа, глауконит, кремненые участки. Вышележащая пачка нижневоронежских отложений, распространенная уже на всей территории впадины, сложена в основном известняками, часто глинистыми, с обильной фауной, среди которой встречаются нередко кораллы.

В поздневоронежское время на территории Припятской впадины и, безусловно, на остальной территории Белоруссии отмечается, как и на Центральном девонском поле (Филиппова и др., 1958; Толстихина, 1952), регрессивная фаза развития воронежского моря. В нем происходит накопление в основном глинистых и глинисто-карбонатных илов, реже доломитовых, сульфатных и песчаных осадков. Характерно присутствие известковых оолитов в карбонатных породах (Махнач и др., 1966).

Раннеевлановское время характеризуется новым развитием трансгрессии. В море в это время накапливались песчано-глинистые осадки, затем глинисто-карбонатные и известковые. Во вторую половину евлановского времени начинается регрессия, что привело к накоплению сульфатных и сульфатно-карбонатных осадков, а затем и галита.

В ливенское время на большей части территории Припятской впадины происходило интенсивное накопление галита (нижняя соленосная толща), реже карбонатных, песчано-глинистых и сульфатных осадков. На северо-западе впадины в это время накапливались сульфатно-карбонатные осадки. Начало соленакпления на различных участках впадины было неодновременным (Голубцов, Махнач, 1961).

Мощности верхнефранских отложений Припятской впадины значительно изменяются в основном за счет колебаний мощностей нижней соленосной толщи. Наблюдается увеличение мощности отложений от периферии к центральным частям впадины. Минимальные мощности характерны для северо-западной части впадины (Слуцко-Старобинской, Петриковско-Шестовичский участки). Так, воронежские отложения имеют мощность 18—33 м на северо-западе и до 123—136 м на юго-востоке (г. Речица, д. Стреличево) впадины. Мощности евлановских и ливенских отложений изменяются от 10—35 и 29—108 м на северо-западе до 120—130 (а с учетом «переходной» пачки до 170—180 м) и 1158 м (пос. Ельск, скв. 13-Р) в центральных частях.

Анализ мощностей и фаций верхнефранских отложений свидетельствует, что образование Припятской впадины как самостоятельной тектонической структуры, которая резко обособилась по глубинным разломам от остальной территории Восточно-Европейской платформы, произошло именно в верхнефранский век (Голубцов, Махнач, 1961).

Одновременно с образованием Припятской впадины как тектонической структуры первого порядка в верхнефранский век произошло расчленение ее на структуры второго порядка (ступени с различной амплитудой погружения или депрессии и выступы), ограниченные разломами в основном субширотного простирания. Начиная с ранневоронежского времени наметилась и сохраняется в течение всего палеозоя и мезозоя меньшая тектоническая подвижность Слуцко-Старобинского участка Припятской впадины по сравнению с ее остальной территорией (Голубцов, 1961).

Верхнефранские отложения в целом и отдельные горизонты испытывают существенные фациальные изменения. В центральной части Припятской впадины развиты в основном лагунные фации, которые по направлению к периферии, особенно в западную сторону, постепенно переходят в лагунно-морские и далее к западу — в типично морские. Площадь суши по сравнению со среднефранским временем, по-видимому, несколько увеличилась, особенно в ливенское время. Брестско-Гродненский участок суши распространялся до района городов Минска и Борисова. Черниговский выступ в воронежско-евлановское время погрузился и был перекрыт водами моря. Рельеф областей суши был пологий, низменный. Размыту подвергались различные типы пород от архея и протерозоя до среднего девона.

Глубина моря в течение верхнефранского времени составляла не более 50 м, бассейн все время мелел. В ливенское время здесь происходила садка галита. Характерна большая тектоническая подвижность района Припятского солеродного бассейна. Сохраняя свою мелководность, дно бассейна интенсивно погружалось, в результате чего здесь накопились мощные (до 1000 м и более) толщи галогенных осадков.

Соленосность вод бассейна в течение верхнефранского времени изменялась от нормальноморской (нижневоронежское и отдельные отрезки евлановского времени) до резко повышенной (ливенское время). Климат был теплым.

В позднефранском море Белоруссии обитали брахиоподы, остракоды, пелелиподы, криноидеи, кораллы и другие организмы. Здесь существовала единая биогеографическая область. В Припятской впадине

выделялся биогеографический район со своеобразными условиями среды обитания организмов.

Франский век ознаменовался проявлением в восточных районах Припятской впадины вулканизма. Первые фазы вулканизма отмечены здесь в воронежское время, т. е. они совпадают с началом формирования Припятской впадины как самостоятельной тектонической структуры. Вулканы были трещинного типа, излияния основной и щелочной лавы происходили в наземных условиях. Особенно интенсивная вулканическая деятельность характерна для ливенского времени, когда на Черниговском выступе и в смежных районах Припятской впадины (деревни Борщевка, Шарпиловка и др.) образовались покровы щелочно-основных эффузивных и вулканогенно-осадочных пород мощностью до 600 м и более.

В начале фаменского века (задонское время) Восточно-Европейская платформа испытывает общее погружение, в результате которого после ливенской регрессии снова отмечается расширение размеров морского бассейна. Более поздние этапы фаменского века на Русской платформе характеризуются развитием регрессии, которая привела (Тихий, 1964 г.) к превращению почти всего моря, покрывающего платформу, в серию засоляющихся лагун.

Задонское время на территории Белоруссии (рис. 71) отмечено трансгрессией, которая в отличие от живетских и франских трансгрессий распространялась в основном с запада — из Львовской впадины. Море Припятской впадины имело, кроме того, связь с морями Днепровско-Донецкой впадины и, возможно, Центральных районов Восточно-Европейской платформы. Задонский морской бассейн был неодинаковым в разных районах Припятской впадины, благодаря чему здесь выделяется три типа разреза этих отложений: терригенно-карбонатный, карбонатный и галогенно-глинистый. Первый тип разреза сложен глинами, мергелями, известняками и доломитами, с прослоями песчаников и алевролитов; второй — в основном известняками и мергелями, среди которых преобладают органогенные разности; третий — главным образом глинами, с прослоями доломитов, ангидритов и каменной соли. Для двух первых типов разреза характерны нормальноморские условия осадконакопления, для третьего — лагунно-морские мелководные. В развитии задонского морского бассейна в Припятской впадине выделено два этапа: ранний — трансгрессивный, характеризующийся нормальной соленостью вод и обилием морской фауны, и более поздний — регрессивный, с повышенной соленостью вод, значительным содержанием кремнезема, вулканогенного материала и радиолярий. На первом этапе происходило накопление известковых осадков, на втором — доломитовых. В середине задонского горизонта (Махнач и др., 1966), на границе двух этапов развития бассейна, в некоторых районах впадины (пос. Ельск, г. Петриков и др.) отмечается перерыв в осадконакоплении.

Для отложений задонского времени южной части Припятской впадины характерно значительное содержание в породах обломочного материала, который поступал в основном с Украинского щита, в меньшей мере — с Белорусского массива, а возможно, и с Брагинского выступа. Области размыва представляли собой низкие, сnivelированные равнины. В задонское время продолжалась деятельность Черниговского вулкана.

Мощность задонских отложений в Припятской впадине изменяется от 14—58 до 166—208 м в карбонатном типе разреза, доходит до 350—600 м в терригенно-карбонатном типе и до 25—282 м в галогенно-глинистом. Анализ мощностей и фаций задонского горизонта свидетельствует о том, что в задонское время продолжалось формирование структур второго порядка.

ознаменовалось трансгрессией и установлением в северо-западной части впадины почти нормальноморских условий осадконакопления с несколько повышенной соленостью вод. Здесь образовались доломито-ангидритовые осадки, содержащие морскую фауну (брахиоподы, гастроподы, рыбы). В центральных и юго-восточных районах впадины в лагунно-морских условиях накапливались глинистые, глинисто-карбонатные, реже доломитовые, сульфатные и галечные осадки, местами с фораминиферами и остракодами.

Мощность слуцкой свиты на северо-западе впадины изменяется от 9 до 82 м, а на остальной ее территории от 39 до 332 м. В породах свиты в районе деревень Осташковичи и Шатилки установлены промышленные притоки нефти. В слуцкое время сохраняется дифференцированное движение различных блоков впадины. Брагинский и Черниговский выступы в это время, по-видимому, представляли собой сушу.

Слуцкая трансгрессия была весьма кратковременной и вскоре (в солигорское время) она сменилась регрессией. В результате поднятия Полесской седловины прекратилась связь водного бассейна Припятской впадины с морями Львовской и Днепровско-Донецкой впадин. Узкий пролив соединял Припятскую впадину с морем Московской синеклизы. В это время продолжалась интенсивная тектоническая жизнь различных блоков фундамента Припятской впадины — одни из них опускались, другие поднимались. В результате этого единый солеродный бассейн Припятской впадины расчленился на ряд отдельных участков-лагун, хотя и сообщающихся между собой, но характеризующихся различными условиями осадконакопления (Голубцов, Махнач, 1961). В отдельные отрезки солигорского времени в северо-западной (города Солигорск, Петриков, Любань и др.) и, возможно, в юго-западной частях Припятской впадины происходило накопление калийных солей. Разрезы солигорской свиты содержат большое количество прослоев негалогенных пород, что указывает на близость областей сноса. Речные воды, приносившие терригенный материал, временами значительно опресняли солеродную лагуну и в ней прекращалась садка солей, а накапливались мощные (на Заозерной площади до 200—300 м) толщи негалогенных осадков. Мощность солигорской свиты на Слуцко-Старочинском участке колеблется от 88 до 565 м, в центральных и юго-восточных районах от 181 до 2203 м.

Существование солеродного бассейна на территории Припятской впадины было непродолжительным и уже с середины данково-лебединского времени (время накопления осадков давыдовской свиты) отмечается постепенное наступание на эту территорию моря (Голубцов, Махнач, 1961). Трансгрессия захватила вначале лишь западную часть впадины, а затем распространилась и на центральные районы.

В тургеневско-кудеяровское время повсеместно в Припятской впадине устанавливаются близкие условия осадконакопления. С этого времени и до конца фаменского века (включая озерско-хованское время) здесь существовал лагунно-морской опресненный бассейн (Голубцов, Махнач, 1961).

Мощность надсолевой глинисто-мергельной толщи (давыдовской свиты) в среднем 250—300 м, в отдельных разрезах 600—876 и даже 1054 м (д. Первомайск, скв. 2-Р). На солянокупольных структурах ее мощность иногда сокращается до 21—34 м (поселки Ельск, Наровля).

Таким образом, фаменские отложения Припятской впадины претерпевают существенные изменения как по простиранию, так и по вертикали. Типично морские условия осадконакопления были характерны только для раннезадонского времени, морские условия с несколько повышенной соленостью вод — для позднезадонского и слуцкого вре-

мени в западной части впадины. Кратковременные ингрессии моря отмечаются в слущкое время и в центральных и восточных районах впадины. Во время накопления осадков шестовичской и солигорской свит существовали лагунные условия с очень солеными водами. Дифференциация структур второго порядка в шестовичское время была незначительная и поэтому солеродный бассейн был единым. В солигорское же время на территории Припятской впадины существовал ряд разобщенных бассейнов (Голубцов, Кедо, 1964 г.).

Мощность фаменских отложений Припятской впадины значительно увеличивается с северо-запада на юго-восток, причем наибольшие мощности приурочены к погруженным участкам, а наименьшие к приподнятым. Благодаря этому все тектонические элементы второго порядка (выступы и депрессии) хорошо выявляются при анализе мощностей фаменского яруса (Голубцов, Махнач, 1961). Наиболее интенсивное погружение в фаменский век испытывали Шатилковская и Копаткевичская депрессии.

Размеры участков суши, расположенные на территории Украинского щита и Белорусского массива, в фаменский век, по сравнению с франским, увеличились. Это нашло отражение в изменении состава осадков. В фаменском ярусе резко увеличивается роль терригенных и галогенных пород. Карбонатные породы играют подчиненную роль. Рельеф суши, как и в франский век, оставался, вероятно, слабо расчлененным, пологим, низменным (кроме Украинского щита в задонское время). Размыву подвергались различные типы пород от докембрия до франского яруса верхнего девона.

Глубина фаменского бассейна была небольшой на всей территории Белоруссии. Но местами существовали интенсивно погружавшиеся впадины с некомпенсированным осадконакоплением, где наблюдались, по-видимому, значительные глубины (возможно больше 200 м) и происходило образование осадков доманикового типа (в задонское время). В это же время были и более мелководные участки, где шло образование рифовых (биогермных) построек (строматолитовые биогермы в районе г. Петрикова и др.).

Соленость воды фаменского бассейна Белоруссии в течение всего фаменского века циклически менялось от нормальноморской до рассолов и рапы. Климат был теплый, а в отдельные отрезки времени жаркий. Воды бассейна также были теплые.

В отложениях фаменского яруса встречается фауна (брахиоподы, пелециподы, остракоды, криноидеи, гониатиты, конодонты, фораминиферы, радиолярии и др.). Она приурочена к задонскому горизонту, слущкой, давыдовской и частично шестовичской свитам. На территории Белоруссии и смежных областей в фаменский век существовала единая биогеографическая провинция. Однако в Припятской впадине, судя по значительному своеобразию фауны, был самостоятельный биогеографический район.

В течение фаменского века неоднократно наблюдалось проявление вулканизма и образование покровов эффузивных пород на Черниговском выступе и в прилегающих районах Припятской впадины (деревни Борщевка, Шарпиловка и др.). В более удаленных районах впадины (пос. Ельск, д. Первомайск, пос. Октябрь, район пос. Старобина) в осадочных породах содержится примесь пирокластического материала, отмечены прослойки бентонитовых глин.

В фаменское время были перерывы в осадконакоплении (на границе солигорской и давыдовской свит и др.). Однако регионального крупного перерыва не установлено.

Развитие фаменского бассейна и осадконакопление в нем контролировалось тектоническими движениями, которые происходили в течение всего фаменского века и имели разную амплитуду и направленность. В конце фаменского века началось формирование локальных структур третьего порядка. К началу каменноугольного периода многие из них были уже сформированы и оказывали влияние на процесс осадконакопления (Голубцов, Махнач, 1961).

КАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ПЕРИОД

Начало каменноугольного периода на Восточно-Европейской платформе, в том числе и в Белоруссии, ознаменовалось общим погружением территории и наступлением на нее моря. Турнейская трансгрессия распространялась из Днепровско-Донецкой, а возможно, и из Московской и Львовской впадин. Наиболее интенсивное погружение происходило в южной части Припятской впадины (пос. Ельск и др.), где накопилась мощная (до 300—350 м) толща песчано-глинистых отложений. В северной части впадины (г. Светлогорск и др.) погружение было менее активным — турнейский ярус здесь представлен маломощной глинисто-карбонатной толщей пород.

В целом мощность турнейских отложений увеличивается в направлении от периферии к центральным участкам впадины. На локальных структурах мощности отложений турнейского яруса сильно сокращены, либо совсем отсутствуют. Наиболее интенсивно погружавшиеся участки в турнейский век располагались в южной части Припятской впадины (Ельская и Мозырская депрессии). В Ельской депрессии мощность турнейских песчано-глинистых отложений достигает 1096 м (пос. Ельск, скв. 19-Р), а в Мозырской 532 м (д. Слободка, скв. 1-Р). Злодинско-Наровлянский выступ, разделяющий в настоящее время эти депрессии, в турнейский век активно погружался и представлял собой впадину — седловину, разделяющую Ельскую и Мозырскую депрессии. Северная часть Припятской впадины была более стабильной. Лишь у самого борта впадины, на северном крыле современной Шатилковской депрессии, существовал более активно погружавшийся участок субширотного простирания. Это свидетельствует о том, что ось Шатилковской депрессии в турнейском веке располагалась севернее, чем в фаменском.

Областями сноса в турнейский век были Украинский щит, Воронежский и Белорусский массивы, а также острова (локальные структуры) внутри Припятской впадины. Черниговский выступ, вероятно, также был областью размыва и служил мостом между Воронежским массивом и Украинским щитом. Сушей был и участок Брагинско-Лоевского выступа. Припятский турнейский бассейн на востоке ограничивался этим выступом. Размеры площади суши в турнейский век, по сравнению с фаменским, значительно расширились и соответственно сократилась площадь, занятая водным бассейном. Однако существовала, по-видимому, прямая связь рассматриваемого бассейна с открытыми морями, располагавшимися на территории Московской и Львовской впадин. Соленость воды в Припятском бассейне была пониженной в результате близости суши и поступления в нее речных вод.

В течение турнейского века сюда проникали кратковременные ингрессии моря, приносившие типично морскую фауну (фораминиферы, реже брахиоподы). Поэтому южная часть Припятской впадины была более морской, чем северная. Бассейн был, по-видимому, мелководным, особенно в северной части впадины, воды — теплыми.

Рельеф суши на севере (Белорусский и Воронежский массивы) был пологий, низменный, выровненный. Украинский щит и Чернигов-

ский выступ были более приподняты и расчленены. На суше обнажались и подвергались размыву в основном девонские карбонатные и терригенные отложения. На Белорусском массиве размывались фаменские отложения. На Украинском щите, где покров девонских отложений был незначительный и неповсеместный, размыву подвергались также метаморфические и магматические породы фундамента, что привело к накоплению в Ельской депрессии преимущественно песчаных толщ. На Черниговском выступе размывались, по-видимому, эффузивные породы фаменского яруса. Климат на суше был теплый и влажный.

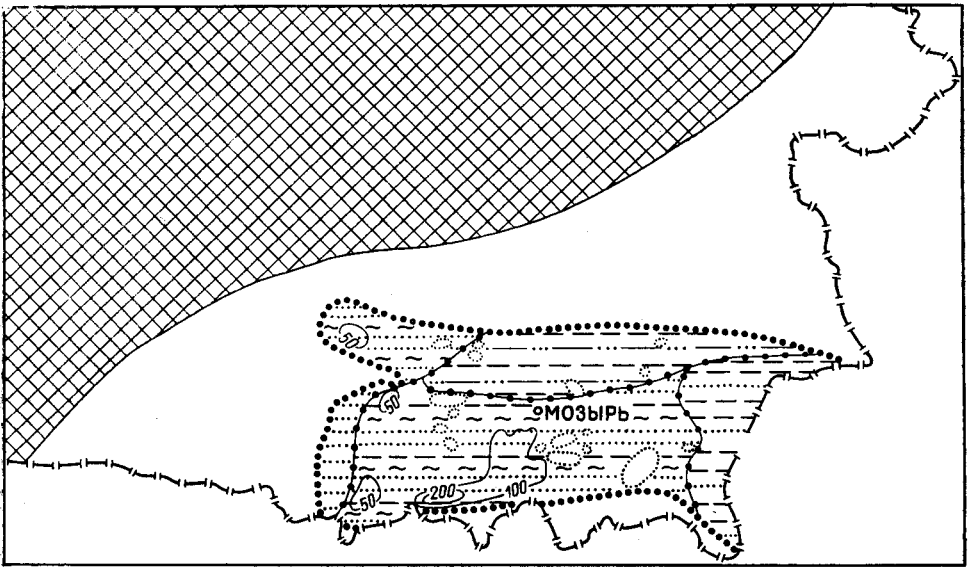


Рис. 72. Литолого-фациальная схема. Каменноугольный период, ранняя эпоха, визейский век (яснополянское время). Составил В. К. Голубцов

1 — пески; 2 — глины; 3 — пески глинистые и глины песчаные; 4 — границы современного распространения отложений; 5 — изогипсы; 6 — границы литологических полей; 7 — области предполагаемого распространения отложений, впоследствии размытых; 8 — суша

В турнейский век на территории Белоруссии и смежных областей существовала единая биогеографическая провинция, но в Припятской впадине был свой особый район. Фауна (остракоды, черви, рыбы, фораминиферы) сравнительно редкая, угнетенного облика.

В разрезе турнейских отложений Припятской впадины наблюдается крупный перерыв — выпадают отложения упинского горизонта. В конце турнейского века, когда происходили поднятия на всей Русской платформе, территория Белоруссии также испытывала общее поднятие и размыв.

К началу визейского века территория Припятской впадины представляла собой низкую, слабо расчлененную равнину, с повсеместно распространенной и маломощной корой выветривания, со значительным развитием лесов и кустарников, местами с небольшими пресноводными водоемами. Палеогеографическая обстановка в визейском веке показана на рис. 72, 73.

В начале бобриковского времени отмечается погружение территории всей Восточно-Европейской платформы, в том числе и Припятской впа-

дины, в связи с чем наблюдается значительное расширение площади, занятой морем. В Припятской впадине в бобринское время образовался крупный пресноводный бассейн, в который, возможно, проникали кратковременные ингрессии из Днепровско-Донецкой впадины. В этом бассейне за счет размыва каолининовой коры выветривания Украинского щита накапливались песчано-глинистые (с каолинитом) осадки. Мощность каолининовой толщи составляет 0,5—23,0 м в северной части впадины и 120—427,0 м в южной. В ней отмечены маломощные прослои углей и углистых глин.

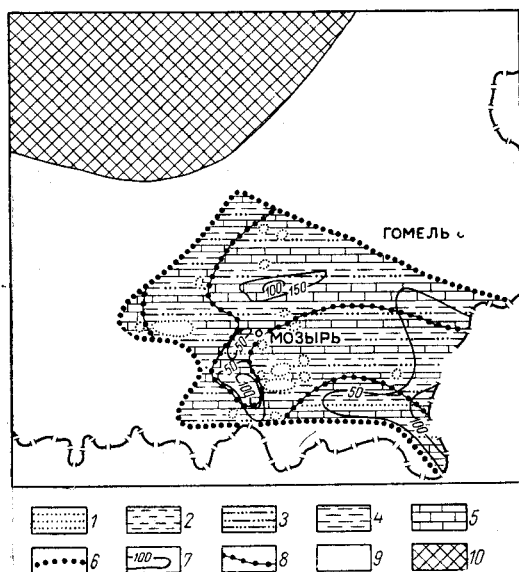


Рис. 73. Литолого-фациальная схема. Каменноугольный период, ранняя эпоха, визейский век, окское время. Составил В. К. Голубцов
1 — пески; 2 — глины; 3 — глинистые пески и песчаные глины; 4 — алевриты; 5 — известняки; 6 — границы современного распространения отложений; 7 — изопакеты; 8 — границы литологических полей; 9 — области предполагаемого распространения отложений, впоследствии размывы; 10 — суша

фауной (брахиоподы, кораллы и др.). Мощность отложений окского подъяруса (тульский — веневский горизонты) мало изменяется и составляет 70—100 м. Тектонический режим территории Белоруссии в окское время был спокойным.

Отложения серпуховского подъяруса в Припятской впадине не обнаружены. Этому времени здесь, как и в Днепровско-Донецкой впадине (Айзенберг, 1958 г.), возможно, отвечает поднятие.

Наступление новой трансгрессии с юго-востока (из Днепровско-Донецкой впадины) наблюдается в Припятской впадине в раннем намюрское время. В это время здесь отлагались известковые и глинистые осадки с морской фауной. Их мощность колеблется от 0,5—1,0 до 40 м.

В намюрский век продолжается рост и формирование локальных структур, часть которых, как и в визейском веке, являлась островами, а часть — банками и отмелями в море. По сравнению с визейским веком рост и формирование структур в раннем намюре происходили более интенсивно.

Намюрские отложения выдержаны как по простиранию, так и по вертикали (рис. 74). Размеры площади суши в намюрский век по срав-

В конце бобринского времени территория Припятской впадины испытывала кратковременное поднятие. В тульское время сюда проникает море. Ввиду пологости рельефа и слабой его расчлененности распространение трансгрессии происходило очень медленно, в результате чего создавалась благоприятная для углеобразования обстановка, о чем свидетельствует наличие здесь 6—9 прослоев углей. В верхнетульское время на территории впадины устанавливаются устойчивые морские условия и появляется морская фауна. В алексинское, михайловское и веневское время продолжается развитие трансгрессии. На всей этой территории откладываются в нормальноморских условиях карбонатные и глинисто-карбонатные осадки с обильной

нению с визейским значительно расширились. Сушей являлась, по-видимому, вся территория Белоруссии, исключая Припятскую впадину.

Намюрский бассейн на территории впадины был открытым, мелководным, с нормальными соленостью и газовым режимом, с окислительной средой осадконакопления. Дно бассейна было каменистым (окские известняки), рельеф суши — пологий. На суше размывались турнейские и визейские породы и происходило выщелачивание окских известняков.

Верхненамюрские отложения в Припятской впадине пока неизвестны, но поздненамюрская трансгрессия, по-видимому, сюда распространялась.

Начало среднекаменноугольной эпохи ознаменовалось в Припятской впадине трансгрессией башкирского века и размывом нижележащих отложений, особенно глубоко проявившимся в пределах солянокупольных структур.

В составе башкирских отложений преобладают песчано-глинистые породы, их мощность значительно изменяется (рис. 75). Наибольшие мощности (более 100 м) отмечены на участках, приуроченных к центральным частям Шатилковской, Мозырской и Ельской депрессий. Ельская депрессия в башкирский век подразделялась Славечненско-Наровлянским субмеридиональным выступом на

Заозерную и Восточно-Выступовичскую впадины. На территории Черниговского выступа продолжала развиваться Ольшевская впадина, которая по сравнению с визейским веком значительно расширилась. На остальной территории Припятской впадины башкирские отложения имеют небольшую мощность, особенно на солянокупольных структурах, рост и формирование которых продолжались в это время. Сушей (низкой и пологой) была, по-видимому, почти вся остальная территория Белоруссии, а также острова (локальные структуры) внутри впадины.

Башкирское море было мелким, с более глубокими (до 50—100 м) участками в центральной части Припятской впадины. В периферийных районах бассейна преобладали прибрежно-морские, а местами дельтовые и аллювиальные условия осадконакопления. Воды бассейна в прибрежной зоне были, возможно, значительно опреснены, берега покрыты густыми зарослями папоротников. Теплый и влажный климат способствовал развитию значительной речной сети и образованию угольных прослоев. Для башкирских, как и московских, отложений характерна флишевидная ритмичность.

На территории Припятской и Днепровско-Донецкой впадин в башкирском веке была единая биогеографическая область, являющаяся частью общей биогеографической провинции, занимавшей всю территорию Русской платформы. Фауна здесь разнообразная (брахиоподы, кораллы, фораминиферы и др.) и обильная. Перерывы в осадконакоплении в раз-

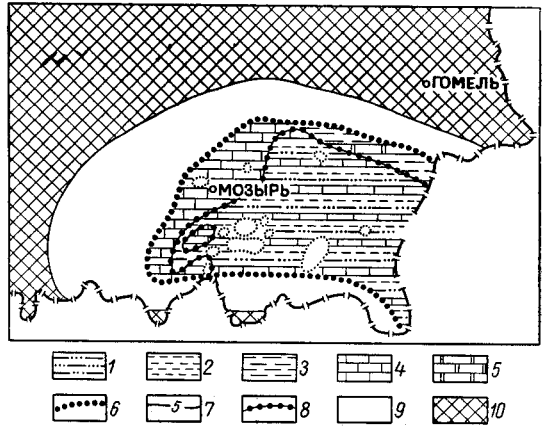


Рис. 74. Литолого-фациальная схема. Каменноугольный период, ранняя эпоха, намюрский век. Составил В. К. Голубцов

1 — пески глинистые и глины песчаные; 2 — алевриты; 3 — глины; 4 — известняки; 5 — доломиты; 6 — границы современного распространения отложений; 7 — изопакиты; 8 — границы литологических полей; 9 — области предполагаемого распространения отложений, впоследствии размывтых; 10 — суша

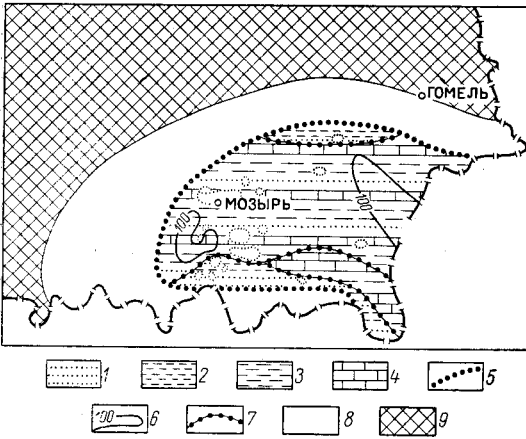


Рис. 75. Литолого-фациальная схема. Каменноугольный период, средняя эпоха, башкирский век. Составил В. К. Голубцов

1 — песок; 2 — алеврит; 3 — глина; 4 — известняк; 5 — граница современного распространения отложений; 6 — изопахиты; 7 — границы литологических полей; 8 — область предполагаемого распространения отложений, впоследствии размытых; 9 — суша

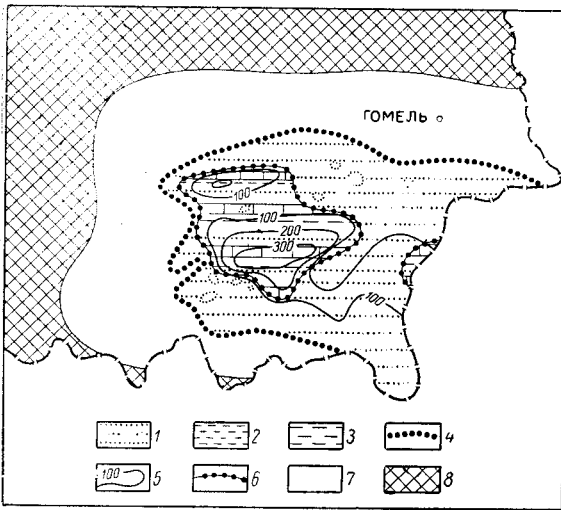


Рис. 76. Литолого-фациальная схема. Каменноугольный период, средняя эпоха, московский век. Составил В. К. Голубцов

1 — пески; 2 — алевриты; 3 — глины; 4 — границы современного распространения отложений; 5 — изопахиты; 6 — границы литологических полей; 7 — области предполагаемого распространения отложений, впоследствии размытых; 8 — суша

резе башкирских отложений Припятской впадины не установлены.

В конце башкирского века отмечается небольшая регрессия и разрез заканчивается пестроцветной песчано-глинистой толщей, осадки которой отложились в прибрежной части моря или в условиях, близких к континентальным.

В московском веке большая часть Припятской впадины была покрыта трансгрессирующим из Днепроовско-Донецкой впадины морем. Московский ярус впадины — яркий пример трансгрессивной серии осадков. Нижняя (мытвинская) его свита сложена в основном песками, средняя (гулевичская) — глинами и песками, верхняя (днепровская) — глинами и известняками.

Распределение мощностей московских отложений (рис. 76) позволяет прийти к выводу, что в это время Припятская впадина испытывала общее погружение. Даже соляные структуры, рост которых наблюдался в течение всего нижнего карбона и башкирского яруса, стали погружаться. Так, например, Наровлянский и Брагинский выступы, которые в визейско-башкирское время являлись приподнятыми участками (островами), были перекрыты московским морем. Домановичский участок, в течение намюра и башкирского века являвшийся сушей, в московский век также стал погружаться. Особенно

интенсивное погружение наблюдалось в районе пос. Василевичи и г. Мозырь — г. Хойники. Здесь в московском веке располагались Домановичско-Осташковичская (мощность московских отложений около 250 м) и Хойникско-Слободская (мощность 400 м) впадины. В районе лус. Ельска была Ельская впадина (мощность отложений до 150 м), на

Брагинском и Черниговском выступах — обширная пологая Черниговско-Олишевская впадина.

Размеры площади суши в московский век были примерно такие, как и в башкирский. Морской бассейн был мелководным, с нормальной соленостью воды и газовым режимом, с преимущественно окислительной средой осадконакопления; климат — сухим и жарким.

В верхнекаменноугольную эпоху территория Белоруссии представляла собой внутриматериковую пустынную равнину, на которую временами, возможно, проникало из Днепровско-Донецкой впадины море. В районе д. Осташковичи к верхнему карбону условно отнесена пачка (25 м) пестроцветных песчано-глинистых пород с прослоем в средней части светло-серого кавернозного доломита с фауной очень плохой сохранности (брахиоподы, криноидеи, гастроподы, мелкие трилобиты).

ПЕРМСКИЙ ПЕРИОД

Пермские отложения на территории Белоруссии по сравнению с девонскими и каменноугольными имеют менее широкое развитие. Они известны в пределах Припятской и Брестской впадин.

Нижнепермские отложения в Припятской впадине представлены сакмарским ярусом (прудковская свита) и, возможно, сакмарско-артинским (дудичская свита) (рис. 77, 78).

Прудковская свита занимает небольшую по площади осевую часть Припятской впадины (Мозырская и Копаткевичская депрессии) и представлена красно-бурыми глинистыми породами с подчиненными прослоями песчаников, алевролитов, гипсов и ангидритов.

Накопление осадков нижней (бессульфатной) подсвиты прудковской свиты происходило в условиях трансгрессии швагеринового моря из пределов Днепровско-Донецкой впадины. Нормальноморские условия этого времени сохранились здесь на очень короткий промежуток времени и вскоре в результате отшнуровывания Припятского бассейна от морского бассейна Днепровско-Донецкой впадины сменились лагунными условиями с повышенной соленостью воды. В такой обстановке шло накопление осадков сульфатной подсвиты Прудковской свиты.

Мощность прудковской свиты в Припятской впадине изменяется от 3,9 до 170,4 м и более. Наибольшие мощности приурочены к Домановичской (более 100 м), Прудковской (более 170 м) и Слободской (более 50 м) площадям. В сакмарский век возобновился рост солянокупольных структур, часть из которых представляла собой острова.

Глубина сакмарского бассейна была небольшой, особенно во второй половине века. Соленость вод вначале была, по-видимому, нор-

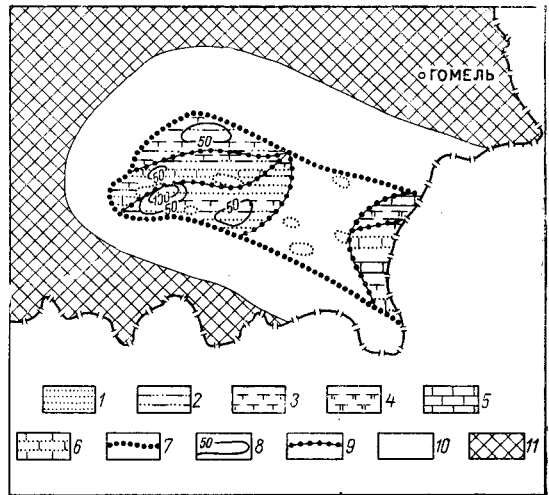


Рис. 77. Литолого-фациальная схема. Пермский период. Ранняя эпоха, время накопления осадков прудковской (черниговской) свиты. Составил В. К. Голубцов

1 — пески; 2 — пески глинистые и глины песчаные; 3 — глины известковые; 4 — глины доломитовые; 5 — известняки; 6 — пески с карбонатной примесью; 7 — граница современного распространения отложений; 8 — изопачиты; 9 — граница литологических полей; 10 — области предполагаемого распространения отложений, впоследствии размывтых; 11 — суша

мальной или слабо пониженной, позже она значительно повысилась, температура воды — выше нормальной.

В конце сакмарского — начале артинского века (время накопления осадков дудичской свиты) на территории Припятской впадины вновь распространилась с юго-востока трансгрессия опресненного моря, в котором отлагались красноцветные глинистые и песчаные осадки. Глубина бассейна была небольшой, воды пониженной солености.

Анализ мощностей дудичской свиты показывает, что в это время территория Припятской впадины испытывала общее погружение, рост структур прекратился или очень сильно замедлился. Центральные участки впадины погружались более интенсивно, чем территория Черниговского и Брагинского выступов. Климат оставался жарким.

В кунгурский, уфимский и казанский века территория Припятской впадины испытывала общий подъем и в течение этого времени здесь происходил размыв ранее отложившихся осадков.

В казанском веке отмечается трансгрессия моря из пределов Польши в Брестскую впадину. В морском заливе этого района накапливались карбонатные осадки с типично морской фауной (фораминиферы, криноидеи, кораллы и др.) (рис. 79). В татарском веке море оставило эту территорию.

Интенсивное и притом компенсированное осадконакопление, погружение Припятской впадины, отмеченное наличием мощных (до 50—100 м) галечников в основании красноцветной песчаной толщи (корневская свита), началось в татарский век. Наибольшие мощности (более 200 м) приурочены к центральным участкам Припятской впадины.

