Стратиграфия верхнедокембрийских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
Польско-советская рабочая группа
по проблеме „Граница докембрия и кембрия“

Стратиграфия верхнедокембрийских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы

ИЗДАТЕЛЬСТВО “НАУКА“
МОСКВА
1979

УДК 551.72/732.1 (47.15)

Academy of Sciences of the USSR

Order of the Banner of Labour Geological Institute
Soviet–Polish working group
(Problem of cambrian–precambrian boundary)

UPPER PRECAMBRIAN AND CAMBRIAN STRATIGRAPHY OF THE WESTERN PART OF EAST-EUROPEAN PLATFORM

Стратиграфия верхнедокембрийских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы. Колл. авторов: Б. Арень, В.Я. Бессонова, А.П. Брангулис, В.А. Великанов, Б.И. Власов, Б.М. Келлер, К. Лендзен, К. Менс, Р. Михняк, В.В. Кирьянов, Л.В. Пискун, Э. Пиррус, А.Ю. Розанов, Н.М. Чумаков. М., "Наука" 1979.

Работа посвящена обоснованию стратиграфической схемы верхнедокембрийских и кембрийских отложений Восточно-Европейской платформы. В составе венда и кембрия выделены стратиграфические горизонты, прослеженные на обширных площадях.

Эти горизонты, выделенные для верхов докембрия и кембрия имеют четкое палеонтологическое обоснование и являются основой для корреляции разрезов.

Табл. 12. Илл. 36. Библ. 279 назв.

Редакционная коллегия:

академик *А.В. Пейве* (главный редактор),
В.Г. Гербова, В.А. Крашенинников,
член–корреспондент АН СССР *П.П. Тимофеев*

Редакционная коллегия рабочей группы:

академик АН СССР *В.В. Меннер, Б. Арень, Н.А. Волкова, Б.М. Келлер, А.Ю. Розанов,* академик АН ПНР *А. Урбанек, К. Яворовский*

Ответственные редакторы:

Б.М. Келлер, А.Ю. Розанов

Editorial board of the Working group:

academician *V.V. Menner, B. Aren, N.A. Volkova, B.M. Keller, A. Yu. Rozanov,* academician *A. Urbanek, K. Jaworowski*

Responsible editors:

B.M. Keller, A. Yu. Rozanov

С $\frac{20801-196}{055\,(02)-79}$ 391–79, кн. 2. 2 002 000 000

© Издательство "Наука", 1979 г.

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы среди крупнейших вопросов современной стратиграфии проблема границы кембрия и докембрия заняла совершенно особое место. К ней приковано внимание мировой геологической общественности, и не случайно, что, как в национальных рамках, так и в международном масштабе начали создаваться рабочие группы по изучению ее разных аспектов.

Накопленный предыдущими поколениями опыт подсказал, что наиболее надежно граница докембрия и кембрия может быть обоснована на платформах, где мы имеем дело с очень слабо измененными толщами осадочных пород, содержащими хорошо сохранившиеся остатки животных и растений. По этой причине именно платформенные разрезы и, в частности, великолепно обнаженные выходы пограничных слоев докембрия и кембрия, вскрытые в приглинтовой полосе Эстонии и Ленинградской области давно предлагались как лучший международный стандарт границы кембрия и докембрия.

Конечно, перспективы установления международного стандарта границы кембрия и докембрия на Восточно-Европейской платформе сильно поблекли в связи с новыми работами, проведенными на Сибирской платформе, где древнейшие отложения кембрия содержат богатейшие ассоциации скелетных ископаемых и где зональное расчленение этих отложений по своей детальности вполне соизмеримо, например, с классическими зональными схемами бореальной юры. При этом уместно напомнить, что, как верхний докембрий, так и ранний кембрий представлены в этих регионах почти исключительно карбонатными породами.

Принципиально иной, исключительно терригенный тип осадконакопления свойствен Восточно-Европейской платформе и, соответственно, типичные ассоциации фауны и флоры резко отличны от установленных в областях карбонатного осадконакопления.

Такой преимущественно терригенный тип свойствен не только разрезам Восточно-Европейской платформы, но и большинству разрезов, принадлежащих так называемой Атлантической провинции. Поэтому разрезы Восточно-Европейской платформы могут стать типичным примером и основой для разработки единой стратиграфической схемы огромного региона. С другой стороны, большой интерес представляет анализ закономерностей эволюции фаун и сравнение стратиграфических схем двух крупнейших кратонов – Восточно-Европейской и Сибирской платформ, тем более, что по Сибири материал к такому сравнению был уже достаточно проработан.

Важным обстоятельством при определении возможности постановки специальных работ по пограничным слоям докембрия и кембрия на Восточно-Европейской платформе было наличие огромного материала, который получили исследователи в результате проведения в последние два десятилетия планомерного бурения как на территории СССР, так и ПНР. Расположение регионов показано на рис. 1.

О состоянии изученности верхнедокембрийских и кембрийских отложений к моменту начала деятельности польско-советской группы можно легко судить по ряду капитальных публикаций (Стратиграфия СССР. Верхний докембрий,

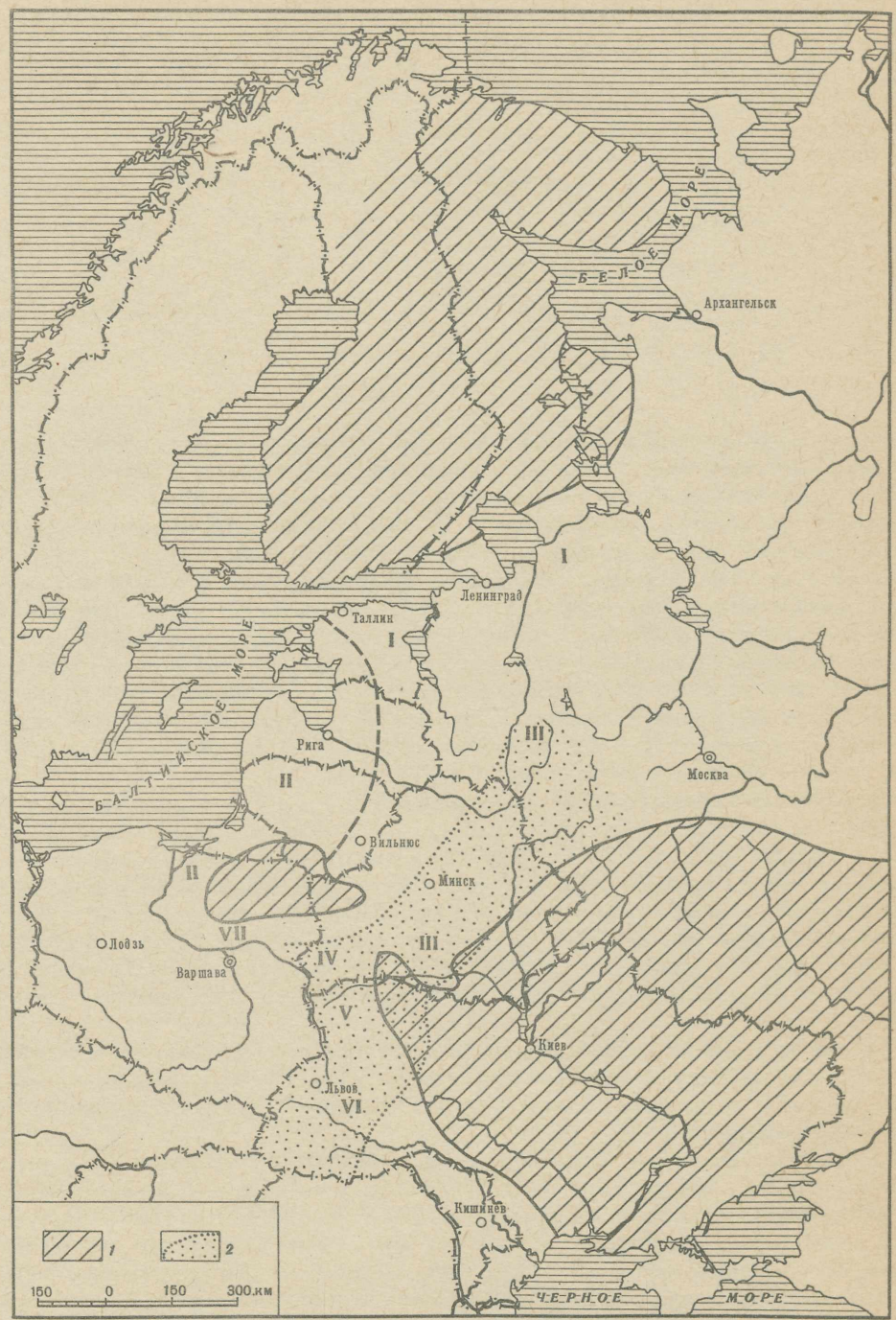


Рис. 1. Схема расположения районов польско-советских работ по стратиграфии венда и нижнего кембрия

1 – области отсутствия венда и нижнего кембрия; 2 – Оршанская впадина для верхнего рифея и низов венда. Цифры означают: I – южный склон Балтийского щита; II – Балтийская синеклиза; III – Оршанская впадина и Московская синеклиза; IV – Подлясско-Брестская впадина; V – западный склон Украинского щита (Волынская и Подольская его части); VI – Львовский палеозойский прогиб, Подлясская впадина и Любельский склон платформы в пределах Польши

1963; Кембрийская система, 1965; Палеогеография СССР, 1967; и др.). В этих работах непосредственно ниже кембрийских отложений выделяется венд, в составе которого были выделены волынские и валдайские отложения. Кембрий расчленен более детально и в составе его выделены ярусы, горизонты и даже зоны, однако это детальное расчленение не имело под собою надежного палеонтологического обоснования. Только в полосе прибалтийского глинта были известны отдельные находки фауны, которые были использованы еще в схемах Ф.Б.Шмидта и А. Эпика. Схемы эти легли в основу расчленения вендских и кембрийских отложений для всей платформы. Вместе с тем вскоре стало ясно, что такое решение таит в себе с самого начала массу ошибок поскольку разрезы склона Балтийского щита не только бедны палеонтологически, но и, что особенно важно, состоят лишь из небольших фрагментов толщ, развитых в других районах платформы. Ряд наиболее характерных подразделений здесь вовсе отсутствует.

По существу, начало польско-советских работ по стратиграфии пограничных отложений докембрия и кембрия было положено первыми совместными исследованиями К. Лендзион, Р. Михняка, Н.А.Волковой и А.Ю.Розанова (Лендзен, Михняк, Розанов, 1965; Michniak, Rozanov, 1969; Розанов и др., 1969). Задолго до официального подписания соглашения этими работами были намечены некоторые направления дальнейшего научного сотрудничества, которое значительно расширилось с привлечением к нему большой группы специалистов разных учреждений Польши и СССР.

Серьезными предпосылками дальнейших успешных работ польско-советской группы были работы, проведенные по ряду регионов. Огромное значение имели находки многочисленной фауны в платформенных разрезах Польши, сделанные К.Лендзион, проведенное изучение акритарх по Украине (В.В.Кирьянов), Эстонии, Латвии и Польши (Н.А.Волкова), разработка местных схем Украины (В.В.Кирьянов), Латвии (А.П. Биркис, А.П.Брангулис, Н.А.Волкова, А.Ю.Розанов) и Московской синеклизы (В.В.Кирьянов, А.Ю. Розанов), а также уточнение схемы Эстонии и Ленинградской области (К.Менс, Э.Пиррус).

В 1971 г. руководители Отдела геологических наук ПАН И Геологического института АН СССР проф. М.Ксёнжкевич и академик В.В.Меннер подписали первый официальный рабочий план работ на 5 лет, в котором были определены основные направления совместных работ. В 1976 г. был подписан соответствующий документ, определяющий тематику сотрудничества на следующие годы.

В обычном случае при создании сводки по крупному региону заранее планируется написание определенных разделов и соответственно их авторы, и затем обобщение идет на уровне согласования точек зрения, сложившихся у разных исследователей по своему материалу.

В данном случае с самого начала планировалось исследование конкретных вопросов, интересующих всех участников работ. Определялись пути выполнения отдельных разделов работы и конкретные исполнители. Это привело к наиболее полному взаимному проникновению участников работы в региональный, геологический и палеонтологический материал. Естественно, что при такой постановке дела определение органических остатков не ограничивалось региональными рамками. Например, значительная часть материала по акритархам и Польши и СССР была обработана Н.А.Волковой, В.В.Кирьяновым и Т.В.Янкаускасом. Нередко к ним поступал материал из одних и тех же скважин и даже образцов. Это дало возможность с одной стороны максимально сблизить точки зрения, а с другой – иметь постоянный взаимный контроль. Обработка практически всех материалов по трилобитам проводилась К.Лендзен.

Очень важным элементом совместных работ были неоднократные совместные работы с керновым материалом, а также ежегодные обсуждения результатов проделанных работ. Самым представительным и имевшим наибольшее значение для начала работ над совместными монографиями был польско-советский симпозиум в Таллине в 1974 г. На этом симпозиуме были подведены итоги работ, приняты рабочие стратиграфические схемы (см. Арень и др., 1975), разработан план совместных монографий и намечены авторские коллективы отдельных разделов.