В татарский век вся территория впадины испытывала погружение, рост солянокупольных структур, по-видимому, прекратился, либо сильно замедлился.

Область суши в татарский век значительно сократилась. Татарский водный бассейн полностью перекрыл своими водами нижнепермские, каменноугольные и верхнедевонские отложения на территории Припятской впадины. Поэтому размыву подвергались породы, слагавшие сушу за пределами Припятской впадины (Украинский щит, Белорусский и Воронежский массивы, Полесская и Жлобинская седловины).

Украинский щит был в татарский век высокоприподнятой областью, с сильно расчлененным рельефом, с многочисленными реками, которые стекали в бассейн и несли много грубого обломочного материала. Белорусский массив и Жлобинская седловина представляли собой обширную низменную равнину со слабо расчлененным рельефом и немногочисленными реками. Климат в татарском веке был жарким, периоди-

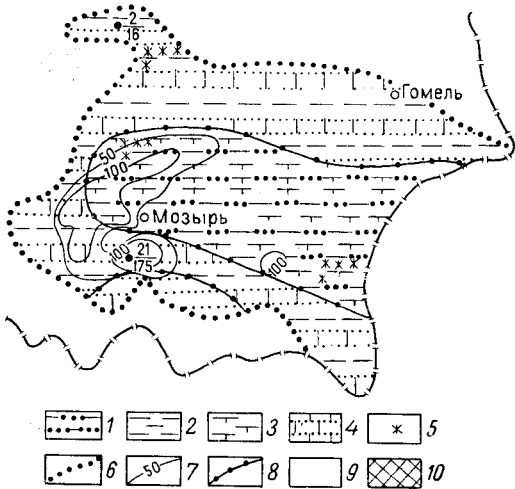


Рис. 78. Литолого-фациальная схема. Пермский период, нижняя эпоха, время накопления дудичской (пересажкой) свиты

1 — глины песчаные и пески глинистые; 2 — глины; 3 — глины известковые; 4 — пески с карбонатной примесью; 5 — красноцветность; 6 — граница современного распространения отложений; 7 — изопихты; 8 — границы литологических полей; 9 — области предполагаемого распространения отложений, впоследствии размывы; 10 — суша

чески засушливым. В конце верхнепермской эпохи, после накопления осадков корневской свиты, территория Припятской впадины испытала кратковременное поднятие.

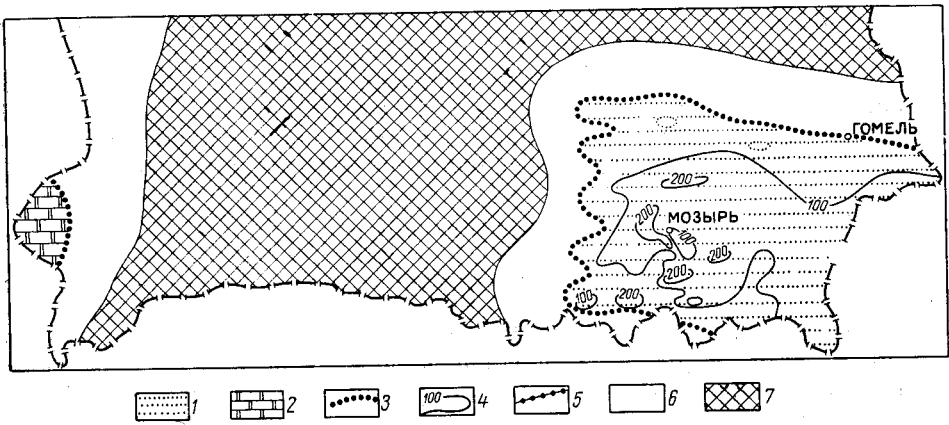


Рис. 79. Литолого-фациальная схема. Пермский период, верхняя эпоха, время накопления осадков корневской свиты в Припятской впадине и казанского яруса в Брестской впадине. Составил В. К. Голубцов

1 — пески; 2 — доломиты; 3 — граница современного распространения отложений; 4 — изопакиты; 5 — границы литологических полей; 6 — области предполагаемого распространения отложений, впоследствии размытых; 7 — суша

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРА

ТРИАСОВЫЙ ПЕРИОД

С началом триасового периода связано новое погружение территории Припятской впадины (рис. 80), в результате чего здесь сформировался пресноводно-лагунный бассейн, возникший на быстро погружав-

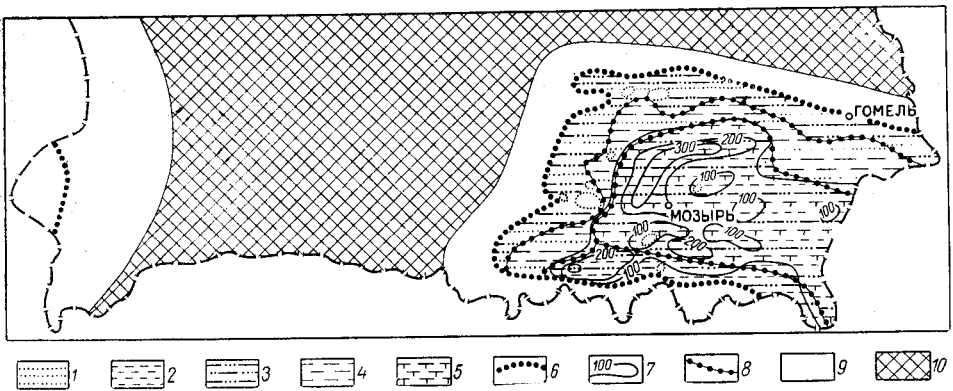


Рис. 80. Литолого-фациальная схема. Триасовый период, ранняя эпоха. Составил В. К. Голубцов

1 — пески; 2 — алевроиты; 3 — глины песчаные и пески глинистые; 4 — глины; 5 — глины известковые; 6 — граница современного распространения отложений; 7 — изопакиты; 8 — границы литологических полей; 9 — области предполагаемого распространения отложений, впоследствии размытых; 10 — суша

шейся равнине (время накопления осадков мозырской свиты). В калинковичское время началось медленное сокращение этого бассейна, которое продолжалось и в наровлянское время. Вместе с тем происходило

дальнейшее распределение вод бассейна. Одновременно пресноводнолагунный водоем в нижнетриасовую эпоху непродолжительное время существовал и в Брестской впадине (Голубцов, 1960). К началу баскунчакского времени вся территория Белоруссии превратилась в сушу, сохранявшуюся здесь вплоть до рэтского века верхнетриасовой эпохи. В рэтском веке на территории Припятской и Брестской впадин наблюдается незначительное погружение отдельных участков, в которых происходило накопление маломощных песчано-глинистых осадков. На остальной территории Белоруссии в верхнем триасе и нижней юре происходил размыв и образование каолиновой коры выветривания.

ЮРСКИЙ ПЕРИОД

В течение ранней юры и значительного отрезка среднеюрской эпохи трансгрессия, наступавшая на Восточно-Европейскую платформу со стороны Западной Европы и из Крымско-Кавказской геосинклинали, не достигла территории Белоруссии. Последняя представляла собой сушу, на которой в результате денудации сглаживался рельеф: разрушались возвышенные участки, в понижениях накапливались продукты сноса. Отложения нижней юры и нижних горизонтов средней юры на территории Белоруссии отсутствуют.

Наиболее древние юрские отложения, имеющие континентальный облик, известны в Припятской впадине (Ельская депрессия). Здесь они представлены в нижней части конгломератами, гравелитами, которые сложены галькой и гравием кварца и овручского кварцита, сцементированных глинистым цементом, в верхней — песчано-глинистыми породами, на отдельных участках обогащенными углистым веществом или растительным детритом. Мощность этих отложений доходит до 23 м. По положению в разрезе они условно отнесены к байосскому ярусу (рис. 81).

К началу батского века морская трансгрессия, распространявшаяся из Крымско-Кавказской геосинклинальной области, захватила и Днепровско-Донецкую впадину. В ее западной части образовалась опресненная лагуна, краевая часть которой простиралась и на территорию Припятской впадины. В ней накапливались тонкослоистые глинистые осадки с миллиметровыми прослоями алевритов и линзами сидерита. Западная береговая линия этого водоема проходила в пределах Припятской впадины, о чем в некоторой степени свидетельствует обогащение пород песчанистым материалом и обилие растительного детрита в краевых частях. Отсутствие фауны в батских породах Припятской и западной части Днепровско-Донецкой впадин позволяет утверждать, что эта часть водоема являлась областью биологической пустыни. Мощности батских отложений на территории Припятской впадины колеблются от нескольких метров до 96 м. Наибольшие мощности наблюдаются в пределах Ельской депрессии. Изогипсами равных мощностей среднеюрских отложений в общих чертах подчеркиваются также Шатилковская депрессия, Брагинский выступ и частично локальные структуры.

Общее погружение Восточно-Европейской платформы в начале поздней юры вызвало обширную трансгрессию с северо-востока. В начале келловейского века море покрыло восток Белоруссии в пределах южной части Оршанской и северо-восточной части Припятской впадин. В раннекелловейское время в море этого района накапливались алевритовые, глинистые, реже известковые осадки. Здесь обитали фораминиферы, аммониты и другие организмы, характерные для морских вод с нормальной соленосностью. В направлении с севера на

юг происходило обеднение фауны и уменьшение в осадке содержания карбоната кальция. Южная и западная части Припятской впадины в это время не были покрыты морем. По-видимому, это была область аккумулятивной низменной равнины, на что указывают накопившиеся здесь известковые песчано-глинистые осадки с растительными остатками.

К середине келловейского века море увеличило свои размеры. Оно затопило Припятскую впадину вплоть до северного склона Украинского

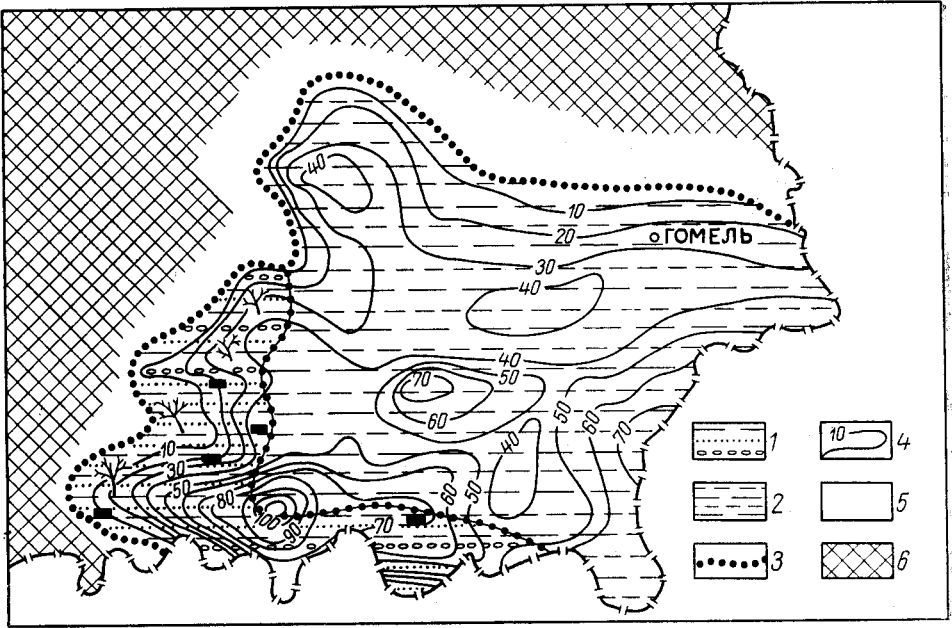


Рис. 81. Литолого-фациальная схема. Юрский период, средняя эпоха, байосский век. Составила И. В. Митянина

1 — пески и глины с растительными остатками, с грубыми зёрнами кварца; 2 — глины тонкослоистые, с прослоями алевритов; 3 — границы современного распространения отложений; 4 — изопакты; 5 — области предполагаемого распространения отложений, вследствие размывов; 6 — суша

щита. Морским бассейном была занята большая юго-восточная часть Белоруссии. В нем откладывались главным образом известковые алеврито-глинистые осадки. В позднем келловее площадь бассейна сократилась — морские известняково-мергельные отложения известны лишь в Припятской впадине.

В келловейском море обитала разнообразная фауна. Большого расцвета достигли фораминиферы, аммониты и другие беспозвоночные. Береговая линия келловейского моря проходила вдоль северной окраины Украинского щита, пересекая Припятскую впадину западнее г. Мозыря, далее она прослеживается по линии Бобруйск — Могилев. Нависность берега указывают значительное увеличение песчаного материала в породах, обеднение фауны и смена известковых фораминифер песчанистыми.

Суммарная мощность отложений келловейского яруса на юго-востоке Белоруссии увеличивается с запада на восток. Наибольшая мощность их равна 83 м. В Припятской впадине продолжался рост некоторых локальных структур, что подтверждается меньшей мощностью отложений келловей в своде структур, чем на крыльях.

Море, наступавшее на Восточно-Европейскую платформу со стороны Западной Европы, в келловейском веке перекрыло западные районы Белоруссии (Брест, Кобрин и др.). В нем накопились большой мощности (до 22 м) слабоизвестковистые песчано-глинистые осадки. В этой части моря приспособились к жизни только немногочисленные фораминиферы и мелкие тонкостенные пеллециподы.

Таким образом, в келловейском веке морской режим существовал в западных и юго-восточных районах Белоруссии. Остальная ее часть представляла собой сушу, в пониженных участках которой (в запад-

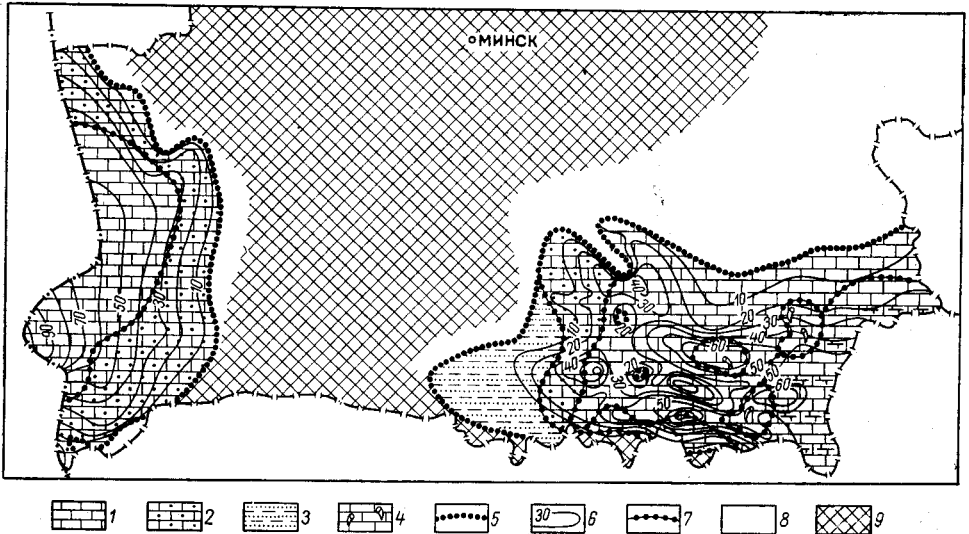


Рис. 82. Литолого-фациальная схема. Юрский период, верхняя эпоха, оксфордский век. Составила И. В. Митянина

1 — известняки; 2 — известняки песчаные; 3 — песчано-глинистые породы; 4 — известняки коралловые; 5 — границы современного распространения отложений (древний размыв); 6 — изобаты; 7 — границы литологических полей; 8 — области предполагаемого распространения отложений, впоследствии размывшихся; 9 — суша

ной части Припятской впадины) накапливались континентальные осадки.

Продолжавшееся в оксфордском веке прогибание Восточно-Европейской платформы способствовало дальнейшему развитию трансгрессии (рис. 82). Море в оксфорде на западе залило Брестскую впадину и западную часть Белорусского массива, на востоке, в Припятской впадине, оно продвинулось далее к западу. Остальная территория Белоруссии продолжала, как и прежде, оставаться сушей, на отдельных участках которой накапливались континентальные осадки, сохранившиеся в западной части Припятской впадины. Как на западе, так и на востоке Белоруссии в береговой части морских водоемов накапливались мелкодетритусовые песчано-известковые осадки. В удаленной от берега части моря происходило отложение известковых илов. В море обитало много кораллов. Отсутствие прибрежных отложений на севере Припятской впадины позволяет предполагать, что в раннеоксфордское время морской режим существовал севернее границы современного распространения нижнеоксфордских отложений.

К концу оксфордского века, по-видимому, началась регрессия моря. Некоторым указанием на это может служить отсутствие верхнеоксфордских отложений на западе и развитие только в центральной и во-

сточной частях Припятской впадины. Мощность оксфордских отложений на западе (до 100 м) и востоке (до 80 м) республики уменьшается по направлению к Белорусскому массиву. На территории Припятской впадины наблюдается изменение мощностей в пределах локальных структур, что связано с их продолжающимся ростом.

Отсутствие более молодых, чем оксфордские, отложений на территории Белоруссии позволяет предположить, что до конца юрского периода этот район представлял собой сушу.

МЕЛОВОЙ ПЕРИОД

В истории геологического развития территории Белоруссии в меловой период отмечается неоднократное развитие трансгрессий и регрессий морского бассейна, являющихся результатом колебательных движений, происходящих в это время на Восточно-Европейской платформе.

Впервые в течение мелового периода море на территории Белоруссии приходит в валанжинский век. Как видно из современного распространения валанжинских отложений (рис. 83), а также из палеографической обстановки, существовавшей в это время на Русской платформе, трансгрессия моря на территорию Белоруссии распространилась с северо-востока, из Московской синеклизы.

Валанжинский бассейн, по-видимому, занимал лишь восточную часть республики, вся остальная обширная территория являлась в это время областью размыва, сложенной породами различных геологических систем. Сейчас на большей части площади, ранее занятой морем и представлявшей собой, по всей вероятности, окраинную прибрежную зону обширного открытого морского бассейна, отложения валанжина отсутствуют, вероятно в результате размыва их в более позднее нижнемеловое время, и современное распространение отложений валанжинского бассейна ограничивается небольшой площадью, расположенной на юго-востоке Белоруссии.

Характер осадков (глауконито-кварцевые пески, алевроиты, песчаные глины), наличие в них глауконита, фосфоритов и фауны указывает на накопление их в мелководных морских условиях. Подтверждают такое предположение также небольшие мощности отложений валанжина (от 1,2 до 16,8 м), а также характер и состав органических остатков.

В Припятской впадине на осадконакоплении сказались широко развитые здесь локальные положительные структуры. Так, на целом ряде структур валанжинские отложения в настоящее время отсутствуют. На тех структурах, где они развиты, мощности их очень незначительны.

Современное распространение готерив-барремских отложений и их литологический состав (рис. 84) показывают, что в готерив-барремское время продолжается начавшееся в валанжинский век опускание юго-востока Белоруссии и расширение площади морского бассейна. Судя по характеру отложений и их мощностям, опускание это было незначительным. Море, несколько более глубокое, чем в валанжине, по-прежнему остается мелководным. В нем отлагаются песчано-глинистые осадки, в значительной степени гумусированные, с включением обуглившихся растительных остатков, а иногда и кусков обуглившейся древесины, с пиритом и марказитом. В ряде мест в отложениях готерив-баррема отмечаются включения железистых оолитов и почти повсеместно встречаются прослойки и гнезда железистых песчаников и сидерита. Все это свидетельствует о близости берега, примыкавшего к готерив-барремскому бассейну с запада, представлявшего собой, вероятно, низменную рав-

нину, увлажненную и густо поросшую пышной растительностью, указывающей на существование теплого и влажного климата в это время.

В аптский век море, вероятно, сократило свои размеры. Оно покрывало лишь небольшую юго-восточную часть Белоруссии. Песчано-глинистые осадки, отлагавшиеся в нем, и небольшая мощность их, указывают на его мелководный, местами прибрежный характер. Бассейн этот

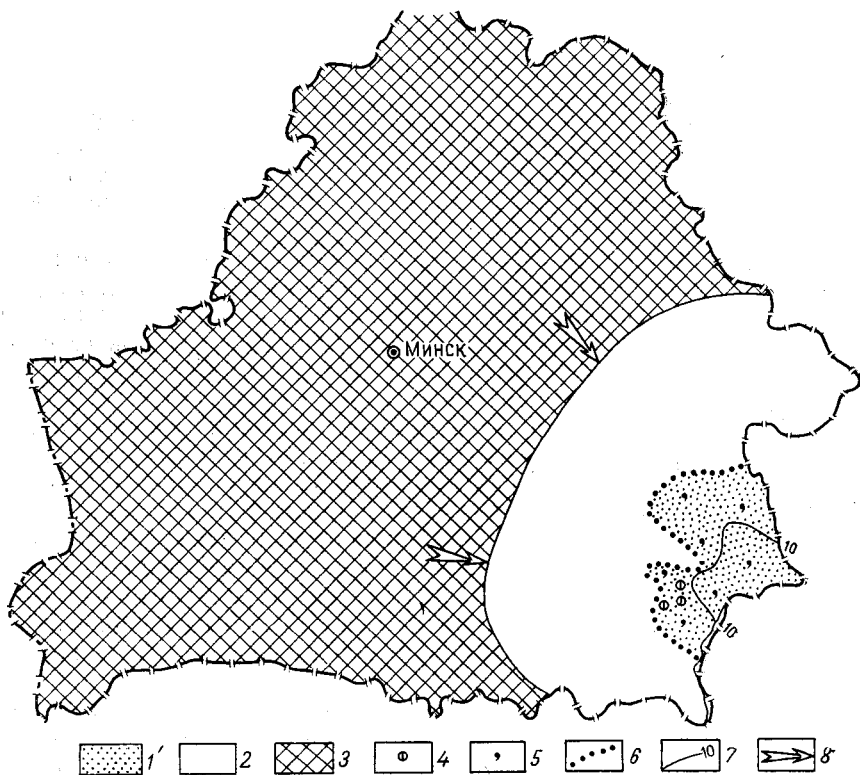


Рис. 83. Литолого-палеогеографическая схема. Нижнемеловая эпоха. Валанжинский век. Составила В. С. Акимец

1 — мелководные песчаные отложения; 2 — область предполагаемого распространения мелководных и прибрежных отложений валанжина, впоследствии размывых; 3 — область размыва; 4 — фосфорит; 5 — глауконит; 6 — граница древних размывов; 7 — линии равных мощностей; 8 — главные направления сноса обломочного материала

был открыт в юго-восточном направлении, в сторону Днепровско-Донецкой впадины.

В последующее аптское время (возможно оно будет соответствовать второй половине аптского века) море регрессирует с юго-востока Белоруссии в пределы Днепровско-Донецкой впадины, и на территории Белоруссии устанавливаются длительные континентальные условия. В юго-восточной ее части, на площади, расположенной к югу от Гомеля и Речицы и к востоку и юго-востоку от г. Мозыря, в это время существует довольно крупный озерный бассейн, в котором отлагаются каолиновые глины. В настоящее время на части этой площади, расположенной части Припятской впадины) накапливались континентальные ней, аптские отложения отсутствуют (рис. 85). По-видимому, они здесь размывы в послепаптское время в результате роста указанных структур. К западу же от этих структур, в виде островка, вероятно, в какой-то

локальной депрессии, сохранились континентальные аптские отложения довольно большой мощности.

В юго-восточном направлении озерный бассейн был открыт в сторону Днепровско-Донецкой впадины, где развиты аналогичные континентальные отложения.

Так как морские аптские отложения не во всех разрезах удается отделить от континентальных, на прилагаемой литолого-фациальной

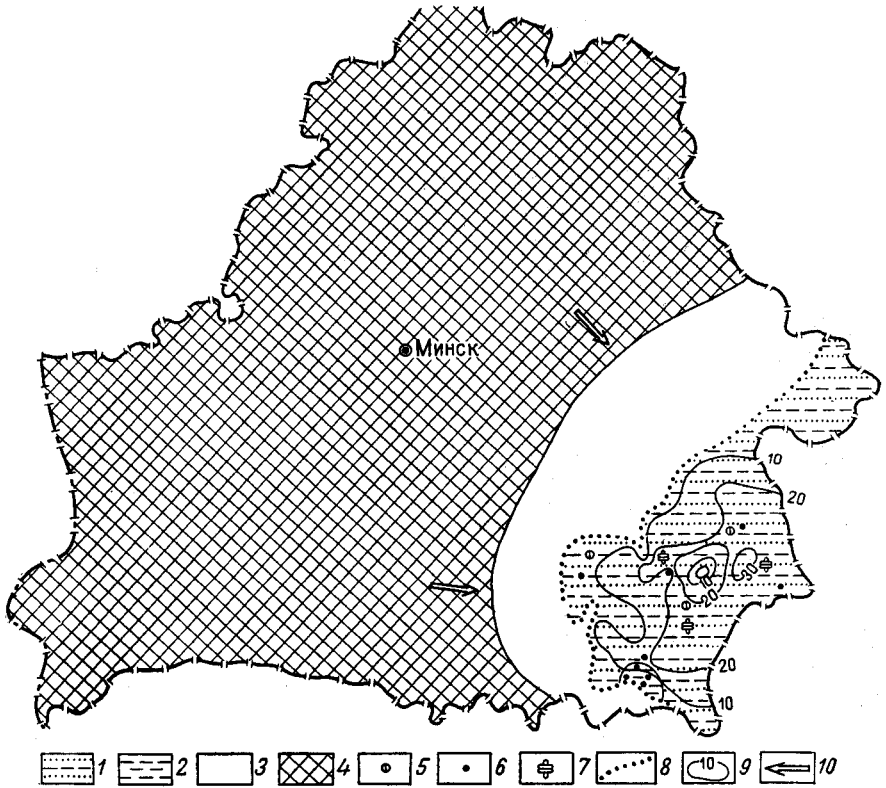


Рис. 84. Литолого-палеогеографическая схема Белоруссии. Нижнемеловая эпоха. Готеривский и барремский века. Составила В. С. Акимец

1 — мелководные песчано-глинистые отложения; 2 — гравелиты; 3 — область предполагаемого распространения мелководных и прибрежных отложений готерив-баррема, размывов впоследствии; 4 — область размыва; 5 — фосфорит; 6 — оолиты железистые; 7 — фораминиферы; 8 — граница древних размывов; 9 — линии равных мощностей; 10 — главные направления сноса обломочного материала

карте эти отложения показаны в виде единой толщи, образованной при чередовании морских и континентальных условий.

Площадь современного распространения аптских отложений невелика и ограничивается крайним юго-востоком республики.

Мощности их изменяются от 2,5 до 42 м и равномерно увеличиваются в юго-восточном направлении. Минимальные мощности отмечаются в сводовых и присводовых частях некоторых локальных структур, которые влияли на осадконакопление аптских отложений.

Предполагается, что в прошлом аптские отложения занимали более значительную площадь, чем ныне. На большей части этой площади они, по-видимому, представляли собой континентальные образования, которые были размывы впоследствии в альб-сеноманское время.

Альбские отложения на территории Белоруссии фаунистически пока не доказаны. Предположительно можно считать, что до конца альбского века она представляла собой сушу. И только к концу альба, в результате опускания Русской платформы, начавшегося в середине альба (Архангельский, 1934), трансгрессия моря распространилась и в пределы Белоруссии, захватив только ее крайние западную и восточную

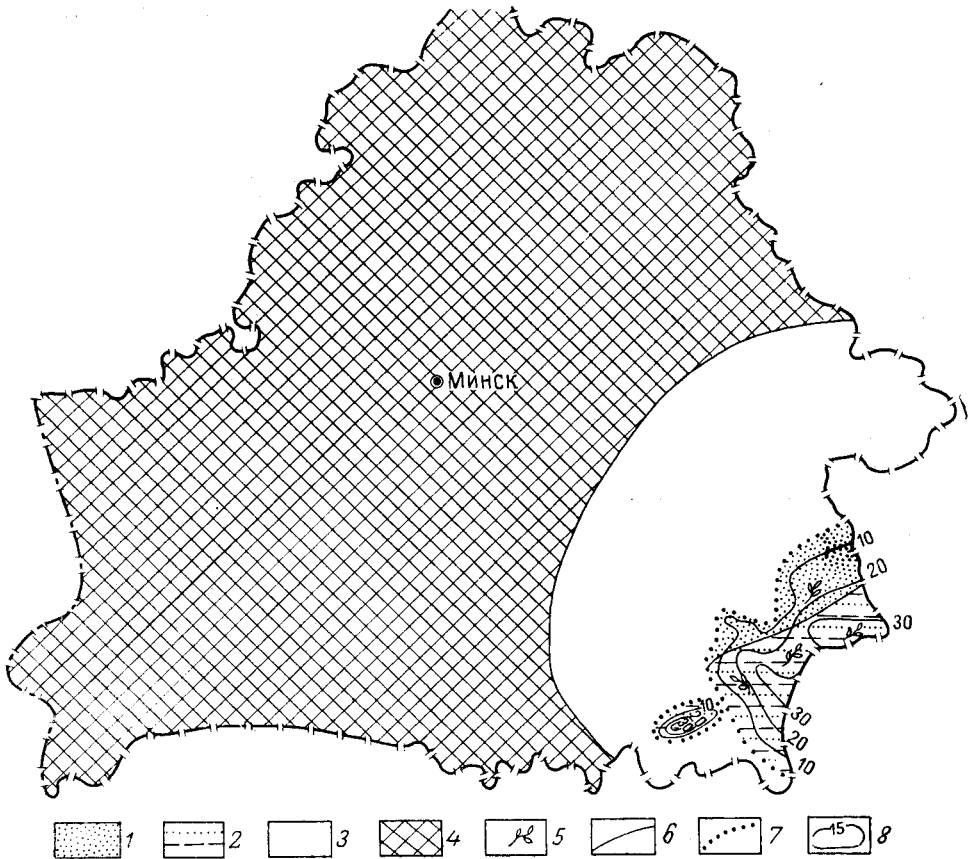


Рис. 85. Литолого-палеогеографическая схема. Нижнемеловая эпоха. Аптский век. Составила В. С. Акимец

Мелководные морские и озерно-континентальные отложения:

1 — пески; 2 — песчано-глинистые отложения; 3 — область предполагаемого распространения мелководных и прибрежных морских и континентальных аптских отложений, впоследствии размытых; 4 — область размыва; 5 — растительные остатки; 6 — границы распространения литологических комплексов; 7 — границы древних размывов; 8 — линии равных мощностей

части. Центральная часть Белоруссии, наиболее вероятно, продолжала оставаться сухой.

В настоящее время по аналогии со смежными территориями наличие альбских отложений предположительно можно ожидать в северо-западной части Белорусского массива, на ограниченной площади в Брестской впадине, в крайней юго-восточной части Припятской впадины, на юго-западном склоне Воронежского кристаллического массива и частично, возможно, в крайней восточной части Оршанской впадины, где к ним, вероятно, будут относиться низы литологически однообразной глауконито-кварцевой толщи нижнего сеномана.

В сеноманский век продолжается дальнейшее опускание Русской платформы, в результате чего большая (южная) часть территории Бе-

лоруссии погружается под уровень моря (рис. 86). В начале сеноманского века на западе и востоке Белорусской ССР отлагаются мелкозернистые глауконито-кварцевые пески с конкрециями фосфоритов, а в центральной части разно- и грубозернистые пески с гравием, гравий и галечник. В наиболее приподнятой части Белорусского массива и Полесской седловины песчаная толща сеномана в настоящее время вооб-

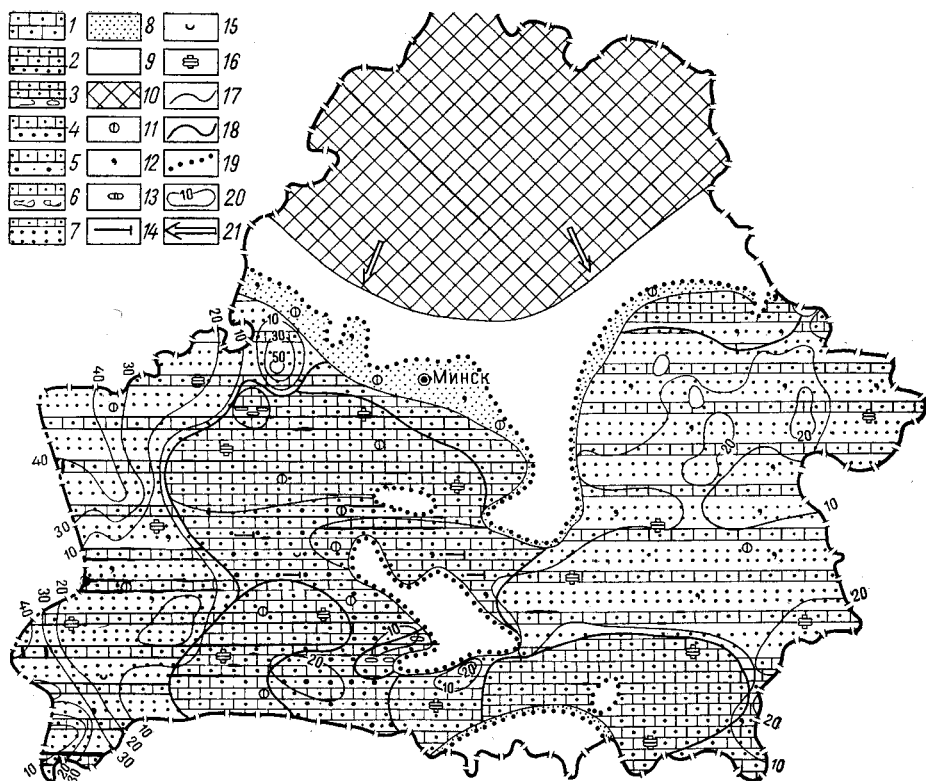


Рис. 86. Литолого-палеогеографическая схема. Верхнемеловая эпоха. Сеноманский век. Составила В. С. Акимец

Отложения мелкой и более глубокой части шельфа: 1 — мел песчаный, 2 — в основании мелкозернистые кварцево-глауконитовые пески, выше песчаный мел, последний в разрезе преобладает, 3 — в основании галка и гравий, выше песчаный мел, последний в разрезе преобладает, 4 — в основании мелкозернистые кварцево-глауконитовые пески, выше песчаный мел, количество обоих в разрезе примерно равно, 5 — в основании разнозернистые пески, выше песчаный мел, количество обоих в разрезе примерно равно, 6 — в основании гравий, выше песчаный мел, количество обоих в разрезе примерно равно, 7 — в основании мелкозернистые кварцево-глауконитовые пески, выше песчаный мел, первые в разрезе преобладают, 8 — пески мелкозернистые, кварцево-глауконитовые, 9 — область предполагаемого распространения прибрежных сеноманских отложений, вследствие размытых; 10 — область размыта; 11 — фосфорит; 12 — глауконит; 13 — кремневые конкреции; 14 — карбонатность; 15 — морская фауна; 16 — фораминиферы; границы: 17 — распространения литологических комплексов, 18 — молодых и четвертичных размытов (контур современного распространения), 19 — древних размытов; 20 — линия равных мощностей; 21 — главные направления сноса обломочного материала

ще отсутствует. Эти данные, а также характер распределения мощностей указывают на то, что восточная и западная части Белоруссии прогибались более интенсивно и представляли собой относительно более глубокие участки в целом мелководного моря, чем центральная; последняя была в это время, по-видимому, относительно приподнятой. Отсутствие песчаной толщи наблюдается также и в южной части Припятской впадины, где оно вызвано ростом широко развитых здесь локальных структур.