В последующие (1975–1976) годы происходило дальнейшее уточнение принятых схем расчленения и корреляции, которые и отражены в соответствующих разделах настоящей монографии и вводной части тома "Палеонтология верхнедокембрийских и кембрийских отложений Восточно-Европейской платформы" ("Наука", 1978 г.). Очень важное значение для развития польско-советских работ имело то обстоятельство, что они являются составной частью большой международной программы по изучению проблемы "границы кембрия и докембрия" и представляют собою вклад польских и советских исследователей в деятельность международной рабочей группы МПГК–МСГН. Ряд специалистов, принимавших участие в работах по Восточно-Европейской платформе, являются официальными членами Международной Рабочей группы и принимают участие в разработке вопросов стратиграфии пограничных отложений кембрия и докембрия и в других регионах.

В разное время в работах группы принимали участие: Б.Арень, (Геологический ин-т ЦУГ, Польша), В.Я.Бессонова (БелНИГРИ), А.П.Биркис (УГ при СМ ЛатвССР), А.П.Брагулис (ВНИИМОРГЕО), В.А.Великанов (ИГН АН УССР), Б.И.Власов (Киевгеология), Н.А.Волкова (ГИН АН СССР), Л.Г.Воронова (ПИН АН СССР), М.Б.Гниловская (ИГЕД), Л.П.Карпицкая (УГ при СМ ЛатвССР), Б.М.Келлер (ГИН АН СССР), В.В.Кирсанов (ВНИГНИ), В.В.Кирьянов (ГИН АН УССР), К.Менс (Институт Геологии АН ЭССР), В.В. Миссаржевский (ГИН АН СССР), Р.Михняк (Отдел геологических наук Польской АН), С.Орловский (Варшавский университет), К.Лендзион (Геологический ин-т ЦУГ, Польша), Л. Пашкявичене (ЛитНИГРИ), Э.Пиррус (Институт Геологии АН ЭССР), Л.Пискун (БелНИГРИ), Э.Пости (Институт Геологии АН ЭССР), В.Палий (ИГН АН УССР), А.Ю.Розанов (ПИН АН СССР), А.Урбанек (Варшавский университет), М.А.Федонкин (ПИН АН СССР), А.И.Фридрихсоне (ВНИИМОРГЕО), Н.М. Чумаков (ГИН АН СССР), М. Юсковякова, М.Вихровска и К.Яворовский (Геологический ин-т ЦУГ, Польша), Л.Ягельска (Геологический ин-т ЦУГ, Польша), Т.Янкаускас (ЛитНИГРИ).

Большая часть перечисленных исследователей приняли участие в подготовке стратиграфического и палеонтологического томов совместных трудов польских и советских исследователей. Настоящий том, посвященный вопросам стратиграфии вендских и кембрийских отложений, подготовлен к печати 1 июня 1977 г.; авторами в нем учтены материалы на 1 января 1977 г., за исключением южного склона Балтийского щита, по которому учтены материалы на 1 января 1976 г. Авторы разделов указаны в оглавлении каждого тома. Окончательная редакция и оформление работы проведены в Геологическом Институте АН СССР.

ЮЖНЫЙ СКЛОН БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Южный склон Балтийского щита охватывает вытянутую в субширотном направлении полосу в пределах северо-западной части Русской плиты (рис. 2). Административно в его состав входят основная материковая часть Эстонской ССР, вся Ленинградская область и северо-западный угол Псковской области РСФСР. В структурном отношении рассматриваемая территория характеризуется неглубоким залеганием кристаллического фундамента, не превышающим на западе 550 м и на востоке 600-700 м. Вследствие этого рассматриваемая территория ограничивается с севера непосредственно южным краем древнего щита, проходящим вдоль Финского залива и по линии Ладожско-Онежского Приозерья, а с юга и запада - крупными отрицательными структурами в кристаллическом фундаменте. На западе это Прибалтийская впадина (Балтийская синеклиза), на юго-востоке - Московская синеклиза. Погружение фундамента к этим структурам происходит постепенно и плавно, выдавая некоторую условность при точном разграничении территории. Прямо на юг переход в Латвийскую седловину усложнен серией локальных поднятий фундамента на стыке Эстонии и Латвии (Валмиерско-Локновская зона поднятий). Такое выдержанное неглубокое залегание фундамента в пределах рассматриваемой территории усложняется только отдельными линейными прогибами северо-западного простирания в Приладожье (Западно-Приладожский, Пашский). Однако, эти авлакогены заполнены и выравнены довендскими осадочными образованиями и в пределах их не обнаруживаются более поздние смещения, ввиду чего они не нарушают структурную целостность региона. Таким образом, в данной работе в составе южного склона Балтийского щита рассматриваются и наиболее восточные районы Ленинградской области, которые иногда относятся уже к другой структуре - юго-восточному склону щита.

Сравнительно неглубокое залегание фундамента в течение всей геологической истории является причиной слабой литификации отложений и открывает возможность широкого применения минералогических методов изучения отложений. Кроме того, наряду с многочисленными скважинами, вскрывающими весь разрез отложений, здесь могут быть привлечены к исследованию и ряд естественных обнажений в полосе выходов венда и кембрия. Однако, обнаженность пород здесь весьма слабая - основные обнажения приурочены к подножью Балтийско-Ладожского глинта и к долинам небольших рек. Поэтому геологическое строение рассматриваемой территории дается, прежде всего, на основании буровых скважин, местоположение и название наиболее важных из них, на которые есть ссылки в тексте, даны на рис. 2.

При составлении настоящей главы, кроме собственных исследований авторов, использованы также данные Э. Кала, К. Каяка, А. Мардла, Х. Стумбура, Э. Эрисалу (УГ ЭССР), А. Оганесовой, Э. Саммета, В. Селивановой, И. Шмаенка и А. Яновского (СЗГУ), Н. Волковой (ГИН СССР), М. Гниловской (ИГЕД АН СССР), В. Кирьянова (ИГН АН УССР), Л. Пашкявичене, Т. Янкаускаса (ЛитНИГРИ) и Э. Пости (ИГ АН ЭССР), которые опубликованы лишь частично.

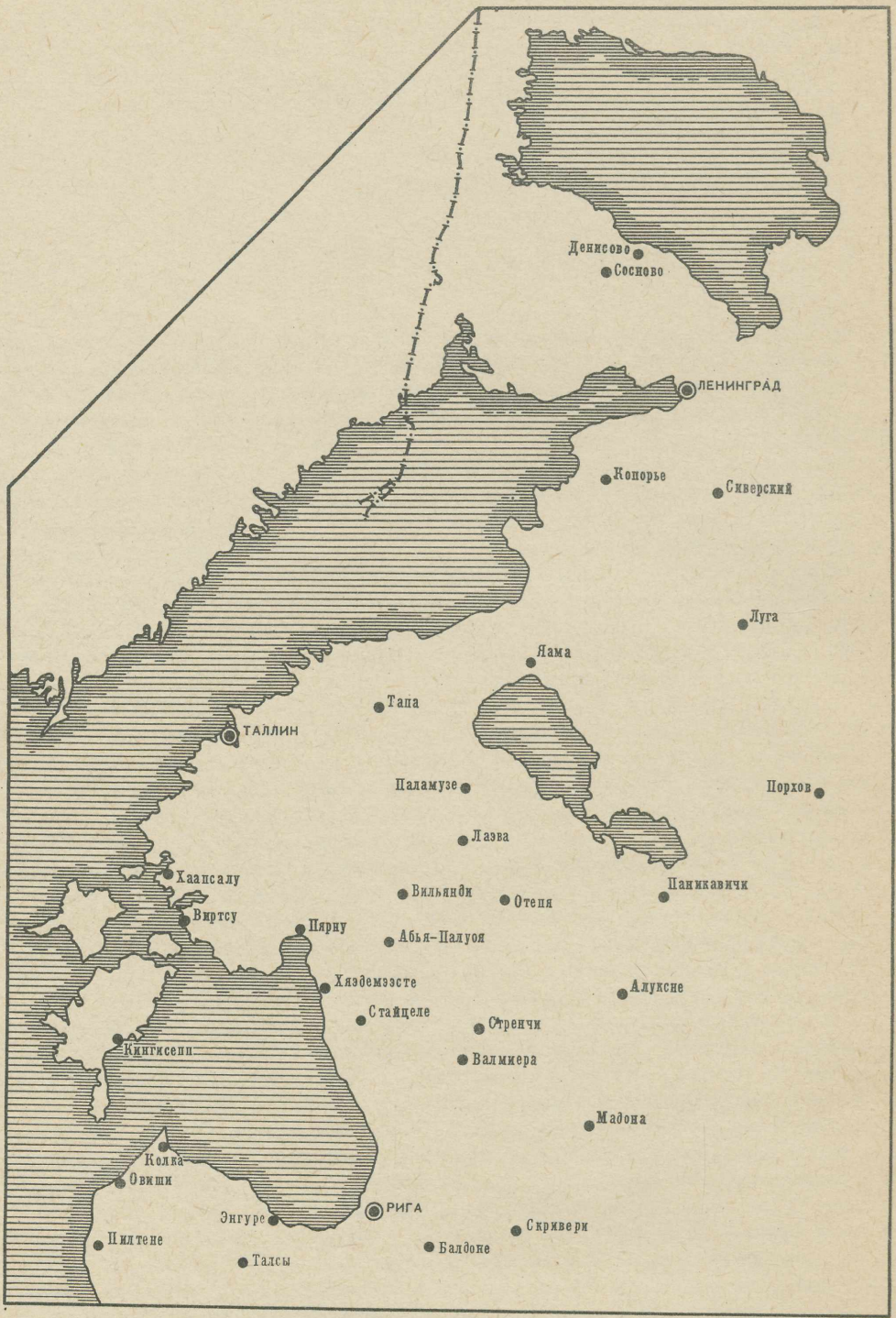


Рис. 2. Схема расположения опорных скважин по южному склону Балтийского щита

ВЕНД

Вендский комплекс на южном склоне Балтийского щита представлен отложениями одной валдайской серии; образования волынской серии здесь отсутствуют. Отнесенная ранее к волынской серии толща вулканогенно-осадочных пород Приладожья, как показали более поздние исследования, является более древней и имеет рифейский возраст (Якобсон и др., 1974; Аксенов, Келлер, 1974).

Отложения валдайской серии на рассматриваемой территории широко распространены: они отсутствуют только на севере Карельского перешейка, располагающегося уже в пределах обнаженного щита, и на некоторых локальных структурах, разбросанных по всей территории (Ассамалла, Ульясте, Мынисте, Локно). Также они отсутствуют в самых юго-западных районах материковой части Эстонии, где это обусловлено частично позднейшим докембрийским размывом, частично естественным выклиниванием валдайских отложений в краевых фациях бассейна.

Выходы пород валдайской серии протянуты в виде широтной полосы на предглинтовой равнине от р. Луги до Онежского озера, приобретая максимальную ширину на Карельском перешейке. Однако, повсеместно они покрыты мощным покровом четвертичных ледниковых отложений и обнажаются лишь в редких случаях в виде небольших обнажений (реки Систа, Воронка, Волчья, Черная, о. Котлин). К югу от зоны выхода валдайские отложения погружаются под нижнекембрийские или девонские (Онежско-Ладожский перешеек) отложения. Залегают они повсеместно на разновыветрелых породах кристаллического фундамента, за исключением только Западно-Приладожского и Пашского прогибов, в пределах которых они подстилаются красноцветными аркозовыми песчаниками рифея.

Мощность вендских отложений на данной территории доходит до 290 м (скв. Малашаты и Куневичи), откуда она равномерно уменьшается в западном направлении.

Отложения валдайской серии, рассматриваемые до этого как гдовские песчаники и ляминаритовые глины, в составе нижнего кембрия (Асаткин, 1937; Янишевский, 1939) стали выделяться как самостоятельные подразделения в начале 50-х годов нашего столетия. В связи с широко развернувшимся опорным бурением в послевоенные годы как на рассматриваемой, так и на соседних территориях было получено много нового материала, касающегося строения древнейших отложений осадочного чехла. Обработка этого материала позволила Б.С. Соколову показать, что гдовские песчаники и тесно с ними связанные ляминаритовые глины образуют самостоятельный вендский (валдайский) комплекс (серию), имеющий докембрийский возраст (Соколов, 1952, 1953). В центральных районах Московской синеклизы А.В. Копелиовичем (1951а) в это же время был выделен еще более древний – редкинский комплекс. В более поздних публикациях и стратиграфических схемах объем редкинского комплекса неоднократно пересматривался (Солонцов, Аксенов, 1969а), и он был включен в ранге свиты в состав валдайской серии вендского комплекса, куда еще были отнесены и вулканогенно-осадочные образования волынской серии (Решения..., 1965). В настоящее время стратиграфия вендского разреза разработана на обширной территории платформы, в частности, для ее центральных и восточных частей весьма детально, благодаря исследованиям Л.Ф. Солонцова и Е.М. Аксенова (1969б, 1970); Е.М. Аксенова (1967), Е.М. Аксенова и Б.М. Келлера (1974), Л.Ф. Солонцова и др. (1970), А.А. Клевцовой (1971, 1972б), В.В. Кирсанова (1968а,б, 1970, 1974) и др. На основе анализа цикличности осадконакопления и прослеживания маркирующих вулканогенноосадочных уровней здесь выделено множество свит, подсвит и слоев и рассмотрены возможные варианты их корреляции, в частности, на основе анализа по акритархам (Шепелева, 1974; Волкова, 1973).