Во второй половине сеноманского века происходит дальнейшее погружение территории Белоруссии и углубление морского бассейна. В виде подводных, а возможно, и надводных островков остаются только Бобовнянский и Михашевичский выступы кристаллического фундамента, северный склон Украинского кристаллического массива и отдельные локальные структуры в юго-восточной части Припятской впадины (За-

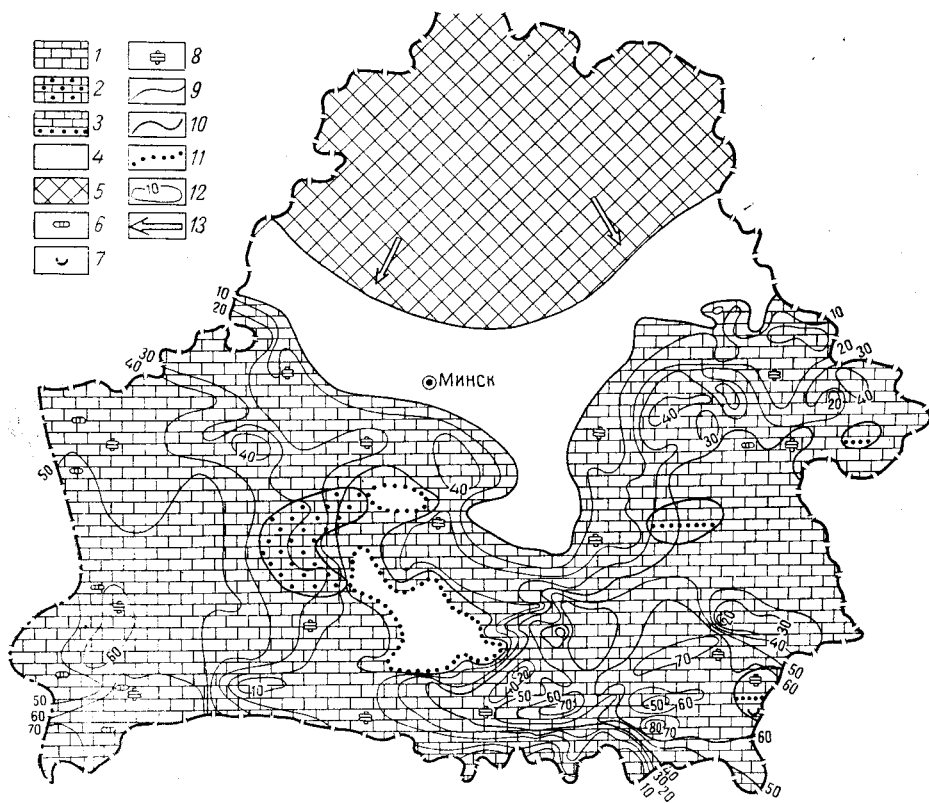


Рис. 87. Литолого-палеогеографическая схема. Верхнемеловая эпоха. Туронский век. Составила В. С. Акимец

Отложения более глубокой части шельфа: 1 — мел и мелоподобные мергели с примесью терригенного материала, 2 — мел и мелоподобные мергели с примесью терригенного материала, 3 — мел и мелоподобные мергели с прослойками песка, первые в разрезе преобладают; 4 — область предполагаемого распространения отложений мелкой части шельфа и прибрежных отложений, размытых впоследствии; 5 — область размыва; 6 — кремневые конкреции; 7 — морская фауна; 8 — фораминиферы; границы: 9 — распространения литологических комплексов, 10 — молодых и четвертичных размывов (контуры современного распространения), 11 — древних размывов; 12 — линии равных мощностей; 13 — главные направления сноса обломочного материала

озерная). На смену терригенным песчаным образованиям сеномана приходят более глубоководные карбонатные осадки, содержащие примесь терригенного материала — сильноизвестковистые пески и песчаники и песчаный мел.

В туронский век продолжается углубление дна моря. Это видно как из литологического состава туронских отложений (мел и мелоподобные мергели), так и из анализа мощностей (рис. 87). Туронское море покрывало в основном ту же часть Белоруссии, что и сеноманское. Как и в сеноманский век, более интенсивно прогибаются западная и восточная части Белоруссии. Центральная ее часть продолжает оставаться относительно приподнятой, и здесь накапливаются более мелководные осадки, чем в прилегающих к ней областях, представленные

мергельно-меловыми породами, в большей или меньшей степени опесчаненными, с включением фосфоритовых конкреций и кремневых обломков. В Припятской впадине наблюдается рост отдельных локальных структур (Копаткевичской, Петриковской, Прудковской, Заозерной и др.), в пределах которых в настоящее время мощности турона очень сокращенные, а более молодые отложения верхнего мела и вообще отсутствуют.

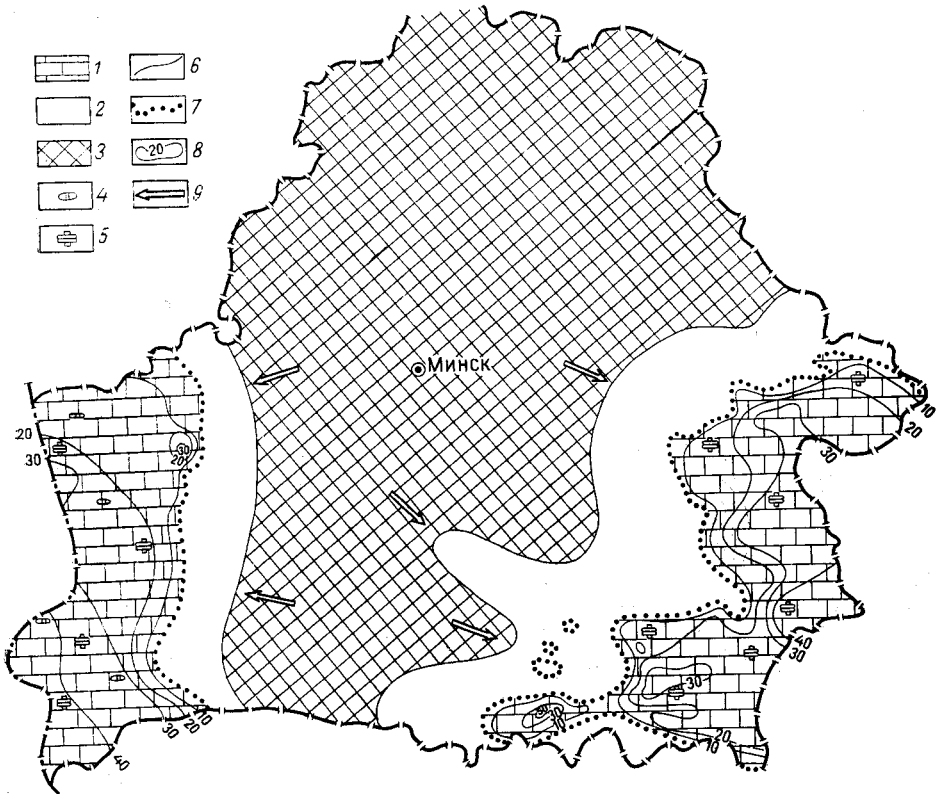


Рис. 88. Литолого-палеогеографическая схема. Верхнемеловая эпоха. Коньякский век. Составила В. С. Акимец

1 — отложения более глубокой части шельфа — мел и мелоподобные мергели; 2 — область предполагаемого распространения отложений мелкой части шельфа и прибрежных отложений, смытых впоследствии; 3 — область размыва; 4 — кремневые конкреции; 5 — фораминиферы; 6 — границы молодых и четвертичных размывов; 7 — границы древних размывов; 8 — линии равных мощностей; 9 — главные направления сноса обломочного материала

Регрессия верхнемелового моря, происходящая на Восточно-Европейской платформе в коньякский век (Соболевская, 1951 г.), сказывается и на территории Белоруссии. Она приводит к тому, что наиболее приподнятые части Белорусского массива и Полесской седловины, составляющие центральную часть Белоруссии и являющиеся относительно приподнятыми уже в течение сеноманского и туронского веков, вероятно, выходят из-под уровня моря и разобщают единый морской бассейн на два самостоятельных, расположенных в ее западной и восточной частях (рис. 88). По условиям осадконакопления эти бассейны заметно ничем не отличаются от туронского, так как литологический состав коньякских и туронских отложений очень близок.

Предантонские поднятия, охватившие огромные пространства Восточно-Европейской платформы, по-видимому, еще более приподняли

центральную часть Белоруссии, которая, по всей вероятности, до конца верхнемеловой эпохи продолжала оставаться сушей, с которой происходил снос материала в прилегающие к ней с востока и запада морские бассейны.

Сантонская трансгрессия, вызванная новым общим погружением платформы, захватила только восточную и западную части Белорус-

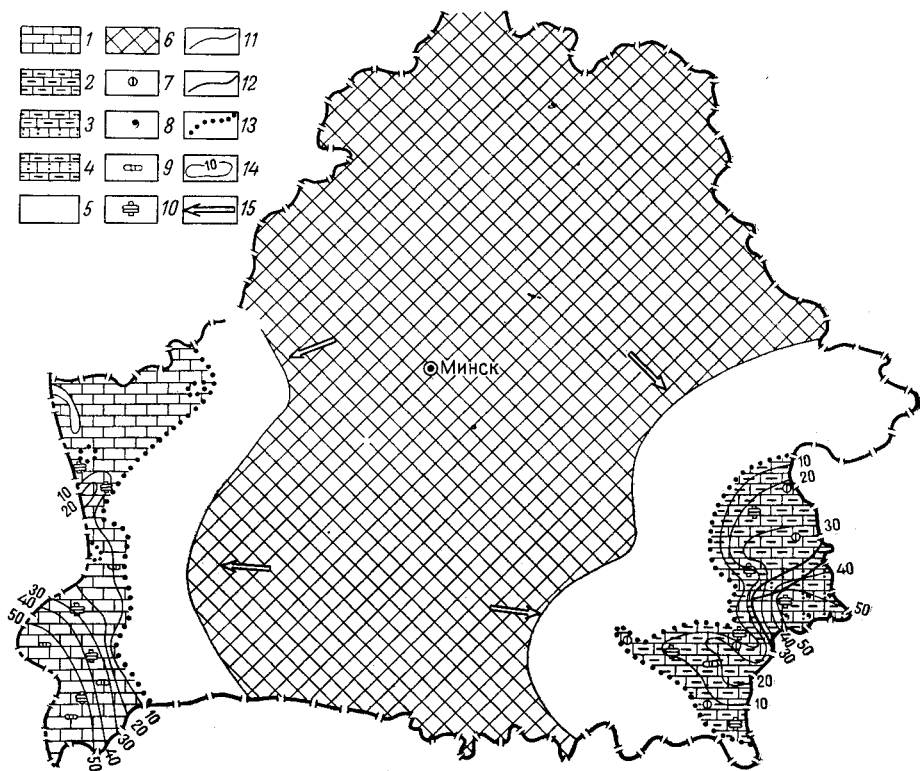


Рис. 89. Литолого-палеогеографическая схема. Верхнемеловая эпоха. Сантонский век. Составила В. С. Акимец

Отложения более глубокой части шельфа: 1 — мел и мелоподобные мергели, 2 — мергели, 3 — в основании мергели, выше алевролиты кварцево-глауконитовые, известковистые, первые в разрезе преобладают, 4 — в основании мергели, выше алевролиты кварцево-глауконитовые, известковистые, количество обонх в разрезе примерно равно; 5 — область предполагаемого распространения отложений мелкой части шельфа и прибрежных отложений; 6 — область размыва; 7 — фосфорит; 8 — глауконит; 9 — кремневые конкреции; 10 — фораминиферы; 11 — границы распространения литологических комплексов; 12 — границы молодых и четвертичных размывов; 13 — границы древних размывов; 14 — линии равных мощностей, 15 — главные направления сноса обломочного материала

сии. Площадь современного распространения сантонских отложений меньше, чем площадь распространения коньякских (рис. 89). Это связано, по-видимому, с размывом их в конце сантонского века, вызванным новыми позднесантонскими движениями. В результате этих движений и связанных с ними поднятий на востоке и северо-западе Белоруссии оказались размывами отложения верхнего, местами и нижнего сантона и даже верхов коньяка, а иногда и всего коньяка. И только на юго-западе, в области Брестской впадины, продолжался непрерывный процесс осадконакопления.

Сантонский бассейн на востоке республики был более мелководным, чем на западе. В нем отлагались мергели, а к юго-востоку от Гомеля, кроме того, и алевролиты и пески глауконито-кварцевые, известковистые. В сантонском бассейне запада накапливался белый мел.

В кампанский век восток и северо-запад Белоруссии вновь испытывают погружение, в юго-западной же ее части продолжается дальнейшее углубление морского бассейна (рис. 90). На западе, в районе пос. Свислочи, кампанские отложения отсутствуют, что, вероятно, вызвано наличием здесь в кампанский век локального поднятия, погрузившегося под уровень моря только в маастрихтский век. В целом ряде разрезов

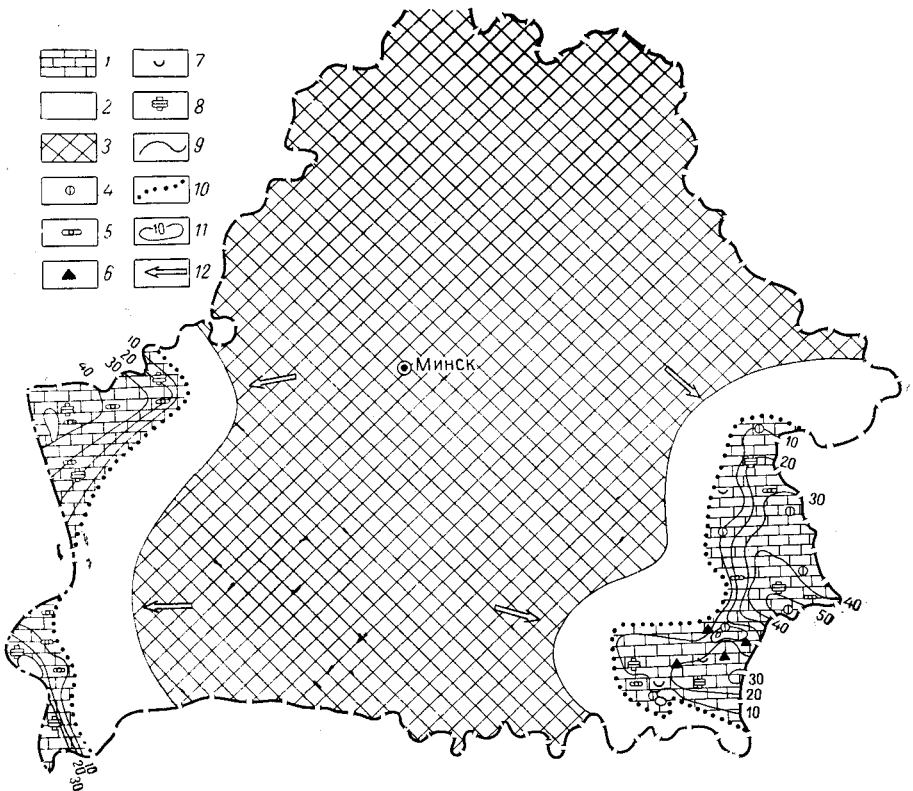


Рис. 90. Литолого-палеогеографическая схема. Верхнемеловая эпоха. Кампанский век. Составила В. С. Акимец

1 — отложения более глубокой части шельфа — мел и мелоподобные мергели; 2 — область предполагаемого распространения отложений мелкой части шельфа и прибрежных отложений; 3 — область размыва; 4 — фосфорит; 5 — кремневые конкреции; 6 — кремнистость; 7 — морская фауна; 8 — фораминиферы; границы: 9 — молодых и четвертичных размывов, 10 — древних размывов; 11 — линии равных мощностей; 12 — главные направления сноса обломочного материала

на северо-западе Белоруссии отмечается отсутствие отложений нижнего кампана и верхнекампанские отложения трансгрессивно залегают преимущественно на отложениях коньяка. По-видимому, это обусловлено также тектоническими причинами. На трансгрессивный характер кампанского морского бассейна на востоке республики указывает наличие здесь в основании кампанского чистого мела горизонта мела в различной степени опесчаненного, с включением фосфоритовых стяжений, залегающего непосредственно на отложениях нижнего сантона либо коньяка. Литологический состав верхней части кампанских отложений, представленных чистым белым мелом, свидетельствует о продолжающемся углублении дна моря в течение всего кампанского века и о накоплении осадков кампана в более глубоководных, чем в сантонском море, условиях.

В маастрихтский век происходит регрессия морских бассейнов, занимающих, очевидно, незначительные площади в восточной и западной частях Белоруссии (рис. 91). На юго-западе, в области Брестской впадины, маастрихтские отложения в настоящее время почти полностью отсутствуют, если не считать крайнего юго-западного угла, где наличие их допускается предположительно по аналогии со смежной территорией. Морской бассейн здесь занимал, вероятно, небольшую западную часть

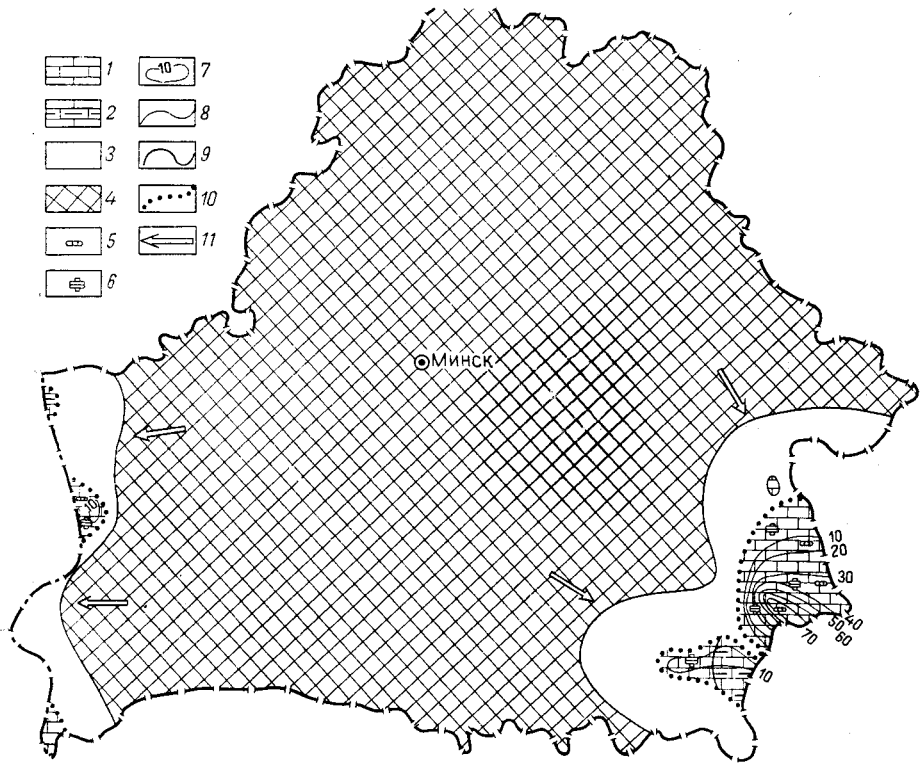


Рис. 91. Литолого-палеогеографическая схема. Верхнемеловая эпоха. Маастрихтский век. Составила В. С. Акимец

Отложения более глубокой части шельфа; 1 — мел и мелоподобные мергели, 2 — в основании мел или мелоподобные мергели, выше мергели, количество которых в разрезе изменяется; 3 — область предполагаемого распространения отложений мелкой части шельфа и прибрежных отложений; 4 — область размыва; 5 — кремневые конкреции; 6 — фораминиферы; 7 — линии равных мощностей; 8 — границы распространения литологических комплексов; 9 — границы молодых и четвертичных размывов; 10 — границы древних размывов; 11 — главные направления сноса обломочного материала

Брестской впадины, и мелководные прибрежные осадки его были размывы в последующее время. Небольшую площадь занимал маастрихтский бассейн, по-видимому, и в северо-западной части Белоруссии. Сейчас на большей части этой площади маастрихтские отложения также размывы и сохранились лишь в виде отдельных небольших островков.

Накопление осадков в маастрихтских бассейнах востока и запада республики происходило в очень близких условиях. Бассейны эти характеризуются более мелководными в сравнении с кампанскими условиями. В них отлагался более глинистый мел, мелоподобные мергели или слабopесчанистые, слегка слюдястые мергели, сменившиеся в более позднее маастрихтское время песчанистыми алевролитами с конкрециями фосфоритов.

В конце маастрихтского века море совершенно ушло с территории Белоруссии, и в течение датского времени, а также на значительной части территории республики в палеоцене, здесь существуют длительные континентальные условия, в течение которых происходит выветривание и размыв ранее отложившихся осадков верхнего мела. К этому времени частично относится, вероятно, и образование коры выветривания меловых пород — элювия мела, представленного глиной темно-серой и черной, с гнездами мела и включением фосфоритовых конкреций и кремня. В это же время происходит также формирование некоторых древних эрозионных речных долин, в пределах которых верхнемеловые отложения были в большей или меньшей степени размывы.

КАИНОЗОЙСКАЯ ЭРА

ПАЛЕОГЕНОВЫЙ И НЕОГЕНОВЫЙ ПЕРИОДЫ

К концу позднемеловой эпохи вся территория Белоруссии была слабо приподнятой сушей. В палеоцене (рис. 92), видимо, произошло незначительное опускание самой юго-восточной части Белоруссии, и воды

вторглись в ее пределы со стороны Днепровско-Донецкой впадины. В настоящее время к югу от городов Гомеля и Речицы вскрыты серые, темно-серые, местами светло-серые опоковидные глины и алевролиты с тонкими прослоями серого песка и темно-серых глин, залегающих на породах верхнего мела. В темно-серых глинах были обнаружены своеобразные спорово-пыльцевые комплексы с обилием пыльцы древних покрытосеменных растений, характерной для палеоцена Западной Европы, Казахстана, Западной Сибири. Эти опоковидные глинистые осадки, вероятно, накопились в мелководных водоемах лагунного типа. Их мощность возрастает к югу от 2—5 м в районе Гомеля до 40 м к югу от пос. Брагина.

Литологические особенности и мощность отложений свидетельствуют о том, что опускание названной территории было незначительным, а окружающая морская залив суша была слабо приподнята над уровнем моря. Переслаивание песка и глины может служить указанием на то, что глубины морского залива часто изменялись.

В раннем эоцене (рис. 93) море расширилось и покрыло почти всю Припятскую впадину, оно несколько углубилось, что привело к накоплению зелено-серых, мелкозернистых, глауконито-кварцевых песков мощностью 10—20 м. Возраст песков определен на основании изучения обнаруженных в них спор и пыльцы. Эти пески залегают на палеоценовых опоковидных глинах и перекрыты породами среднего эоцена. Об-

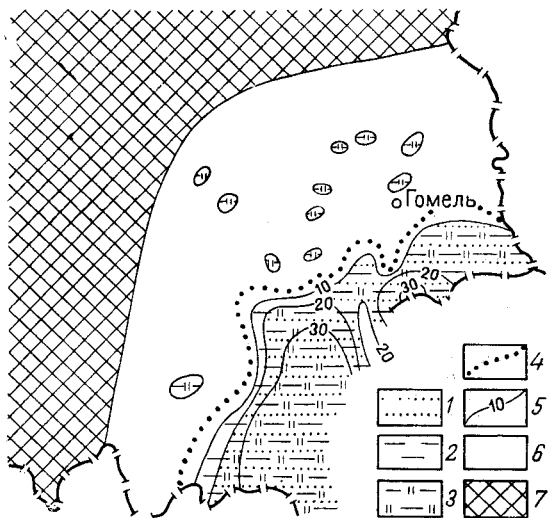


Рис. 92. Литолого-фациальная схема. Палеогеновый период, палеоцен, время накопления осадков сумской свиты. Составил С. С. Маныкин

1 — пески; 2 — глины; 3 — опоковидные алевролиты с прослоями глин и песка; 4 — граница современного распространения отложений; 5 — изопохиты; 6 — области предполагаемого распространения отложений, впоследствии размывы; 7 — суша

щая площадь распространения морского бассейна в момент образования песков, видимо, сильно увеличилась по сравнению с палеоценовым морем. Терригенного материала поступало немного, имелись условия для медленного подводного выветривания полевых шпатов и образования глауконита.

В среднем эоцене (рис. 94) морская трансгрессия захватила, очевидно, всю Припятскую впадину. Временами, вероятно, море заходило и на пониженные участки Полесской седловины. На территории Брестской впадины и на склонах Белорусского массива следов среднеэоценовой трансгрессии не обнаружено. Даже на территории Припят-

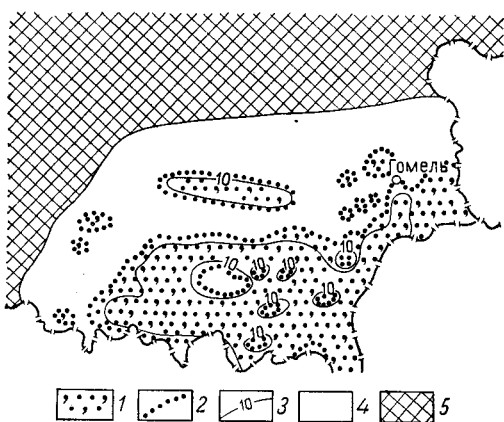


Рис. 93. Литолого-фациальная схема. Палеогеновый период, ранний эоцен, время накопления каневской свиты. Составил С. С. Манькин

1 — пески глауконитово-кварцевые; 2 — граница современного распространения отложений; 3 — изопахиты; 4 — области предполагаемого распространения отложений, впоследствии размытых; 5 — суша

ской впадины среднеэоценовое (бучакское) море было неглубоким, и в это время здесь отлагались разнозернистые кварцевые пески с редкими зернами глауконита. Отложения бучакской свиты в Белоруссии имеют сплошное распространение только в юго-восточной части Припятской впадины, хотя местами и здесь они отсутствуют на некоторых солянокупольных структурах. Мощность отложений бучакской свиты 10—20 м, максимальная на юго-западе, восточнее пос. Лельчицы. На остальной части Припятской впадины, а изредка и на Полесской седловине породы бучакской свиты встречаются в виде отдельных небольших островков, уцелевших от размыва благодаря тому, что залегают в понижениях кровли верхнего мела. Наличие глауконита в породах бучакской свиты, а в подошве — мелких галек фосфорита, свидетельствует о том, что море было неглубокое, а его воды были теплыми и осадки формировались в слабощелочной и нейтральной среде, при слабоокислительной величине рН. Поступление терригенного материала с суши было незначительным, так как суша, омываемая морем, невысоко приподнялась над его уровнем. В конце среднего эоцена бучакское море в Припятской впадине значительно обмелело: в кровле бучакской свиты часто встречаются светло-серые, крупнозернистые, кварцевые пески почти без примеси глауконита.

В позднем эоцене (рис. 95) широкая морская трансгрессия затопила большую, южную, часть территории Белоруссии, примерно до широты г. Минска. Через юг Белоруссии впервые в палеогене соединились воды Днепровско-Донецкой впадины с водами моря, покрывшего север Западной Европы. И теплое морское течение направилось через юг Белоруссии на запад. В это время здесь формировались осадки в слабощелочной или нейтральной среде при слабоокислительной величине рН. На большей части Припятской впадины, на Полесской седловине, в Брестской впадине и на Белорусско-Литовском массиве накапливались мелко- и тонкозернистые, алевритовые, часто слабоглинистые, глауконито-кварцевые пески, в подошве которых постоянно встречается галька фосфоритов. В самой южной и юго-восточной частях Припятской впадины, в районе Шатилковской депрессии и на северо-

восточном склоне Белорусско-Литовского массива в это время отлагались карбонатные и некарбонатные алевриты, часто с примесью тонкозернистого, глауконито-кварцевого песка, местами глинисто-карбонатные (с примесью песка) и глинистые осадки. В северо-восточной и в северной частях позднеэоценового (киевского) морского бассейна, в прибрежных его частях, в районе городов Мстиславля и Кричева отлагались хорошо отсортированные, светло-серые, мелкозернистые, кварцевые пески. Эти прибрежные морские осадки, имевшие небольшую мощность, впоследствии оказались почти полностью размыты, уцелели лишь

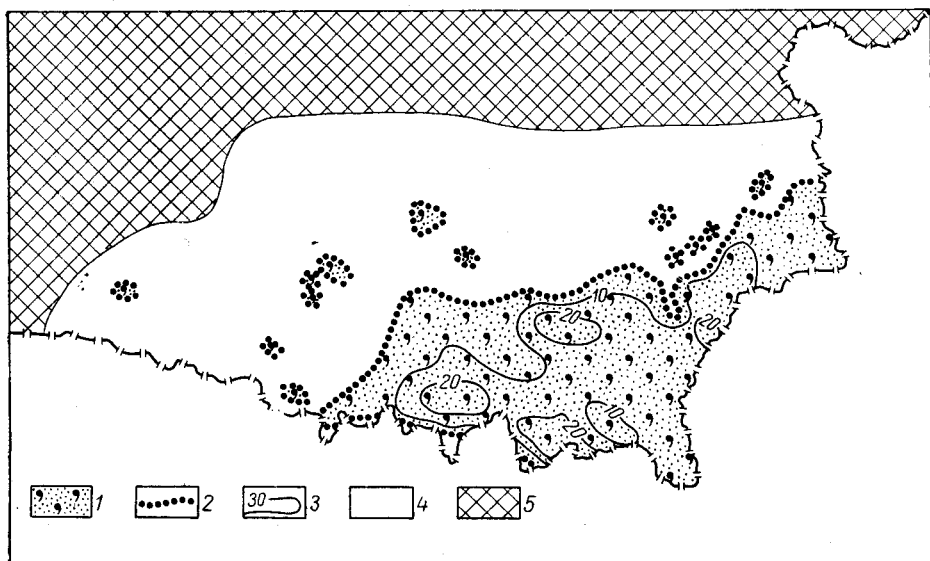


Рис. 94. Литолого-фациальная схема. Палеогеновый период, средний эоцен, время накопления осадков бучачской свиты. Составил С. С. Манькин

1 — пески разнородные кварцевые с зернами глауконита; 2 — граница современного распространения отложений; 3 — изопахиты; 4 — области предполагаемого распространения отложений, впоследствии размытых; 5 — суша

местами в карманообразных углублениях кровли мела. На большей части Припятской впадины мощность осадков киевской свиты составляет 30, иногда 40 м, на всей остальной площади 10—20 м. Киевское море было в основном неглубоким, омываемая им суша незначительно приподнята над его уровнем и поставляла небольшое количество мелкого кластического материала. В конце позднего эоцена киевское море сильно обмелело, и в это время на всей его территории за пределами Припятской впадины образовался слой (до 1 м) светло-серых разнородных кварцевых песков с примесью глауконита.

В раннем олигоцене (рис. 96) новая морская трансгрессия захватила обширные пространства юга Белоруссии, хотя она в общем была менее значительной, чем позднеэоценовая. Судить о границах распространения раннеолигоценового (харьковского) моря в Белоруссии трудно, так как его осадки подверглись сильному размыву в неогеновое и четвертичное время. Отложения харьковской свиты сохранились почти повсеместно в Припятской впадине, частично на Полесской седловине и в Брестской впадине. Через Полесье воды моря Днепровско-Донецкой впадины соединялись с водами морей Западной Европы. Мощность отложений харьковской свиты в Припятской впадине составляет в среднем 20—30 м, а на Полесской седловине и в Брестской

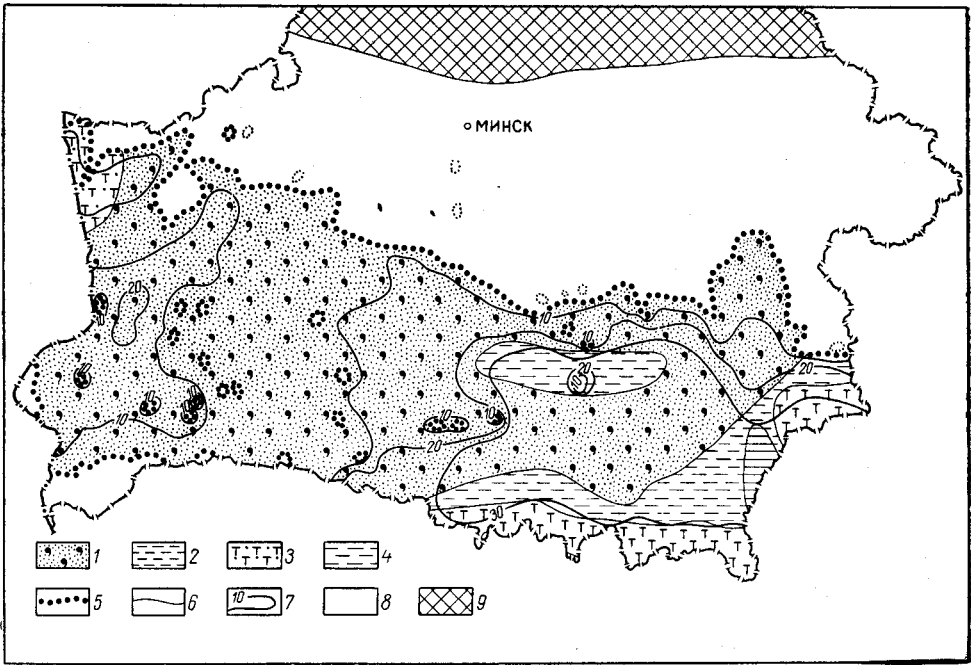


Рис. 95. Литолого-фациальная схема. Палеогеновый период, эоцен, время накопления осадков киевской свиты. Составил А. С. Манькин

1 — пески глауконитово-кварцевые; 2 — алевриты; 3 — алевриты карбонатные, песчаные; 4 — глины; 5 — граница современного распространения отложений; 6 — границы литологических комплексов; 7 — изопакеты; 8 — области предполагаемого распространения отложений, впоследствии размытых; 9 — суша

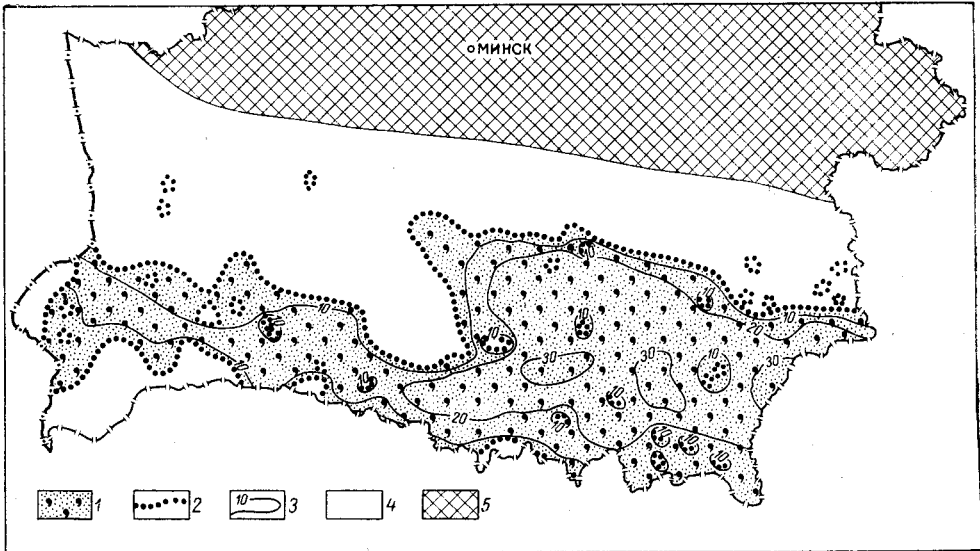


Рис. 96. Литолого-фациальная схема. Палеогеновый период, ранний олигоцен, время накопления осадков харьковской свиты. Составил С. С. Манькин

1 — пески кварцево-глауконитовые; 2 — граница распространения отложений; 3 — изопакеты; 4 — области предполагаемого развития отложений, впоследствии размытых; 5 — суша

впадине около 10 м. Они повсеместно представлены серо-зелеными, мелкозернистыми, глауконито-кварцевыми песками. Условия осадконакопления в харьковское время сходны с условиями в момент формирования киевской свиты, хотя глубины харьковского моря в южной части Припятской впадины были несколько меньшими, чем киевского.