Однако, что касается рассматриваемой территории, то здесь целенаправленные исследования по стратиграфии низов вендского разреза в последние годы не проводились. Даже более, из-за утверждения в 1962 г. стратотипом гдовского горизонта разреза Невельской опорной скважины в интервале 790-

Таблица 1

Сводный стратиграфический разрез венда и кембрия южного склона Балтийского щита

Горизонт	Серия	Свита (толща)	Литологическая характеристика и мощность (в м)	Палеонтологическая характеристика	
				Фауна	Флора
Раусвеский			Песчаники мелко- и среднезернистые и крупнозернистые алевролиты, разноокрашенные, кварцевые с прослоями и сгустками каолинита в верху до 40	Беззамковые брахиоподы и их фрагменты	В нижней части – *Deunffia dentifera, D. conifera, Tasmanites bobrowskii, Micrhystridium parvum, M. dissimilare, M. conformis lanatum, Baltisphaeridium vilnense, Estiastra minima, Archaeodiscina umbonulata, Ovulum saccatum, Aranidium aculeatum, A. undosum, A. izhoricum, Dictyotidium arenosum, Alliumella baltica, Cymatiosphaera* sp., *Leiosphaeridia* sp.
Вергальский	Айсчяйская	Толща песчано-алевролитовых пород	Алевролиты, крупнозернистые, светлые, глауконитсодержащие, с прослоями глинистых пород зеленовато-серого цвета внизу до 30		
Талсинский	Ливская	Тискреская	Алевролиты, крупнозернистые, светлые, глауконитсодержащие, с линзами конгломерата в основании до 20	В нижней части – *Scenella discinoides, S. tuberculata, Paterina rara, Mickwitzia monilifera, M. concentrica, M. formosa, Bradoriidae* фрагменты трилобитов; фрагменты брахиопод по всему разрезу	*Baltisphaeridium cerinum, B. ornatum, B. compressum, Micrhystridium tornatum, M. pallidum, Archaeodiscina umbonulata, Tasmanites bobrowskii, T. volkovae, T. piritaensis, Granomarginata squamacea, Leiomarginata simplex, Leiosphaeridia* sp.
		Люкатиская	Переслаивание алевролитов и глин, зеленовато-серых, с многочисленными биоглифами и присыпками глауконита до 23	*Schmidtiellus mickwitzi, Volborthella tanuis, Luckatiella discinoides, Mickwizia monilifera, Torelella* sp., *Platysolenites antiquissimus* (только на западе), хиолиты	*Baltisphaeridium cerinum, B. ornatum, B. compressum, B. orbiculare, B. dubium, B. papillosum, Micrhystridium pallidum, M. tornatum, Archaeodiscina umbonulata, Tasmanites bobrowskii, T. volkovae, Granomarginata squamacea, Cr. prima, Leiomarginata simplex, Lophosphaeridium tentativum, L.* sp., *Cymatiosphaera* sp., *Leiosphaeridia* sp.
Лонтоваский	Балтийская	Лонтоваская	Глины, зеленовато-серые, в верхней части пестроокрашенные. Содержат прослои глауконитсодержащих песчаника и алевролита в базальной части и – на западе – прослои алевролита в верхах до 120	*Platysolenites antiquissimus, P. lontova, Sabellodites cambriensis, Aldanella kunda, Onuphionella* sp., хитиноидные рогообразные склериты, хиолиты, фрагменты беззамковых брахиопод	*Granomarginata prima, Gr. squamacea, Leiomarginata simplex, Micrhystridium tornatum, Tasmanites tenellus, Margominuscula* sp., *Synsphaeridium* sp., *Leiosphaeridia* типов А и В
Ровенский		Не выделено	Глины, серые с прослоями глауконитсодержащих алевролитов и песчаников до 15	*Sabellidites cambriensis* и мелкие сабеллидиды, единичные *Platysolenites antiquissimus*	*Leiosphaeridia* типов А, В, С, *Micrhystridium tornatum, M.* sp., *Teophipolia* sp., *Pterospermopsimorpha* sp.
Котлинский	Валдайская	Воронковская	Песчаники, кварцевые, белые вверху, и пестроцветные алевролиты и глины внизу до 40		
		Котлинская	Глины, серые, с тонколенточной текстурой, сидеритом и пленками органического вещества, с прослоями массивных глинистых алевролитов и алевролитов в верхней и нижней частях до 160		*Vendotaenia antiqua, Leiosphaeridia* типа А и В
		Гдовская свита на западе, "гдовские" слои на востоке	Алевролиты и глины, пестроцветные, с полимиктовыми песчаниками в в нижней части на западе до 126		*Eoholynia mosquensis*
Редкинский		Не выделено	Глины, массивные, неяснослоистые, зеленовато-серые и коричневато-красные, с песчаниками и алевролитами в основании. Содержат прослои монтмориллонитовых и темносерых обогащенных с с органикой глин и зерна глауконита более 50		

910 м, создавалась основа для недоразумений в истолковании объема этого подразделения, в частности и на рассматриваемой территории, так как на северо-западе платформы гдовские песчаники в первоначальном смысле Б.П. Асаткина при таком решении оставались вне гдовского горизонта.

В настоящей работе, согласно принятой схеме (табл. 1), валдайские отложения разделяются на основе распределения комплексов акритарх на два горизонта – редкинский и котлинский. Поскольку микрофитологические данные по рассматриваемой территории имеются только из верхней части серии – котлинского горизонта, то выделение редкинского горизонта опирается лишь на макролитологические критерии и на корреляции с соседними разрезами, в частности, с Московской синеклизой, и является поэтому весьма предварительным и условным. Разрез валдайской серии мы ниже рассматриваем по выделенным литостратиграфическим подразделениям, а границу между горизонтами проводим по кровле маломощной коры выветривания и слабо выраженного несогласия в нижней части серии восточных районов территории.

Валдайская серия

Редкинский горизонт

Отложения редкинского горизонта на рассматриваемой территории распространены только в восточной части, к западу от линии Ленинград–Сиверская они быстро выклиниваются из разреза. Северная граница распространения редкинских отложений, которая является и границей распространения в настоящее время всего осадочного платформенного чехла, хорошо оконтурена только на северо-востоке, в пределах Онежско-Ладожского перешейка. Положение этой границы на Карельском перешейке точно не установлено, но она, по всей вероятности, проходит на север или северо-восток от Ленинграда. Естественные обнажения горизонта неизвестны, он вскрыт только скважинами.

Мощность редкинского горизонта наибольшая на крайнем северо-востоке территории, где она достигает более 50 м (скв. Каргиничи, Тумазы, Ошта). Отсюда мощность сокращается на юг медленно, а на запад сначала весьма резко, скачкообразно – от 40 до 20 м, – а дальше более плавно, до выклинивания в окрестностях Ленинграда.

Отложения горизонта выделялись в местных стратиграфических схемах либо как гдовский горизонт (Вигдорчик и др., 1968), либо как нижняя часть гдовского горизонта (Яновский, 1971).

Сложен горизонт преимущественно глинисто-алевритовыми породами, среди которых наблюдаются и прослои песчаников, микстолитов, реже конгломератов. Роль грубообломочных пород более существенна только на юго-западном побережье Онежского озера, где они, по данным А.М. Оганесовой, составляют около половины разреза (Вигдорчик и др., 1968). Обломочные зерна песчано-гравийных пород слабо отсортированы, степень окатанности их колеблется в широких пределах. По минеральному составу обломочный компонент, в основном, олигомиктовый – кварцево-слюдистый, при этом количество кварца составляет нередко 80% и более. Послойно, особенно алевритовые разности пород низов горизонта, обогащены слюдами, которые образуют присыпки на плоскостях наслоения. Содержание полевых шпатов в составе обломочных зерен незначительное, только в некоторых разрезах (скв. Паша, Каргиничи, Ошта) в базальных слоях горизонта их количество доходит до 15%. Кроме названных минералов среди зерен крупнопесчаной и гравийной фракций найдены сравнительно хорошо окатанные гальки красноцветных кварцитов, а в разрезах среднего течения р. Свирь также гальки серых глинистых сланцев и коричневых и темно-серых аргиллитов. Грубообломочные породы цементированы глинистым цементом преимущественно каолинитового состава. Глинистый компонент глин полиминеральный – гидрослюдисто-каолинитовый, содержащий послойно до 20% хлоритов и смешанно-слойного минерала, типа гидрослюда–монтмориллонита – до 30%. Наличие глауконита в отложениях горизонта отмечено только в юго-западных разрезах Прионежья. Повсеместно в породах горизонта

наблюдаются мелкие, диаметром до 12 мм конкреции сульфидных минералов, представленные в основном пиритом, реже – галенитом.

В наиболее полных разрезах (скв. Куневичи, Малашаты, Паша) довольно отчетливо выявляется двухчленное строение горизонта, выраженное наличием двух циклов седиментации.

Нижний член маломощный – 7–9 м. Низы его состоят из гравелитов или слабоотсортированных гравийноглинистых пород (микстолитов) мощностью 1–2 м, на которых залегают тонкослоистые глины и алевритистые глины темно-серого цвета. Поверхности наслоения глин обычно покрыты многочисленными пленками органического вещества и местами присыпками слюд. Верхи этой части разреза пестроцветные: чередуются фиолетово-коричневые, красновато-коричневые и темно-серые полосы с отдельными пятнами обохривания, при этом интенсивность фиолетовых и красных тонов и количество охристых пятен уменьшается вниз по разрезу. Такое распределение вторичной пестроцветности в небольшом интервале (1,3–1,9 м) при общей мощности глинистой пачки от 5 до 8 м позволяет интерпретировать это явление как проявление субаэрального выветривания, аналогичного другим уровням вендского разреза данной территории (Менс, Пиррус, 1969, 1970).

Над описанным циклом или непосредственно на довендских породах (в скв. Костово, Заречье, Усадище) трансгрессивно залегает верхний цикл горизонта, имеющий на данной территории мощность от 9,3 м (скв. Костово) до 40 м (скв. Каргиничи, Паша, Тумазы) и весьма четкое четырехчленное строение. Низы мощностью 4,5–8,0 м сложены пачкой песчаников, алевролитов и глинистых микстолитов, преимущественно серого цвета. Вверх по разрезу грубообломочная часть постепенно переходит в серые и темно-серые неясно слоистые глины, имеющие на плоскостях наслоения темно-коричневые, почти черные пленки органического вещества. Мощность первой глинистой пачки также небольшая, колеблется от 1,5 до 7,5 м. Выше залегает наиболее характерная часть редкинского горизонта – пачка пестроцветных глин. Окраска глин преимущественно красновато- и фиолетово-коричневая с сероцветными пятнами и полосами на отдельных уровнях. Характерными для этой части являются прослои темных красновато-коричневых глин со светлыми с зеленоватым оттенком гнездами и тонкими линзами, которые, по данным А.М.Оганесовой, содержат пепловый материал. Глины плотные, массивные или неясно слоистые с угловатым или полураковистым шероховатым изломом. Мощность пачки варьирует от 3 до 19 м, закономерно уменьшается в западном направлении, и минимальное ее значение (3 м) наблюдается в скв. Костово. Венчается разрез снова пачкой (от 2,3 до 11,0 м) серых и темно-серых уплотненных тонкослоистых глин с органическими пленками и мелкими пиритизированными следами ползания червоморфных на плоскостях наслоения. В верхних 0,5–3,0 м первичная серая окраска глин заменена фиолетово-красной и фиолетово-серой, включающей разводы, пятна и примазки охристо-желтого цвета на плоскостях наслоения. Мелкие пиритовые конкреции, которые часто встречаются в отложениях редкинского горизонта в пестроцветной части верхней глинистой пачки, полностью разрушены и сложены новообразованным гетитом. В некоторых разрезах (скв. Заречье и Паша) в этой части наблюдаются трещины усыхания, проникающие в глину до глубины 0,3 м и заполненные красновато-коричневым глинистым материалом, содержащим зерна кварца песчаной и даже гравийной размерности. В разрезе Усадище, где верхняя пачка сероцветных глин отсутствует, пестроцветность, указывающая на субаэральное выветривание, отмечается в верхах пачки пестроцветных глин. Перекрывается кора выветривания редкинского горизонта на всей рассматриваемой территории песчаниками или песчано-глинистыми миксолитами котлинского горизонта.

Палеонтологически редкинский горизонт на описываемой территории слабо изучен. Из органических остатков найдены многочисленные пленки органического вещества. В составе этих пленок на отдельных уровнях, как в глинах нижнего, так и верхнего цикла, наблюдаются и лентовидные остатки водорослей. Кроме них, в верхней пачке верхнего цикла найдены мелкие пиритизированные следы ползания червоморфных (с шириной до 1 мм) и единичные

горизонтально расположенные ходы илоедов, заполненные алевритовым материалом, имеющие диаметр до 1,5 мм.

Сравнительно выдержанное строение горизонта на значительной территории позволяет рассматривать редкинские отложения как бассейновые образования. Неодинаковая обработка исходного обломочного материала, высокое содержание каолинита в глинистом компоненте, широкое развитие первичной красноцветности, крайне ограниченное распространение глауконита и сравнительная однотипность органического мира показывают на формирования редкинских отложений в условиях некоторого опреснения.

Полнота разреза редкинского горизонта определялась положением разрезов в разных частях бассейна. Так, более древние образования (нижний цикл) приурочены к восточной части рассматриваемой территории, куда воды трансгрессирующего из погруженной части Московской синеклизы водоема проникали прежде всего. И только при расширении трансгрессии были залиты водами и более западные участки вплоть до Ленинграда. Своего максимума на южном склоне Балтийского щита вендская трансгрессия достигла на последующем этапе осадконакопления – в котлинское время, дойдя до западного побережья Эстонии.

Котлинский горизонт

Отложения котлинского горизонта на рассматриваемой территории распространены более широко, чем редкинские: они отсутствуют лишь на севере Карельского перешейка и на небольшой площади запада материковой части Эстонии. В отличие от редкинских отложения котлинского горизонта имеют на описываемой территории микропалеонтологическую характеристику, в частности, в пределах Эстонии (Волкова, 1968), на р. Воронка, в Ленинграде и в скв. Костово. Тем не менее, выделение горизонта в рассматриваемом ниже объеме остается во многом еще условным и недостаточно обоснованным, ибо по ряду выделяемых здесь литологических тел в настоящее время нет данных по акритархам. Это относится как к воронковской свите в верхах венда западных районов, так и к гдовской свите Прибалтики, "гдовским" слоям ладожско-свирского типа и даже верхней части толщи сероцветных, отчасти ляминаритовых глин на северо-востоке территории. Однако, наличие субаэрального перерыва и несогласия по подошве горизонта, а также микропалеонтологические находки в осадках трансгрессивного максимума горизонта позволяют весь комплекс отложений, замещающих друг друга как по вертикали, так и по латерали, рассматривать в рамках единого геологического образования. В местных схемах этим отложениям соответствуют воронковская, котлинская и гдовская свиты (в Эстонии) и котлинский горизонт (Вигдорчик и др., 1968), или котлинский и верхи гдовского горизонта (Яновский, 1971) в Ленинградской области.

Мощности горизонта в таком объеме закономерно уменьшаются с востока на запад. Наибольшие мощности (230–250 м) наблюдаются в разрезах скв. Паша, Малашаты, Куневичи. До линии Ломоносов–Луга мощность сокращается медленно – примерно 0,3 м на 1 км. Дальше к западу, к зоне выклинивания отложений, мощность уменьшается гораздо быстрее – около 0,8 м на 1 км – однако это происходит также весьма равномерно.

Строение горизонта по вертикали является весьма выдержанным по всей территории: оно отражает крупный цикл в осадконакоплении, охватывающий весь северо-западный регион платформы. Так, повсеместно в начале цикла отлагались песчаные (гдовская свита) или, по крайней мере, алевритово-глинистые осадки ("гдовские" слои), в середине цикла преимущественно глинистые (котлинская свита), и венчается разрез отложениями регрессивной фазы, представленной алевритовыми песчаниками, часто пестроцветными образованиями (воронковская свита, верхи котлинской свиты).

Ниже отложения горизонта будут рассмотрены по этим подразделениям.

"Гдовские" слои ладожско-свирского типа представляют собой весьма обособленное подразделение, соответствующее, по нашему мнению, объ-

ему свиты. Это подразделение вряд ли может быть названо гдовским, ибо оно не имеет литологического сходства с классическими гдовскими песчаниками запада Ленинградской области, где эти песчаники впервые были названы гдовскими (Асаткин, 1937); кроме того, эта часть разреза не соответствует объему гдовского горизонта в стратиграфической схеме МСК за 1962 г. (Решения..., 1965), так как из его состава в данном случае отделена нижняя часть в качестве редкинского горизонта. До предложения для этой части разреза подходящего названия и до выяснения ее корреляционного соотношения с гдовской свитой стратотипической местности мы применяем вышеупомянутое условное название.

Сложены рассматриваемые слои преимущественно разноокрашенными глинистыми породами, которые в верхах и в низах подразделения заменяются либо алеврито-глинистыми, либо песчаными породами. Характерной чертой является отсутствие органических пленок на плоскостях наслоения в верхней части комплекса, что позволяет однозначно провести верхнюю границу с котлинской свитой, несмотря на переходность этой границы в литологическом отношении. Дополнительным критерием для разграничения "гдовских" слоев от котлинской свиты служит отсутствие прослоев тонкослоистых (ленточных) глин в верхах "гдовских" слоев. Нижняя граница "гдовских" слоев во всех изученных нами разрезах четкая: они подстилаются корой выветривания редкинских отложений.

В вертикальном разрезе "гдовских" слоев по отношениям отдельных типов пород, по окраске и текстурным особенностям можно обособить три части: базальную – более грубообломочную, среднюю – глинистую и верхнюю – глинисто-алевритистую, которые несмотря на свои изменчивые мощности, в такой последовательности наблюдаются в каждом разрезе.

Базальная часть комплекса с мощностью от 13 до 35 м кроме глин и алевролитов содержит много грубозернистых разностей пород: песчаников, гравелитов и глинисто-гравийных микстолитов, которые в виде слоев, прослоев, линз, пленок и гнезд неоднократно чередуются в разрезе. В нескольких разрезах (скв. Заречье, Малашаты, Куневичи) низы базальной части представляют собой самостоятельный микроцикл осадконакопления (от 4,7 до 7,6 м), начинающийся грубозернистыми разностями и венчающийся более глинистыми породами. Окраска пород в базальной части преимущественно серая, реже коричневато-красная. Обломочный компонент, кроме микстолитов, хорошо отсортирован, но степень окатанности зерен разная. По минералогическому составу обломочного компонента песчаники и крупнозернистые алевролиты кварцевые или кварцево-слюдистые, реже встречаются кварцево-полевошпатовые разности (скв. Куневичи). Большей частью они слабосцементированы, только на отдельных уровнях наблюдаются базальный железистоглинистый или сгустковый каолинитовый типы цементации. Органические остатки, в частности пленки органического вещества, в этой части разреза не были обнаружены.

Средняя часть "гдовских" слоев мощностью от 40 до 70 м имеет более сложное строение: кроме преимущественно серых или слабо пестроцветных глин здесь появляются и массивные красно-бурые глины, напоминающие во многом красноцветные маркеры нижележащего редкинского уровня. Появляются здесь и характерные органогенные пленки в прослоях тонкослоистых сероцветных глин, иногда в больших количествах. Последние в западных разрезах (скв. Костово) появляются уже выше первых краснокрашенных слоев глины, однако на востоке наблюдается обратное: пленки органического вещества появляются на 30–45 м ниже первых красноцветов (скв. Паша, Куневичи). Текстуры пород этой части разреза разные: без особенной закономерности меняются массивные, тонкослоистые и линзовидно-волнистые разновидности. Минералогический состав отложений еще мало изучен. Преобладают олигомиктовые кварцево-слюдистые разновидности пород по обломочному компоненту. В глинистой фракции пород отмечаются гидрослюды, хлориты и смешаннослойные гидрослюда-монтмориллониты, примерно в равных количествах. Из аутигенных минералов иногда наблюдаются пиритовые выделения (скв. Паша), шаровидные микроконкреции сидерита (скв. Усадище, Малашаты), шамозитовый (?) цемент (скв. Усадище) и зеленые зерна, возможно, глауконита.

Венчается разрез "гдовских" слоев также глинистыми отложениями, но содержащими в большом количестве прослои и линзы алевритовых пород. Последние представлены часто крупнозернистыми олигомиктовыми (кварц, слюды), реже полимиктовыми (кварц, слюды, полевые шпаты) разностями, имеющими при более мощных слоях карбонатный цемент пойкилокластического типа. В тонких прослоях и линзах им свойствен сгустковый каолинитовый цемент. В некоторых разрезах (скв. Усадище, Куневичи) низы этой части сложены мелкозернистыми песчаниками мощностью до 4 м, содержащими зеленые зерна, возможно глауконита, в значительном количестве. Мощность всей верхней части колеблется от 10 до 35 м. В общем, глины данной части характеризуются серой окраской пород и наличием лишь подчиненных уровней с бледно-фиолетовыми или краснобурыми разводами. Только в наиболее восточных разрезах (скв. Паша, Куневичи) появляются массивные краснокрашенные слои глин сразу с кровли подразделения. Характерной для данной части разреза является также неспокойная линзовидно-волнистая тонкая слоистость, что сближает породы верхней части с вышезалегающим базальным слоем котлинской свиты, а также с алевристо-глинистыми отложениями верхней пачки гдовской свиты Эстонии.

Значительная мощность "гдовских" слоев восточного типа, закономерно уменьшающаяся с востока на запад – от 125,9 м (скв. Куневичи) до полного выклинивания западнее разреза скв. Костово, а также особенности их строения позволяют сделать вывод, что наиболее древние уровни этого подразделения распространены на востоке территории, откуда, по мере расширения трансгрессии, фронт накопления более молодых слоев постепенно передвигался к западу. Поскольку в этом же направлении увеличивается и слюдистость, и количество полевых шпатов в верхней части рассматриваемого комплекса пород – т.е. усиливаются признаки гдовской свиты западных разрезов территории – то вполне возможно, что только к концу накопления "гдовских отложений восточного типа" погружались в зону осадконакопления и более западные районы территории (Эстония, запад Ленинградской и Псковской областей).

Высокая глинистость "гдовских" слоев восточного типа связана, возможно, с размывом подстилающих отложений редкинского горизонта, которые также были представлены преимущественно глинистыми породами, сохранившимися на данной территории лишь в незначительном объеме.

Органические остатки в разрезе "гдовских" слоев восточного типа малочисленны: встречаются лишь темноцветные бесформенные органогенные (сапропелевые) пленки на плоскостях напластования тонколенточных сероцветных глин в средней, реже в нижней частях разреза. Изредка в составе этих пленок обнаружены и лентовидные водорослевые остатки (скв. Усадище, Куневичи). К западу количество пленок уменьшается; так, в скв. Заречье они не были обнаружены вообще. Другие следы жизнедеятельности организмов в данной части котлинского горизонта отсутствуют.

Гдовская свита западной части территории, представляющая нижнюю часть валдайской серии в ее первоначальном объеме (Соколов, 1953), соответствует периоду накопления преимущественно грубозернистых отложений на первом этапе вторжения валдайской трансгрессии в западную часть территории. Она повсеместно залегает здесь на выветрелой поверхности кристаллического фундамента и перекрывается отложениями либо котлинской свиты (восточнее меридиана по оз. Выртсьярв), либо воронковской свиты (в западной части Эстонии), а в зоне выклинивания иногда и кембрийскими отложениями (скв. Отепя, Вильянди). Мощность свиты наибольшая на северо-востоке ее распространения, а именно, в районе скв. Порхово, Столбово, Сиверская и Аа (50–65 м) и на восточном склоне Локновского поднятия, где по данным старых скважин она достигает 60–70 м (скв. Локно 1-Р, Черская 2-Р). Поскольку переход свиты в "гдовские" слои восточного типа в настоящее время не выяснен, можно говорить об уменьшении мощности только в западном направлении, которое, однако, происходит неравномерно в горизонтальном плане. При этом очень малые мощности (13,0 м в скв. Соседно) свойственны именно району г. Гдова, откуда происходит наименование свиты, это обстоятельство вызывает опреде-

ленные затруднения для однозначного определения объема свиты, о чем было сказано неоднократно. Верхняя граница свиты имеет в большинстве случаев переходный характер и проводится в настоящее время по исчезновению вверх по разрезу красноцветных пятен и разводов и по появлению в вышележащих отложениях типичных признаков котлинской свиты: тонколенточной текстуры, органогенных пленок на плоскостях наслоения и конкреций сидерита.

Сложена гдовская свита разнозернистыми песчаниками и алевролитами, включающими прослои и линзы глин и гравелитов. Строение свиты при этом значительно изменяется как по разрезу, так и по площади. По вертикали в составе свиты можно выделить три пачки (снизу вверх): 1 – пачка слабо отсортированных гравийно-глинистых пород (микстолитов); 2 – пачка песчаных пород; 3 – пачка переслаивания пестроцветных алевролитов и глин. Нижняя пачка имеет локальное, пятнистое распространение, средняя пачка охватывает основной объем свиты в западных разрезах, верхняя – в восточных. Таким образом, происходит латеральное замещение более грубозернистых пород более дисперсными с запада на восток – согласно общему фациальному плану распределения отложений валдайской серии на данной территории.

Характерной чертой гдовской свиты является обогащенность ее грубообломочной части неустойчивыми минералами, в частности, полевыми шпатами и биотитом.

Другой характерной чертой в минеральном составе гдовской свиты является ее каолинитоносность: в составе глинистого компонента этот минерал составляет обычно 40–60%. Хлориты не характерны для глинистой фракции: они устанавливаются только на отдельных уровнях в сероцветных разновидностях пород. Перечисленные минералогические особенности позволяют весьма однозначно разграничить гдовскую свиту от вышележащих слоев, как в случае большого внешнего сходства пород (воронковская свита), так и в случае переходности контакта (котлинская свита).

Важной особенностью гдовской свиты является также широкое развитие в породах первичной красноцветности. Этим подчеркивается субконтинентальная, явно пресноводная обстановка накопления отложений, о чем свидетельствует также отсутствие в составе пород таких аутигенных минералов как глауконит, сидерит, пирит, а также отсутствие следов жизнедеятельности и широкое распространение каолинита. Слабая окатанность обломочного материала и большая роль полевых шпатов и слюд в составе пород свиты однозначно свидетельствуют о незначительном транспорте обломочного материала и о происхождении его непосредственно от пород ложа. Таким образом, для гдовской свиты характерен ряд признаков, типичных для мелководно-краевых образований крупных водоемов седиментации, что позволяет рассматривать ее не только в качестве базального члена котлинского цикла седиментации, но и в качестве конечного прибрежного звена бассейновых фаций.