В конце раннего олигоцена море навсегда ушло с юга Белоруссии. В позднем олигоцене юг Белоруссии испытал значительный подъем и здесь начала формироваться речная сеть. Долины некоторых палеорек в это время углубили свое ложе до 50—60 м. На протяжении позднего олигоцена и всего неогена (рис. 97) территория Белоруссии

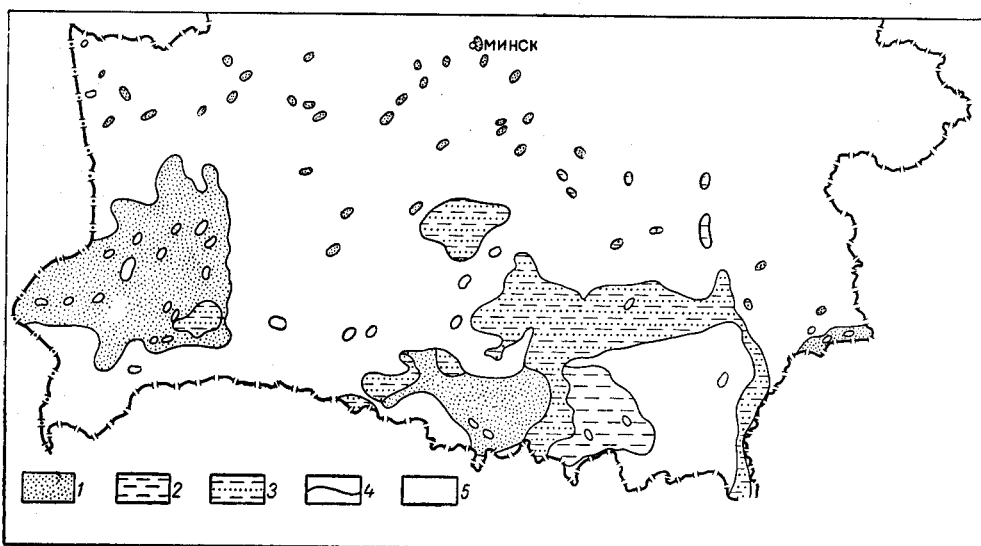


Рис. 97. Литолого-фациальная схема. Палеогеновый (верхний олигоцен) и неогеновый периоды, время накопления осадков полтавской свиты. Составил С. С. Манькин

1 — пески; 2 — алевриты и глины; 3 — глины, алевриты, пески; 4 — граница современного распространения отложений; 5 — области предполагаемого развития отложений, впоследствии размывы

оставалась сушей, но ее южная часть в это время испытывала периодические незначительные опускания, приведшие к накоплению континентальных осадков. Особенно значительные опускания были, видимо, в позднем олигоцене и в миоцене, когда в пониженных частях рельефа отлагались континентальные осадки. Они накапливались в долинах палеорек, в пресноводных водоемах озерного типа и в низинных, периодически затоплявшихся болотах. Отложения позднего олигоцена и неогена повсеместно представлены серыми или светло-серыми, плохо сортированными, кварцевыми песками, темно-серыми и серыми глинами и алевритами, с прослоями и линзами песчаного бурого угля. Наибольшая мощность отложений верхнего олигоцена и неогена (полтавская серия) характерна для Припятской и Брестской впадин (до 20, местами до 100 м). Осадки формировались преимущественно за счет перемыва подстилающих их палеогеновых пород, а в четвертичное время сами подверглись сильному размыву и разрушению, поэтому их современное распространение незначительно.

В плиоцене, видимо, вся южная Белоруссия испытала некоторый подъем, поэтому осадки плиоцена встречаются крайне редко, в сравнении с миоценовыми.

Итак, на протяжении палеогена, начиная с палеоцена, морские трансгрессии, чередовавшиеся с обмелениями и сокращением морских

бассейнов, постепенно расширялись, и в среднем эоцене море покрыло всю Припятскую впадину. Максимальная палеогеновая трансгрессия, затопившая большую часть Белоруссии, была в позднем эоцене, в это же время море было наиболее глубоким. В раннем олигоцене море значительно обмелело и ушло с территории Белоруссии. В позднем олигоцене и неогене юг Белоруссии испытал незначительное погружение, благодаря которому здесь накопились континентальные осадки. В плиоцене юг Белоруссии, видимо, снова испытал некоторое поднятие.

Анализ условий накопления осадков и их литологических особенностей дает основание предполагать, что толща палеогена и неогена перспективна на некоторые виды полезных ископаемых. В палеогеновых отложениях могут быть обнаружены промышленные скопления фосфоритов (в особенности среди прибрежных фаций киевской свиты), глины для получения минеральных красок. Может быть использован и глауконит, содержание которого в породе иногда доходит до 50%. В континентальных отложениях полтавской серии могут быть обнаружены небольшие запасы бурых углей, тугоплавкие и огнеупорные глины, стекольные пески и глины для получения минеральных красок.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД

На геологическое развитие Белоруссии в плейстоцене и формирование ее современного рельефа существенное влияние оказали морфо-структурные особенности, сложившиеся на этой территории к началу четвертичного периода. С устройством поверхности коренных пород тесно связаны не только многие черты геоморфологии Белоруссии, но и ряд особенностей в строении и составе четвертичных образований, их мощность, распределение по территории и т. д. Большинство крупных форм и многие более мелкие неровности этой поверхности, несомненно, имеют доледниковый возраст. Как выглядел доледниковый рельеф Белоруссии, мы знаем еще явно недостаточно. Можно считать доказанной важную роль в его формировании эндогенных процессов. Глубокую печать на дочетвертичный рельеф Белоруссии наложили также экзогенные процессы, протекавшие на протяжении плейстоцена, — эрозийная деятельность ледников, перигляциальных и межледниковых рек, подледных потоков талой воды и подземных вод (проявления карста).

Доледниковый скульптурный рельеф Белоруссии имеет в основном нормальноэрозийное, а современный — в значительной мере ледниково-аккумулятивное происхождение (Дементьев, 1948; Цапенко, 1957, 1960; Исаченков, 1965 г.; Кичкина, 1966 г.).

Амплитуды высот современной поверхности Белоруссии и постели четвертичных отложений неодинаковы и достигают соответственно 266 и 306 м. Наименьшую отметку (128 м ниже уровня моря) кровля коренных пород имеет в ложбине ледникового выпахивания на участке грандиозного переуглубления ледником долины пра-Лососны у д. Чеховщины близ г. Гродно, наибольшую (178 м) — восточнее г. Климовичи в истоках рек Ложбинки, Ипути и Беседи, где расположена древняя структура, испытавшая поднятие и в плейстоцене. Амплитуда высот современной поверхности Белоруссии обусловлена главным образом большой высотой аккумулятивных форм рельефа — возвышенностей, образовавшихся в результате нагромождения мощных толщ ледниковых отложений, а поверхности коренных пород — в основном наличием чрезвычайно глубоких (100—150 м) экзарационных желобов, врезанных в выровненную поверхность обширных доледниковых плато. Крупные речные долины, существовавшие в начале плейстоцена, по всей вероятности, имели среднюю глубину не более 40—50 м, т. е. почти такую

же или несколько большую, чем глубина долин главнейших современных рек, в среднем равная 20—30 м, но достигающая местами 40—50 м. Амплитуда высот доледникового рельефа составляла всего 170—180 м, т. е. была значительно меньше, чем разница отметок современной поверхности.

Общий характер рельефа постели четвертичных отложений отражен на рис. 98. Средняя высота ее 80 м над уровнем моря. В соответ-

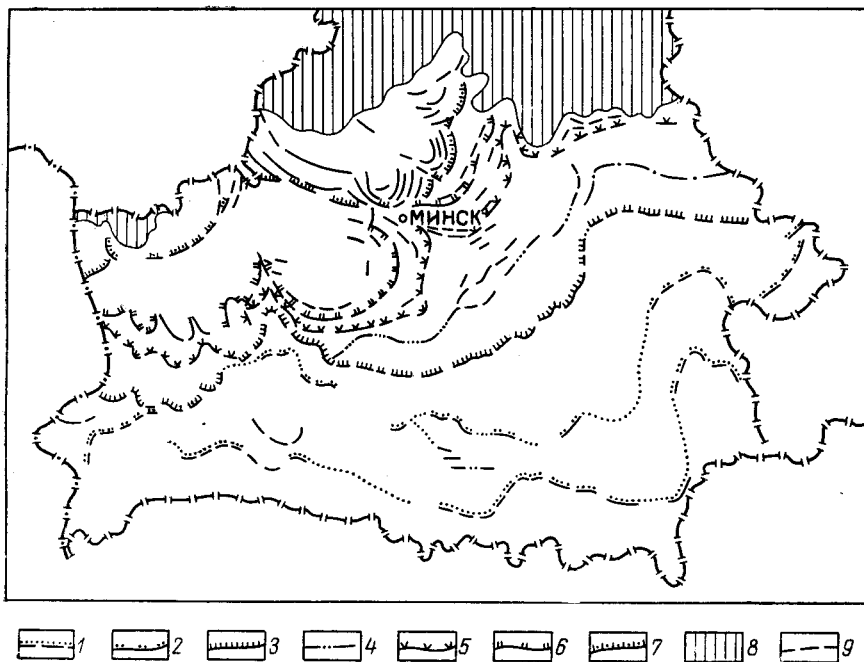


Рис. 98. Отступление льдов предпоследнего (днепровского) оледенения на территории Белоруссии и смежных районах Польши и европейской части СССР. Составил Л. Н. Вознячук

Границы фаз: 1 — мозырской (пинской, логишинской, чечерской, новозыбковской), 2 — славгородской (брестской, каменецкой, ганцевичской, петриковской), 3 — варгинской или московской (мазовецко-подлянской, подлянской, северноподольской, солигорской, любанской, бобруйской, могилевской, шумячской), 4 — осиповической (нагорнянской, слущкой, дарагановской, беликской, ельнинской), 5 — минской (северномазовецкой, ружанской, копильской), 6 — верхненеманской (белостокской, берестовецкой, волковыской, слонимской, новогрудской, несвижской, центральнойбелорусской, смолевичской, борисовской, холопеничской); 7 — ошмянской (куявской, млавской, гродненской, лидской, логойской, плещеничской, бегомльской, сергучевской); 8 — граница и область последнего (валдайского) оледенения; 9 — краевые образования

ствии с этим к подчетвертичным «низменностям» отнесены те участки поверхности коренных пород, в пределах которых ее абсолютные отметки меньше 80 м, а к доледниковым «возвышенностям» (высоким платообразным равнинам) — районы, где постель четвертичной толщи расположена выше 80 м над уровнем моря.

Граничной изогипсой +80 м, проходящей от городов Высокого и Бреста на г. Барановичи и далее через пос. Копаткевичи, д. Горваль, пос. Бельниччи, д. Бобр и г. Витебск к г. Верхнедвинску и д. Друе, подчетвертичная поверхность Белоруссии разделяется на две части — высоко приподнятую («возвышенную») и относительно низко расположенную над уровнем моря («низменную»). На юге (в Полесье), востоке (за р. Друтью) и на самом севере Белоруссии (севернее долины Западной Двины) располагаются доледниковые плато и высокие платообразные

или наклонные равнины, приподнятые до 120—160 м над уровнем моря. Остальные — центральные, западные и северо-западные — районы заняты обширной низменной равниной, над поверхностью которой, наклоненной на запад, в сторону южной части Балтийской котловины и Северо-Польской доледниковой депрессии, на 10—20 м поднимаются локальные доледниковые возвышенности.

В северной части Белорусского Поозерья находится Освейско-Витебское плато с абсолютными отметками 100—120 м, которое является частью более обширного доледникового «синклинального» плато, приуроченного к Латвийскому прогибу на территории Латвии и Псковской области. Поверхность его осложнена локальными Нещердовским, Меховским, Рубским, Витебско-Колышкинскими и другими более мелкими поднятиями (выступами) кровли коренных пород (доледниковыми «возвышенностями»), высотой до 140—147 м над уровнем моря. С юга плато ограничено крутым скатом — сглаженным уступом куэсты, «бронированной» крепкими верхнедевонскими известняками и доломитами. У подножия ее расположена глубокая (с отметками менее 60—40 м) эрозионно-тектоническая Дисненско-Полоцкая депрессия. Она выработана пра-Двиной и ее притоками как субсеквентная долина (впоследствии сильно переуглубленная ледником) на южном крыле Латвийского прогиба в толще моноклинально залегающих рыхлых верхнедевонских (швентойских) песчано-глинистых отложений.

С северо-востока к Освейско-Витебскому плато примыкает неглубокая (с отметками 100—80 и до 75 м) Суражская депрессия, над которой на территории смежных районов Псковской и Смоленской областей поднимаются Усмынская и Демидовская доледниковые возвышенности.

Между Витебском и Оршей Освейско-Витебское плато граничит с Восточно-Белорусским (Могилевским) доледниковым плато, расположенным к востоку от Друти и Днепра и представляющим собой северо-западный «отрог» громадной дочетвертичной Среднерусской возвышенности. В северной части, у г. Орши, это плато сложено девонскими известняками, а на остальном пространстве — мергельно-меловыми породами верхнего мела. Наиболее высокая, северо-восточная часть Могилевского плато (Мстиславльско-Хотимская «возвышенность») достигает в высоту 160—178 м, центральная — Славгородская платообразная равнина — имеет отметки 120—140 м и обладает выровненной поверхностью, осложненной карстовыми воронками и небольшими возвышенностями высотой 5—10 м. В общем поверхность Восточно-Белорусского плато наклонена к юго-западу и западу, постепенно снижаясь по мере приближения к долинам рек Друти и Днепра до 100 м. Западный склон плато имеет вид пологого ската, поднимающегося над Центрально-Белорусской плосковогнутой депрессией на 20—30 м.

На юго-западе, в районе Гомеля Восточно-Белорусское плато полого понижается к доледниковой пологовогнутой платообразной равнине междуречья Днепра и Припяти с высотами 80—100 м, которая расположена в западной, наиболее низкой части Полесского доледникового плато, приуроченной к Припятской впадине. На востоке его у р. Днепра, поднимается небольшая Лоевская «подчетвертичная» возвышенность высотой до 131 м, происхождение которой в какой-то мере, по-видимому, связано с выдавливанием ледником палеогеновых и неогеновых отложений и образованием невысокой пологосклонной морены напора. К югу от Лоевской возвышенности в районе пос. Комарина на территорию Белоруссии заходит небольшой северо-западный отрог доледниковой Приднепровской депрессии с абсолютными отметками 55—80 м.

Полесская дочетвертичная платообразная равнина, сложенная палеогеновыми и неогеновыми отложениями, занимает большую, южную, часть Припятского Полесья, достигая наибольшей ширины в пределах Полесской седловины, а также Загородье и Брестское Полесье. Поверхность равнины полого наклонена с юга (от Украинского кристаллического щита и Волынского доледникового плато) на север. В полосе территории, протягивающейся через города Березу, Ивацевичи, д. Ляховичи, окрестности Червоного озера, поселки Копаткевичи и Озаричи, она, постепенно снижаясь, незаметно сливается с поверхностью подчетвертичных депрессий центральных и западных районов Белоруссии. В южной части, на границе с Украиной, Полесская наклонная равнина имеет высоту 120—135 м, а в северной 80—90 м.

В центральной части Белоруссии, на восточном склоне Белорусского массива, расположена обширная подчетвертичная Центрально-Белорусская депрессия, над выровненной поверхностью которой, имеющей высоту 40—70 м и сложенной на севере девонскими, в средней части меловыми, а на юге неогеновыми породами, поднимаются небольшие Копыльское, Краснослободское, Глусское, Холопеничское, Волосовичское, Кубличское и некоторые другие более мелкие доледниковые возвышения с отметками до 90—95 м.

Северо-западнее линии Барановичи — Минск Центрально-Белорусская депрессия сменяется Западно-Белорусской, приуроченной к мезо-кайнозойской мульде северо-восточного простираения. В средней части мульды между долинами пра-Немана и пра-Мереченки расположено Лидское синклинальное плато с отметками 20—60 м, а на ее глубоко расчлененных эрозией крыльях и северо-восточном замыкании (Минско-Нарочанском плато) находятся Волковысская, Слонимская, Козловщинская, Новогрудское, Минское, Плещеничское, Бегомльское, Докшицкое, Озерецкое, Комайское, Константиновское и другие островные возвышения с отметками от 80—90 до 110—120 м.

Верхне- и Средне-Неманская депрессии, оконтуривающие Лидское плато с юго-востока и северо-запада, являются самыми глубокими в Белоруссии. Их днища расположены, как правило, ниже +20 м и даже ниже уровня моря. С южной стороны над Верхне-Неманской депрессией круто поднимается глубоко расчлененный на ряд узких «мысов» уступ высотой до 40—50 м.

Доледниковые долины на территории Белоруссии отмечены в работах В. А. Дементьева (1948), Л. Н. Вознячука (Махнач, Вознячук, 1959 г.; Вознячук, 1960, 1961), В. А. Исаченкова (1965 г.), М. С. Кичкиной (1966 г.), В. И. Пасюкевича и А. Д. Семенюка (1967), Л. Т. Пузанова и В. Г. Лободенко (1967) и других исследователей. Судя по находкам нижнеплейстоценового («вендского») аллювия (Горецкий, 1967), глубина их не превышает 40—50 м. Днища их на Восточно-Белорусском плато имеют абсолютные отметки около 100—120 м, а в северо-западных и западных районах Белоруссии располагаются приблизительно на уровне моря или несколько выше его. В результате мощного воздействия ледниковой эрозии в плейстоцене эти долины были сильно преобразованы и переуглублены. На ряде участков их возникли локальные депрессии в виде ложбин ледникового выпаживания или экзарационных желобов и котловин, днища которых нередко расположены значительно ниже уровня моря. Так, гляциоэрозионные депрессии в пределах долин пра-Немана и его притоков имеют абсолютные отметки до 40 и даже минус 81—128 м (деревни Чеховщина, Фолюш, Лососна, пос. Солоцкин, севернее г. Мосты, деревень Лесница, Меловая Гора, Кадыш Жондовы) в долинах пра-Буга и его притоков до 20, минус 87 м (д. Тиховоля, г. Брест), в долинах бассейна пра-Дви-

ны — до 20, минус 122 м (пос. Чашники, г. Браслав, деревни Подкостельцы, Новики, Телепни, Мялка и др.), в бассейне Припяти до 36, минус 43 м (д. Молочки близ г. Березы, Днепровско-Припятское междуречье восточнее г. Мозыря), в долинах верхнего Днепра и его притоков от 40—60 до минус 10—15 м (деревни Октябрь, Полна, города Быхов и Кричев, деревни Церковище, Красный Октябрь, Михайловский, Тимоново, Павловичи и др.).

По отношению к поверхности кристаллического фундамента и к палеозойским структурам осадочного чехла морфоструктуры Белоруссии, структуры, фиксируемые постелью четвертичных отложений, являются обращенными. Белорусскому массиву и его склонам соответствуют Западно- и Центрально-Белорусская подчетвертичные депрессии. Напротив, в пределах Латвийского прогиба. Оршанской впадины и почти на всей территории Припятской и Брестской впадин располагаются высокие доледниковые плато. Прямое отражение в рельефе кровли коренных пород имеют только Полесская седловина и в известной мере Припятская впадина. В пределах последней между высокими плато Украинского щита и Жлобинской седловины находится пологовогнутая подчетвертичная «равнина». Между мезо-кайнозойскими и новейшими структурами (по подчетвертичной структурной поверхности) соотношения являются прямыми.

В рельефе коренных пород Белоруссии выделяют два разновысотных уровня — палеогеновая (эоцен-олигоценая) и неогеновая (миоцен-нижне- и среднеплиоценовая) полигенетические поверхности выравнивания (Кичкина, 1966 г.; Исаченков, 1967). В период их формирования они были наклонены от северной части Белорусского массива и Оршанской впадины (где уже сформировалась положительная структура) на юг и юго-запад — в сторону Полесья и Неманской мезо-кайнозойской мульды (района Гродно), являвшихся областями аккумуляции. В позднем плиоцене вследствие тектонического поднятия, охватившего всю территорию Белоруссии, сформировалась сеть доледниковых долин, глубиной до 40—50 м, врезанных в неогеновую поверхность выравнивания. Низкое современное гипсометрическое положение этой поверхности в области Белорусского массива и особенно его северной части и восточного склона и значительно более высокое на территории Полесья — результат более поздней тектонической перестройки постели четвертичных отложений, происходившей в плейстоцене.

На протяжении плейстоцена движения земной коры в пределах Белорусского массива характеризовались тенденцией к ее опусканию, а в тектоническом режиме Полесья преобладали поднятия, продолжающиеся до наших дней. К сходному выводу приводит также сравнение приведенных выше данных о гипсометрическом положении днищ доледниковых долин и плейстоценовых экзарационных желобов в западных и северо-западных районах Белоруссии, с одной стороны, и в Полесье, а также на Восточно-Белорусском плато — с другой.

На большей части территории Белоруссии существует теснейшая связь и зависимость между современным рельефом и устройством поверхности коренных пород. Современные Восточно-Белорусское плато и Центрально-Белорусская равнина отражают его в деталях. Почти все моренные возвышенности и даже отдельные конечные морены Поозерья и Белорусской гряды, например Невельско-Городокская, Витебская, Миорская, Мядельская, Константиновская, Минская, Новогрудская, Копыльская, Слонимская, Волковыская, Гродненская, Лидская и др., приурочены к четко выраженным поднятиям кровли коренных пород, а также к расчлененным древними долинами крутым подчетвертичным скатам и уступам северной экспозиции. Низины (Полоцкая, Сураж-

ская, Верхненеманская, Средненеманская, Верхнеберезинская и др.), как правило, располагаются в пределах подчетвертичных депрессий. Очертания современных долин, в особенности долин более крупных рек, в общем совпадают с конфигурацией доледниковых долинных врезов, в днищах которых обнаружены почти все известные экзарационные переуглубления. Отсутствие прямого соотношения подчетвертичного и современного рельефа характерно для территории Полесья. Плосковогнутая низменность широтного простирания продолжает существовать здесь в условиях высокой наклоненной к северу подчетвертичной платообразной равнины только в результате накопления в области Белорусской гряды и Центрально-Белорусской равнины мощных толщ ледниковых и водно-ледниковых отложений, образующих северное обрамление Полесья, его северный склон южной экспозиции.

Геологическое развитие территории Белоруссии в плейстоцене в особенности история колебательных движений земной коры, формирования отложений и рельефа, отличается большой сложностью.

Достоверных данных о самых ранних этапах истории плейстоцена пока еще очень мало. До сих пор не удалось даже в первом приближении решить вопрос о размерах древнейшего (варяжского) материкового ледника в максимальную фазу его распространения. Если допустить, что во всех известных разрезах беловежские отложения и подстилающая их морена залегают в ненарушенном состоянии и не являются отторженцами, то граница варяжского оледенения может быть приблизительно намечена по линии, проходящей по северной окраине Полесья, через район г. Рославля и северную часть Калужской области. Однако весьма вероятно, что в ряде пунктов под беловежскими отложениями залегают более молодые ледниковые образования и поэтому границу варяжского оледенения следует проводить севернее. Не исключено, что по своим размерам варяжский ледниковый покров соответствовал валдайскому или был немного больше или меньше его. Во всяком случае, дальше всего на юг варяжский ледник продвинулся в западных и центральных районах Белоруссии, что связано, по-видимому, с ускорением опусканий земной коры в области Белорусского массива и превращением ее в низменную равнину. По мнению З. А. Горелика (1965), непосредственно перед каждым оледенением и в течение его имели место отрицательные движения, обуславливавшие погружение территории Белорусского массива. По мере отступления ледников и уменьшения ледниковой нагрузки происходило постепенное поднятие его. При этом все большее отражение в рельефе земной поверхности получали погребенные древние положительные структуры, в первую очередь высокие выступы фундамента (Горелик, 1965). В варяжское время на водораздельных плато северной половины Белоруссии впервые сформировался ледниково-аккумулятивный рельеф, а в доледниковых долинах возникли первые гляциоэрозионные переуглубления, заполненные мореной и водно-ледниковыми осадками или ставшие вместилищами беловежских рытвинных озер.

Климатические условия беловежского межледниковья, особенно его первой половины и фазы термического оптимума, отличались четко выраженной континентальностью и относительной сухостью. Во всяком случае, увлажненность территории Белоруссии, да и всей средней полосы Русской равнины, была в то время меньшей, чем в течение муравинского и особенно лихвинского межледниковья. По характеру климата беловежское межледниковье, очевидно, напоминало теплую и сухую начальную (термоксerotическую, последнепровскую катагляциальную) фазу муравинского времени и сходный с нею бореальный «период» голоцена. В межледниковых лесах господствующее положение за-

нимали такие широколиственные породы, как вяз, дуб и липа. Только с наступлением фаз ели и сосны в конце времени первого климатического оптимума и особенно во втором климатическом оптимуме климат его стал более влажным (термогигротическая, предберезинская, анагляциальная фаза), благоприятным для более мезофильной (с большим участием граба) лесной растительности. В беловежских озерах происходило отложение главным образом карбонатных осадков.

Поскольку находки выделенных Г. И. Горецким (1967) на территории Белоруссии вендских аллювиальных отложений приурочены к ложбинам ледникового выпаживания, можно предполагать, что беловежскими речными долинами были унаследованы доледниковые долинные впадины.

Березинское (окское) оледенение охватывало всю или почти всю (за исключением юго-восточной части Гомельской области) территорию Белоруссии. Его отложения, содержащие много отторженцев палеогеновых и неогеновых пород, вместе с варяжскими образуют высокие погребенные выступы или гряды (аккумулятивные и морены напора), которые служат цоколем большинства возвышенностей Белорусской гряды (Минской, Гродненской и др.). Об этом свидетельствует высокое гипсометрическое положение обнаруженных в их пределах лихвинских озерно-болотных отложений (деревни Жидовщица, Лаперовичи, Дубовляны и др.).

В конце березинского оледенения и в первой половине лихвинского межледниковья в результате изменения климата и тектонического поднятия древнеледниковой области, отчасти носившего, возможно, гляциостатический компенсационный характер, произошло энергичное врезание рек, полный или почти полный размыв во многих березинских, а также подстилающих их четвертичных отложений и формирование очень глубоких долин, днища которых расположены обыкновенно на несколько десятков метров ниже уреза современных рек.

Лихвинское межледниковье, как и беловежское, фазой кратковременного, но довольно сильного похолодания, вызвавшего оледенение Фенноскандии, делится на две части. Лихвинские семенные флоры и пыльцевые диаграммы воспроизводят довольно богатую мезофильную лесную, болотную и водную растительность длительного умеренно-теплого межледниковья, в составе которой значительную роль играли, особенно в период первого климатического оптимума, экзотические и другие термофильные виды.

Во время днепровского оледенения, явившегося максимальным оледенением Русской равнины, сплошным ледяным покровом была покрыта вся территория Белоруссии.

Двигаясь по территории с резко расчлененным рельефом, встречая на своем пути крутые уступы и глубокие долины, днепровский ледник производил значительное разрушительное воздействие на свое ложе, переуглублял днища долин, изменял их поперечный профиль и конфигурацию. С его работой связано образование колоссального количества громадных глыбовых отторженцев кембро-силурийских, девонских, меловых, палеогеновых, неогеновых и частично нижнеплейстоценовых отложений, заключенных в днепровской морене преимущественно в средней полосе Белоруссии.

Деятельности днепровского ледника в его днепровскую и московскую стадии и их фазы обязаны своим происхождением наиболее обширные и высокие возвышенности Белоруссии, расположенные к югу от границы последнего оледенения, а также сложенные среднеплейстоценовыми отложениями цоколи многих валдайских возвышенностей. О периоде роста днепровского ледника известно очень мало. Вторая поло-

вина максимальной стадии оледенения состояла из ряда остановок края или кратковременных надвигов деградировавшего ледникового покрова и интервалов более быстрого убывания его. К этим умеренно холодным интервалам (фазам слабых потеплений), по всей вероятности, относится образование какой-то части перигляциальных отложений красноборского типа. Убедительные доказательства межледникового, а в ряде случаев даже межстадиального характера одинцовского времени, по нашему мнению, отсутствуют. По своему «рангу» оно соответствует, по-видимому, мазурскому (бранденбургско-поморскому) интервалу валдайской эпохи.

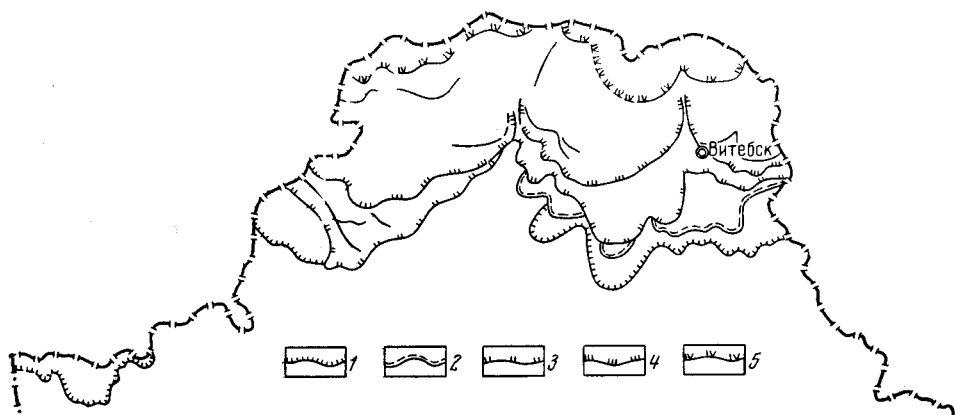


Рис. 99. Схема границ валдайского ледника во время следующих фаз последней (максимальной) стадии оледенения. Составил Л. Н. Вознячук

1 — озерской (максимальной, оршанской, смоленской); 2 — лепельской (верхнелучесинской); 3 — свирской (поморской); 4 — витебской (городокской, мядельской); 5 — brasлавской (освейской)

На территории Белоруссии выделяются семь фаз отступлений днепровского ледника в его днепровскую и московскую стадии (рис. 99).

1) мозырская (западноволынская, пинская, логишинская, юровичская, хойникско-брагинская, лоевская, чечерская, новозыбковская¹);

2) славгородская (брестская, каменецкая, ганцевичская, краснопольская, истоков р. Ипути);

3) вартинская, или московская (мазовецко-подляшская, подляшская, беловежская, северо-полесская, пружанская, могилевская, сухаревская, молятичская, шумячская, рославльская);

4) осиповичская (нагорненская, слущкая, дарачановская, гродзянковская, бельничская, доманская, дрибинская, беликская, ельнинская);

5) минская (северомазовецкая, ружанская, городищенская, копыльская, шацко-сергеевичская, михановичская, волминская, забашевичская, велятичская, холопеничская, игрушковская, обчугская, толочинская, оршанская, смоленская, магарецко-глинковская);

6) верхненеманская (белостокская, берестовицкая, волковыская, слонимская, новогрудская, несвижская, смолевичская, борисовская, краснолукская, волосовичская);

7) ошмянская (куявская, млавская, гродненская, диская, логойская, плещеницкая, бегомльская, сергучевская);

Для первой, третьей, пятой и седьмой полос, формировавшихся у края активного ледника при его подвижках, характерны напорные

¹ В скобках приводятся названия комплексов краевых образований, используемые иногда для обозначения фазы в целом.

конечные морены, обилие отторженцев, сложные сочетания гряд напора с аккумулятивными конечноморенными образованиями и камами, для остальных — главным образом насыпные конечные морены и озово-камовые комплексы.

Краевая зона ледникового покрова при его отступании имела под влиянием главнейших неровностей доднепровского рельефа лопастной характер, что определило фестончатый облик системы днепровских и московских краевых образований, часто имеющих вид концентрических дуг. Депрессии доднепровской поверхности занимали лоевская, верхне-припятская, нижнеберезинская, центральнобелорусская (в вартинскую фазу), брестская, подляшская, верхнеясельдинская, западно- и восточноверхненеманская, верхнеберезинская, верхнебобрская, лидская, ви-лейская крупные лопасти и ряд более мелких. Во время минской, верхненеманской и ошмянской фаз очертания крупных лопастей были осложнены зельвянским, щаринским, молчадским, рыбчанским, двинским и другими языками льда. Между ледниковыми лопастями и языками формировались межлопастные моренные массивы, к числу которых относятся, например, Новогрудская возвышенность, районы гор Дзержинская, Маяк и Лысяя, восточная часть Волковысской возвышенности, Медининские высоты и др. Барановичско-Новогрудское межъязычье приурочено к северной части Полесской седловины. Структурно-тектоническую обусловленность имеют также другие особенности краевых зон.

Следующие одна за другой концентрические дуги краевых образований юго-восточной и центральной частей Белоруссии фиксируют осцилляции языка льда, которому для разных фаз присвоено название лоевского, нижнеберезинского и центрально-белорусского (бобруйского) и который представлял собой все более уменьшавшийся остаток огромной днепровской лопасти ледникового покрова. Длительная сохранность этого языка объясняется приуроченностью его к западной части Припятской впадины и Центрально-Белорусской доднепровской депрессии.

При надвигании днепровского ледника и отступании его в активном состоянии формировались ложбины ледникового выпаживания (гляцигенные рытвины) в пределах полос краевых образований или севернее их, в гляциодепрессиях (языковых бассейнах), часть вдоль унаследованных беловежскими и лихвинскими реками доледниковых долин, которые протягивались перпендикулярно границам фаз отступания днепровского ледника. Так, к границе мозырской (чечерской) фазы тяготеют котловины д. Литвиновичей, озера Погост и Чечерская (Новоникольская) гляцигенная рытвина с озерами Старое, Стоячее, Колпино и Святое; славгородской фазы — котловины межледниковых озер Полна, Чериков, Гребенево; минской (копыльской) фазы — деревень Тимошковицы, Мурава 1, Боровляны; ошмянской (гродненской) фазы — деревень Друцк, Румловка, Понемунь, Ковельцы, ст. Радошковицы, озера Домашковичского.

Большинство днепровских гляцигенных рытвин расположено ныне в долинах рек Днепра, Сожа, Березины, Немана, Гайны и др. Отсюда следует, что подобно целому ряду рек современного Поозерья многие реки вне области последнего оледенения также использовали (унаследовали) гляцигенные рытвины в процессе формирования своих долин. К ложбинам рытвинных озер приурочены и некоторые сквозные долины (Илии — Гайны, Вязьнки — Свислочи).

Глубокие рытвинные озера, разделенные высокими порогами, располагались на более или менее широких выстланных флювиогляциальными песками днищах пологовогнутых ложбин стока талых леднико-

вых вод, которые возникли над доднепровскими долинами после частичного заполнения их ледниковыми осадками и рассматриваются обычно как долинные зандрры.

В позднеднепровское (точнее позднемосковское) время произошло энергичное врезание рек, вызванное не только гляциостатическим тектоническим поднятием территории, но и изменением климата в сторону потепления. Смягчение климата привело к быстрому отступанию края ледника от границы московской стадии, деградации вечной мерзлоты, постепенному распространению на север лесной растительности и тем самым повлекло за собой изменение режима рек — возрастание равномерности стока и уменьшение количества наносов, поступающих в долины.

В результате позднеднепровского (позднемосковского) врезания рек, протекавшего, очевидно, в форме диагонального врезывания, к началу муравинского межледниковья сформировались глубокие и узкие долины, напоминавшие современную долину Западной Двины. С заложения их началось формирование современной долинной сети Белоруссии южнее границы валдайского оледенения. На протяжении муравинского межледниковья и в первой половине последнего оледенения в связи с тектоническим опусканием территории республики речные долины были расширены и в значительной мере выполнены аллювиальными осадками. Муравинские аллювиальные отложения, имеющие суммарную мощность 10—15 м, слагают среднюю свиту погребенного днепровско-валдайского аллювия. Последний выполняет глубокие позднемосковские, эрозионные врезы, тальвеги которых на большей части Белоруссии расположены, как правило, на 10—15 м ниже современного уреза рек. Таким образом, тектоническое поднятие, имевшее место в позднемосковское время, сменилось в муравинском веке опусканием территории Белоруссии, продолжавшимся и в раннем валдае.

В течение муравинского межледниковья вся территория Белоруссии представляла собой озерный край. Постепенное развитие озер в сторону эвтрофии и заболачивание их приводило к образованию многочисленных торфяников. Однако для появления настоящих верховых болот во многих случаях или не было подходящих условий или длительный цикл развития торфяников с переходом их в безлесные сфагновые болота, по-видимому, не успел завершиться вследствие относительной кратковременности последнего межледниковья. В заключительные фазы или в конце его в ряде мест олиготрофные болота хотя и возникали, но образовавшиеся верховые торфы были уничтожены в ходе последующей перигляциальной деструкции верхних горизонтов межледниковых торфяников, следы которой хорошо различимы во многих обнажениях.

Климат оптимальных фаз муравинского межледниковья был теплее, чем климат времени термического оптимума голоцена. Вся территория Белоруссии была покрыта богатыми по составу смешанными хвойно-широколиственными лесами, среди которых нередко встречались болота или озера.

С наступлением валдайского оледенения в его перигляциальной полосе получили распространение вечная мерзлота, тундрово-лесостепные ландшафты, интенсивно протекали процессы морозного выветривания, плоскостного смыва, солифлюкции, приведшие к существенному преобразованию рельефа области предпоследнего оледенения. На водораздельных плато и их склонах накапливались элювиально-делювиальные и мощные лёссовые образования различного происхождения. А в долинах рек отлагались пески и пылеватые супеси верхней свиты аллювиальных образований погребенной днепровско-валдайской террасы и ал-

лювий II надпойменной (верхнеборовой) террасы рек бассейна Днепра.

Валдайским ледником была покрыта только северная часть Белоруссии — Белорусское Поозерье. Однако с момента возникновения ледникового покрова и до вступления его на территорию Белоруссии прошло много времени, в течение которого формировались перигляциальные отложения. В их толще, сложенной стадияльными делювиально-солифлюкционными, озерными и аллювиальными образованиями, обнаружены маломощные торфяники и гиттии с таежными флорами, относящиеся к трем интерстадиям — периодам потеплений и временного отступления края валдайского ледника при его общем приближении к границам Белоруссии.

Помимо маргинальных отложений и форм рельефа максимальной (озерской, оршанской, смоленской) фазы последнего оледенения в ходе деградации валдайского ледника на территории Белоруссии возникли еще четыре полосы краевых образований (моренных массивов, конечно-моренных, холмисто-моренных, камовых и др.), имеющих мощность от 20—30 до 50—70 м и относящихся к лепельской, свирской, витебской и браславской фаунам поздне-валдайской стадии. Во время этих фаз и интервалов между ними накапливались также сопряженные с краевыми образованиями пески зандров и флювиогляциальных дельт, аллювий в долинах рек, ленточные и прочие песчаные и глинисто-алевритовые осадки приледниковых водоемов, формировались дюны, а в отдельных местах (деревни Комаришки, Гожа, Левая Руба) и крайне редко встречающиеся линзы экстрагляциальных озерных отложений.

Особенности устройства довалдайской поверхности, в частности чередование днепровских возвышенностей и низин, способствовали расчленению краевой зоны ледникового покрова на ряд лопастей, занимавших Суражскую, Лучесинскую, Чашникскую, Нарочано-Вилейскую, Средненеманскую и другие низины. Днепровские возвышенности (Минская, Ошмянская, Гродненская и др.), послужившие непреодолимой преградой для наступания ледника в связи с небольшой (50—100 м) мощностью и малой активностью его краевой зоны, играли роль межлопастных «опорных» массивов. Невысокие днепровские возвышенности (Кубличская, Пышногорская, местами Волосовичская, Буйвидзская и Лидская), располагавшиеся в межъязычьях у границы последнего оледенения, были включены в краевую зону ледникового покрова. Поверхность их, претерпевшая сильный размыв тальными водами, была выровнена и покрыта чехлом песчано-гравийного материала и остаточными валунными полями. Между языками ледника при его отступании под влиянием неровностей ложа возникли срединные (угловые) моренно-камовые массивы и другие межлопастные образования (Городокская возвышенность, Ботаническая, Звановская, Северно-Буйвидзская и другие гряды). В низинах ледник сохранял активность дольше, чем на довалдайских возвышенностях (Витебской, Ботанической, Верхнелучесинской, 2-й Свирской, Южно-Нарочанской, Новопогостской), где лед разбивался трещинами, быстро омертвевал и карстовался. В трещинах и проталинах здесь происходило накопление мощных толщ морены и песков, частичное уплощение поверхности возникавших гряд потоками талой воды и абразией внутриледниковых озер, перекрытие ее покровом валунных песков. В Нарочано-Вилейской, Лепельской, Полоцкой и других низинах формирование конечных морен нередко происходило на контакте активного ледника и отделившихся от него полей мертвых льдов. Обусловленная устройством довалдайской поверхности лопастная конфигурация границ ледникового покрова при достижении им максимальных размеров и последующей деградации определила фестончатый рисунок системы его краевых образований, полосы которых

имеют в плане вид концентрических дуг. Ниже приводится краткая характеристика краевых зон (фаз) валдайского оледенения на территории Белорусской и связанных с ними приледниковых образований:

1. Озерская (максимальная, оршанская, смоленская) фаза. Преимущественно песчано-гравийные (камовые) конечные морены, протягивающиеся по правому берегу р. Днепра выше г. Орши, у ж.-д. ст. Стайки, деревень Турьево, Каковчино, ст. Белица, Латыголь, южнее д. Селявы, западнее Лукомльского озера, возле деревень Свяды, Велевщины, Красной Луки, Волчьей Горы, западнее г. Лепеля, по окраинам Буйвидзской возвышенности, к северу от д. Заболотья (обширные валунные поля), вдоль края Лидского плато от д. Провожи до д. Шенца и далее через деревни Стрельцы, Озеры, Таболи к Лисьей и Сыпаной горам. Зандры деревень Смоленской Березины, Ольшанки, Чижовки, Гродненской и Русской пущ, Гусинского, Верхнеэссинского, Паликского, Вилейско-Ушанского, Скидельского, Цидовичского, Рынковецкого приледниковых озер.

2. Лепельская (верхнелучесинская) фаза. Моренные и песчано-гравийные Колплянская, Верхнелучесинская, Заборье-Алексиничская, Черейская, Лепельская, Верхнеумачская гряды, Верхне- и Нижнеэссинский приледниковые водоемы.

3. Свирская фаза. Камовые и другие конечные морены (Лиозно-Сосновская, Городнянско-Стодоличская, Сенненская, Лукомльская, Жары-Матыринская, Островнянская, Кубличская, 1-я Свирская), Варганская напорная морена, острова краевых образований вдоль железной дороги Крулевщина — Вилейка. Друмлины окрестностей озер Сарро, Березовское, Сенно, Чашников. Зандры Русского Села и Августовской юрцы. Демидовское, Лучесинское, Лукомльское, Лепельское, Верхнеушичское, Вилейское приледниковые озера, Скидельский проточный водоем и мостовская терраса р. Немана, высотой от 4—5 м близ устья р. Березины до 10—12 м у г. Мосты, 17—18 м близ устья р. Котры и 20—25 м ниже г. Гродно. «Долинные зандры» Вердиты и Оршицы, связанные с I надпойменной (нижней боровой) террасой р. Днепра. Накопление аллювия этой террасы продолжалось во время следующих фаз отступления ледника вплоть до аллерёда (или бёллинга), когда в результате предголоценового врезания рек произошло оформление ее уступа.

4. Витебская (городокская, мядельская) фаза. Мощные конечноморенные Витебская, Ботаническая, Полуозерско-Ветринская, Мядельская гряды, Альбрихтово-Звановская межпластовая гряда, южная часть Городокского моренного массива. Верхнешошинский и Нарочанский зандры. Журжевское, Чашникское, Сенненское, Ушачское приледниковые озера. VII надпойменная терраса Западной Двины (30—35 м), терраса Немана высотой 45—50 м (Балтийская гряда).

5. Браславская (освейская) фаза. Озово-камовые комплексы, холмисто-моренные и камовые гряды: Усвятско-Езерищенская, Кещердовская (Дудчинская), Воссонская, Чайки-Себежская, Освейская, камы и насыпные конечные морены северной части Браславского Поозерья. Зандры и флювиогляциальные дельты северной полосы Полоцкой и Суражской низин. Суражское и Полоцкое приледниковые озера. VI надпойменная терраса Западной Двины (26—28 м, между д. Верховое и пос. Бешенковичи) терраса Немана высокой 30—35 м (ниже г. Друскининкай).

Сопоставление этих фаз с соответствующими фазами, выделенными на соседних территориях, представлено в табл. 12.

В течение валдайского позднеледниковья на территории Белоруссии чрезвычайно широкое распространение получили процессы термо-

Таблица 12

Польша и Прибалтика	Белоруссия	Северо-Запад РСФСР
Сальпауселья	—	Финская фаза
<i>Аллерёдский теплый интервал (и субфаза паливере)</i>		
Североэстонская	—	Невская фаза
<i>Беллинский теплый интервал (с подчиненной ему северо-латвийской = рижской = лужской субфазой)</i>		
Северолитовская	—	Крестецкая фаза
Гардно-Среднелитовская	Браславская	Вепсовская фаза
Кашубско-Вармийская-Южнолитовская	Витебская	Едровская фаза
Поморская	Свирская	Бологовская фаза
<i>Мазурский интервал</i>		
Познанская (франкфуртская)	Лепельская фаза	—
Лешненская (бранденбургская)	Озерская фаза	—

Последний валдайский (поздневалдайский = брянский = паудорфский) интерстадиал

карста, образовались тысячи озер, в долинах рек Поозерья сформировалась вторая (бёллинская) и первая (аллерёдская) надпойменные террасы, а в бассейне Днепра закончилось образование уступа I надпойменной террасы в результате врезания рек до цоколя поймы, наиболее древние генерации аллювия, которые имеют поздне триасовый и даже аллерёдский возраст. В это же время происходило интенсивное перевевание песков и сформировались многочисленные древние материковые дюны Белоруссии.

Ранний голоцен (10 300—7000 или 7700 лет назад). Постепенное усиливающееся потепление. Климат континентальный, в течение предбореального времени еще довольно прохладный, в бореальное — теплый и относительно сухой. Леса вначале березовые несомкнутые и березово-сосновые, а затем сосновые и смешанные елово-широколиственные с сравнительно небольшим участием широколиственных пород (вяза, липы, дуба) и с лещиной в подлеске. Уровень озер занимает относительно низкое положение (ниже современного). Озера, находящиеся в большинстве случаев на олиго- и мезотрофной стадии развития, зарастают слабо. В них отлагаются преимущественно глинистые, известковистые, кремнеземистые и в меньшей мере органические детритовые сапропели. Время наиболее интенсивного в голоцене выщелачивания грунтов и образования пресноводных известковых отложений озерного и родникового происхождения. Формирование преимущественно низинных и переходных торфяников. В предбореальное время с образования пушицевого, сосново-пушицевого, фускум- и медиум-торфа начинается непрерывное накопление верховых торфов и возникают первые олиготрофные торфяники. В начале предбореального времени завершается вытаивание погребенного льда, прекращаются термокарстовые процессы и образование дюн на поверхности песчаных низин и вал-

дайских надпойменных террас. Довольно интенсивные поднятия земной коры, имевшие место в конце позднеледниковья в самом начале предбореального (иольдиевого) времени и вызывавшие врезание рек и образование уступа III надпойменной террасы Немана, Западной Двины и их притоков, а также окончательное оформление I надпойменной террасы днепровского бассейна сменяются в раннем голоцене относительной стабилизацией движений.

Средний голоцен (7000 или 7700—3300 или 2500 лет назад). Уменьшение континентальности климата, начинавшееся в конце бореала (фаза Н3), продолжается. Наступает время климатического оптимума голоцена — атлантический период (фаза Н4). Климат становится значительно более теплым и влажным, чем современный. В Поозерье и в средней полосе Белоруссии широко распространяются богатые по составу хвойно-широколиственные леса из ели, дуба, липы, вяза, ясеня, клена, сосны и березы. В Полесье существенно увеличивается удельный вес широколиственных лесов. В связи с поднятием уровня грунтовых вод большие площади занимают ольшаники. Повышается и уровень озер и в них повсеместно плодоносят водяной орех и другие термофильные растения. Многие озера переходят в эвтрофную стадию развития, быстро заполняются органическим сапропелем и зарастают, превращаясь в торфяники. В олиго- и мезотрофных озерах накапливаются разнообразные органоминеральные илы. Образование озерных и родниковых известковых отложений резко сокращается. Усиливается заболачивание территории, продолжается развитие низинных, переходных и верховых болот. Балтийскую котловину занимает литориновое море. Начало фазы Н4 наряду с быстрым увлажнением территории знаменуется поднятием земной коры в пределах Поозерья, что вызывает врезание рек и образование уступа II надпойменной террасы Западной Двины и Немана. На протяжении атлантического периода накапливается аллювий I надпойменных террас этих рек и их притоков. В конце фазы Н4 (около 5 тыс. лет назад) происходит новое поднятие земной коры и увеличение влажности климата, влекущие за собой врезание рек Поозерья, оформление уступа I надпойменной террасы и начало накопления аллювия верхнего уровня поймы. В бассейне Днепра формирование высокой поймы продолжается 5500—5000 лет назад, на смену мезолитической эпохе приходит неолит.

В течение фазы Н5, т. е. во второй половине среднего голоцена — в суббореальном периоде, соответствующем стадии лимнеа в развитии Балтийского моря, происходит уменьшение количества атмосферных осадков, что при сохранении достаточно высокой средней температуры воздуха обуславливает изменение климата в сторону большей сухости (усиления засушливости лета). Понижаются зеркало грунтовых вод и уровень озер (до самых низких отметок за время их существования), в котловинах Нарочи, Мястро, Дрисвят, Снуд, Струста, Нещердо и других озер возникает широкая терраса (ныне подводная). Усиливаются процессы накопления озерных и родниковых известковых отложений. В верховых торфяниках образуется пограничный горизонт — слой сосново-пушицевого, пушицевого и пушицево-сфагнового торфа высокой степени разложения, нередко с пнями и целыми стволами сосны. Прослой хорошо разложившегося торфа встречаются как в более древних, так и в более молодых горизонтах торфяников, но все же в большинстве разрезов они имеют суббореальный возраст. В бассейне Днепра заканчивается, а в долинах Западной Двины, Немана, Вилии и их притоков продолжается формирование высокой поймы. Вторая половина суббореального периода, начиная, примерно, с момента 4000—3700 лет от наших дней, совпадает с эпохой бронзы. На территории Белоруссии

возникает и быстро развивается земледелие, начинается сведение лесов и увеличивается интенсивность делювиальных процессов.

Поздний голоцен (3300 или 2500 лет назад — настоящее время). Начало фазы Н6 (субатлантического периода) характеризуется уменьшением континентальности климата — некоторым похолоданием и ростом количества атмосферных осадков. Увеличение влажности климата вызывает повышение уровня воды в озерах, усиление процессов заболачивания, ускоренный переход торфяников в олиготрофную стадию развития. В речных долинах формируется низкая пойма. Балтийское море приобретает современные очертания. В условиях некоторого улучшения климата (уменьшения его влажности и потепления) около 2700—2500 лет назад начинается железный век. Ритмические изменения климата с длительными периодами, на которые накладываются более мелкие, происходят и позднее, вплоть до наших дней. Примерно 1500 лет назад, в V в. нашей эры, влажность климата снова возрастает, а затем (X—XI вв.) уменьшается, чтобы снова увеличиться в XIV—XV вв.

Новая трансгрессивная фаза 1800—1900-летнего ритма, характеризующаяся резким похолоданием и увлажнением климата, должна наступить, если правильно установлена хронология предыдущих фаз, приблизительно через 300—400 лет, т. е. около 2350 года.

В течение позднего голоцена, начиная со времени широкого распространения подсечного земледелия, облесенность территории, особенно возвышенностей с их лучше дренированными и более плодородными суглинистыми почвами, быстро сокращается. Вследствие этого, а также вследствие ухудшения климатических условий в составе лесов резко сокращается участие широколиственных пород и увеличивается площадь, занятая насаждениями сосны, березы и осины. Массовая вырубка лесов в XIX—XX вв. приводит к заметному усилению эрозии почв, приносящей большой вред сельскому хозяйству. Ландшафты Белоруссии постепенно приобретают современный облик.

ЛИТЕРАТУРА

- «Агроклиматический справочник по Белорусской ССР». Гидрометеониздат, 1958.
- Айзберг Р. Е., Синичка А. М., Анцупов П. В. [и др]. 1967. О соотношении структурных планов подсолевого ложа и фундамента Припятской впадины. Докл. АН БССР, т. 11.
- Акимец В. С. 1953. Некоторые новые данные по стратиграфии верхнего мела Лоевского района БССР на основании изучения фауны фораминифер. Изв. АН БССР, № 5.
- Акимец В. С. 1958. Стратиграфия верхнемеловых отложений в восточной части БССР на фауне фораминифер. Вестн. АН БССР, сер. физ.-техн. наук, № 3.
- Акимец В. С. 1963. Новые данные по стратиграфии и фораминиферам верхнемеловых отложений восточной части Белоруссии. Палеонтология и стратиграфия БССР, сб. 4. Изд. АН БССР.
- Акимец В. С. 1966а. О возрасте меловых кварцево-глауконитовых песков юго-запада Белоруссии (Брестской впадины). В сб. «Стратиграфия, литология и полезные ископаемые БССР». Минск, Изд. «Наука и техника».
- Акимец В. С. 1966б. Стратиграфия и фораминиферы нижнемеловых отложений Белоруссии. Палеонтология и стратиграфия Прибалтики и Белоруссии. Сб. 1 (VI). Вильнюс, Изд. «Минтис».
- Акимец В. С. 1968а. О границе между сеноманом и тураном на территории Белоруссии и возрасте горизонта с естественно проявленными ходами илоедов. Докл. АН БССР, т. 12, № 1.
- Акимец В. С. 1968б. Возраст и фораминиферы песчанистого мела («сурки») на территории Белоруссии и смежных областей РСФСР. Сб. 2 (VII). Вильнюс, Изд. «Минтис».
- Акимец В. С., Голубцов В. К., Манькин С. С., Митянина И. В. 1960. Палеогеография территории Белорусской ССР с начала карбона до неогена. XXI сессия МГК. Докл. сов. геол., проблема 12 — «Региональная палеогеография». М.
- Алейников А. А. 1939. К вопросу о стратиграфии четвертичных отложений в бассейнах рек Западной Двины и Ловати. Тр. сов. секции Междунар. ассоциации по изуч. четвертич. периода, вып. 4.
- Алейников А. А. 1960. Об основных вопросах изучения четвертичных (антропогенных) отложений Северо-Запада СССР. Изд. Ленингр. гос. ун-та.
- Алейников А. А. 1963. Краевые образования последнего оледенения на северо-западе Русской равнины в их геоморфологическом и стратиграфическом взаимоотношениях. Тр. Комиссии по изуч. четвертич. периода, XXI. Изд. АН СССР.
- Алихова Т. И. 1960. Стратиграфия ордовикских отложений Русской платформы. Тр. ВСЕГЕИ, Госгеолтехиздат.
- Антонович М. А. 1873. Геологический очерк берегов Западной Двины в пределах Витебской губернии. «Горный журнал», т. 2, № 4.
- Анцупов П. В., Синичка А. М. 1967. Особенности поисков залежей нефти в Припятском прогибе в связи с его блоковым строением. «Геология нефти и газа», № 9.
- Армашевский П. Я. 1895а. Геологическое исследование юго-восточной части Минской губернии. Изв. Геол. ком., т. 14, № 1.
- Армашевский П. Я. 1895б. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Могилевской губернии в 1893 г. Изв. Геол. ком., т. 14, № 6—7.
- Армашевский П. Я. 1897. Заметка о буровой скважине в г. Гомеле. Зап. Киев. об-ва естествоисп., т. 16, вып. 1.
- Армашевский П. Я. 1901. Геологические исследования вдоль линии железной дороги Жлобин — Витебск. Изв. Геол. ком., т. 20, № 3.

- Архангельский А. Д. 1941. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. 1.
- «Атлас миоценовых спорово-пыльцевых комплексов различных районов СССР». 1956. Материалы ВСЕГЕИ. Госгеолтехиздат.
- Афанасьев Я. Н. 1925. Этюды о покровных породах Белоруссии. Зап. Горьковского с.-х. ин-та, т. 2, (1924).
- Бабкин Ю. А., Доминиковский Г. Г., Илькевич Г. И. [и др.]. 1967. Габбро-нориты и ильменито-магнетитовые руды Новоселковской интрузии. Докл. АН БССР, т. 11, № 10.
- Балабушевич И. А. 1960. Основные черты глубинного строения и тектоники Припятского грабена. Тр. ИГН АН БССР, вып. 2. Изд. АН БССР.
- Балабушевич И. А. 1965. Припятский грабен. Киев. Изд. «Наукова думка».
- Бартош Т. Д. 1966. Стратиграфия голоценовых известковых отложений европейской части СССР. В кн. «Палинология в геологических исследованиях Прибалтики». Рига.
- Басаликас А. Б. 1957. К вопросу о динамических фазах речных долин и аллювиальных отложений (на примере бассейна р. Неман). Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода АН БССР, № 21.
- Белюсова Г. А. 1965. О брахиоподах каменноугольных отложений Припятского прогиба. В кн. «Материалы 1 науч. конф. молодых геологов Белоруссии». Минск, Изд. «Наука и техника».
- Бер А. Г. 1966. О расчленении разрезов палеогена в Старобинской депрессии на основе изучения минерального состава тяжелой фракции. Тр. ВСЕГЕИ. Материалы по геол. Европ. территории СССР. Изд. «Недра».
- Бернадская Л. Г., Лапчик В. Е., Усенко И. С. 1954. Об эффузивах Черниговского района Днепровско-Донецкой впадины. Докл. АН СССР, т. 95 № 6.
- Биленко Д. К. 1937. До питания провіднення морени дніпровського льодовикового язика до морен Верхнього Дніпра. В кн. «Четверт. період». Київ.
- Блиодоху М. Ф. 1930. Материалы по геологическому строению р. Сож в пределах БССР. Тр. АН БССР, т. 2. Минск.
- Блиодоху Н. Ф. 1935. Матэрыялы да геалагічнага і геамарфалагічнага апісання тэрыторыі БССР. Мінск, выд. АН БССР.
- Богданов А. А. 1967. О тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы. Вестник МГУ, «Геология», № 1.
- Богданов А. А., Муратов М. В., Шатский Н. С. [и др.]. 1964. Объяснительная записка к международной карте Европы масштаба 1 : 2 500 000. М.
- Богомоллов Г. В. 1946. Геологические структуры Белоруссии и краткая характеристика дочетвертичного и современного рельефа. В кн. «Геол. и пол. ископ. БССР», сб. 1. Госгеолиздат.
- Богомоллов Г. В. 1960. Геологические структуры центральной и западной частей Русской платформы и их роль в распределении и формировании подземных вод. Тр. ИГН АН БССР, вып. 1. Изд. АН БССР.
- Бондаренко Б. В. 1965. Складчатые зоны докембрия Белоруссии по геофизическим данным. В кн. «Геология и перспективы металлоносности докембрия Белоруссии и смежных районов». Минск, Изд. «Наука и техника».
- Бондаренко Б. В. 1967. Тектонические структуры поверхности кристаллического фундамента Припятской впадины и их соотношения со структурами осадочного чехла. В кн. «Методика и геологические результаты геофизических исследований в Припятской впадине». Минск, Изд. «Наука и техника».
- Бондаренко Б. В. 1968. Тектоническое расчленение складчатых комплексов глубокого докембрия центральных районов Русской плиты. «Советская геология», № 9.
- Бондаренко Б. В., Алексейченко Е. Я. 1967. Аппроксимация поверхности кристаллического фундамента по аномалиям горизонтальных градиентов силы тяжести. В кн. «Методика и геологические результаты геофизических исследований в Припятской впадине». Минск, Изд. «Наука и техника».
- Бондаренко Б. В., Махнач А. С. 1956. О вулканогенных образованиях Белоруссии. Изв. АН БССР, серия физ.-мат. и техн. наук. № 4.
- Бондаренко Б. В., Хотько Ж. П. 1961. Основные черты тектоники Брестской впадины. Тр. ИГН АН БССР, вып. 3. Минск, Изд. АН БССР.
- Брунс Е. П. 1956. История развития Припятского прогиба в палеозое. В кн. «Материалы по геол. европ. части СССР». Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 14.
- Брунс Е. П. 1957. Стратиграфия девонских и доордовикских отложений западной части Русской платформы. «Советская геология», № 59.
- Брунс Е. П. 1966. Условия осадконакопления доордовикских толщ в западных районах Русской платформы. В кн. «Материалы по геол. европ. террит. СССР». Изд. «Недра».
- Бурейко В. С., Гринштейн Х. Р., Каган Р. И. 1958. Аглопорит из глинистых пород БССР. Сб. науч. работ науч.-исслед. ин-та строит. материалов БССР. Минск.

- Варданянц Л. А. 1960. Докембрийский кристаллический фундамент Русской платформы. XXI сессия МГК. Докл. сов. геол., проблема 9. Изд. АН СССР.
- Веножинские А. 1960. Палинологические комплексы палеогена и неогена Южной Прибалтики. В кн. «Науч. сообщ.», т. 12. Изд. АН ЛитССР.
- Венюков П. Н. 1886. Фауна девонской системы северо-западной и центральной России. Тр. С-петерб. об-ва испыт. природы, т. 17, вып. 2.
- Веретенников Н. В. 1968. Тилитоподобные породы верхнего докембрия Белоруссии и их генезис. В кн. «Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики». Минск, Изд. «Наука и техника».
- Веретенников Н. В., Махнач А. С., Шкуратов В. И. 1966. Опорный разрез позднего докембрия центральной части Белоруссии. Докл. АН БССР, т. 10, № 8.
- Витенко В. А. 1960. Черниговская опорная скважина. «Опорные скважины СССР». Тр. ВНИГНИ, вып. 24, Гостоптехиздат.
- Вознячук Л. Н. 1956. О положении границы последнего оледенения в Белоруссии. Уч. зап. БГУ, вып. 28, серия геол. Изд. БГУ.
- Вознячук Л. Н. 1957. Новые данные о миндель-рисских отложениях Белоруссии. Докл. АН БССР, № 3.
- Вознячук Л. Н. 1959. Умовы залягання рыс-вюрмскіх адкладанняў у Гродзенскай вобласці сумежных раёнах Літвы і Польшчы. Весті АН БССР, сер. фіз-тэхн. навук, № 4.
- Вознячук Л. Н. 1960. Краткий очерк стратиграфии антропогенных отложений западной части Гродненской области. В кн. «Материалы конференции молодых ученых АН БССР» (серия техн. и естеств. наук). Изд. АН БССР.
- Вознячук Л. Н. 1961. Отложения последнего межледникового на территории Белоруссии. В кн. «Материалы по антропогену Белоруссии». Изд. АН БССР.
- Вознячук Л. Н. 1965. К палеогеографии Русской равнины в раннем плейстоцене. В кн. «Материалы науч.-теоретич. конф. Минск. пед. ин-та». Минск.
- Вознячук Л. Н. 1966. О стратиграфическом подразделении среднечетвертичных отложений в древнеледниковой области Русской равнины. В кн. «Материалы 4-ой конф. геол. Белоруссии и Прибалтики». Минск, Изд. «Наука и техника».
- Вознячук Л. Н. 1967. Некоторые вопросы палеогеографии среднего плейстоцена Русской равнины. В кн. «Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины». Изд. «Наука».
- Вознячук Л. Н., Вагнер Н. М. 1965. О морфологии долины Западной Двины на территории Белоруссии и смежных районов. В кн. «Материалы науч.-теоретич. конф. Минск. гос. пед. ин-та».
- Вознячук Л. Н., Зубович Г. И., Пузанов Л. Т. 1968. О лихвинских отложениях Минской возвышенности. В кн. «Материалы 2-ой конф. молодых геол. Белоруссии». Минск, Изд. «Наука и техника».
- Вознячук Л. Н., Леонovich О. П. 1965. Стратиграфия верхнеледнечетвертичных отложений опорного разреза Мурава I. В кн. «Материалы 1-ой науч. конф. молодых геол. Белоруссии». Минск, Изд. «Наука и техника».
- Вознячук Л. Н., Махнач Н. А. 1954. Межледниковые отложения у д. Мурава (Белоруссия) и некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Русской равнины. Изв. АН БССР, № 1.
- Вознячук Л. Н., Пузанов Л. Т. 1966. Краткая характеристика основных стратиграфических горизонтов четвертичных отложений Белоруссии по новым данным. В кн. «Материалы 4-ой конф. геол. Белоруссии и Прибалтики». Минск, Изд. «Наука и техника».
- Вознячук Л. Н., Пуннинг Я. М. 1967. Находка аллерёдских отложений на побережье озера Нарочь и некоторые особенности истории его развития в позднеледниковое время. В кн. «Материалы 2-го симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР». Минск.
- Воробьева З. П. 1950. Фауна девонских отложений Белорусской ССР. Изв. АН БССР, № 6.
- Гайгалас А. И. 1960. Некоторые закономерности распространения руководящих валунов в краевых образованиях материкового оледенения Юго-Восточной Прибалтики. В кн. «Краевые образования материкового оледенения». Изд. АН ЛитССР.
- Галицкий Б. 1932. Современное состояние наших знаний о четвертичном периоде в Польше. Тр. II Междунар. конф. ассоц. по изуч. четвертич. периода Европы, вып. 1.
- Гедройц А. Э. 1895. Геологические исследования в губерниях Виленской, Гродненской, Минской, Волынской и северной части царства Польского. В кн. «Материалы для геол. России», т. 17.
- Гейслер А. Н. 1956. Новые данные по стратиграфии и тектонике нижнего палеозоя северо-западной части Русской платформы. В кн. «Материалы по геол. европ. части территории СССР». Гостеоптехиздат.

Гельмерсен Г. П. 1880. Отчет о геологических исследованиях и разведках, произведенных с 1872 до 1876 г. в губерниях Гродненской и Курляндской для изучения встречающихся в них месторождений минерального топлива. «Горный журнал», т. 1, № 2.

«География Белоруссии». 1965. Минск, Изд. «Высшая школа».

Герасимов И. П., Марков К. К. 1939. Ледниковый период на территории СССР. Физико-географические условия ледникового периода. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 33.

Герлинг Э. К., Пап А. М., Морозова И. М., Овчинникова Г. В. 1962. О возрасте кристаллического основания Белоруссии. Тр. X сессии Комиссии по определению абс. возраста геол. формаций. Изд. АН СССР.

Гиммельштейн Е. Н. 1946. Глубинная геология юго-восточной части Белоруссии и возможность выявления здесь нефти и новых месторождений каменной соли. В кн. «Геология и полезные ископаемые БССР», сб. 1. Госгеолиздат.

Голубцов В. К. 1954. О нижнекаменноугольных отложениях района Ельска (Припятское Полесье). Докл. АН СССР, т. 97, № 1.

Голубцов В. К. 1957. Стратиграфия и фораминиферы визейского яруса Припятского прогиба. В кн. «Палеонтология и стратиграфия БССР», сб. 2. Изд. АН БССР.

Голубцов В. К. 1960. Триасовые отложения Припятского прогиба. Тр. Всесоюз. совещ. по пересмотру унифицир. схемы мезозоя. Гостоптехиздат.

Голубцов В. К. 1961. Некоторые черты палеогеографии и истории геологического развития Припятского прогиба в среднепалеозойскую эру. Тр. ИГН АН БССР, вып. 2. Изд. АН БССР.

Голубцов В. К. 1963. Среднекаменноугольные отложения Припятского прогиба. В кн. «Геология и гидрогеология Припятского прогиба». Изд. АН БССР.

Голубцов В. К. 1964. Об условиях залегания и расчленения девонских надсолевых отложений района Ельска. Минск.

Голубцов В. К. 1965. К стратиграфии фаменских отложений Припятского прогиба. Докл. АН БССР, т. 9, № 3.

Голубцов В. К. 1966. Пермские отложения Брестской впадины. В кн. «Стратиграфия СССР. Пермская система». Изд. «Недра».

Голубцов В. К., Брусенцов А. Н. 1960. Об отложениях московского яруса в Припятском прогибе. Докл. АН БССР, т. 4, № 11.

Голубцов В. К., Кедо Г. И. 1960. Озерско-хованские слои Припятского прогиба. Тр. Ин-та геол. наук АН БССР, вып. 2. Изд. АН БССР.

Голубцов В. К., Кедо Г. И. [и др.]. 1959. Стратиграфия палеозоя Припятского прогиба. В кн. «Геологическое строение и нефтеносность восточных областей Украины». Изд. АН УССР.

Голубцов В. К., Махнач А. С. 1961. Фации территории Белоруссии в палеозое и раннем мезозое. Изд. АН БССР.

Гоньшакова В. И., Корзун В. П. 1968. Особенности проявления щелочно-ультрасоснового щелочного базальтоидного магматизма на древних платформах (на примере Русской и Сибирской платформ). Тр. XXII сессии МГК. В кн. «Проблема верхней мантии». Изд. «Наука».

Горелик З. А. 1964. Перспективы нефтеносности Припятской впадины. В кн. «Геология и нефтеносность палеозойских отложений Припятской впадины». Минск, Изд. «Наука и техника».

Горелик З. А. 1965. О влиянии тектоники Белорусско-Литовского кристаллического массива на формирование современного рельефа и распределение речной сети. В кн. «Геология и перспективы металлоносности докембрия Белоруссии и смежных районов». Минск, Изд. «Наука и техника».

Горелик З. А. 1966. Основные черты истории тектонического развития и перспективы нефтегазоносности Брестской впадины. В кн. «Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности БССР». Минск, Изд. «Наука и техника».

Горецкий Г. И. 1964. Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. Изд. «Наука».

Горецкий Г. И. 1967. О происхождении и возрасте глубоких долинообразных понижений в рельефе постели антропогенных отложений ледниковых областей. В кн. «Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины». Изд. «Наука».

Графман А. Е., Медушевская И. А., Тимчук А. В. 1965. Геологические результаты применения комплекса геофизических методов при изучении Белорусского массива. В кн. «Геология и перспективы металлоносности докембрия Белоруссии и смежных районов». Минск, Изд. «Наука и техника».

Гричук В. П. 1961. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений. В кн. «Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины». Изд. АН СССР.

Громов В. И. 1948. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 64, серия, геол., № 17. Изд. АН СССР.

Гуделис В. К. 1960. К вопросу о проведении стратиграфической границы между плейстоценом и голоценом на территории последнего оледенения. В кн. «Хронология и климаты четвертичного периода». XXI сессия МГК. Докл. сов. геол., проблема 4. Изд. АН СССР.

Гуринович Е. С., Гришук Р. И., Пидопличко А. П., Зименко Т. Г. 1962. Биологическая характеристика некоторых малозольных сапропелевых отложений БССР. В кн. «Химия и генезис торфа и сапропелей». Изд. АН БССР.

Гурский Б. Н. 1966. К истории развития рельефа бассейна р. Сожа в антропогенное время. В кн. «Материалы 4-ой конф. геологов Белоруссии и Прибалтики». Минск, Изд. «Наука и техника».

Гурский Б. Н. 1967. Стадии отступления среднеплейстоценовых ледников на территории Восточной Белоруссии и смежных районов. Тезисы докл. науч.-теоретич. конф. Минск, пед. ин-та, секция естеств.-геогр. наук. Минск.

Гурский Б. Н. 1968. К стратиграфии четвертичных отложений Центральной и Южной Белоруссии. В кн. «Материалы 2-ой науч. конф. молодых геологов Белоруссии». Минск, Изд. «Наука и техника».

Гурский Б. Н., Логойко А. Т., Ширина Е. И. 1966. Некоторые данные о положении последнего (валдайского) оледенения в территории БССР. В кн. «Материалы 1-ой науч. конф. молодых геологов Белоруссии». Минск, Изд. «Наука и техника».

Даниланс И. Я. 1966. Пыльцевые зоны миндель-рисских отложений бассейна р. Летижа и их сопоставление с аналогичными зонами в других районах. В кн. «Палинология в геологических исследованиях Прибалтики». Рига.

Даниланс И. Я., Дзилна В. Я., Савваитов А. С., Стелле В. Я. 1964. Стратиграфическое подразделение плейстоценовых отложений Латвии. В кн. «Вопросы четвертичной геологии», 3. Рига.

Даниловский И. В. 1939. История отложений и форм рельефа в Пропойском и Быховском районах. Тр. сов. секции Междунар. ассоциации по изуч. четвертич. периода (JNQVA), вып. 4.

Даниловский И. В. 1955. Опорный литолого-стратиграфический разрез отложений скандинавского оледенения Русской равнины и руководящие четвертичные моллюски. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 9. Госгеолтехиздат.

Дементьев В. А. 1948. Геоморфологические районы БССР. Уч. зап. БГУ, вып. 8, серия геогр. Минск.

Дементьев В. А. 1960. Система физико-географических районов Белоруссии. В кн. «Физич. и экономич. география». Минск, Изд. БГУ.

Дементьев В. А., Романовский Н. Т., Мельничук С. М. [и др.] 1965. География Белоруссии. Минск.