В такой трактовке весьма важно выяснить естественные взаимоотношения этих отложений с "гдовскими" слоями восточного типа, что, однако, затруднено из-за отсутствия нового материала в промежутке Кингисепп–Ленинград, где эти соотношения, очевидно, могут быть непосредственно рассмотрены. Палеогеографическая схема, составленная для гдовской свиты и "гдовских" слоев в целом, показывает закономерное уменьшение мощностей с востока на запад и возрастание роли грубообломочных пород в том же направлении.

Котлинская свита является наиболее характерным подразделением в составе валдайской серии на северо-западе Восточно-Европейской платформы. Отложения свиты повсеместно залегают на гдовских образованиях и перекрываются более молодыми отложениями той же валдайской серии (на западе), либо отложениями кембрийского или девонского возраста (восточные районы). На поверхность глины свиты выходят в виде небольших обнажений на южном берегу Финского залива и в долинах рек Систа, Воронка, Черная и др. Наибольшие мощности свиты (120–160 м) приурочены к восточной половине исследуемой территории. К западу от линии Ленинград–Порхов мощность свиты постепенно уменьшается до полного выклинивания ее в Восточной Эстонии. Западная граница распространения котлинской свиты проходит от Эссу до Алукс-

не в виде субмеридиональной линии, имеющей только у Мыннстеско-Локновского поднятия направленный на восток изгиб. Нижняя граница свиты с гдовскими образованиями не особенно четкая, она проводится по исчезновению интенсивно красно-бурых прослоев и пятен и по появлению вверх по разрезу тонкослоистой ритмической текстуры и пленок органического вещества. Верхняя граница свиты более четкая: на западе – в краевой зоне котлинского бассейна – она маркирована корой выветривания в верхах ляминаритовых глин, а на востоке эта граница является одновременно границей между вендским комплексом и кембрием и проводится однозначно как по палеонтологическим, так и по литологическим критериям.

По своему строению котлинская свита отличается большей выдержанностью, чем ниже- или вышезалегающие подразделения горизонта. По отношениям отдельных типов пород котлинская свита в наиболее полных разрезах расчленяется на три пачки (снизу вверх): пачка сероцветных алевролитов и глин, пачка "ляминаритовых глин" и пачка переслаивания тонкослоистых и массивных глин, с подчиненными прослоями алевролитов или даже песчаников.

Нижняя пачка представлена, в основном, разнозернистыми алевролитами и переслаивающимися с ними глинами. Значительно реже наблюдаются прослои песчаников и присыпки гравийного материала. По размеру слагающих зерен породы базальной пачки очень близки к породам верхов подстилающих гдовских образований. Текстуры пород пачки характеризуются значительным разнообразием: наряду с массивной и тонкослоистой текстурами часто наблюдается волнисто-линзовидное чередование алевритовых и глинистых разностей пород, похожее на текстуру верхов гдовских отложений. Поверхности наслоения нередко маркированы присыпками мелких листочков слюд и послойно темно-коричневыми пленками органического вещества, в составе которых наблюдаются и лентовидные остатки вендотенид. Часто на этих поверхностях развиваются и бугристые корки новообразованного сидерита. Окраска пород преимущественно серая с зеленоватым оттенком у глинистых разностей. Фиолетовые, изредка и красно-бурые пятна и разводы редки и, как правило, чаще они встречаются в более восточных разрезах. Мощность пачки на западе распространения свиты до линии Костово-Сиверская обычно не превышает 6-10 м; восточнее этой линии быстро возрастает и в скв. Малашаты и Куневичи составляет уже 43-44 м.

Средняя пачка свиты состоит из сравнительно однородных серых тонкослоистых (ленточных) глин, так называемых ляминаритовых глин. Наибольшие мощности пачки "ляминаритовых глин", составляющие более 100 м, приурочены к меридиональной полосе, проходящей через Ленинград. Отсюда уменьшается мощность "ляминаритовых глин" как на запад, так и на восток. В составе пачки лишь местами наблюдаются маломощные (5-10 см) прослои алевролитов с массивной текстурой. Более часто прослои алевролитов встречаются на востоке территории и на склонах Локновского поднятия. На юго-востоке Эстонии (скв. Паламузе, Каагвере и Петсери) в средней части пачки найден прослой крепкосцементированного неотсортированного песчаника мощностью до 10 см. Окраска пород пачки "ляминаритовых глин" серая или темно-серая со слабым зеленоватым оттенком. Из-за наличия множества конкреций сидерита, первичная окраска пород в керновом материале нередко маскирована коричневато-желтым налетом. Пестроцветность, в виде чередования серых, красновато-фиолетовых и коричневато-желтых пятен, разводов и полос, наблюдается только в верхах пачки на площади развития древней коры выветривания.

Характерная для "ляминаритовых глин" тонкослоистая текстура обусловлена чередованием слойков (0,2-1,0 мм) алевритового или крупнопелитового состава со слойками тонкопелитового состава мощностью 0,5-5,0 мм. Обычно слоистость горизонтальная слабо волнистая, нередко и линзовидная, обусловленная изменчивой мощностью алевритовых слойков. Местами тонкослоистая текстура усложнена сидеритовыми новообразованиями, развивающимися по алевритовым слойкам. На отдельных уровнях наблюдаемая в "ляминаритовых глинах" слойчастость деформирована в ходе подводного оползания и образует микроскладки.

Верхняя пачка котлинской свиты – пачка переслаивания тонкослоистых и массивных глин – распространяется только на восточной части рассматриваемой территории. Мощность пачки на западе ее распространения незначительная и обычно не превышает 10 м западнее линии Ленинград–Сиверская; к востоку от этой линии мощность пачки быстро растет и составляет более 50–60 м в районе скв. Усадище, Малашаты и Паша (рис. 3). Преобладающими породами в составе пачки являются глины массивного сложения, которые чередуются в разрезе тонкослоистыми глинами в виде слоев мощностью от нескольких сантиметров до 3–5 м. При этом количество и мощность слоев с тонкослоистой текстурой вверх по разрезу уменьшается. Роль алевритовых и особенно песчаных пород в строении пачки небольшая и только изредка ими сложены более 20% разреза (скв. Малашаты). Они образуют линзы, прослои и реже слои мощностью до 4–5 м в глинистой толще. Более характерны мощные алевритовые слои для верхней части разреза. Как алевролиты, так и песчаники сравнительно хорошо сцементированы, чаще сгустковым каолинитовым, реже – базальным сидеритовым цементом.

Окраска пород пачки, в основном, серая с отдельными фиолетовыми и красно-бурыми пятнами, которые развиваются только в породах массивного сложения. Плоскости наслоения нередко покрыты присыпками слюд, среди которых наблюдается и бурый биотит. На этих же поверхностях встречаются темные органические пленки, среди которых узнаются и вендотениды (скв. Заречье). В верхах разреза органические пленки частично пиритизированы. Нередко по поверхностям наслоения развиваются и бугристые корки сидеритового состава.

Минеральный состав обломочного и глинистого компонентов пород котлинской свиты характеризуется значительной полимиктностью. Так, обломочный компонент как глин, так и алевролитов и песчаников состоит из кварца, полевых шпатов и минералов группы слюд. Последние нередко превалируют, особенно в глинах. В составе глинистого компонента пород преобладающими являются гидрослюды, при постоянном присутствии хлорита (15–20%) и каолинита (10–25%). Среди аутигенных минералов много соединений железа, таких как сидерит, пирит, гетит, при явном преобладании первого. Гораздо реже встречаются галенит, сфалерит и зеленые зерна, возможно, глауконита.

Полиминеральный состав, слабая отсортированность обломочного компонента и незначительная окатанность кластогенных зерен подтверждает вывод, сделанный на основе мощностей годовых ритмов (Менс, Пиррус, 1974), о скором накоплении отложений котлинской свиты. Поскольку минеральный состав обломочного компонента пород котлинской свиты мало отличается от гдовских отложений, можно предполагать, что основная область питания за это время не претерпела значительных изменений.

Органические остатки в отложениях котлинской свиты хотя и многочисленны, но сравнительно однотипны. По всему разрезу, но особенно часто в средней пачке, на плоскостях наслоения наблюдаются темноцветные, почти черные органические пленки, которые в верхах свиты на востоке частично пиритизированы. В составе этих пленок устанавливаются и лентовидные остатки водорослей. Состав водорослевых остатков изучен пока в разрезах скв. Аа, Столбово и Костово и, по данным М.Б. Гниловской, представлен, кроме нитевидных водорослей, и *Vendotaenia antiqua* Gnilov. Кроме органических пленок, найдены в скв. Куневичи проблематические следы, может быть, отпечатки мягкотелых организмов. Так, на глуб. 328,8 м обнаружен кольцеобразный отпечаток диаметром 6 мм, а на глуб. 345 м форма, напоминающая отпечаток *Pteridinium* или *Baikalina*. Следы жизнедеятельности мягкотелых организмов в котлинских отложениях практически отсутствуют. Только в скв. Паша на гл. 144–146 м найден плоский след с продольными бороздами шириной 3 мм, состоящий из алевритового материала. На акритархи изучены отложения свиты до настоящего времени по скв. Ульясте, Нарва, Раннапунгерья, Паламузе, Каагвере, а также по обнажениям р. Воронка и Ленинграда, и представлены, по данным Н.А. Волковой, разными формами рода *Leiosphaeridia*, при этом наиболее характерны *Leiosphaeridia* тип А и тип В размером 8–60 мк (Волкова, 1968; 1973).

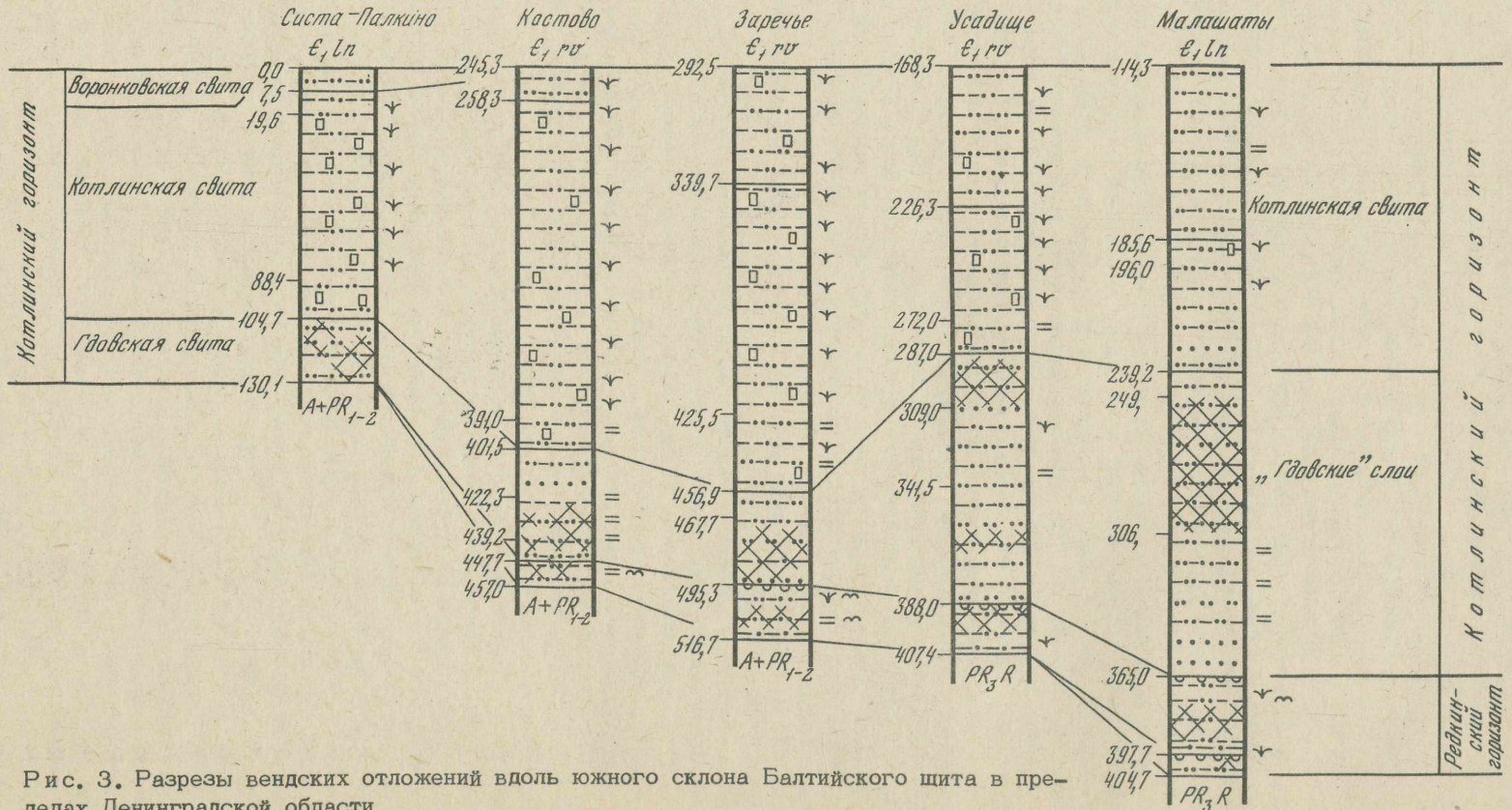


Рис. 3. Разрезы вендских отложений вдоль южного склона Балтийского щита в пределах Ленинградской области

Воронковская свита является венчающим звеном валдайского разреза на западе рассматриваемой территории. Здесь, после регрессии котлинского бассейна, что в этой краевой зоне сопровождалось субаэральным выветриванием верхов котлинской свиты (Менс, Пиррус, 1969, 1970), происходило новое, незначительное по амплитуде погружение и образование мелкого водоема. Восточная граница этого водоема в настоящее время точно не оконтурена, так как имеющиеся описания пробуренных скважин к востоку от р. Воронки и скв. Столбово не позволяют достоверно решить вопрос о наличии или отсутствии здесь отложений этого водоема. В разрезах Ленинграда, скв. Костово и восточнее их рассматриваемые отложения отсутствуют и глинистые породы котлинской свиты контактируют непосредственно с кембрийскими образованиями. Отложения этого водоема, на основе их литологических особенностей и трансгрессивного характера границ, были обособлены в самостоятельную воронковскую свиту (Менс, Пиррус, 1971). Так, воронковская свита залегает трансгрессивно на разновозрастных отложениях валдайской серии: на востоке своего распространения (обн. р. Воронка, скв. Копорье, Порхово и др.) – на верхней пачке котлинской свиты; далее к западу – на коре выветривания "ляминаритовых глин"; а западнее зоны выклинивания последних уже на породах гдовской свиты. Верхняя граница воронковской свиты повсюду четкая. Перекрывается она глауконитсодержащими песчаниками или зеленовато-серыми глинами кембрия, содержащими нередко в своем основании гальки подстилающих пород или фосфатизированных алевролитов. С подошвы появляются также фрагменты платисоленитид и сабеллидитид и следы жизнедеятельности донных организмов.

Отложения воронковской свиты на рассматриваемой площади характеризуются разнообразием состава и строения как в вертикальном разрезе, так и по простиранию. Но во всех изученных разрезах выявляется двучленное их строение: внизу располагаются пестроцветные алевритовые, а выше залегают светлые песчаные породы.

Нижняя пачка – пачка пестроцветных алевролитов – имеет повсеместное распространение на ареале воронковской свиты. Мощность пачки колеблется преимущественно в пределах 5–20 м, реже достигает 24–27 м. При этом наибольшие мощности приурочены к северной части Эстонии, к западу от зоны выклинивания котлинской свиты (скв. Тапа, Кясму, Корьюзе). Минимальная мощность (0,7–1,8 м) пачки наблюдается на северном склоне Локновско-Мынистеского поднятия (скв. Выру, Вяймела, Петсери и др.). Представлена пачка преимущественно пелитистыми и пелитовыми алевролитами, содержащими прослои и линзы алевритовых глин. Характерно также появление среди пестроцветных алевролитов и глин отдельных прослоев белого крупнозернистого алевролита и песчаника – явных аналогов пород вышележащей пачки. Самые нижние слои пачки обычно слабо отсортированы: в глинисто-алевритовой массе пород встречаются зерна крупного песка и даже гравия. Вверх по разрезу средний размер зерен постепенно увеличивается и вместе с тем улучшается отсортированность отложений. Окраски пород очень разнообразны: серые, синевато-серые, фиолетово-серые, белые, розовые, красно-бурые, фиолетовые и охристо-желтые. При этом красноцветность отложений постепенно усиливается с востока на запад. Часто разные тона окраски развиваются выборочно по отдельным типам пород, подчеркивая их сложение. Наиболее характерными текстурами для рассматриваемых отложений являются массивная и линзовидно-горизонтально-слоистая. Тонкослоистая текстура наблюдается только в пелитовых разностях пород низов пачки, указывая на генетическое родство базальных слоев воронковской свиты с подстилающими глинами котлинской свиты.

Верхняя пачка воронковской свиты сложена белыми кварцевыми песчаниками или крупнозернистыми алевролитами, включающими только на отдельных уровнях тонкие прослои и линзы пестроокрашенных глин. Песчаники преимущественно мелкозернистые, хорошо отсортированные, содержащие лишь послойно отдельные зерна, реже присыпки крупного песка или гравия. Степень окатанности зерен высокая. Обычно песчаные породы пачки слабо сцементированы,

только местами наблюдается карбонатный цемент пойкилокластического типа. Мощность пачки значительно колеблется от разреза к разрезу, что вызвано, очевидно, частичным размывом слабосцементированных пород, последующей трансгрессией раннекембрийского моря. Этот вывод согласуется с данными буровых разрезов северного склона Локновского поднятия, в которых при минимальных мощностях нижней пачки, отложения рассматриваемой пачки вообще отсутствуют. Наибольшие мощности песчаников приурочены к северной части Эстонии и составляют нередко более 20 м.

По минеральному составу отложения воронковской свиты значительно отличаются и от подстилающих пород котлинской свиты и от вышележащих отложений кембрия. Характерной чертой их минерального состава является высокая зрелость как обломочного, так и глинистого компонентов пород. Так, обломочный компонент алевритовых и песчаных пород почти мономинеральный – кварцевый и только местами обнаруживается значительная примесь мусковита. Обломочный компонент глинистых пород олигомиктовый – кварцево-слюдистый. Аллотигенные прозрачные минералы представлены также ассоциациями устойчивых минералов: в нижней пачке – цирконовой, а в верхней – циркон-турмалиновой. В глинистом компоненте пород каолинит явно преобладает над другими. Содержание гидрослюд в нижней пачке обычно колеблется от 20 до 40% при примеси хлорита до 5%; а в верхней пачке содержание гидрослюд изредка доходит до 30%. Следует отметить, что кроме описанного выше повышения минеральной зрелости к верхам свиты, наблюдается и закономерное повышение зрелости минерального состава с востока на запад. Судя по минеральной зрелости, источником исходного материала служили сильно выветрелые породы, главным образом, осадочного происхождения. Скорее всего, ими были гдовские песчаники и алевролиты, выходящие на западном и юго-западном берегах водоема. Этим, кстати, объясняется и повышение минеральной зрелости отложений в западном направлении.

Таким образом, приведенная литологическая характеристика воронковской свиты свидетельствует, что условия формирования ее сильно отличаются от предыдущих этапов валдайского осадконакопления. Так, преобладающий песчано-алевритовый состав, минеральная зрелость и хорошая отсортированность пород наряду с часто наблюдаемой красноцветностью в нижней части свиты однозначно показывают, что, накопление происходило в мелководном хорошо аэрируемом водоеме. Только в наиболее восточных районах распространения красноцветность в составе свиты ослабевает, и привнесенные в бассейн соединения железа фиксируются в виде силиката железа – шамозита, что является специфическим процессом в воронковской свите (Пиррус, 1973). Гидродинамический режим этого водоема, судя по последовательности пород в разрезе и их текстурным особенностям, был довольно изменчивым.

Органические остатки в отложениях мелководного этапа валдайского осадконакопления отсутствуют, если не считать единичных сильно измененных органических пленок на плоскостях напластования глинистых пород с тонкослоистой текстурой в низах свиты. На рассматриваемой территории в воронковской свите также не обнаружены акритархи, в частности и в сероцветных шамозитсодержащих глинах.

КЕМБРИЙ

Кембрийские отложения широко распространены на южном склоне Балтийского щита, отсутствуя лишь на своде Локновско-Мынистеского поднятия и в пределах субширотной полосы севернее линии Нарва–Ленинград – юго-западное побережье Онежского озера, где они размыты последующей денудацией. По всей рассматриваемой территории кембрийские отложения залегают на образованиях вендского комплекса, за исключением лишь небольших локальных структур брахиантиклинального типа в Ассамалла и Ульясте в пределах Эстонской ССР (Бахер и др., 1964), где они подстилаются породами кристаллического фундамента. Покрываются кембрийские отложения разновозрастными отложениями:

на западной и центральной части территории ордовикскими, на северо-востоке – девонскими и в зоне выхода – четвертичными отложениями различной мощности. Мощность самих кембрийских отложений колеблется в довольно широких пределах от 20–30 м (район Локно) до 135,1 м (скв. Костово), в зависимости от стратиграфической полноты разреза, от истории геологического развития различных участков территории и от глубины послекембрийского денудационного среза. Так, наименьшие мощности приурочены к южным районам Эстонии, где, вследствие формирования Валмиерско-Локновской зоны поднятия, от денудации сохранились местами лишь наиболее молодые на рассматриваемой территории кембрийские отложения. Наибольшие мощности – 120–130 м – наоборот, наблюдаются на юге Ленинградской области, представляющей собой прибортовую часть Московской синеклизы – главной зоны накопления наиболее древних дотрилобитовых слоев кембрия, составляющих в данном районе основную часть кембрийского разреза.

В данном районе, в отличие от остальной территории, рассматриваемой в настоящей работе, кембрийские отложения доступны исследованию кроме многочисленных скважин также и в естественных обнажениях на предглинтовых равнинах и в приустьевых участках речных долин вдоль Балтийско-Ладожского глинта. Этим, кстати, объясняется весьма длительная история изучения здесь кембрийских образований. Наиболее существенный вклад в изучение стратиграфии этих отложений внесен еще Ф.Б. Шмидтом (Schmidt, 1858, 1888). А.Миквицем (Mickwitz, 1911), А.Эпиком (Opik, 1925, 1926, 1929, 1933, 1956), М.Э.Янишевским (1926, 1928, 1939), Б.А.Некрасовым (1938), Л.Б.Рухиным (1939, 1946). Идеи этих исследователей нашли дальнейшее развитие в работах Б.С.Соколова (1952, 1953, 1965), Р.М.Мянниля (1958, 1960), Е.П. Брунс (1965) и ряда других исследователей, основные положения работ которых легли в основу составления в 1962 г. унифицированной и корреляционной стратиграфических схем МСК Восточно-Европейской платформы (Решения..., 1965).

Однако, продолжавшиеся развернутые геолого-разведочные работы на данной территории, в частности государственная среднемасштабная геологическая съемка и сопровождающее ее бурение, дали много нового материала по строению кембрийских толщ, особенно по условиям их образования и по распределению в них органических остатков. Полученная новая информация позволила существенно дополнить стратиграфию кембрия рассматриваемой территории, что нашло отражение в ряде публикаций (Давыдова, 1961, 1964; Хазанович, 1962, 1968, 1970; Лоог и др., 1966; Паасикиви, 1966; Мардла и др., 1968; Кала и др., 1970; Менс, Пиррус, 1971, 1972; Яновский, 1971; Янкаускас, 1974а; Kajak и др., 1967; Mens, Pirrus, 1967; и др.). Редкая встречаемость остатков фауны в рассматриваемых отложениях, особенно при ограниченном керновом материале, значительно затрудняло сопоставление отложений в разнофациальных разрезах. Это явилось толчком для усиленного изучения микрофитофоссилий (акритарх) в целях стратиграфии, что вскоре привело к выявлению этапности в их развитии и открытию возможности их широкого применения при стратификации и корреляции кембрийских бассейновых отложений по всей платформе (Наумова, 1949, 1960, 1968; Тимофеев, 1959; Шульга, Кирьянов, 1965; Кирьянов, 1968, 1969; Волкова, 1968, 1969, 1973; Янкаускас, 1972, 1974а,б; Янкаускас, Пости, 1973; и др.). Именно время существования характерных комплексов акритарх взято в настоящей работе за основу объема главного корреляционного подразделения – горизонта – в пределах всего запада платформы (Келлер, Розанов, 1973; Арень и др., 1975).

Ниже характеристика разреза кембрия южного склона Балтийского щита дается по этим горизонтам, несмотря на то, что в отдельных частях территории схема расчленения отложений разработана гораздо более детально, до уровня свит или даже пачек. Соотношение местных подразделений с корреляционными единицами – горизонтами – показано в сводном разрезе региона.

Балтийская серия

Отложения балтийской серии имеют на данной территории наибольшее распространение: они охватывают почти всю площадь, занятую кембрийскими отложениями, за исключением только сводовой части Валмиерско-Локновского поднятия, где они снесены доайсчайской денудацией. В составе серии установлено наличие обоих горизонтов.

Ровенский горизонт

На южном склоне Балтийского щита образования ровенского горизонта распространяются сравнительно ограниченно: они установлены сплошным покровом только в южной части территории, восточнее Чудского озера. В виде изолированного пятна они, по данным акритарх, обнаружены южнее Таллина (скв.Арду) - далеко от основной площади их распространения. Максимальная мощность - 15,0 м установлена в настоящее время в скв. Заречье (к юго-востоку от Ленинграда), но вполне вероятно, что на юго-востоке территории - в сторону осевой части Московской синеклизы - мощность горизонта еще увеличивается: в настоящее время отсюда нет достоверных данных.

Горизонт представлен, в основном, сероцветными песчано-глинистыми отложениями, мало отличающимися по внешнему виду и вещественному составу от вышележащей базальной части лонтоваского горизонта. Этим объясняется то обстоятельство, что отложения ровенского возраста в местных стратиграфических схемах данной территории не выделяются в качестве самостоятельного подразделения, а рассматриваются в составе либо ломоносовской (Яновский, 1971), либо базальной части лонтоваской свиты (Менс, Пиррус, 1971). Поскольку литологически эта часть разреза на рассматриваемой территории остается и в настоящее время недостаточно изученной, то обособление ее в ранге свиты является в данной работе также преждевременным. Отложения горизонта надежно выделяются лишь по данным акритарх, и они в настоящее время установлены в следующих разрезах: скв. Арду, глуб. 271,4-275,9 м; скв. Соседно, глуб. 590,0-601,1 м; разрез Ленинграда (мощность 6 м); скв. Костово, глуб. 238,7-245,3 м; скв. Заречье, глуб. 277,5-292,5 м. Дополнительным критерием на данной территории является появление многочисленных *Platysolenites antiquissimus* Eichw. и характерных ихнитов непосредственно от подошвы лонтоваского горизонта. На этом основании ровенский горизонт весьма достоверно выделяется в разрезах скв. Усадище, глуб. 156,2-168,3 м и скв. Куневичи, глуб. 295,5-305,2 м.