Демиденко Э. К. 1966. Предварительные данные о характерных видах верхнедевонских остракод Припятского прогиба и их стратиграфическом значении. В кн. «Материалы 1-ой науч. конф. молодых геологов Белоруссии». Минск, Изд. «Наука и техника».

Денисюк Н. Ф. 1936. Глауканитавья пароды БССР. Выд. АН БССР.

Дикенштейн Г. Х. 1953. Основные черты структуры западной части Русской платформы в нижнем палеозое. Бюлл. МОИП, отд. геол., 28, № 4.

Дикенштейн Г. Х. 1958а. О древнейшем прогибе на западе Русской платформы. Докл. АН СССР, т. 119, № 6.

Дикенштейн Г. Х. 1958б. История геологического развития Прибалтики в Белоруссии в палеозойскую эру. Тр. ВНИГНИ, вып. 10.

Дикенштейн Г. Х., Кирейчев В. Д., Смилга И. П., Шебуева И. Н. 1957. Тектоника Припятского прогиба. «Геология нефти и газа», № 4.

Дикенштейн Г. Х., Левина Л. М., Лиепиньш П. П. [и др.] 1959. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Прибалтики и Белоруссии. Тр. ВНИГНИ, вып. 19. Госгонтехиздат.

Доктуровский В. С. 1934. Млжледніковыя тарфы БССР. Зап. АН БССР, кн. 3.

Дорофеев П. И. 1960. О третичной флоре Белоруссии. «Ботанич. журнал АН СССР», т. 45, № 10.

Дорофеев П. И. 1963. Новые данные о плейстоценовых флорах Белоруссии и Смоленской области. В кн. «Материалы по истории флоры и растит. СССР», вып. 4. Изд. АН СССР.

Жирмунский А. М. 1919. Основные черты тектоники Западного края. «Изв. москов. отд. Геол. ком.», т. 1.

Жирмунский А. М. 1930а. Главный девонский вал Северо-Западного края. «Изв. Гл. геол.-развед. упр.», № 4.

Жирмунский А. М. 1930б. Геологический очерк БССР и западной области РСФСР. Геолгиздат, ГГРУ.

- Жирмунский А. М. 1932. Общая геологическая карта европейской части СССР. Лист 28, юго-восточная четверть листа. Тр. Всесоюз. геол.-развед. объедин. НКТП СССР, вып. 234.
- Зайцева Н. В., Комаров В. С. 1967. Вещественный состав и свойства ленточных глин северной части Белоруссии. Докл. АН БССР, т. 9, № 12.
- Заррина Е. П., Краснов И. И. 1965. Проблема сопоставления поясов ледниковых краевых образований на северо-западе европейской части СССР и прилегающих зарубежных территориях. В кн. «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс.
- Зубович Г. И. 1968. К вопросу о связи краевых образований Минской и Новогрудской возвышенностей. В кн. «Материалы 2-ой науч. конф. молодых геологов Белоруссии. Минск, Изд. «Наука и техника».
- Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. [и др.]. 1961. Геология и условия формирования Старобинского месторождения калийных солей в Белоруссии. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 68.
- Иванова И. К. 1966. Стратиграфия верхнего плейстоцена Средней и Восточной Европы по данным изучения лёссов. В кн. «Верхний плейстоцен». Изд. «Наука».
- Ильин Е. А. 1961. К характеристике генетических типов ледникового рельефа вюрмской эпохи на территории Северо-Западной Белоруссии. Докл. АН БССР, т. 1, № 4.
- Ильин Е. А. 1965. Условия формирования краевых образований последнего оледенения на северо-западе БССР. В кн. «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс.
- Ильин Е. А. 1967. Межстадиальные озерные отложения верхнего плейстоцена севера Белоруссии. В кн. «Материалы 2-го симпозиума по истории озер северо-запада СССР». Минск.
- Исаченков В. А. 1967. О новейшей тектонике левобережья Верхнего Приднепровья. В кн. «Тектонические движения и новейшие структуры земной коры». Материалы совещания по проблемам неотектоники. М.
- Кабайлене М. В. 1965. Некоторые вопросы стратиграфии и палеогеографии голоцена. В кн. «Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография антропогена Юго-Восточной Литвы», 2. Вильнюс.
- Кавалеу Н. Е. 1932. Аб геалагічнай пабудове БССР. «Савецкая Краіна», № 12.
- Калечиц В. А., Махнач Н. А., Якушко О. Ф. 1967. Развитие и возраст некоторых голоценовых озер Белорусского Поозерья. В кн. «Материалы второго симпозиума по истории озер северо-запада СССР». Минск.
- Карножицкий А. Н. 1895. Геологические исследования в юго-западной части Витебской губернии и в северных частях губерний Минской и Могилевской. В кн. «Материалы для геологии России», т. 17.
- Карпинский А. П. 1892. О нахождении нижнесилурийских и кембрийских отложений в Минской губернии. «Горный журнал», т. 1, № 2.
- Карпинский А. П. 1907. О результатах некоторых буровых работ в бассейне Припяти. Изв. Академии наук, т. 6; Собр. соч., 2. Изд. АН СССР.
- Карпинский А. П. 1919. К тектонике Европейской России. Изв. Академии наук, № 12—15.
- Карпинский А. П. 1939. Очерк физико-географических условий Европейской России в минувшие геологические периоды. Зап. Академия наук, 10, прилож. 8, 1887. Классики естествознания, 1919; Собр. соч., 2. Изд. АН СССР.
- Кац Н. Я. Кац С. В. 1960. Ископаемая флора и растительность миндель-рисских межледниковых отложений у д. Жидовщина под Гродно. Бюлл. комиссии по изуч. четвертич. периода АН СССР, № 25.
- Квасов Д. Д., Краснов И. И. 1965. Основные проблемы изучения истории приледниковых озер северо-запада европейской части СССР. В кн. «Материалы к симпозиуму по истории озер Северо-Запада». Л.
- Кедо Г. И. 1955. Споры среднего девона северо-востока Белорусской ССР. В кн. «Палеонтология и стратиграфия БССР», сб. 1. Изд. АН БССР.
- Кедо Г. И. 1959. К вопросу о характеристике пограничных слоев девона и карбона Припятского прогиба. Докл. АН БССР, т. 3, № 2.
- Кедо Г. И. 1960. Спорово-пыльцевые комплексы палеозойских отложений Белоруссии. В кн. «Дочетвертичная микропалеонтология». XXI сессия МГК. Докл. сов. геол., проблема 6.
- Кедо Г. И. 1962. Спорные комплексы верхнефаменских и турнейских отложений и граница девона и карбона в Припятском прогибе. К 1-ой междунар. палинологич. конф. (Таксон, США). Докл. сов. палинологов. Изд. АН СССР.
- Кедо Г. И. 1963. Споры турнейского яруса Припятского прогиба и их стратиграфическое значение. В кн. «Палеонтология и стратиграфия БССР», сб. 4. Изд. АН БССР.
- Кедо Г. И. 1966. Споры среднего девона западной части Русской платформы. В кн. «Палинология в геологических исследованиях Прибалтики». Рига, Изд. «Зинатне».

- Келлер Б. М. 1952. Рифейские отложения краевых прогибов Русской платформы. Тр. ИГН АН СССР, вып. 109, серия геол., № 37.
- Кириков В. П. 1963. Основные этапы формирования галогенных отложений девона в Припятском прогибе и Днепровско-Донецкой впадине. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 91.
- Кичкина М. С. 1960. Дочетвертичные поверхности выравнивания Белоруссии. В кн. «Материалы 4-ой конф. геологов Белоруссии и Прибалтики». Минск, Изд. «Наука и техника».
- Кичкина М. С. 1965. Рельеф поверхности кристаллического фундамента Белоруссии и общие черты истории его формирования. В кн. «Геология и перспективы металлоносности докембрия Белоруссии и смежных районов». Минск, Изд. «Наука и техника».
- Клюева К. А. 1956. Влияние заболоченности водосбора на средний многолетний сток рек Белорусской ССР. Тр. ГГИ, вып. 52 (106). Гидрометеоздат.
- Козлов В. Б. 1966. О корреляции стадияльных краевых образований валдайского ледника (на примере Белоруссии и Смоленщины). В кн. «Верхний плейстоцен». Изд. «Наука».
- Кондратене О. П., Чеботарева Н. С., Девирц А. Л., Добкина Э. И. 1965. Межстадиальные отложения Южной Латвии. В кн. «Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода». М.
- Кондратчик Н. В., Богоино В. А. 1955. Краткий литолого-стратиграфический очерк Брестской впадины по материалам бурения. В кн. «Материалы 1-ой конф. молодых геологов БССР». Минск, Изд. «Наука и техника».
- Коптев А. И. 1960. Некоторые результаты сопоставления минерального состава дочетвертичных и четвертичных отложений Белоруссии. «Вестн АН БССР», сер. физ.-техн. наук, № 4.
- Коптев А. И. 1961. К литологии нижеантропогенных отложений Белоруссии. В кн. «Материалы по антропогену Белоруссии». Изд. АН БССР.
- Коржув С. С. 1960. Рельеф Припятского Полесья. Изд. АН СССР.
- Корзун В. П. 1965. О верхнедевонских вулканогенных образованиях района Боршевки. В кн. «Материалы 1-ой науч. конф. молодых геологов Белоруссии». Минск, Изд. «Наука и техника».
- Крандиевский В. С. 1952. Первые находки граптолитов в силурийских отложениях Белоруссии. Докл. АН БССР, т. 6, № 8.
- Красовский А. В. 1936. Про геологічну будову Лоївського підніп'рв'я. «Геол. журн.», АН УРСР, т. 3, вып. 1.
- Кривская Т. Ю. 1963. О нижнемеловых отложениях Белоруссии. В кн. «Материалы по Европейской территории СССР». Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 91.
- Кригер Н. И. 1967. О стратиграфии нижнего плейстоцена ледниковых районов Русской равнины. В кн. «Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины». Изд. «Наука».
- Криштафович Н. И. 1896—1897. Строение ледниковых образований на территории Ковенской, Виленской и Гродненской губерний. Ежегодник по геол. и минерал. России, т. 1. Варшава.
- Крукле М. Я., Лусиня Л. А., Стелле В. Я. 1962. Межледниковые отложения в долине реки Сарьянка у нас. п. Обухово. В кн. «Вопросы четвертичной геологии», 1. Тр. Ин-та геол., 8. Рига.
- Крукле М. Я., Стелле В. Я. 1964. Миндель-рисские отложения в городе Браслава. В кн. «Вопросы четвертичной геологии», 3. Рига.
- Ксенжкевич М., Самсонович Я. 1956. Очерк геологии Польши. Изд. иностр. лит.
- Кузнецова Т. А. 1959. Спорово-пыльцевые комплексы плиоценовых отложений Нижней Камы. Докл. АН СССР, т. 124, № 1.
- Курочка В. П. 1961. Основные этапы формирования структур Припятского прогиба. Докл. АН БССР, т. 5, № 6.
- Курочка В. П. 1966. Строение и формирование межсолевого структурного этажа Припятского прогиба. В кн. «Стратиграфия, литология и полезные ископаемые БССР». Минск, Изд. «Наука и техника».
- Лапкин Ю. И., Люткевич Е. М. 1956. О различии в геологическом строении Полесской и Днепровско-Донецкой впадин. Докл. АН СССР, т. 108, № 5.
- Лапуть В. А. 1962. Характеристика девонских отложений Припятской впадины по геохимическим показателям (в связи с их нефтеносностью). В кн. «Геохимия нефти и нефтяных месторождений». Изд. АН СССР.
- Лапчик Ф. Е. 1958. Пермские и триасовые отложения Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донбасса. Изд. АН УССР.
- Левина Л. М. 1957. О догдовском комплексе Белоруссии. Докл. АН СССР, т. 113, № 3.
- Левков Э. А. 1965. О связи физико-механических свойств песчано-гравийно-галечного материала с его вещественным составом. В кн. «Материалы 1-ой науч. конф. молодых геологов Белоруссии». Минск, Изд. «Наука и техника».

Леонович П. А., Свержинский А. И. 1965. Перспективы металлоносности кристаллического фундамента Белоруссии и направление дальнейших геологопоисковых работ. В кн. «Геология и перспективы металлоносности Белоруссии и смежных районов». Минск, Изд. «Наука и техника».

Линник Л. С. 1962. О стратиграфическом распространении и фациальной приуроченности фауны брахиопод в разрезе девонских отложений Припятского прогиба. В кн. «Материалы конференции молодых ученых АН БССР». Минск, Изд. «Наука и техника».

Липник Е. С. 1951. Микрофауна киевского яруса окрестностей г. Лоева. «Геол. журн. АН УРСР», т. 11, вып. 1.

Личков Б. Л. 1928а. К вопросу о геологической природе Полесья. «Изв. АН СССР», отд. физ.-мат., 2.

Личков Б. Л. 1928б. О террасах Днепра и Припяти. В кн. «Материалы по общ. и прикл. геол.» Геол. ком, вып. 95.

Личков Б. Л. 1932. К вопросу о возрасте и строении речных террас в бассейне р. Днепра. Изв. Гос. гидрологич. ин-та, вып. 48 и 52.

Лукашев К. И. 1961. Генетические типы и фации антропогенных отложений Белоруссии. В кн. «Материалы по антропогену Белоруссии». Изд. АН БССР.

Лукашев К. И., Вознячук Л. Н. 1961. Изучение антропогенной (четвертичной) системы на территории БССР. «Весті АН БССР», сер. фіз.-тэхн. навук, № 3.

Лукашев К. И., Махнач А. С. 1961. Новые данные по геологическому строению территории Белорусской ССР. Тр. XXI сессии МГК, т. 2.

Лукашев К. И., Махнач А. С. 1966. Припятская впадина — сокровищница недр Белоруссии. Минск, Изд. «Наука и техника».

Лунгерсгаузен Л. Ф. 1932. До питання про простягання північно-білоруських кінцевих морен та про вік білоруського лесу. Зб. пам. акад. І. А. Тутковського, вип. 1. Київ.

Лунгерсгаузен Л. Ф. 1933. До геоморфології долини Західної Двіни (Попереднє повідомлення). Четверт. період, вип. 6. Київ.

Лунгерсгаузен Ф. В. 1930. Уступ у геалогію Беларусі. Працы Горы-Горацкага навук. таварыства. Беларус. АН, аддзел прыроды і народ. гасп., т. 7. Горы-Горкі.

Лупинович И. С., Голуб Т. Ф. 1958. Торфяно-болотные почвы БССР и их плодородие. Изд. АН БССР.

Люткевич Е. М. 1960а. К вопросу о формировании залежей девонской нефти в Припятском Полесье. Тр. ИГН АН БССР, вып. 2. Изд. АН БССР.

Люткевич Е. М. 1960б. О тектонической изолированности Припятского Полесья и Днепровско-Донецкой впадины. Докл. АН БССР, т. 4, № 2.

Люткевич Е. М., Лапкин И. О. 1953. О нижнетриасовых отложениях Русской платформы. Докл. АН СССР, т. 38, № 1.

Ляшенко А. И. 1959. Атлас брахиопод и стратиграфия девонских отложений центральных областей Русской платформы. Гостоптехиздат.

Маевский В. И. 1950. Геологическое строение бассейна р. Западной Двины в пределах 28 листа карты европейской части СССР. Уч. зап. Калининск. гос. пед. ин-та, т. 13, тр. фак-та геогр. Калинин.

Макаревич В. Н. 1963. О взаимосвязи Припятской и Днепровско-Донецкой впадин. Докл. АН БССР, т. 7, № 11.

Макаревич В. Н. 1964. К вопросу о формировании соляных структур Припятской впадины. В кн. «О геологическом строении и перспективах нефтегазоносности Припятской впадины». ЦНИИТЭнефтегаз. Изд. «Недра».

Макаревич В. Н. 1966. О тектонической структуре восточных районов Припятской впадины. В кн. «Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности БССР». Изд. «Недра».

Малыревич С. С. 1933. Геалагічныя даследаванні у сярэдняй частцы правабярэжжа р. Бярэзіны. В кн. «Матэрыялы па вывуч. геал. і карыс. выкап. Беларусі», т. 6. Мінск, выд. Бел. АН.

Малыревич С. С., Цапенко М. М. 1934. Некоторые данные об выходах пород верхнемелового зуроста паміж рр. Дняпром і Бярэзінай ад шыраты г. Магілева да шыраты г. Бабруйска. В кн. «Матэрыялы па вывуч. геалогіі і карысных выкапняў БССР», т. 8. Мінск, Выд. Бел. АН.

Манькин С. С. 1959. Стратиграфия третичных отложений Белоруссии. Изд. АН БССР.

Манькин С. С. 1960а. О находке отложений полтавской серии в районе г. Гродно. Тр. Ин-та геол. наук АН БССР, вып. 2. Изд. АН БССР.

Манькин С. С. 1960б. Адкладанні пліяцэну у раёне Антопалы. Весті АН БССР, сер. фіз.-тэхн. навук, № 1.

Марков В. С. 1965. Горючие сланцы Белоруссии. В кн. «Материалы 1-ой науч. конф. молодых геологов БССР». Минск, Изд. «Наука и техника».

Марков К. К., Лазуков Г. И., Николаев В. А. 1965. Четвертичный период, т. 1 (территория СССР). Изд. МГУ.

- Мартынов А. А., Ротай А. П. (редакторы). 1966. Тектоническая карта Днепровско-Донецкой впадины. Изд. УкрНИГРИ.
- Махлин Е. М. 1952. Докембрий южной части Белорусской ССР. Докл. АН СССР, т. 84, № 3.
- Махнач А. С. 1954а. К литологической характеристике палеозойских отложений района Минска. Изв. АН БССР.
- Махнач А. С. 1954б. К литологической характеристике палеозойских отложений района Пинска. Изв. АН БССР, № 3.
- Махнач А. С. 1955. О кембрийско-силурийских отложениях у д. Рованичи Минской области, БССР. Докл. АН БССР, т. 101, № 4.
- Махнач А. С. 1956. Основные данные по стратиграфии и литологии палеозойских отложений юго-западной части Белоруссии. Уч. зап. Бел. гос. ун-та, серия геол., № 28.
- Махнач А. С. 1958. Древнепалеозойские отложения Белоруссии. Изд. АН БССР.
- Махнач А. С. 1960а. Новые данные об эокембрийских отложениях Припятского прогиба. Изв. АН БССР, серия физ.-мат. и техн. наук, № 1.
- Махнач А. С. 1960б. Некоторые особенности минералогического и гранулометрического состава доордовикских отложений Белоруссии и смежных районов и значение их для стратиграфии, фациального анализа и выяснения условий осадконакопления. Тр. Ин-та геологии АН ЭстССР, т. 5.
- Махнач А. С. 1960в. Новый, наиболее полный разрез белорусской (полесской) серии нижнего эокембрия западной части Русской платформы. Докл. АН БССР, т. 4, № 4.
- Махнач А. С. 1963а. Эокембрийские отложения района Барановичей, Клецка, Ганцевичей и условия их залегания. Докл. АН БССР, т. 7, № 2.
- Махнач А. С. 1963б. Эокембрийские отложения района г. Могилева. Докл. АН БССР, т. 7, № 1.
- Махнач А. С. 1968а. Эффузивные породы среднего состава Брестской впадины. Докл. АН БССР, т. 7, № 3.
- Махнач А. С. 1968б. Фации и палеогеография позднего докембрия Припятского прогиба и смежных районов. В кн. «Литология», геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики». Минск, Изд. «Наука и техника».
- Махнач А. С., Айзберг Р. Е., Урьев И. И. 1967. О предливенской палеоструктуре Припятской впадины. Докл. АН БССР, № 9.
- Махнач А. С., Бессонова В. Я. 1962. Вулканические туфы и вулканогенно-осадочные породы из отложений древнего палеозоя района Витебска. Докл. АН БССР, т. 6, № 5.
- Махнач А. С., Корзун В. П. 1965. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы нижней части фаменского яруса верхнего девона Припятского прогиба. Докл. АН БССР, т. 9, № 1.
- Махнач А. С., Корзун В. П., Курочка В. П. [и др.]. 1966. Межсолевая толща девона Речицкой структуры. Докл. АН БССР, т. 10, № 11.
- Махнач А. С., Корзун В. П., Курочка В. П. [и др.]. 1966. Литология и геохимия девонских отложений Припятского прогиба в связи с нефтегазоносностью. Минск, Изд. «Наука и техника».
- Махнач А. С., Курочка В. П., Голубцов В. К. [и др.]. 1962. Девонские отложения Стреличевского поднятия Припятского прогиба. Изв. АН БССР, серия физ.-техн. наук, № 1.
- Махнач А. С., Курочка В. П., Пап А. М., Молявко Л. М. 1961. Кристаллический фундамент дд. Лососно и Глебовичи (район Гродно) и развитая на нем кора выветривания. Тр. ИГН АН БССР, вып. 3. Изд. АН БССР.
- Махнач А. С., Курочка В. П., Урьев И. И. [и др.]. 1963. Литология межсолевых отложений Припятского прогиба. В кн. «Вопросы геохимии и литологии осадочных пород». Изд. АН СССР.
- Махнач А. С., Курочка В. П., Урьев И. И. 1964. Межсолевые отложения Колаткевичей. В кн. «Геология и нефтеносность Припятской впадины». Минск, Изд. «Наука и техника».
- Махнач А. С., Невмержицкая З. М. 1958. О кварцевых порфирах района Глуска. Уч. зап. Белорусск. ун-та, серия геол., вып. 43.
- Махнач А. С., Пасюкевич В. И., Семенюк А. Д. 1964. Наровский горизонт среднего девона района г. Полоцка. Изв. АН БССР, серия физ.-техн., № 1.
- Махнач А. С., Пистрак Р. М., Стефаненко А. Я., Тихомиров С. В. 1955. К стратиграфии подсолевых девонских отложений Припятского прогиба. Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Махнач А. С., Шевченко Т. А. 1966а. Строение и литологические особенности пярнуско-наровской серии и лужского горизонта среднего девона Припятской впадины. В кн. «Новые данные о геологическом строении и нефтеносности Припятской впадины БССР». М., ВНИИОЭНГ.

- Махнач А. С., Шевченко Т. А., Курочка В. П. 1966б. Типы разрезов и важнейшие литологические особенности надсолевого девонского комплекса Припятской впадины. В кн. «Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности БССР». Изд. «Недра».
- Махнач Н. А. 1957а. Спорово-пыльцевые комплексы межледниковых отложений БССР и их стратиграфическое значение. Тр. Регион. совещ. по изуч. четвертич. отлож. Прибалтики и Белоруссии. Науч. сообщ. Ин-та геол. и геогр. АН ЛитССР, т. 4. Вильнюс.
- Махнач Н. А. 1957б. Стратиграфическое значение спорово-пыльцевых спектров из плейстоценовых отложений Белоруссии. Докл. АН СССР, т. 114, № 3.
- Махнач Н. А. 1957в. Некоторые особенности нижнего плейстоцена Белоруссии. Докл. АН БССР, т. 1, № 1. Минск.
- Махнач Н. А. 1958. Асноўныя этапы развіцця расліннасці Беларусі ў плейстацэнавы час. Вестн АН БССР, сер. біял. навук, № 4. Минск.
- Махнач Н. А. 1961. Стратиграфическое значение растительности раннего и начала среднего антропогена Белоруссии. В кн. «Материалы антропогена Белоруссии». Изд. АН БССР.
- Махнач Н. А. 1965. О самостоятельности московского оледенения на территории БССР. Докл. АН БССР, № 7.
- Махнач Н. А. 1966. Разрез рославльских (одинцовских, днепровско-московских) межледниковых отложений у пос. Старобина. В кн. «Стратиграфия, литология и полезные ископаемые БССР». Минск, Изд. «Наука и техника».
- Махнач Н. А., Цапенко М. М. 1966. Новые данные о межледниковых отложениях в верховьях р. Березины (днепровской). В кн. «Палеонтология и стратиграфия БССР», т. 5. Минск, Изд. «Наука и техника».
- Медушевская И. А. 1966. Выделение зон тектонических нарушений по результатам морфологических построений и их сопоставление с данными геофизических работ на территории БССР. В кн. «Материалы 4-ой конф. молодых геологов Белоруссии и Прибалтики». Минск, Изд. «Наука и техника».
- Мещеряков Ю. А., Федорова Р. В. 1961. О возрасте и происхождении террас Западной Двины. Тр. Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода. т. 1.
- Милашевич К. О. 1886. Отчет о геологических исследованиях в Могилевской губернии. Изв. Об-ва любителей естествознания, антропологии и этнографии, т. 3, вып. 2.
- Мирчинк Г. Ф. 1925. Геологические исследования в пределах бассейна р. Вихры с прилегающей частью правобережья р. Сожа, в пределах 29-го листа. Отчет о состоянии и деятельности Геол. ком. в 1920 г. Изв. геол. ком., т. 40, № 7.
- Мирчинк Г. Ф. 1926—1927. Из четвертичной истории равнины европейской части СССР. «Геол. вестник», т. 5, № 4-5.
- Мирчинк Г. Ф. 1928. Состояние изучения покровных четвертичных образований в европейской части СССР, иллюстрированное картой. «Почвоведение», т. 23, № 1—2.
- Мирчинк Г. Ф. 1929а. Межледниковые отложения европейской части СССР и их значение в четвертичной истории. «Геол. вестник», т. 7, № 1-3.
- Мирчинк Г. Ф. 1929б. О соотношении речных террас и стоянок палеолитического человека в бассейне рек Лесны и Сожа. Бюлл. МОИП, т. 37, отд. геол., нов. серия, т. 7, вып. 1—2.
- Мирчинк Г. Ф. 1929в. Предварительный отчет о геологических исследованиях правобережья р. Березины в пределах северо-западной части четверти 29-го листа. Изв. Геол. ком., 18, № 10.
- Мирчинк Г. Ф. 1932. Геологическое строение местности по линиям Орша.—Ворожба, Новобелица—Прилуки и Локоть—Шостка. Тр. Всесоюз. геол.-развед. объедин. НКТП СССР, вып. 217.
- Мирчинк Г. Ф. 1933. Геологическое строение местности по линии Орша—Витебск—Новобелица—Прилуки и Локоть—Шостка. Тр. Всесоюз. геол.-разв. объедин. НКТП СССР, вып. 309.
- Мирчинк Г. Ф. 1936. О четвертичном орогенезе и эпийрогенезе на территории СССР. В кн. «Материалы по четвертичному периоду СССР».
- Мирчинк Г. Ф. 1937. Изучение межледниковых отложений с целью выявления их соотношений с речными террасами. Тр. Сов. секции Междунар. ассоц. по изуч. четвертич. периода (JNQVA), вып. 1.
- Мирчинк Г. Ф. 1946. Основы четвертичной истории на территории СССР. В кн. «Материалы палеогеографии четвертичного периода». Тр. Ин-та геогр., вып. 37.
- Миссуна А. Б. 1903. Материалы к изучению ледниковых отложений Белоруссии и Литовского края. В кн. «Материалы к познанию геол. строения Росс. имп.», вып. 2.
- Миссуна А. Б. 1909. Конечная морена и устройство поверхности северо-восточной части Гродненской губернии. Зап. Минерал. об-ва, серия 2, ч. 47. СПб.
- Миссуна А. Б. 1915. Краткий очерк геологического строения Новогрудского уезда Минской губернии. Зап. Минерал. об-ва, серия 2, ч. 50, отд. 5, вып. 1. СПб.

- Митянина И. В. 1957. Стратиграфия юрских отложений Белоруссии по данным изучения фораминифер. Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 3.
- Митянина И. В. 1960. Юрские отложения запада Белоруссии. Науч. сообщ. АН ЛитССР. Ин-т геол. и геогр. т. 12. Вильнюс.
- Митянина И. В. 1961. Стратиграфическое расчленение юрских отложений Белоруссии. Тр. Всесоюз. совещ. по уточн. унифициров. схемы стратиграфии мезозойских отлож. Русской платформы. Тр. ВНИГНИ, вып. 29, т. 2.
- Митянина И. В. 1963. Фораминиферы верхнего оксфорда Белоруссии. В кн. «Палеонтология и стратиграфия БССР», № 4. Изд. АН БССР.
- Михайловская В. А. 1953. Флора Полесской низменности. Изд. АН БССР.
- Москвитин А. И. 1932. Погребенный торфяник в отложениях нижней надпойменной террасы р. Друти у г. Рогачева. Бюлл. бюро Междунар. ассоц. по изуч. четвертич. периода Европы, № 34.
- Москвитин А. И. 1952. Схема палеогеографии плейстоцена европейской части СССР на основе новых представлений о стратиграфии четвертичных отложений. В кн. «Материалы по четвертич. периоду СССР». Изд. АН СССР, вып. 3.
- Москвитин А. И. 1954. Стратиграфическая схема четвертичного периода в СССР. Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Москвитин А. И. 1966. Среднеевропейские «гейтвег» и «паудорф» и их место в стратиграфии верхнего плейстоцена европейской части СССР. В кн. «Верхний плейстоцен». Изд. «Наука».
- Москвитин А. И. 1967. Стратиграфия плейстоцена европейской части СССР. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 156. Изд. «Наука».
- Мотуз В. М. 1967. История развития озерных водоемов Днепровско-Донец-Двинского междуречья. В кн. «Материалы второго симпозиума по истории озер северо-запада СССР». Минск.
- Мурашко М. Г., Гатилле П. Д. [и др.]. 1960. Водноэнергетический кадастр Белорусской ССР. Том 1. Под ред. Г. Л. Золотарева. Изд. АН БССР.
- Мурчисон Р., Вернейль Э., Кайзерлинг А. 1849. Геологическое описание Европейской России и хребта Уральского. СПб.
- Невмержицкая З. М. 1958. Литолого-минералогическая характеристика пермо-триасовых отложений района д. Гиневичев Груд. Тр. ИГН АН БССР, вып. 1. Изд. БССР.
- Невмержицкая З. М. 1962а. К вопросу о возрасте корневой свиты в Припятском прогибе. Докл. АН БССР, т. 6, № 2.
- Невмержицкая З. М. 1962б. К литологии наровлянской свиты нижнего триаса Припятского прогиба. В кн. «Материалы конф. молодых ученых АН БССР». Изд. АН БССР.
- Нейштадт М. И. 1952. О подразделении позднечетвертичной (послевалдайской или голоценовой) эпохи в СССР и Европе. В кн. «Материалы по четвертич. периоду СССР», вып. 3. Изд. АН СССР.
- Нейштадт М. И. 1957. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. Изд. АН СССР.
- Никитин С. Н. 1888. Следы мелового периода в Центральной России. Тр. Геол. ком., т. 5, № 2.
- Никитин С. Н. 1907. Географическое распространение юрских осадков в России. «Горный журнал», № 10.
- Николаев Н. И. 1967. Некоторые итоги изучения неотектоники и задачи дальнейших исследований. В кн. «Тектонические движения и новейшие структуры земной коры». М.
- Новожилов И. И. 1959. Новые пермские и триасовые *Conchostraca* из Южной Белоруссии, Приуралья и Якутии. В кн. «Материалы к основам палеонтологии», вып. 3. Изд. АН СССР.
- Оппоков Е. В. 1906. Некоторые сведения о более глубоких буровых колодцах Полесья. Изв. Геол. ком., т. 25, № 2.
- Оппоков Е. В. 1916. Глубокие бурение в 1914—1915 гг. в сопоставлении с другими глубокими буровыми скважинами в районе Полесья. В кн. «Материалы по исследов. рек и речных долин Полесья», вып. 1. Киев.
- Оппоков Е. В. 1925. Украинская тектоническая мульда и Полесский девонский вал по современным сведениям. Бюлл. МОИП, новая серия, отд. геол., т. 35, вып. 12.
- Оппоков Е. В., Тутковский П. А. 1916. Материалы по исследованию рек и речных долин Полесья полесской изыскательской партии. Изв. Отд. земельных улучшений.
- Орвику К. К. 1957. Стратиграфическая схема антропогенных отложений на территории Эстонской ССР. В кн. «Науч. сообщ. Ин-та геол. и геогр. АН ЛитССР», т. 4. Вильнюс.
- Орвику К. К. 1960. Геология четвертичного периода Эстонской ССР. В кн. «Хронология и климаты четвертич. периода». XXI сессия МГК, Докл. сов. геол. Изд. АН СССР.

- Орвику К. К., Пиррус Р. О. 1965. Межморенные органогенные отложения в Карукуля (Эстонская ССР). В кн. «Литология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии». Таллин.
- Павлов А. П. 1922. Ледниковые и межледниковые эпохи Европы в связи с историей ископаемого человека. Речь на годичном общем собрании Академии наук 29 декабря 1921 г. Отчет Академии наук за 1921 г. Пг.
- Павлов А. П. 1936. Геологическая история европейских земель и морей в связи с историей ископаемого человека. Изд. АН СССР.
- Пап А. М. 1959. Основные породы кристаллического фундамента Белорусско-Литовского массива. Докл. АН СССР, т. 125, № 6.
- Пап А. М. 1961. Петрографическая характеристика кристаллических пород района Наровли (Припятский прогиб). Тр. Ин-та геол. наук АН БССР, вып. 3. Изд. АН БССР.
- Пап А. М. 1962а. Новые данные по стратиграфии кристаллического фундамента Белоруссии. Докл. АН БССР, т. 6, № 1.
- Пап А. М. 1962б. Магматические и метаморфические комплексы докембрия Белоруссии. Минск, изд-во АН БССР.
- Пап А. М. 1965. Некоторые критерии оценки перспектив пород кристаллического фундамента Белоруссии на полезные ископаемые. В кн. «Геология и перспективы металлоносности Белоруссии и смежных районов». Минск, изд-во «Наука и техника».
- Пап А. М. 1967. Основные итоги и некоторые особенности изучения докембрийского кристаллического основания Белоруссии. Сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 2. Изд. «Недра».
- Пап А. М., Борковская В. М. 1968. Петрохимические особенности изверженных и метаморфических пород докембрия БССР. Минск, изд. «Наука и техника».
- Пап А. М., Вишневский В. Н., Зингерман А. Я. 1962. Морфология и некоторые особенности тектоники Микашевичско-Житковичского выступа кристаллического фундамента Белоруссии. Докл. АН БССР, т. 6, № 4.
- Пап А. М., Герлинг Э. К. [и др.], 1962. Первые данные по абсолютной геологии кристаллического основания Белоруссии. Докл. АН БССР, т. 6, № 3.
- Пасюкевич В. И., Салов И. Н., Шахнюк В. В. 1966. Антропогенные отложения и палеогеография центральной части Полоцкой котловины в антропогене. Тр. 3-й науч.-методич. конф. объедин. геогр. и геол. педагогич. ин-тов центр. областей европейской части РСФСР. Смоленск.
- Пасюкевич В. И., Семенюк А. Д., Васильева Г. Н. 1966. Основные черты геологического строения района Щучина. Материалы четвертой конференции геологов Белоруссии и Прибалтики. Минск.
- Пасюкевич В. И., Семенюк А. Д. 1967. Нижнечетвертичные отложения в разрезе четвертичной толщи в районе г. Щучина Гродненской области. В кн. «Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины». Минск, изд. «Наука и техника».
- Пейве А. В. 1960. Разломы и их роль в развитии земной коры. XXI сессия МГК. Докл. сов. геол. Изд. АН СССР.
- Петров Л. С. 1956. Девонские отложения северо-запада Русской платформы. Гостоптехиздат.
- Пидопличко А. П., Гришук Р. И. 1959. Некоторые особенности формирования сапропелей Браславской и Нарочанской групп озер. Тр. Ин-та торфа АН БССР, т. 7. Изд. АН БССР.
- Пидопличко А. П., Гришук Р. И. 1960. Основные стратиграфические схемы развития озер Белорусской ССР. Тр. Ин-та торфа АН БССР, т. 9. Изд. АН БССР.
- Пидопличко А. П., Гришук Р. И. 1962. Некоторые итоги изучения сапропелевых отложений Белорусской ССР. В кн. «Химия и генезис торфа и сапропелей». Изд. АН БССР.
- Пиррус Ф., Пуннинг Я. М. [и др.], 1967. Абсолютный возраст и стратиграфическое положение уласких межстадиальных отложений Юго-Восточной Литвы. Изв. АН ЭССР, т. 16, № 2.
- Пистрак Р. М., Семихатова С. В. [и др.], 1956. К стратиграфии и литологии нижнего карбона Белоруссии. Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Пистрак Р. М., Тихомиров С. В. 1959. Девонские и каменноугольные отложения Припятского прогиба и перспективы их нефтеносности. Тр. науч.-производств. совещ. по проблеме нефтегазоносности Украины. Изд. АН УССР.
- Погуляев Д. И. 1955. Геология и полезные ископаемые Смоленской области, т. I и II. Смоленск, Книжное изд-во.
- Погуляев Д. И., Исаченков В. А. 1963. Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода левобережной части верхнего Поднепровья. Уч. зап. Смоленск. гос. пед. ин-та.
- Познякевич З. Л. 1964. Расчленение разреза фаменской соленосной толщи Припятской впадины. В кн. «О геологическом строении и перспективах нефтегазоносности Припятской впадины». М., ЦНИИТЭнефтегаз.