В перечисленных разрезах в составе ровенского горизонта преобладают глины различного состава. Песчаников сравнительно мало - преобладают мелкозернистые разновидности, переходящие часто в алевролиты. Глауконита в них обычно немного и количество его более заметно в восточных разрезах (скв. Усадище, Куневичи). Песчаники, в основном, олигомиктовые, кварцево-слюдистые. Алевролиты еще более богаты слюдами на плоскостях напластования. Глинистый компонент преимущественно гидрослюдистый, но содержит всегда 15-20% хлоритов, и, как правило, 8-10% каолинита (скв. Соседно).

Характерным является развитие карбонатного цемента, бледно-фиолетовых пятен и разводов, отсутствие фосфатизированных галек в составе наиболее грубой фракции. Последнее обстоятельство косвенно указывает на некоторое отличие гидрохимии бассейна от нормальноморского, по крайней мере лонтоваского моря, где фосфатизированные гальки являются весьма характерными. На это указывает также подавленные количества глауконита, наблюдаемый участками каолинитовый цемент песчаников-алевролитов (скв. Заречье), появление следов жизнедеятельности организмов лишь на отдельных уровнях. Вполне вероятно, что в ровенское время на данной территории еще не установился выдержанный морской режим, а имело место его переплетение с более континентальными, по всей вероятности, пресноводными обстановками седиментации.

Этим, возможно, объясняется и факт наличия в скв. Заречье прослоев глины с тонколенточной текстурой и с полуразложившимися органическими пленками, характерными для вендского осадконакопления. О сравнительной мелководности ровенского бассейна на рассматриваемой территории свидетельствуют гранулометрические особенности пород и установленные в отдельных случаях трещины усыхания в них.

Из органических остатков в ровенских отложениях на данной территории найдены *Sabellidites cambriensis* Jan., *Sabellidites* sp. (мелкие формы), единичные цилиндрические пиритизированные ядра, возможно по хиолитам (в верхней части разрезов скв. Куневичи, Усадище и Заречье), горизонтально расположенные ходы илоедов, заполненные алевритовым материалом (диаметром до 3 мм) и редкие пиритизированные следы ползания червоморфных. Последние обычно имеют нечеткие очертания и лишь в скв. Усадище (в верхней части) имеют вид лент с шириной 1–1,5 мм. В составе акритарх установлены следующие формы *Leiosphaeridis* типов A, B, C, *Micrhystridium tornatum*, *M.* sp., *Pterospermopsimorpha* sp.

Кроме того, в разрезах скв. Костово и Соседно, как и в еще более западных скважинах Прибалтики (скв. Лудза, Вилькишкяй) вместе с ровенским комплексом акритарх установлены отдельные фрагменты *Platysolenites antiquissimus* и *Yanichevskyites petropolitanus*, которые, как известно, не являются характерными для ровенского горизонта в ее стратотипический местности (Кирьянов, 1969).

Верхняя граница ровенского горизонта в пределах рассматриваемой площади имеет переходный характер и проводится только на полеонтологическом основании. Следы существенного перерыва в осадконакоплении, как это наблюдается в более южных районах, на данном рубеже не обнаруживаются.

Нижняя граница ровенского горизонта выражена по литологическим признакам также не особенно четко, так как подстилающие вендские отложения на востоке территории сложены песчано-глинистыми отложениями серой окраски. Только в более западных разрезах (скв. Арду и Соседно), где горизонт залегает на мономинеральных кварцевых песчаниках воронковской свиты венда, граница является четкой. Однако, по появлению сабеллидитид, следов жизнедеятельности донных организмов и глауконита нижняя граница проводится вполне однозначно во всех разрезах.

Высокая глинистость и отсутствие грубозернистых пород – песчаников, гравелитов и конгломератов – в низах ровенского горизонта создает ложное представление о постепенности границы с нижележащими котлинскими отложениями, особенно при поверхностном осмотре разреза. Данное обстоятельство обусловлено на наш взгляд, тем, что ровенское море трансгрессировало на обширные площади выходов глин котлинского горизонта, вследствии чего в базальной части ровенского горизонта не возникло типичной гранулометрической последовательности отложений.

Даже наоборот, незначительная мощность горизонта, плавный переход к лонтоваскому горизонту и появление платисоленитид в верхах некоторых разрезов, позволяет предполагать, что на южном склоне Балтийского щита распространяются лишь самые верхи горизонта, а низам его соответствует значительный по времени перерыв в осадконакоплении.

Лонтоваский горизонт

Лонтоваский горизонт является наиболее характерным членом разреза кембрия рассматриваемой территории – распространяется он по всему ареалу распространения кембрийских отложений. Наибольшие мощности горизонта приурочены к западным районам Ленинградской области, откуда наблюдается медленное уменьшение ее к западу и к востоку. Быстрое уменьшение мощности в южном направлении в пределах Эстонии – к склонам Локновской структуры – и в северном направлении на востоке Ленинградской области связано с эрозионным срезом отложений горизонта в послелонтоваское время.

В местных схемах рассматриваемые отложения были разделены между двумя свитами – лонтоваской и ломоносовской (Мяниль, 1960; Брунс, 1965;

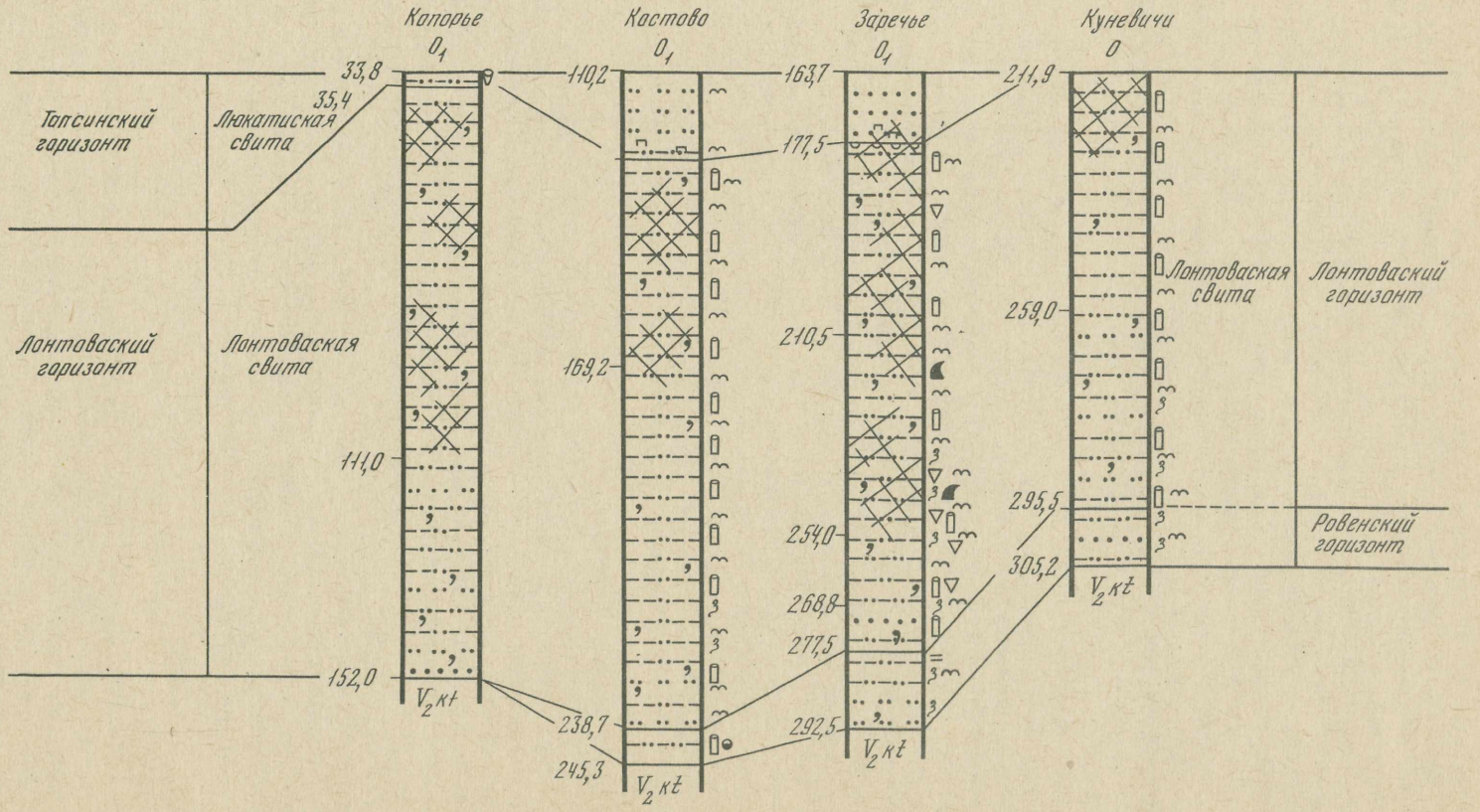


Рис. 4. Разрезы лонтоваских отложений вдоль южного склона Балтийского щита в пределах Ленинградской области

Яновский, 1971). Однако, как показали последующие исследования, ломоносовская свита на северо-западе платформы включала в себя разновозрастные отложения, в том числе и верхневалдайские (Мардла и др., 1968; Менс, Пиррус, 1971). Кроме того, как было показано в предыдущем разделе, часть ломоносовской свиты имеет ровенский возраст. Поэтому та часть ломоносовской свиты – комплекса переслаивания глин и песчаников, которая имеет лонтоваский возраст, рассматривается нами ниже, как и в более ранних работах, в составе одной лонтоваской свиты (Менс, Пиррус, 1971, 1977).

По своему строению лонтоваская свита в наиболее полных разрезах представляет собой хорошо выраженный и законченный цикл осадконакопления. Так, по соотношениям типов пород в ее составе выделяются четыре части – пачки, соответствующие отдельным стадиям этого цикла (рис. 4). Низы свиты, вместе с отложениями ровенского возраста, образуют базальную часть цикла – сложенную комплексом переслаивания песчаников, алевролитов и глин. Вышележащая почти 30-метровая часть (махуская пачка) сложена преимущественно сероцветными алевритовыми глинами с редкими самостоятельными прослоями алевролитов или тонкозернистых песчаников. Выше залегают образования максимума трансгрессии – пестроокрашенные глины кестлаской пачки. Венчается разрез свиты снова комплексом переслаивания сероцветных глин и алевролитов – таммнеэмеской пачкой, которая сохранилась лишь на северо-западе Эстонии. Такое строение свиты, за исключением лишь таммнеэмеской пачки, выдерживается в общих чертах до Ленинграда. Оно в какой-то степени наблюдается и в более восточных разрезах (скв. Малашаты, Куневичи), где также на песчано-глинистой части разреза залегают сперва сероцветные, а затем преимущественно пестроцветные глины. Однако, степень эволюции илорующей фауны в виде пиритизированных ходов жизнедеятельности свидетельствует о том, что разрез горизонта представлен здесь только нижней половиной, соответствующей двум нижним пачкам лонтоваской свиты Прибалтики.

Преобладающие породы горизонта – глины – характеризуются полиминеральным составом обломочного компонента, что указывает на слабую обработку исходного материала. Так, в почти равных количествах встречаются в них кварц и полевые шпаты, при сильно варьирующим содержании слюдистых минералов, в том числе и бурого биотита. Постепенно присутствуют аутигенные глауконит и пирит. В глинистом компоненте преобладающими являются гидрослюды, к которым присоединяются небольшие количества хлорита, в меньшей степени – каолинита.

Алевролиты и песчаники более изменчивы по минеральному составу. Содержание глауконита меняется в больших пределах, достигая иногда 10–15%. Среди акцессорных минералов преобладают устойчивые циркон, местами гранат или апатит; в базальных слоях, как правило, всегда присутствуют и малоустойчивые – амфиболы и пироксены. Глинистый компонент алевролитов и песчаников, по сравнению с глинами горизонта, содержит больше каолинита, достигающего иногда 50%. Степень цементации песчаников также различна: наряду с рыхлыми разновидностями, обладающими глинистым цементом, встречаются и крепкосцементированные прослои с доломитовым цементом базального и пойкилокластического типов.

Судя по повсеместному наличию глауконита, а также следов фосфатизации алевритового материала на поверхностях местных внутриформационных перерывов, образование осадков лонтоваского времени произошло, очевидно, в близкий к нормально-морской обстановке. Это была открытая к востоку зона шельфа крупного морского эпиконтинентального бассейна. Обилие следов жизнедеятельности, а также формирование аутигенного глауконита, указывают на достаточную аэрируемость дна водоема.