- Покровская И. М. 1956. Атлас миоценовых спорово-пыльцевых комплексов различных районов СССР. Гос. науч.-технич. изд-во.
- Покровская И. М., Зауер В. В. 1960. Палинологическое обоснование возраста янтароносных отложений Прибалтики. Докл. АН СССР, т. 130, № 1.
- Полевая Н. И., Казаков Г. А. 1960. Новые данные по геохронологии позднего докембрия. Докл. АН СССР, т. 135, № 1.
- Поликарпович К. М. 1957а. К вопросу о мустьерской культуре в верхнем Поднепровье. Материалы по археологии БССР, т. 1. Изд. АН БССР.
- Поликарпович К. М. 1957б. Археологические исследования в БССР в 1945—1953 гг. Материалы по археологии БССР, т. 1. Изд. АН БССР.
- Полканов А. А., Герлинг Э. К. 1960. Геохронология докембрия Балтийского щита. XXI сессия МГК. Докл. сов. геол., проблема 3. Изд. АН СССР.
- Полканов А. А., Герлинг Э. К. 1961. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 12.
- Пузанов Л. Т., Вознячук Л. Н. 1967. Граница валдайского оледенения в Северо-Западной Белоруссии. Бюлл. комиссии по изуч. четвертич. периода АН СССР. Изд. «Наука».
- Пузанов Л. Т., Лободенко В. Т. 1967. О древнечетвертичном (березинском) оледенении в восточной части Белоруссии. В кн. «Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины». Изд. «Наука».
- Пуннинг Я. М., Раукас А. В., Серебрянный Л. Р. 1967. Геохронология последнего оледенения Русской равнины в свете новых радиоуглеродных датировок ископаемых озерно-болотных отложений Прибалтики. В кн. «Материалы второго симпозиума по истории озер северо-запада СССР». Минск.
- Роговой П. П., Медведев А. Г. [и др.]. 1957. Почвы БССР. Изд. АН БССР.
- Родионов И. И., Сакс В. Н. 1935. Несколько слов о конечных моренах западной части БССР. Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 67, вып. 6.
- Рынг С. И. 1953. Структура и возраст докембрийского основания территории Белоруссии в свете магнитометрических данных. Изд. АН БССР, № 5.
- Рынг С. И. 1956. Некоторые особенности тектонического строения Припятской впадины. Докл. АН СССР, т. 110, № 5.
- Сайдаковский Л. Ф. 1966. Биостратиграфия триасовых отложений юга Русской платформы. В кн. «Ископаемые харофиты СССР». Изд. «Наука».
- Сакс В. Н. 1934. К вопросу о стратиграфии ледниковых отложений Белоруссии. Тр. Комиссии по изуч. четвертич. периода, т. 4, вып. 1.
- Салов И. Н. 1963. Стратиграфия антропогенных отложений Смоленской области. Тр. науч. методич. конф. объедин. геогр. и геол. пед. ин-тов центр. областей европ. части РСФСР (1961—1962 гг.). Смоленск.
- Салов И. Н. 1965. Некоторые особенности краевых образований валдайского ледника на территории Смоленской области и восточной Белоруссии. В кн. «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс.
- Самодуров П. С. 1957. К минералогии рисских и юрских моренных суглинков Белоруссии. Уч. зап. Якутск. ун-та, вып. 1. Якутск.
- Семирадский И. 1901. Стратиграфия верхнемеловых отложений в Польше. Ежегодник по геол. и минерал. России, т. 5, вып. 1.
- Серебрянный Л. Р., Чеботарева Н. С. 1963. Некоторые дискуссионные вопросы палеогеографии и стратиграфии четвертичных отложений центра и северо-запада Русской равнины (в связи с данными радиоуглеродного метода). В кн. «Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты». Изд. «Наука».
- Синцов И. Ф. 1907. О буровых и копаных колодцах казенных винных складов. Зап. С.-петерб. минерал. об-во, серия 2, ч. 44.
- Соболев Д. Н. 1931. К геологии и геоморфологии Полесья. Изв. Укр. ГРУ, вып. 16.
- Соболев Д. Н. 1933. О четвертичном морфогенезе на Украине. Тр. II Междунар. конф. АИЧПЕ, вып. 2. Л.—М.
- Соболев Д. Н. 1939. Амадоцкий (Большой Донецкий) бассейн, его геологическое место и расчленение. Тр. нефт. конф. 1938 г. Изд. АН УССР.
- Соболев Д. Н. 1940. Ландшафты ледниковой формации Западной Белоруссии. «Природа», № 2.
- Соболев Д. Н. 1941. О тектонике Днепровско-Донецкой мульды. «Советская геология», № 1.
- Соколов Б. С. 1952. О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Соколов Б. С. 1953. Стратиграфическая схема нижнепалеозойских (додевонских) отложений северо-запада Русской платформы. В кн. «Девон Русской платформы». Гостоптехиздат.
- Соколов Н. А. 1893. Нижнетретичные отложения Южной России. Тр. Геол. ком., т. 9. № 2.

- Соколов Н. Н. 1946. О положении грани оледенений в европейской части СССР. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 37.
- Стефаненко А. Я. 1956. Очерк тектоники и истории развития Припятского прогиба. Изв. АН БССР, № 2.
- Стефаненко А. Я. 1958. Тектоническое строение и перспективы нефтегазоносности Припятского прогиба. Тр. ИГН АН БССР, вып. 1. Изд. АН БССР.
- Стефаненко А. Я., Махнач А. С. 1952. Девонские отложения Белоруссии. Изв. АН БССР, № 4.
- Стефаненко А. Я., Махнач А. С. 1953. Палеозойские отложения северозападной части Днепровско-Донецкой впадины. Изв. АН БССР, № 4.
- Стефаненко А. Я., Махнач А. С. 1955. О стратиграфии девонских отложений и возрасте соленосной толщи Припятского прогиба. Изв. АН БССР, № 2.
- Субботин С. И. 1960. Глубинная структура территории Украинской ССР по данным геофизических исследований. XXI сессия МГК, Докл. сов. геол., проблема 2. Изд. АН СССР.
- Сувейздис П. И. 1963. Верхнепермские отложения Польско-Литовской синеклизы. В кн. «Вопросы геологии Литвы». Вильнюс.
- Тихий В. Н. 1957. Девонские отложения. Волго-Уральская нефтяная область. Тр. ВНИГРИ, вып. 106.
- Тихомиров С. В. 1955. Девон Припятского прогиба. Автореферат доклада. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 30, вып. 6.
- Тихомиров С. В., Пистрак Р. М. 1955. Развитие Припятского прогиба в конце франского и в фаменское время. Докл. АН СССР, т. 105, № 6.
- Тихонов С. А. 1966. Об ассоциациях важнейших минералов в дерново-подзолистых почвах Белоруссии. В кн. «Материалы 3-го делегатского съезда почвоведов СССР», М.
- Толстихина М. М. 1952. Девонские отложения центральной части Русской платформы и развитие ее фундамента в палеозое. Госгеолиздат.
- Тутковский П. А. 1901. Конечные морены, валунные полосы и озы в Южном Полесье. Зап. Киевск. об-ва естествоисп. т. 22, вып. 2.
- Тутковский П. А. 1916. Геологический очерк Минской губернии, вып. 1. Киев.
- Тутковский П. А. 1925а. Геологический очерк Минской губернии, вып. 2. Киев.
- Тутковский П. А. 1925б. Побережье р. Уборти. Тр. физ.-мат. отд. АН УССР, вып. 4.
- Туремнов С. Н. 1951. История развития торфяников БССР в послеледниковое время. Сб. науч. тр. Ин-та торфа АН БССР. Изд. АН БССР.
- Ульст В. Г., Майоре Я. Я. 1964. Стратиграфическое расчленение ледниковых отложений запада европейской части СССР по окатанности зерен роговой обманки. В кн. «Вопросы четвертичной геологии», 3. Рига.
- Урьев И. И. 1963. Карбонатная минерализация межсолевых задонско-елецких отложений Ельского вала. Изв. АН БССР, серия физ.-технич., № 4.
- Урьев И. И. 1966а. Строение и важнейшие литологические особенности подсолевого карбонатного комплекса в Припятской впадине. В кн. «Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности территории БССР». Изд. «Недра».
- Урьев И. И. 1966б. Распределение карбонатных минералов в подсолевой карбонатной толще Припятской впадины. В кн. «Новые данные о геологическом строении Белорусской ССР». Изд. ВНИИОЭНГ.
- Ушакова З. Г. 1962. Нижнепалеозойская трапповая формация западной части Русской платформы. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 80. Л.
- Ушко К. А. 1959. Лихвинский (Чекалинский) разрез нижнеледниковых озерных отложений. В кн. «Ледниковый период на территории европейской части СССР и Сибири». М.
- Филиппова М. Ф. [и др.]. 1958. Девонские отложения центральных областей Русской платформы. Гостоптехиздат.
- Фурсенко А. В. 1957. О стратиграфии девонских отложений Припятского прогиба. Тр. Ленингр. об-ва естествоисп., т. 69, вып. 2.
- Фурсенко А. В., Ковхута М. Г. 1955. О франских и фаменских отложениях Припятского Полесья и их фауне. В кн. «Палеонтология и стратиграфия БССР», сб. 1. Изд. АН БССР.
- Фурсенко А. В., Фурсенко К. Б. 1961. Фораминиферы верхнего эоцена Белоруссии и их стратиграфическое значение. В кн. «Палеонтология и стратиграфия БССР», сб. 3. Изд. АН БССР.
- Фурсова Н. П. 1960. Тектоника и условия формирования соляных структур Припятского грабена, связанных с нефтяными залежами. Докл. АН БССР, т. 4, № 3.
- Хижняков А. В. 1957. Девонские отложения юго-западной окраины Русской платформы. «Геология нефти», № 9.
- Хотько Ж. П. 1958. К вопросу о строении кристаллического фундамента Припятской впадины. Уч. зап. Белорусск. ун-та, серия геол., вып. 43.

Хотько Ж. П. 1960. Локальные гравитационные аномалии и их значение для изучения структур осадочного покрова в Припятской впадине. Тр. ИГН АН БССР, вып. 2. Изд. АН БССР.

Хотько Ж. П. 1966. Глубинная структура земной коры территории БССР по геофизическим данным. Докл. АН БССР, т. 10, № 3.

Хотько Ж. П., Бондаренко Б. В. 1955. Основные структурные элементы Белорусской ССР по геофизическим данным. Докл. АН СССР, т. 106, № 4.

Цапенко М. М. 1947. К вопросу о геологической природе Полесья. Изв. АН БССР, серия геол., № 2.

Цапенко М. М. 1957а. К геоморфологической карте и геоморфологическому районированию территории Белоруссии. Тр. Регион. совещ. по изуч. четвертич. отлож. Прибалтики и Белоруссии. Науч. сообщ. Ин-та геол. и геогр. АН ЛитССР, т. 4. Вильнюс.

Цапенко М. М. 1957б. Строение четвертичных отложений Белорусской ССР. Тр. Регион. совещ. по изуч. четвертич. отлож. Прибалтики и Белоруссии. Науч. сообщ. Ин-та геол. и геогр. АН ЛитССР, т. 4. Вильнюс.

Цапенко М. М. 1960а. К истории геологического развития территории Белорусской ССР в антропогенное время. Тр. Ин-та геол. наук АН БССР, вып. 2. Изд. АН БССР.

Цапенко М. М. 1960б. Структурные и скульптурные формы доантропогенной поверхности Белоруссии и их влияние на мощность и строение антропогенной толщи. В кн. «Вопросы географии Белоруссии», вып. 1.

Цапенко М. М. 1961а. Об условиях формирования антропогенных отложений Белорусской ССР. В кн. «Материалы по генезису и литологии четвертич. отложений». Изд. АН БССР.

Цапенко М. М. 1961б. Антропогенные отложения БССР и их соотношение с аналогичными образованиями смежных областей. В кн. «Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода», т. 2.

Цапенко М. М., Махнач А. Н. 1959. Антропогенные отложения Белоруссии. Изд. АН БССР.

Цапенко М. М., Махнач Н. А. 1960. Палеогеография и хронология антропогена в области развития скандинавских ледниковых покровов. В кн. «Хронология и климаты четвертичного периода». XXI сессия МГК. Докл. сов. геол. Изд. АН СССР.

Цапенко М. М., Махнач Н. А. 1962. Некоторые данные по плиоцену и раннему антропогену Белоруссии. Тр. Комиссии по изуч. четвертич. периода АН СССР, 20. Изд. АН СССР.

Цапенко М. М., Махнач Н. А. 1966. К стратиграфии антропогенной толщи в долине Березины. В кн. «Палеонтология и стратиграфия БССР», сб. 5. Изд. АН БССР.

Цапенко М. М., Шевяков Б. В., Мандер Е. П. 1961. Рельеф Белоруссии и некоторые особенности его формирования. В кн. «Материалы по антропогену Белоруссии». Изд. АН БССР.

Цырлина В. В. 1963. Девонские отложения Припятской впадины. Тр. ВНИГРИ, вып. 205. Л.

Чеботарева Н. С. 1954. Новый разрез с днепровско-валдайскими межледниковыми отложениями на р. Касале у с. Верхняя Боярщина. В кн. «Материалы по палеогеографии», вып. 1. Изд. МГУ.

Чеботарева Н. С. 1962. Граница максимального распространения последнего ледникового покрова и некоторые проблемы стратиграфии и палеогеографии верхнего плейстоцена северо-запада европейской части СССР. Тр. Комиссии по изуч. четвертич. периода АН СССР. Изд. АН СССР.

Чеботарева Н. С. 1963. Краевые образования и граница валдайского оледенения на северо-западе Русской равнины. В кн. «Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты». М.

Чеботарева Н. С. 1965. Краевые образования последнего оледенения на Двинско-Днепровском междуречье. В кн. «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс.

Чеботарева Н. С., Вигдорчик М. Е. [и др.]. 1961. Геоморфология, строение толщи четвертичных отложений и границы оледенений. Общая характеристика территории. В кн. «Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины». М.

Чепулите В. А. 1966. О перекрытии ресс-вюрмских отложений в окрестностях г. Гродно мореной последнего оледенения. В кн. «Палинология в геологических исследованиях Прибалтики». Рига.

Чепулите В. А., Балтаките А. И. 1960. Плейстоценовые и перигляциальные отложения Литовской ССР. В кн. «Хронология и климаты четвертичного периода». XXI сессия МГК. Докл. сов. геол., проблема 4. Изд. «Наука».

Чернышев Ф. Н. 1884. Материалы к изучению девонских отложений России. Тр. Геол. ком., т. 1, № 3.

- Чигурьева А. А. 1956. Атлас микроспор и третичных отложений СССР. Харьков.
- Шанцер Е. В. 1950. Генетические типы четвертичных континентальных осадочных образований. В кн. «Материалы по четвертичному периоду СССР», вып. 2. Изд. АН СССР.
- Шанцер Е. В. 1951. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 135, серия геол., № 55.
- Шатский Н. С. 1937. О тектонике Восточно-Европейской платформы. Бюлл. МОИП, нов. серия, отд. геол., т. 15(1).
- Шатский Н. С. 1946. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Шатский Н. С. 1952. О древнейших отложениях осадочного чехла Русской платформы и о ее структуре в древнем палеозое. Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Шевченко Т. А. 1958. Коллекторские свойства девонских терригенных отложений Припятского прогиба в связи с их нефтеносностью. Докл. АН БССР, т. 11, № 2.
- Шевченко Т. А. 1959. К вопросу распространения отложений пярнуского возраста на территории Припятского прогиба. Докл. АН БССР, т. 3, № 4.
- Шевченко П. Г. 1963. История формирования рельефа Смоленской области. Уч. зап. Смоленск. гос. пед. ин-та, вып. 12.
- Шкляр А. Х. 1957. К вопросу об агроклиматическом районировании территории БССР. Уч. зап. БГУ, вып. 35 (серия геогр.).
- Шульга П. Л. 1951. О палеозое западной Волыни и юго-западной части Брестской области. Докл. АН СССР, т. 80, № 1.
- Щеглова В. В. 1963. О фауне антропогенных млекопитающих Белоруссии. В кн. «Палеонтология и стратиграфия БССР», № 4. Изд. АН БССР.
- Щекина Н. А. 1954. Материалы к изучению торгонской флоры (средний миоцен) Львовской области. «Ботанич. журнал АН УРСР», т. 11, № 3.
- Щербаков Ю. А. 1957. О террасах Днепра у г. Могилева. Уч. зап. Могилевск. пед. ин-та, вып. 4.
- Щербина В. Н. 1960. Ритмичность и цикличность осадкообразования в разрезе соляной толщи Старобинского месторождения каменных солей. Докл. АН СССР, т. 131, № 2.
- Щербина В. Н. 1961. Общая характеристика галитовых пород Припятского соляного бассейна. Тр. ИГН АН БССР, вып. 3. Изд. АН БССР.
- Яковлев С. А. 1948. О карте отложений четвертичной системы европейской части СССР и сопредельных с нею территорий. Тр. Всесоюз. геогр. съезда, т. 2. Географиз.
- Яковлев С. А. 1956. Основы геологии четвертичных отложений. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 17. Госгеолтехиздат.
- Якушкин И. В. 1960. К вопросу о происхождении солевых структур Припятского прогиба. Докл. АН БССР, т. 4, № 10.
- Якушкин И. В. 1961. Фациальные особенности и основные черты палеогеографии девона Припятского прогиба. Изв. АН БССР, серия физ.-техн., № 3.
- Якушко О. Ф. 1957. Эрозионные и делювиальные процессы в меловых районах БССР. Уч. зап. БГУ, вып. 21, серия геол.-геогр.
- Якушко О. Ф. 1960. Физико-географическое районирование северо-запада БССР. В кн. «Физич. и экономич. география». Изд. БГУ.
- Якушко О. Ф., Калечиц В. А. 1965. Генетические типы ледниковых озерных котловин Белорусского Поозерья. В кн. «Материалы к симпозиуму по истории озер Северо-Запада». Л.
- Якушко О. Ф., Лавринович М. В. 1965. Некоторые особенности режима озерных водоемов БССР в зависимости от строения их котловин. В кн. «Озера, их природа и использование». Смоленск.
- Яншин А. А. 1966. Тектоническая карта Евразии. М.
- Яунпутинь А. И. 1956. К вопросу о происхождении холмистого рельефа Латвийской ССР. Уч. зап. Латв. гос. ун-та. Рига.
- Яременко И. А. 1965. Угленосные отложения южной части Белоруссии. В кн. «Материалы 1-ой науч. конф. молодых геологов БССР». Минск, Изд. «Наука и техника».
- Andersen S. Th. 1961. Vegetation and its environment in Denmark in the Sarby Weichselian Glacial (hast Glacial). Danm. Geol. Unders., 11.
- Andersen S. Th., de Vries H., Zagwijn W. H. 1960. Climatic change and radiocarbon dating in the Weichselian Glacial of Denmark and the Netherlands. Geol. en Mijnb., Jg. 39, N 1.
- Azzaroli A. 1953. The deer of the Weybourne Crag and Forest Bed of Norfolk. Bull. British Mus. (Nat. Hist.), Geology, vol. 2, N 1, London.
- Berendt G. (1869). Ein geologischer Ausflug in der Russischen Nachbargouvernements. Schriften der Königlichen Physikalisch—Ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg, X Jg. Königsberg, 1868.

- Berendt G. 1870. Das Auftreten von Kreide und von Tertiär bei Grodno am Niemen. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft. Bd. 22, H. 4. Berlin.
- Bitner K. 1954. Charakterystyka paleobotaniczna utworow interglacialnych w Horoszkach koe Mielnika na Podlasiu. Z badan czwartorzędu w Polsce, Biul. Inst. Geol., N 69. W-wa.
- Bitner K. 1957. Trzy stanowiska flory interglacialnej w ckolicach Sidry. Z badan czwartorzędu w Polsce, t. 8, Biul. Inst. Geol. N 118, W-wa.
- Borowko-Dluzakowa Z. i Halicki Br. 1957. Interglacialy Suwalszczyzny i terenow sasiednych. Acta Geologica Polonica, Vol. 7, N 4. W-wa.
- Brelie G., von der. 1955. Die Pollenstratigraphische Gliederung des Pleistozans in Nordwestdeutschland. 2. Die Pollenstratigraphie im jungeren Pleistozan. Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 6, Ohringen Wurt. t.
- Bremowna M. i Sobolewska M. 1934. Podyluwjalna historia lasow puszczy Augustowskiej na postawie analizy pylkowej torfowisk. las Polski, N 1—3. W-wa.
- Bremowna M. i Sobolewska M. 1950. Wyniki badan botanicznych osadow interglacialnych w dorzeczu Niemna. Acta Geol. Polon., vol. 1, N 4. W-wa.
- Brotzen F. 1961. An Interstadial (Radiocarbon dated) and the substages of Last glacial in Sweden. GFSF, v. 83, N 505, H. 2.
- Charlesworth J. K. 1957. The Quarternary era with special ference to its glaciation. Intwo volumes. London, E. Arnold (publishers) Ltd., vol. 1, vol. 2.
- Chatwin C. P. 1954. East Anglia and adjoining areas. British regional Geology. It ed. 1937; Ad ed 1948; 3D ed. 1954. L.
- Cryzewska Tereza 1962. Uzebieenie gornej szozeki Dicerorhinus Mercki (Jager) ze Szczesliwic Kolo Warszaw.
- De Geer G. 1940. Geochronologia Suecica Principles Kgl. Svenska. Vetenskapsa Handl. Stockholm.
- Doktorowicz-Hrebicka J. 1957. Wzorcowe spektra pylkowe pliocenskich osadow weglanosnych. Inst. Geol., Prace, t. XV. Warszawa.
- Dreimanis A. 1949 Interglacial deposits of Latvia. Geol. Foën. i Stockh. Forhandl. Bd. 71, H. 4. Stockholm.
- Duigan S. L. 1956. Pollen analysis of the Nechells intulacial deposits, Bifmigham. The Quart. J. of the Grol. Soc. of London, vol. 112 (for 1956), pat 3, N 447, L.
- Dyakowska J. 1936. Interglacial w Poniemuniu pod Grodnem. Starunia, N 14. Krakow.
- Dyakowska J. 1952. Roslinnose plejstocenska w Nowinach Zukowskich. Z badan czwartorzędu w Polsce. t. 3, Biul. Inst. Geol., № 67. W-wa.
- Dulik J. 1953. O peryglacialnym charakterza rzezby srodkowej Polski. Lodzkie Tow. Naukowe, Wydzial III, N 24, Acta Geographica Universitatis Lodziensis. Lodz.
- Dylik J. 1956. Coup d'ceil sur la Pologne periglaciaire. Biul. Peryglacialny, N 4. Lodz.
- Emiliani C. 1958. Paleotemperature analysis of core 280 and Pleistocene correlations. Journ. Geol., vol. 66, N 3. Chicago.
- Fidler A. 1940. Ergebnisse der Schwermineralanalyse von Geschiebemergeln aus Holland, Danemark, Oberschlesien und Norddeutschland. Zeitschrift fur angew. Mineralogie, Bd. 2.
- Galon R. 1957. Zagadnienie ostatnigo zlodowacenia w Polsce. Kosmos, B. 3, N 3. Wrcław.
- Gams H. 1935. Beitrage Mikrostatigraphie und Paleontologie des Pliozäns und Pleistozäns von Mittel- und Osteuropa und Westsibirien. Eclogae Geologicae Helvetige, vol. 28, N 1. Basel.
- Gawłowska M. 1934. Przyczynek do znajomosci flory kopalnej w Cimaslowczach. Roczn. Polsk. Tow. Geol., t. X, Krakow.
- Geikie J. 1895. Classification of European glacial deposits. The Journal of Geology, vol. 3, Chicago.
- Genieser K. and Diener, Ingebory 1958. Versuch einer Altersdeutung der for-bis fluheiszeitlichen Elbeiaufe auf Grund neuer Forschungsergebnisse. Wiss. Zeitschr. d. Humboldt-Univ. zu Berlin. Math, nat. Heine Lg. (1956—1957), H. 5, Berlin Geographische Arbeiten Beitrag 25. Berlin, Selbstverlag.
- Giesenhausen K. 1925. Liesergur als Zeitmass für eine Interglaciazeit. Zeitschrift für Gleitscherkunde, Bd. XIV. Berlin.
- Glodek J. 1952. Badania ozwartorzędu Polski w latach 1900—1959. Z badan ozwartorzędu w Polsce, t. 2, Biul. Panstw. Inst. Geol. N 66. W-wa.
- Gloger Z. 1903. Dolinaai rzek. Opisy podrozy wzdluz Niemna, Wosly, Bugu i Biebrzy. Z przedmowa E. Orzwszkowej. W-wa.
- Godwin H. 1956. The History of the British flora. A factual basis for Phytogeography. Cambridge.
- Godwin H. 1961. Radiocarbon dating and quaternary history in England. Proc. Roy Soc., B., 1953, N 952.

- Gross H. 1959. Die bisherigen Ergebnisse von C^{14} -Messungen und paläontologischen Untersuchungen für DIE Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und der Nachbargebieten. S. u. G. Bd. 9.
- Halicka A., Halicki B. 1950. La stratigraphie du Quaternaire dans le bassin du Niemen. Inter. Geol. Congress Report of the 18-th session, Great Britain 1948, Part IX, Proceedings of section H. The Pliocene-Pleistocene boundary. London.
- Halicka A., Okolowicz W. 1937. Prace petrographiosna, rejesstracyjne w okolicach Druskienik i Grodna. Posied. dz. Panstw. Inst. Geol., N 48, W.
- Halicki Br. 1935a. O zasięgu zlodowacenia (baltyckiego) w Polsce pn-schodniej. Posiedz. Nauk. Panstw. Inst. Geol., N 41. W-wa.
- Halicki Br. 1935b. Materjly do znajmozoi budowy podloza Polski pn-Schodniej. I. Sekwam i senoman pn. Polisia. Rocznik Pol. Tow. Geol., T. XI za rok 1935. Krakow.
- Halicki Br. 1936. Carte Internationale des depotsquaternaires de l'Europe. Feuille 18 et 25. Echele 1:1500 000. W-wa.
- Halicki Br. 1939. Materialy do znajmozoi budowy podloza Polski polnocno-wschodniej, III. Kreda. Roczn. Polsk. Tow. Geol. t. XIV, Krakow.
- Halicki Br. 1949. Charakteryska florystyona interglacialow dorzecza Niemna. (Wiadomosc tymozsowa). Wiadomosci Museum Zeimi, 1948, t. IV. W-wa.
- Halicki Br. 1950. Z zagadnien stratygrafii pleistocenu na niziu Eropajskim. Acta geol. Polon., vol. 1, N 2. W-wa.
- Halicki Br. 1951. Podstawowe profile czwartorzędu w dorzeczu Niemna. Acta Geol. Polon., vol. II, N 1-2. W-wa.
- Halicki Br. 1961. Hes principes de la diorstion du Pleistocene et sa nomenclature stratigraphie en Pologne. Bull. de l'Acad. Pol. des Serie des sei geol. et Geogr. v. 9, N 3.
- Halicki Br., Sawicki Lw. 1934. Less nowogrodzki. Zbior. prac. poswiecony przez Towarzystwo Geograficzne w Lwowie Eugenjuszowi Romerowi w 40-lecie tworozosci naukowej. Lwow.
- Halicki Br., Sawicki Lw. 1935. Sprawozdanie z badan nad stratygrafija czwartorzędu w dolinie srodkowego Niemna. Posiedz. Nauk. Panstw. Inst. Geol., H. 43.
- Halicki Br. i Sawicki Lw. 1937. Sprawozdanie z badan nad stratygrafija czwartorzędu w dolinie srodkowego Niemna. Posiedz. Nauk. Panstw. Inst. Geol. N 48. W-wa.
- Hallik R. 1960. Die Vegetationsentwicklung der Holstein-Warmzeit in Nordwestdeutschland und die Altersstellung der Kieselgurfolger der südlichen Lüneburger Heide. Z. D. G. G., Bd. 112, 2 Teil.
- Jahn A. 1960. The oldest periglacial period in Poland. Biul. Pelyglacialum, N 9. Lodz.
- Jaron Br. 1933. Analiza pylkowa interglacialu z Zydowezczyzny kolo Grodna. Roczn. Polsk. Tow. Geol., T. IX za rok 1933. Krakow.
- Jessen K., Milthera V. 1928. Stratigraphical and Paleontological studies of Interglacial fresh-water deposits in Jutland and North-West Germany. Danmarks geologiska Undergesgelse. 2 Raekke, N 48. Kobenhavn.
- Jodkowski J. 1913. Okolice Grodna pod wzgledem archeologicznym Notatki z wycieczek odbytychw latach 1904—1910. Swiatowit, T. X. W.
- Iuskowiak O., Ryka W. 1967. Skaty Wulkaniczne i towarzyszące im zespoty osadowe z otwozow Kruszyniany i Mielnik. Inst. Biul. 197.
- Iuskowiakowa M., Iuskowiakow O., Ryka W. 1967. Iotnik w polnocno-wschodnie Polsce. Inst. Geol., Biul. 197.
- Karolewicz W. 1929. Paleogen na ziemiach bylego W. ks. Litewskiego. II Zjazd Slow. Geogr. i Etnogr. w Polsce 1927. Pamietniki, T. I, Sect. II. Krakow.
- Kaunhoven F. 1913. Der Bernsstein in Ostpreussen. Jahrb. preuss. Geol. Landesanst., II.
- Kaunhoven F. 1919. Über russischen Phosphorite. Zeitschrift für Praktischen Geologie, H. 5 und 6, Halle.
- Klimaszewski M. 1932. Sprawozdania z wycieczek zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Nowogrodku w dni 24—28 maja 1931. Rocznik Polsk. Tow. Geol., t. VIII, Z. 1. Krakow.
- Klimaszewski M. 1938. Sprawozdanie z konferencji dyluwialnej w Krakowie 18 grudnia 1937. Wiadomosci Geograficzne, t. 13.
- Kondracki J. 1937. Z. morfogenese doliny dolnego Niemna. Przegląd Geograficzny, t. 21, Z. 1—2. W.
- Kondracki J. 1952. Uwagi o ewolucji morfologicznej pojezierza Mazurskiego. Z. badan czwartorzędowa Instytutu Geogr. t. 1, Biul. Inst. Geol. N 65. W.
- Kondracki J. 1956. Konferencja czwartorzędowa Instytutu Geografii i Komisji dla badan czwartorzędowa Polskiej Akademii Nauk w dniach 17 i 18 marzec 1956. Przgląd Geogr., t. 28, z. 2. W.
- Kongiel R. 1937. O. wieku siwaka z Wolki Rządowej i Wolki Dorgunskiej kolo Sopockin. Prace Zakl. i Geogr. USB w Wilnis, Nowa ser. N 2. Wilno. Prace Tow. Prz. Nauk w Wilnis. Wyd. nauk mat. i przyr., t. XI.

- Kongielowa L. 1937. Kampan i mastrycht w okolicach Sopockin.—Prace Zakl. Geol. USB, N. S. 3. Prace TPN Wilno, II.
- Krutzsch W. 1957. Sporen- und Pollengruppen aus der Obercreide und dem Tertiär Mitteleuropas und ihre stratigraphische Verteilung. Zeitschr. angew. geol., H. 5.
- Krutzsch W., Lotsch D. 1957. Zur stratigraphischen Stellung der Landorfstufe im Paläogen. Geologie, H. 5.
- Kulczynski St. 1929. Flora miedzyłodomkowa z Timoszkowicz w Nowogradzkim. Sprawozdanie Kom. Fizjogr. (Polska Akad. Umietetnosci), obejmujace poglad na czynnosci dokonane w ciagu r. oraz Mat. do flizjografii kraju, t. 63. Krakow.
- Langier-Kuzniarowa A. 1967. Petrografia ordowicu i syluru na nizu Polski. Instytut Geologiczny, Biul. 197.
- Lencewicz St. 1922. Wydmy stodalowa Polsci. Przegląd Geograficzny, t. II.
- Lencewicz St. 1927. Dyluwjum i morfologia srodkowego Powisla.—Glaciation et morphologie du bassin de la Vistule moyenne. Prace Polsk. Inst. Geol., t. II, Z. 2. W.
- Lewinski J. 1930. Dyluwjum Polski i Danji. Roczn. Polsk. Tow. Geol., t. VI za rok 1929. Krakow.
- Lewinski J., Samsonowicz J. 1918. Ukształtowanie powierzchni, skład i struktura podłoża dyluwium wschodniej czewsci Nizu Polnocno Europejskiego. Prace Tow. Nauk. Warsz., t. 31. W.
- Limanowski M. 1922. O znaczeniu ilow wstegowych (warwowych) dla stratygrafii dyluwjalnej polskiego Pomorza. Spraw. Polsk. Inst. Geol., t. 1. W.
- Limanowski M. 1929. O przebiegu garbon i rowow tektonicznych na obszarze Niema i Willi, Pamietniki II Zjazdu Geografow i Etnografow Slawianskich w Polsce w r. 1927, t. 1. Krakow.
- Limanowski M. 1936. Sur les cuestas des plateaux diluviens. Comptes Rendus, Congres Intern. de Geographie, 1934, t. 2. W.
- Linston O., von. 1929. Die im Mitteldevon auftretenden Mineralquellen am Westrand der Russisch-Galizischen Tafel. Archiv für Lagerstättenforschung, H. 42. Berlin.
- Lona F. 1950. Contributi alla storia della vegetatine e del climella Val Padana. Analsi pollinica del giacimento villafranco di Lefte (Bergamo). Atti Soc. Ital. di Science Naturali, vol. 89, 1950, fase 3—4. Mitano.
- Lüttig G. und Rein U. 1955. Das Cromer-(Günz/Mindel-) Interglazia von Bilshausen (Unter-Eicsfeld). (Vorläufige Mitteilung) Geologisches Jahslouh, Bd. 70 (für das Jahr 1954). Hannover.
- Makowski St. 1937. Przyczynek do charakterystyki piaskow i glin glaukonitowych ponocnej Polsci. Posiedz. Nauk. Panstw. Inst. Geol. nr. 48. W-wa.
- Matkowski S. 1951. O przejawach wulkanizmu miedzy masywem Wolynsko-Ukrainskim i Walem Kujawsko-Pomorskim. Acta geol. pol. Vol. nr. 1—2.
- Mitlhers V., Mitlhers Keld. 1938. Rozmieszczenie niekotozych waznych skandynawskich narzutniakow na Nizu Polskim. Biul. Panstw. Inst. Geol. nr. 5 (wydanie pl.). W-wa.
- Mitchel G. F. 1960. The Pleistocene history of the Irish Sea. The Advancement of Seicmee, vol. 17, N 68.
- Morozewicz J. 1924. La gronolite, phosphate colloidal de caleium. Biul. Soc. franc. Miner., r. 47.
- Okolowicz W. 1956. Geomorfologia okolio srodkowej Willi—Prace geograficzne, N 6 (Instytut Geografii Polskiej Akademii Nauk), Warszawa, Panst. Wydawn. Naukowe.
- Pakuckas C. 1938. Trumpa apzvalga Pietu. Lietuvos glacialmorfologiniu elementu. Kosmos, t. XIX. Kaunas.
- Pakuckas C. 1934. Pietines Lietuvos reljefo glacialiniai elementai. Resume: The glacial elements in the relifer of Southern Lithuania, Kosmos, t. XV, N 7—12. Kaunas.
- Pakuckas C. 1940. Pietu Lietuvos Molynai-Lietuvos Energijos Komiteto darbai, N 4. Kaunas.
- Pachuoki Cr. 1952. O. przebiegu moren czolowych ostatniego zodowscenia polnocnozachodniej Polski i terenow sasiednich z badenczwartorzedu w Polsce, t. 1. Biul. Panst. Inst. Geol. N 65. W-wa.
- Pietkiewicz S. 1928. Pojezierze Suwalszczyzny Zachodniej. Zarys morfologii Lodowcowej Prace wykonane w Zakladzie-Geograf. Univ. Warszawskiego; N 12. W-wa.
- Pietkiewicz St. 1929. Les terrasses du cours supericur de la Hancza. Pam. II Zjazdu sl. geogr., t. I, Urahaw.
- Proszynski M. 1932. Szkice geologii miasta Przescia nad Bugiem. Post epy prac przy Melioracji Polesa. Sprawozdanie za lata 1931—1932, Brzesc n. Bugiem.
- Proszynski M., Rühle E. 1933. Jeziora rynnowe pod Grodnem w pradelinie Kotry i Rotniczanki. Przegląd Geogr., t. XIII. W-wa.
- Pusch G. G. 1833—1836. Geognostische Beschreibung von Polen, sowie der übrigen Nordkarpathen-Länder ... 1 Teil, Stuttgart Tübingen in der J. G. Cotta'schen Buchhandlung, 2 Teil.

- Reich, Helga. 1953. Die Vegetationsentwicklung der Interglaziale von Grossweil-Ohlstadt und Pfefferbichl im Bayerischen Alpenvorland. Flora, Bd. 140. Jena.
- Reid C. 1890. The Pliocene deposits of Britain. Mem. Geol. Survey of the United Kingdom. London.
- Reid C. 1899. The origin of the British flora. L., Dulan z lo.
- Reid C. and Reid E. M. 1908. On the pre-Glacial flora of Britain.— The Journ. of the Linn. Soc. of London (Botany), vol. 38.
- Reid C. and Reid E. M. 1915. The Pliocene floras of the Dutch—Prussian border. Mededeelingen van de Rijksopsporing van Delfstoffen, N 6, the Haguem.
- Rewionska Wanda 1933. Kilka uwag o dolinia przelomowej Nieman pod Gudnem. Przegląd Geogr., T. XIII, Z. 2—4. W-wa.
- Rühle E. 1932. Jeziore Hancza na Pojezierzu Suwalskim. Wiadomosc do Sluzby Geogr., T. 6, N 4. W-wa.
- Rühle E. 1955. Stratygrafia czwartirzedzy Polski w Swietle publikacji w latach 1945—1953. Z badan czwartorzędu, t. 6, Biul. Inst. Geol., N 70. W-wa.
- Rühle E. 1958. Mapa utworow czwartorzędowych Polski w skali 1:2 000 000 (2 mapy). Z badan czwartorzędu w Polsce, t. 8, Biul. Inst. Geol., N 118. W-wa.
- Rychłowski B. 1930. Materiały do hydrologii Rzeczypospolitej Polskiej. W-wa.
- Rydzewski B. 1927. Studja nad dylutum doliny Niemna. Prace Zahladu Geol. Inst. i Geogr. Uniw. SB w Wilnie, N 2. Wilno.
- Rydzewski B. 1929. Dyzlokacja Grodzienska. Prace Zaklady Geol. i Geogr. Uniwersytetu St. Batorego w Wilnie, vol. V, N 6. Wilno.
- Sawicki I. 1909. Nieman jako klucz do zrozumienia genezy nizu polnocnego i jego sieci hydrograficznej. Sprawozdania Tow. Nakowego Warsz., t. II. W-wa.
- Sawicki Lw. 1934. Budowa geologiczna oraz morfologia okolic Warszawy. Ziemna, Rocznik XXIV, N 9. W-wa.
- Sawicki Lw. 1937. W sprawie metody badan dylumjalnych. Kosmos, Ser. B, Rocznik LXII, Z. 1. Lwow.
- Sawicki Lw. 1954. Najpilniejsze zadania Badawcze w zakresie naszgo. Prz. Geol., z. 10. W.
- Sawicki Lw. 1958. Zagadnienie wieku wydm. Wydmy srodladowe Polski. Studium zbiorowe. Polski Tow. Geogr. W-wa.
- Sawicki Lw. i Halicki Br. 1935. Sprawozdanie z badan przeprowadzonych w r. 1934 nad stratygrafia czwartorzędu w dolinie Srodl Niemna Posiedz. Nauk Panstw. Inst. Geol., N 41. W-wa.
- Selle W. 1952. Die Interstadiale der Weichselvereisung. E u G; Bd. 2.
- Siemiradzki J. 1889. Beitrag zur Kehntnis des nordischen Diluviums aus der polnisch-lithauischen Ebene. Jahrbuch der Kaiserlich — Königl. Geol. Reichsanstalt, Bd. 39. Wien.
- Siemigradzki J., Dunikowski E. 1891. Szkic geologiczny krolostwa Polskiego, Galicyi i krajow przyległych. Objasnienie do mapy geologicznej. Pamietnik Fizjograficzny, t. XI. W-wa.
- Siemigradzki J. 1922. Geologia Ziem Polskich. T. 1. Lwow.
- Sujkowski Zb. 1927. Oznalezieniu granitow na Polesiu no polnoc od Prypeci. Pos. Nauk. PIG, N 18. Warszawa.
- Sujkowski Zb. 1930. Petrografia kredy Polski. Kreda z glebokiego wiercenia w Lublinie w porownaniu z kreda niektorych innych obszarow Polski. Sprawozdania Panstw.
- Sujkowski Zb. 1938. Rozmieszczenia odsloniec kredy miedzy gornym Niemnem i Pripecia. Sprawozdania Panstwowego Inst. Geol. t. IX, zes. II. W-wa.
- Sujkowski Zb. 1939. Osady lodowe, prawdopodobnie dalno-karbonskiego wieku na Wschodnim Polessii. Panstwowy Institut geologiczny. Bulletin 15. Warszawa.
- Szafer Wl. 1925. O floras i klimacie okresu miedzylodowcowego pod Grodnem. Sprawozdanie Kom. Fizjogr. P. A. U., t. 60. Krakow.
- Szafer Wl. 1929. Entwurf einer Stratigraphie des polnischen Diluviums auf floristische Grundlage. Rocznik, t. V za rok. Krakow.
- Szafer Wl. 1930. Dulichium spheaceum Pers. w polskinterglacjale. Acta Societatis Botanicorum Poloniae, vol. 7, N 4. W-wa.
- Szafer Wl. 1932. Zur Auffassung der interglacialen Flora bei Grodno. Rocznik Polsk. Tow. Geol., t. VIII, z. 2. Krakow.
- Szafer Wl. 1939. Nowe znalezienia flory pleistocenskiej w Polsce.— Przyczynki do geologii Polski 1937—1938. Biul. Panstw. Inst. Geol., N 9. W-wa.
- Szafer Wl. 1953. Stratygrafia pleistocenu w Polsce na podstawie florystycznej. Rocznik Polsk. Tow. Geol., t. 22 za rok 1952, z. 1. Krakow.
- Thiergart F. 1940. Die Mikropaläontologie als Pollenanalyse im Dienst der Braunkohlenforschung. Stuttgart.
- Trela Jan. 1935. Interglacial w Samostrzelnikach pod Grodnem (Wyniki analizy pyłkowej). Starunia, N 9. Krakow.
- Urbanski J. 1951. Interglacialna fauna mieczakow (Mollusca) z Zukiewicz kolo Grodno. Acta Geologica Polnica, Vol. II, N 162. Warszawa.

- Venzo S. 1952. Geomorphologische Aufnahme des Pleistozäns (Villafranchian-Würm) im Bergamasker Gebiet und in der östlichen Brianza: Stratigraphie, Paliontologie und Klima. Geologische Rundschau, Bd. 40, H. 1. Stuttgart.
- Van der Vlerk I., M., Florschütz F. 1953. The Palaeontological base of the subdivision of the Pleistocene in the Netherlands. Verh. der K. Nederlandse Akad. van Wetenschappen, afd. Natuurkunde, reeks I, deel 20, N 2. Amsterdam.
- Wevecke L. van. 1933. Die Zahl der Vereisungen in Mittel- und Norddeutschland. Das Alter Geschiebemergel bei Hamburg und Berlin. Jahrb. niedersachs. geol. Ver. Hannover, Bd. 25.
- West R. G. 1953. The occurrence of Anolla in British interglacial deposits. New Phytologist, vol. 52.
- West R. G. 1955. The glaciations and interglacials of East Anglia, a summary and discussion of recent research. Guatunaria, 2. Ruma.
- West R. G. 1958. The Pleistocene epoch in East Anglia. The Journal of Glaciology, vol. 3, N 23. Cambridge.
- West R. G. 1960. The Ice agl. The adveducement of Sienee, vol. 181, N 64. L.
- West R. G. 1958. The Cromerian Interglacial. Nature, vol. 181, N 4622.
- Woldstedt P. 1929. Das Eiszeitalter Grundlinien einer Geologie des Diluviums. Stuttgart, Verlag von Ferdinand Enke.
- Woldstedt P. 1931. Über Randlagen der letzten Vereisung in Ostdeutschland und Polen und über die Herausbildung des Netze—Warthe Urstromtales. Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt, Bd. 52, H 1. Berlin.
- Woldstedt P. 1949. Über die stratigraphische Stellung einiger wichtiger Inter-glazialbildungen im Bandgebiet der nordeuropäischen Vergletscherung. Zeitschrift der Deutschen Geol. Gesellschaft, Bd. 99 (1947). Berlin.
- Woldstedt P. 1950. Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. Stuttgart, K. F. Kochler Verlag.
- Woldstedt P. 1958. Das Eiszeitalter (Grundlinien einer Geologie das Quar-tärs). Zweiter Band: Europa, Vorderasien und Nordafrika im Eiszeitalter. (2. Auflage). Stuttgart, Ferdinand Enke Verlag.
- Woldstedt P., Rein U., Selle W. 1951. Untersuchungen an nordwestdeutschen Interglazialen. Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. I, Ohringen Würft.
- Wolosowicz Stanislaw. 1926. Morena denna tzw. transgresji wigierakiej i jej znaczenie w budowie dyluwium Pojezierza Suwalskiego. Sprawozdania Polskiego Instytutu Geol., t. III, Zesz. 3—4. W-wa.
- Wolosowicz St. 1927. Sprawozdanie z badan geologicznych, wykonanych w r. 1926 na arkuszach Suwalki i Kalwaria. Mapy 1: 100 000. Poziedz. Nauk Panstw. Inst. Geol., N 18. W-wa.
- Wolosowicz St. 1928. Utwory dyluwialae i morfologia Pojezierza Suwalskiego. Pos. Nauk. PIG, N 21. W.
- Wolosowicz St. 1929. W sprawie rozgraniczenia pojezierza i poza dolin na wschodzie Polski. Przegląd Geogr.; t. IX. W-wa.
- Zaborski B. 1927. Studia nad morfologia dyluwium Podlosia i terenow sasied-nich. Przegląd Geogr., t. 7, z. 1—2. W.
- Zaborski B. 1935. Wycieczki Zakladu Geograficznego U. W. w okolice Grodna. W okolice Kazimierza Dolnego. Na Pomarze w okolice Rozana. W okolice Grodna i Oran. Przegląd Geogr., t. XIV. W-wa.
- Zaborski B. 1936. Zjazd dyluwialny w Poznaniu. Przegląd Geograficzny, t. XV. W-wa.
- Zaborski B. i Rüle E. 1938. Slady oscylacji lodowcowej nad Mereczanka. Wiadomosci Sluzdy Geograficznej, t. XII. W-wa.
- Zaborski B. 1929. Utwory lodowcowe Podlasia. Streszcznis. Pamietnik II Zjazdu Geogr. i etnogr. Slow. 1927, t. 1. Krakow.
- Zagwijn W. N. 1957. Vegetation, climate and timecorrelations in the late Early Pleistocene of Europe. Geol. en Mijub. N. 7.
- Zagwijn W. N. 1961. Vegetation, climate and radiocarbon dating in the late Pleistocene of the Netherlands. Part 1. Semian and Early Weichselian. Mededelingen van de Geologische Stichting, N. 14.
- Zagwijn W. H., Zonneveld J. I. S. 1956. The Interglacial of Westerhoven. Geol. en Mijnb., nw. ser., 18-Jg., N. 2.
- Zeuner F. E. 1952. Dating the past. An introduction to geochronology: 3 rd. ed. London, Methuen.
- Zeuner F. E. 1959. The Pleistocene Period. Its climate, chronology and faunal successions. L.
- Znosko I. 1964. Ordowik obszaru Bialwiezy i Mielnika. Kw. geol., t. 8, N. 1.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение. <i>А. С. Махнач</i>	7
Глава первая. История геологического изучения территории. <i>К. Е. Дунаева, М. С. Кичкина</i>	9
Глава вторая. Физико-географическое описание и экономическая характеристика	18
Рельеф. <i>В. А. Дементьев</i>	18
Гидрография. <i>И. М. Корниенко</i>	20
Климат. <i>А. Х. Шкляр</i>	24
Почвы и растительность. <i>А. Г. Медведев</i>	25
Экономическая характеристика и пути сообщения. <i>В. Ф. Медведев</i>	26
Глава третья. Основные черты геологического строения. <i>А. С. Махнач</i>	30
Глава четвертая. Стратиграфия	35
Архейская и протерозойская группы	35
Архей, нижний и средний протерозой (кристаллический фундамент). <i>А. М. Пап</i>	35
† Верхний протерозой (осадочная толща)	52
† Верхнерифейский комплекс. <i>А. С. Махнач</i>	53
† Вендский комплекс. <i>М. С. Кичкина</i>	68
Палеозойская группа	81
Кембрийская система. <i>В. И. Пасюкевич, А. С. Махнач</i>	81
Ордовикская система. <i>А. И. Свержинский, Н. Н. Смирнова, А. С. Махнач</i>	91
Северо-западный склон Белорусского массива	93
Юго-западная часть БССР (Брестская впадина)	97
Силурийская система. <i>А. И. Свержинский, Н. Н. Смирнова, А. С. Махнач</i>	101
Северо-западный склон Белорусского массива	101
Юго-западная часть БССР (Брестская впадина)	103
Девонская система. <i>В. К. Голубцов</i>	107
Каменноугольная система. <i>В. К. Голубцов</i>	140
Пермская система. <i>В. К. Голубцов</i>	161
Припятская впадина	162
Брестская впадина	171
Мезозойская группа	173
Триасовая система. <i>В. К. Голубцов</i>	173
Припятская впадина	173
Брестская впадина	177
Юрская система. <i>И. В. Митянина</i>	179
Меловая система. <i>В. С. Акимец</i>	188
Кайнозойская группа	214
Палеогеновая система. <i>С. С. Манькин</i>	214
Неогеновая система. <i>С. С. Манькин</i>	225
Четвертичная система. <i>Л. Н. Вознячук, Н. М. Гришинский, Л. Т. Пузанов</i>	231
Глава пятая. Магматизм и явления метаморфизма. <i>А. С. Махнач, А. М. Пап, Н. В. Веретенников, В. П. Корзун</i>	291
Магматизм и метаморфизм архея, раннего и среднего протерозоя	291
Магматизм позднего протерозоя (венда)	296
Магматизм позднего девона	299
Глава шестая. Тектоника	303
Внутреннее строение кристаллического фундамента. <i>Б. В. Бондаренко</i>	304
Строение поверхности кристаллического фундамента и осадочного покрова	320
Белорусский массив и его склоны. <i>Б. В. Бондаренко</i>	320

	Стр.
Латвийская, Полесская и Жлобинская седловины. <i>Б. В. Бондаренко</i>	322
Припятская впадина. <i>Б. В. Бондаренко, П. В. Анцупов, А. Н. Брусенцов, А. М. Синичка</i>	322
Брестская впадина. <i>Б. В. Бондаренко, П. В. Анцупов, А. Н. Брусенцов, А. М. Синичка</i>	337
Оршанская впадина. <i>Б. В. Бондаренко, П. В. Анцупов, А. Н. Брусенцов, А. М. Синичка</i>	340
Основные этапы тектонического развития и их связь с магматизмом. <i>Б. В. Бондаренко, П. В. Анцупов, А. Н. Брусенцов, А. М. Синичка</i>	342
Задачи тектонических исследований. <i>П. В. Анцупов, Б. В. Бондаренко, А. Н. Брусенцов, А. М. Синичка</i>	345
<i>Глава седьмая. Геоморфология. Л. Н. Вознячук, М. М. Цапенко</i>	347
<i>Глава восьмая. История геологического развития. В. С. Акимец, В. К. Голубцов, Л. Н. Вознячук, М. С. Кичкина, С. С. Маныкин, А. С. Махнач, И. В. Митянина, Л. Т. Пузанов (под общей редакцией А. С. Махнача)</i>	366
Протерозойская эра	366
Поздний протерозой. <i>А. С. Махнач</i>	366
Палеозойская эра	373
Кембрийский период. <i>А. С. Махнач</i>	373
Ордовикский период. <i>А. С. Махнач</i>	376
Силурийский период. <i>А. С. Махнач</i>	376
Девонский период. <i>В. К. Голубцов</i>	378
Каменноугольный период. <i>В. К. Голубцов</i>	390
Пермский период. <i>В. К. Голубцов</i>	395
Мезозойская эра	397
Триасовый период. <i>В. К. Голубцов</i>	397
Юрский период. <i>И. В. Митянина</i>	398
Меловой период. <i>В. С. Акимец</i>	401
Кайнозойская эра	411
Палеогеновый и неогеновый периоды. <i>С. С. Маныкин</i>	411
Четвертичный период. <i>Л. Н. Вознячук, Л. Т. Пузанов</i>	416
Литература	431
Приложения: 1. Геологическая карта дочетвертичных отложений м-ба 1 : 1 000 000 вкл.	
2. Геологическая карта четвертичных отложений м-ба 1 : 1 000 000 вкл.	

ГЕОЛОГИЯ СССР
ТОМ III
Белорусская ССР
Геологическое описание

Редактор издательства *Н. Г. Державина*

Техн. редакторы *В. В. Соколова, В. В. Быкова*

Корректор *М. П. Курылева*

Слано в набор 4/III 1971 г. Т-10403
Подписано в печать 7/VI 1971 г. Печ. л. 28,5+0,4 вкл.+
Формат 70×108¹/₁₆. Усл.-печ. л. 43,26.
+2,0 карты=30,9.
Уч.-изд. л. 44,92 в т. ч. 4,55 карты. Индекс 3-4-1.
Бумага № 2 и картогр. Тираж 1200 экз.
Заказ 285/11138—1. Цена 5 р. 18 к. с прилож.

Издательство «Недра». Москва, К-12,
Третьяковский проезд, д. 1/19.
Ленинградская картфабрика ВАГТ

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
Главная редакция „Геология СССР“

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БЕЛОРУССКОЙ ССР

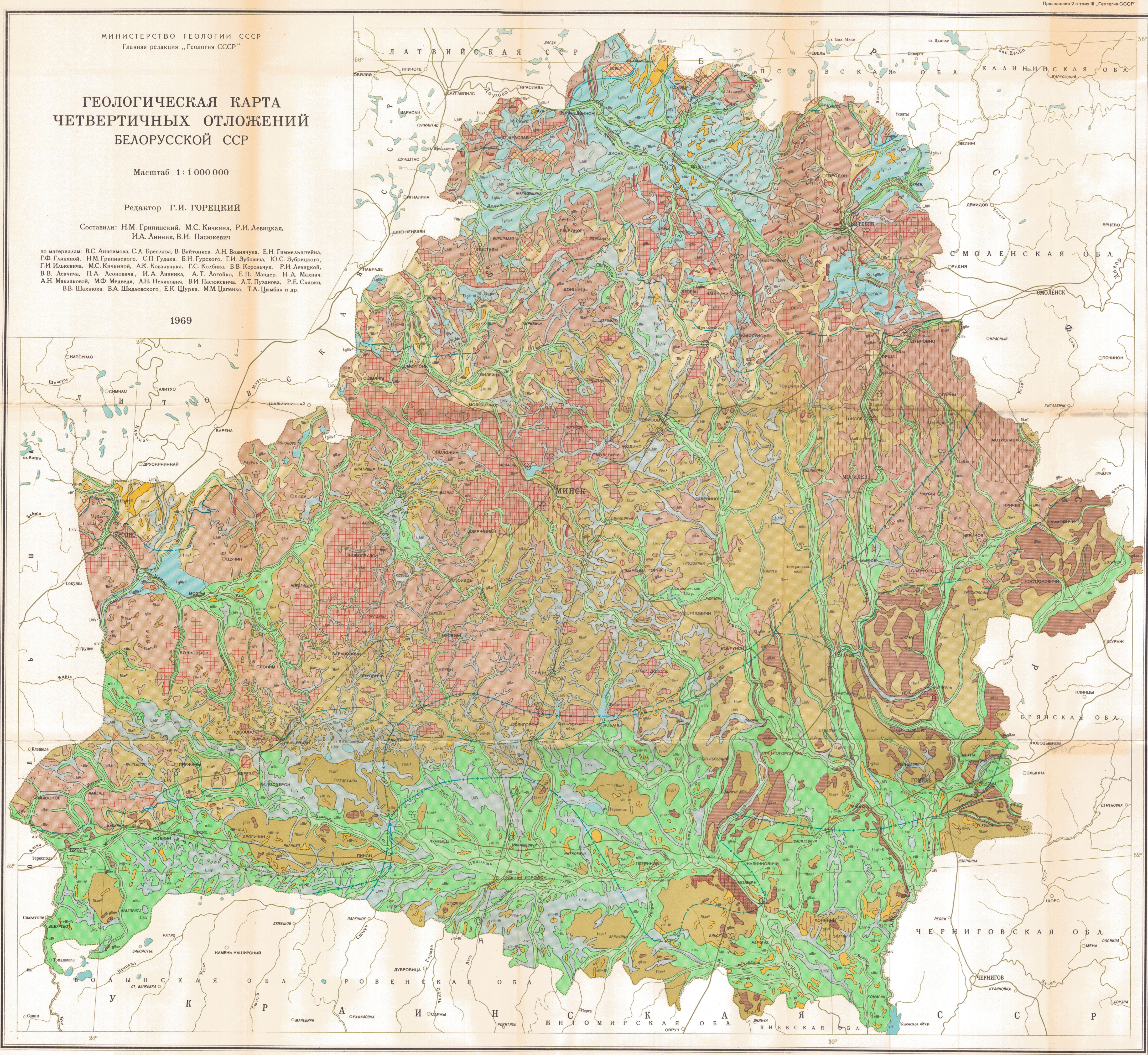
Масштаб 1:1 000 000

Редактор Г.И. ГОРЕЦКИЙ

Составили: Н.М. Грининский, М.С. Кичкина, Р.И. Левичка,
И.А. Линник, В.И. Пасокевич

по материалам: В.С. Анисимова, С.А. Бреслава, В. Вайтовска, А.Н. Валинчука, Е.Н. Гаммелштейна,
Г.Ф. Ганяной, Н.М. Грининского, С.П. Гудача, Б.Н. Гурского, Г.И. Зубовича, Ю.С. Зубрицкого,
Г.И. Ивлевича, М.С. Кичкиной, А.К. Ковальчука, Г.С. Колбика, В.В. Корольчука, Р.И. Левичкой,
В.В. Левича, П.А. Леоновича, И.А. Линника, А.Т. Логойко, Е.П. Мангера, Н.А. Махнач,
А.Н. Макашовой, М.Ф. Медведя, А.Н. Немлюкова, В.И. Пасокевича, А.Т. Пузакова, Р.Е. Савиной,
В.В. Шапюка, В.А. Шидловского, Е.К. Цурка, М.М. Цепенко, Т.А. Цымба и др.

1969

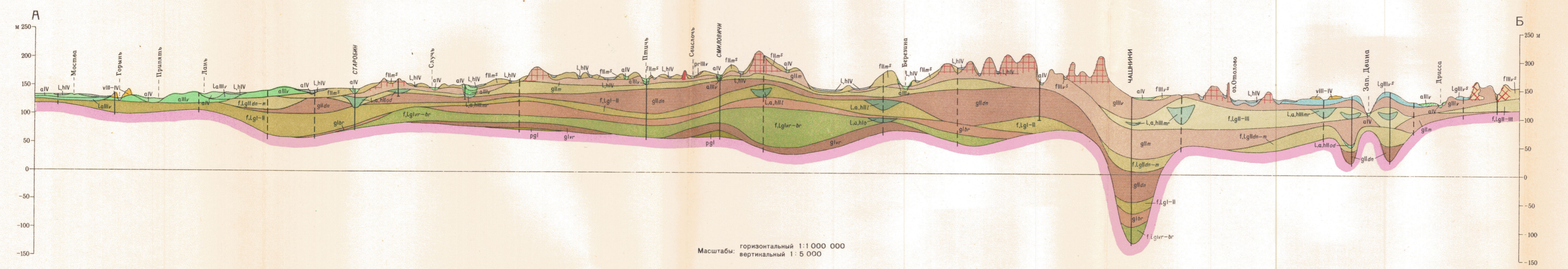


УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- ОСНОВНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ**
 - L_{IV} Озерные и болотные отложения. Пески, супеси, суглинки, сарматика, торф, ил.
 - aIV Аллювиальные отложения. Пески, песчано-гравийные породы, галечники, супеси, суглинки, ил.
- ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ - СОВРЕМЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ**
 - vb¹-v¹ Золотые отложения. Пески.
 - aIII¹ Аллювиальные отложения. Пески, песчано-гравийные, гравийно-галечные породы, супеси, суглинки, галмы.
 - LaIII¹ Озерно-аллювиальные отложения. Пески, супеси, суглинки, галмы, ил (только на равнине).
 - prIII¹ Лессовые и лессовые образования (прелессовые, прелессовые, лессовые супеси, суглинки). На карте показаны штриховкой поперек залегания подстилающих пород.
 - lgIII¹ Озерно-лессовые отложения. Супеси, суглинки, галмы, ил.
 - flIII¹ Флювиоаллювиальные отложения. Супеси, суглинки, галмы, ил.
 - gl¹ Моренные отложения. Супеси, суглинки, галмы, ил, галечники, щебень, песок, гравий (только на равнине).
 - La,III¹ Моренный горизонт. Озерные, аллювиальные и болотные отложения. Супеси, суглинки, галмы, ил, галечники, щебень, песок, гравий (только на равнине).
- СРЕДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ**
 - fIgl²-III² Пересыщенный комплекс водонасыщенных, озерных и болотных отложений. Пески, песчано-гравийные породы, супеси, суглинки, галмы, торф, ил.
 - fla² Флювиоаллювиальные отложения. Супеси, суглинки, галмы, ил.
 - gl² Моренные отложения. Супеси, суглинки, галмы, ил, галечники, щебень, песок, гравий (только на равнине).
 - La,III² Озерный горизонт. Озерные, аллювиальные и болотные отложения. Супеси, суглинки, галмы, ил, галечники, щебень, песок, гравий (только на равнине).
 - fIgl²-a² Делювиально-аллювиальный горизонт. Пересыщенный комплекс водонасыщенных, аллювиальных и озерно-болотных отложений. Пески, песчано-гравийные породы, супеси, суглинки, галмы.
 - fla² Флювиоаллювиальные отложения. Супеси, суглинки, галмы, ил.
 - gl² Моренные отложения. Супеси и суглинки, галмы, ил, галечники, щебень, песок, гравий (только на равнине).
 - La,III² Лессовый горизонт. Озерные, аллювиальные и болотные отложения. Супеси, суглинки, галмы, ил, галечники, щебень, песок, гравий (только на равнине).
- НИЖНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ**
 - fIgl³-II³ Пересыщенный комплекс водонасыщенных, аллювиальных, озерных и болотных отложений. Пески, песчано-гравийные породы, супеси, суглинки, галмы.
 - gl³ Березинский горизонт. Моренные отложения. Супеси, суглинки, галмы, ил, галечники, щебень, песок, гравий (только на равнине).
 - La,III³ Белорусский горизонт. Озерные, аллювиальные и болотные отложения. Супеси, суглинки, галмы, ил, галечники, щебень, песок, гравий (только на равнине).
 - fIgl³-br³ Варяжский - березинский горизонты. Пересыщенный комплекс водонасыщенных, аллювиальных и озерно-болотных отложений. Пески, песчано-гравийные породы, супеси, суглинки, галмы.
 - gl³ Варяжский горизонт. Моренные отложения. Супеси, суглинки, галмы, ил, галечники, щебень, песок, гравий (только на равнине).
 - pr³ Пересыщенный комплекс отложений перигляциальной зоны. Пески, супеси, суглинки, галмы.
- Дочетвертичные отложения**
 - Ключко-моренные образования
 - Камни
 - Опы
- ГРАНИЦЫ ОЛЕДЕНЕНИЯ**
 - Бриславской (неповской) стадии ледникового (остановочного) оледенения
 - максимальной (оверской, бологовской) стадии ледникового (каштанового) оледенения
 - нижнесреднего (ложского) оледенения
 - березинского (лесного, иржисберезинского) оледенения
 - ирижского (белорусского, иржисберезинского) оледенения
 - Геологические границы достоверные и предположенные
- Символы**
 - Палеогеографические выносы межледниковых отложений
 - Палеолитические стоянки
 - Бурные сажалки

Карта утверждена. Научно-редакционный совет ВСЕСГН
23 апреля 1970 г.
Оформлена и отпечатана на Ленинградском картографическом заводе.
Редактор оформления картограф Н.В. Кожаный, фото
Е.Е. Золоторина. Технический редактор Л.А. Семцова.
Заказ 206. Тираж 1200 экз. Подписано в печать 26/IV 1971 г.

РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ А-Б



Масштабы: горизонтальный 1:1 000 000
вертикальный 1:5 000

Восстановил авторский коллектив
Министерства геологии СССР
Москва 1971

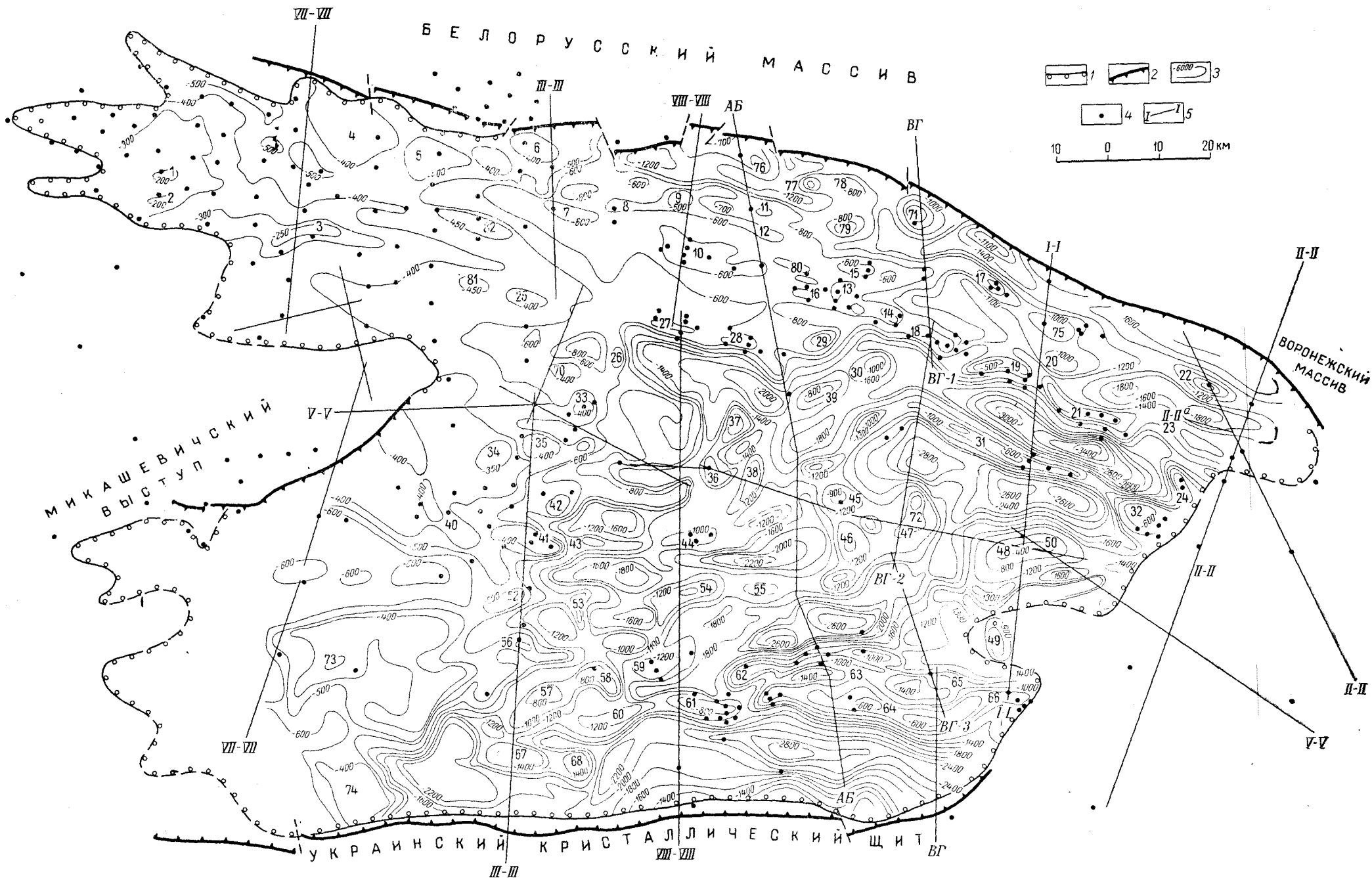


Рис. 59. Схематическая структурная карта поверхности верхней брусенной толщи. Составили И. Д. Кудрявец, Б. М. Усачев, А. Н. Брусенцов, Р. Е. Айзберг, З. А. Горелик, С. Ф. Прохоров, В. А. Бошко

1 — контуры распространения верхнесолевых отложений; 2 — глубинные разломы; 3 — изогипсы кровли верхней соленосной толщи; 4 — скважины; 5 — линии региональных сейсмических профилей. Фонд локальных структур по кровле верхнесолевых отложений (цифры на карте): 1 — Покровская, 2 — Старобинская, 3 — Ново-Дубровская, 4 — Оресская, 5 — Дроздовская, 6 — Глусская, 7 — Борисовская, 8 — Малинская, 9 — Моисеевская, 10 — Вишанская, 11 — Чернянская, 12 — Кормянская, 13 — Давыдовская, 14 — Сосновская, 15 — Шатилковская, 16 — Мармовичская, 17 — Первомайская, 18 — Осташковская, 19 — Тишковская, 20 — Салтановская, 21 — Речицкая, 22 — Александровская, 23 — Василевская, 24 — Ватинская, 25 — Червонолободская, 26 — Комаровичская, 27 — Октябрьская, 28 — Северо-Домановичская, 29 — Кореневская,

30 — Притокская, 31 — Малодушинская, 32 — Вышемировская, 33 — Копаткевичская, 34 — Боричевская, 35 — Южно-Копаткевичская, 36 — Гороховская, 37 — Бобровническая, 38 — Озерецкая, 39 — Южно-Домановичская, 40 — Петриковская, 41 — Шестовническая, 42 — Конковичская, 43 — Скрыгаловская, 44 — Прудокская, 45 — Лудичская, 46 — Автоковская, 47 — Хобинская, 48 — Великоборская, 49 — Хойническая, 50 — Омельковническая, 51 — Ястребовская, 52 — Сколодинская, 53 — Казимировская, 54 — Каменская, 55 — Мозырская, 56 — Буйновническая, 57 — Софиевская, 58 — Анисимовская, 59 — Заозерная, 60 — Николаевская, 61 — Ельская, 62 — Кустовническая, 63 — Наровлянская, 64 — Восточно-Ельская, 65 — Тульговническая, 66 — Стреличевская, 67 — Западно-Валавская, 68 — Валавская, 69 — Выступовническая, 70 — Заречническая, 71 — Березинская, 72 — Северо-Хобинская, 73 — Симоновническая, 74 — Боровская, 75 — Восточно-Первомайская, 76 — Кнышевническая, 77 — Судовническая, 78 — Искровская, 79 — Мольчанская, 80 — Зальническая, 81 — Калиновская, 82 — Северо-Калиновская