Органические остатки лонтоваского горизонта на данной территории весьма многочисленные и разнообразные. По сравнению с ровенским горизонтом это определенно новый этап развития органического мира, продолжающаяся эволюция которого наблюдается и в пределах самого горизонта. Так в лонтоваских отложениях, кроме переходящих из ровенского горизонта сабеллидитид *Sabellidites cambriensis* Jan., *Sabellidites* sp., широко развиты платисоленитиды

Yanichevskyites petropolitanus Jan., *Platysolenites antiquissimus* Eichw., *P. lontova* Öpik, менее часто гастропода *Aldanella kunds* (Öpik), червеобразное *Onuphionella*, хитиноидные рогообразные склериты неясного систематического положения, пиритизированные ядра с частично сохранившимся первичным скелетом хиолитов, недиагностируемые фосфатные фрагменты беззамковых брахиопод. При этом сабеллидитиды и *Onuphionella* встречаются только в нижней части горизонта, в пределах двух нижних пачек лонтоваской свиты. *Platysolenites lontova* и роговообразные склериты распространяются только выше базальной пачки – в наиболее глинистых фациях горизонта – в махуской и кестлаской пачках. С одной кестлаской пачкой связаны находки гастропода *Aldanella kunda*, а с регрессивной верхней частью (таммнеэмеская пачка) находки закрученных форм платисоленитид (*Platysolenutes* sp.). Только *Platysolenites antiquissimus*, *Yanichevskyites petropolitanus*, хиолиты и детрит беззамковых брахиопод имеют вертикальное распространение по всему горизонту. Однако, в сторону более мелководных фаций количество находок двух первых постепенно снижается. На западе Эстонии это связано с отсутствием названных форм в песчано-алевролитовых отложениях, роль которых здесь постепенно возрастает. В восточной части территории платисоленитиды встречаются весьма редко и в глинистых фациях (скв. Малашаты, Куневичи). Приуроченностью платисоленитид преимущественно к глинистой фации объясняется, очевидно, частое отсутствие их в самых базальных слоях горизонта, особенно в случае отсутствия подстилающего ровенского горизонта; в случае наличия последних платисоленитиды могут появляться в верхних слоях ровенского уровня, датируемого по акритархам (скв. Соседно, Костово).

Следует отметить, что находки *Aldanella kunda*, *Platysolenites* sp., с единичными исключениями и *Pl. lontova* и хитиновые склериты установлены до настоящего времени только в пределах Эстонии. Это обстоятельство может быть объяснено, с одной стороны, лучшей изученностью здешних разрезов, однако, более вероятно связывать это явление с сохранением только в данном районе наиболее молодых уровней балтийской серии. Последнее предположение подтверждается распространением только на западе Эстонии регрессивных членов серии (таммнеэмеская пачка), а также характером остатков жизнедеятельности бесскелетной донной червеморфной фауны, зафиксированных в глине в виде плоских пиритизированных лент. Эти следы ползания древних мягкотелых организмов, как отмечалось выше, почти отсутствуют в ровенском горизонте. Малочисленны и нечетки они также в первых метрах лонтоваского уровня, выше которых, однако, происходит массовое их появление. Сперва появляются небольшие формы шириной до 1–1,5 мм, с подошвы махуской пачки к ним присоединяются и отпечатки шириной до 3–4 мм. Наиболее крупные следы ползания (шириной 6–12 мм) свойственны кестлаской пачке и они пока установлены только в Северной Эстонии. В таммнеэмеской пачке происходит общее уменьшение количества этих следов, однако сохраняются и отдельные ленты крупных размеров (обн. Колгакюла).

Кроме отмеченных ихнитов, в породах горизонта наблюдается большое количество цилиндрических каналов ползания червеобразных организмов, которые заполнены обычно алевритовым материалом, реже пиритом. Разнообразие этих следов свидетельствует о весьма интенсивном заселении дна бассейна и мягкотелыми илороющими организмами, особенно в пределах более мелководных фациальных зон. Из акритарх найдены *Granomarginata prima*, *G. squamacea*, *Leiomarginata simplex*, *Micrhystridium tornatum*, *Tasmanites tenellus*, *Margominuscula* sp., *Synsphaeridium* sp., *Leiosphaeridia* типов A и B.

Границы лонтоваского горизонта являются весьма четкими и не вызывают особенных затруднений при проведении. Особенно четкой является нижняя граница в восточных районах Эстонии, где отсутствуют ровенские отложения, а лонтоваские залегают непосредственно на пестроцветных вендских отложениях. В более западных разрезах проведение этой границы несколько усложняется, так как отложения горизонта здесь сильно опесчаниваются и нередко залегают на песчаных отложениях воронковской свиты венда, внешне очень сходных

с базальными слоями лонтоваского горизонта. Однако, появление сразу с подошвы горизонта глауконита и зеленовато-серых прослоев гидрослюдистых глин со следами жизнедеятельности позволяет решить данный вопрос в большинстве случаев вполне однозначно. В наиболее восточных разрезах, где подстилающими являются ровенские отложения, граница является более переходной и проводится по палеонтологическим данным – по соответствующему комплексу акритарх, по появлению многочисленных пиритизированных следов жизнедеятельности, по платисоленитидам. Чисто кажущаяся переходность свойственна этой границе в северо-восточных разрезах (скв. Малашаты), где лонтоваские отложения подстилаются глинистыми отложениями уже не ровенского горизонта кембрия, а котлинского горизонта венда. Из-за отсутствия четких базальных слоев, породы лонтоваского горизонта как бы сливаются с подстилающими сероцветными глинами, что, однако, обусловливается здесь чисто палеогеографическими причинами – наличием обширных площадей вокруг кембрийского бассейна, сложенных глинистыми отложениями венда. В таких условиях трансгрессирующие кембрийские воды не могли накопить заметного количества песчаного материала между рассматриваемыми отложениями, даже несмотря на весьма крупный временный перерыв на этом рубеже (ровенское время). Критерием проведения границы в данном случае являются также появление глауконита и палеонтологических остатков и исчезновение тонколенточной текстуры и органогенных пленок вверх по разрезу, что весьма легко устанавливается при тщательном изучении керна.

Верхняя граница горизонта является не менее четкой, хотя кажущаяся переходность наблюдается и здесь, в частности, в западных районах рассматриваемой территории, где горизонт перекрывается отложениями ливской серии. Последние в своих низах представлены также преимущественно зеленовато-серыми глинами, образовавшимися за счет непосредственного переотложения глинистого материала из подстилающего лонтоваского горизонта. Самое трудное – установить данную границу визуально в разрезах северо-запада Эстонии, где распространяется регрессивная таммнеэмеская пачка лонтоваского горизонта, внешне очень сходная с перекрывающими люкатискими слоями. Однако, как здесь, так и на остальной территории эта граница четко проводится по ископаемым организмам и нередко маркируется базальным конгломератом люкатиской свиты, состоящим из фосфатизированных галек алевролитов (Лоог и др., 1966; Менс, Пиррус, 1975). На остальной части территории – на юге и востоке, где лонтоваский горизонт перекрывается более молодыми образованиями (начиная с айсчайской серии нижнего кембрия до девонских отложений включительно), верхняя граница маркируется денудационной поверхностью, на которой часто сохранились остатки древней коры выветривания – в виде зон обохривания и каолинитизации в самих верхах профиля.

Таким образом, отложения лонтоваского горизонта вместе с верхами ровенского представляют собой крупный цикл осадконакопления, сформировавшегося в течение одного импульса тектонического развития территории. Начинается этот цикл образованием явно трансгрессивных песчано-глинистых отложений, содержащих иногда, в частности, в западных районах, и грубозернистый материал. Постепенно эти неспокойные условия седиментации заменяются более глубоководными, что отражается в переходе к толще однородных гидрослюдистых глин. В низах эти глины еще сильно алевритистые, но кверху становятся более тонкодисперсными и приобретают пестроцветность из-за неполного восстановления первичных окисей в условиях недостатка разложившегося органического вещества в более глубоководных зонах бассейна. После сформирования этой части разреза исследуемая территория стала подниматься, что привело к образованию отложений регрессивной фазы развития бассейна. Последние сохранились лишь в пределах Эстонии, в других районах они срезались в ходе последующей денудации.

На фоне этих изменений по вертикальному разрезу весьма отчетливо на рассматриваемой территории выявляются также закономерные изменения по латерали водоема: наиболее длительно глубоководные условия существовали

между Нарвой и Ленинградом, где накопились одни глинистые отложения. К западу наблюдается постепенное укрупнение гранулометрического состава отложений, что было отмечено выше и детально рассмотрено нами ранее (Пиррус, 1973; Менс, Пиррус, 1977). К востоку от Ленинграда глины горизонта обладают значительной алевритистостью в виде пленок и самостоятельных прослоев и соответствуют примерно фациальной обстановке махуской пачки в Эстонии (скв. Заречье, Усадище, Куневичи). Однако, сильного опесчанивания разреза горизонта, как это наблюдается здесь в пределах Эстонии, не соблюдается. Следовательно, восточная береговая зона лонтоваского бассейна осталась гораздо восточнее рассматриваемой территории.

Ливская серия

На рубеже балтийской и ливской серий структурный план осадконакопления на северо-западе Восточно-Европейской платформы коренным образом изменится, что хорошо видно на палеогеографических схемах лонтоваского и талсинского горизонтов. К началу ливского этапа осадконакопления на северо-западе платформы возникла новая структура погружения – Балтийская синеклиза, представляющая собой субмеридиональную открытую на запад впадину. Заполнившее эту впадину море во второй половине ливского времени имело языковидный субширотный залив вдоль южной окраины Балтийского щита, доходящий до Ленинграда. Поэтому наиболее древние отложения ливской серии отлагались только на западе – в Балтийской синеклизе (рис. 5), а на рассматриваемой территории ливская серия представлена только своей средней и верхней частями. Вследствие перерыва и частичной денудации до накопления пород айсчяйской серии нижняя часть отлагавшихся на описываемой территории отложений ливской серии распространена более широко, чем верхняя, которая сохранилась лишь на ограниченной площади вдоль южного побережья Финского залива.

Ливская серия талсинскому горизонту (см. табл. 1).

Талсинский горизонт

В местных стратиграфических схемах талсинский горизонт представлен двумя свитами – люкатиской и тискреской, хорошо изученными на всей территории их распространения благодаря наличию здесь многочисленных скважин и обнажений. На границе люкатиских и тискреских свит наблюдается перерыв в осадконакоплении, сопровождающийся перестройкой гидродинамического режима в бассейне седиментации и системы питания водоема обломочным материалом, при сохранении основного структурно-фациального плана осадконакопления. Соединяются эти свиты в один горизонт как на основании характерного комплекса акритарх, установленного, правда, для тискреской свиты лишь в ее низах (Янкаускас, Пости, 1973), а также по общим элементам макрофауны, которые позволили и предыдущим исследователям (Öpik, 1925; Мянниль, 1958, 1960) рассматривать люкатиские слои вместе с низами тискреской свиты в качестве аналога эофитоновых слоев Скандинавии.

Отложения нижней – **люкатиской свиты** представлены переслаивающимся комплексом глин и алевролитов максимальной мощностью 18–23 м в окрестностях г. Таллина. Характерным для свиты является возрастание роли алевролитов к верхам разреза, что создает ложное представление о регрессивном строении свиты. В действительности, как показывает изучение текстур (Öpik, 1925; Pirrus, 1971; и др.), отложения свиты в целом отлагались в мелководных условиях шельфа, в присутствии многочисленных подводных барьеров и отмелей. Высокая глинистость свиты в ее низах объясняется опять же чисто палеогеографическими причинами – трансгрессией моря на площадь выходов высокодисперсных глин лонтоваской свиты. Лишь наличие в подошве свиты базального конгломерата мощностью 2–20 см свидетельствует о близости рассматриваемых отложений к литоральной зоне седиментации.

Минералогический состав крупноалевритовой фракции пород люкатиской свиты является олигомиктовым (кварц, полевые шпаты), реже полимиктовым (кварц, полевые шпаты, слюды). В составе прозрачных аллотигенных минералов тяжелой фракции, как и в нижележащих лонтоваских отложениях, явно преобладает циркон. Глинистый компонент как алевролитов, так и глин также мало отличается от подстилающих лонтоваских отложений и характеризуется преобладанием гидрослюды (75–95%) над хлоритами и каолинитом. Характерной особенностью люкатиских отложений является богатство в них различных биоглифов, в частности, и следов жизнедеятельности илороющих организмов, достигающих иногда размеров в поперечнике до 3–5 см (Pirrus, 1972).

Вышележащую тискрескую свиту (рис. 6) отделяет от люкатиской свиты поверхность перерыва, которая местами маркирована линзами "миквициевого конгломерата", местами прослоем песчано-алевритовых пород, богатым детритом брахиопод. Иногда на этом рубеже отмечаются трещины усыхания (обн. Раннамыйза, Какумяэ). Восточнее пос. Азери, где линзы пограничного конгломерата встречаются редко, данная граница менее отчетлива и проводится по рубежу замены комплекса переслаивания глин и алевролитов с биоглифами по илороющим организмам массивными алевролитами, не содержащими указанных ихнитов. Тискреская свита в целом сложена преимущественно весьма однородными крупнозернистыми алевролитами, переходящими лишь участками в пелитовые более темноцветные разности или в мелкозернистые песчаники, в основном, на востоке ареала распространения. Максимальная мощность свиты – около 18–20 м – наблюдается в районе стратотипа западнее Таллина. К востоку мощность свиты постепенно уменьшается до полного выклинивания в районе Копорье.

По текстурным особенностям тискреская свита разделяется на две пачки – на нижнюю, менее отсортированную, линзовиднослоистую (какумягиская пачка) и на верхнюю, более однородную и преимущественно горизонтально-слоистую (раннемыйзаская пачка). Определимые органические остатки, а также акритархи свойственны, главным образом, нижней пачке, в то время как верхняя пачка, формировавшаяся, очевидно, при открыто-морском режиме, не явилась подходящей средой для обитания бентосной фауны. Поэтому отнесение верхней пачки тискреской свиты к люкатискому горизонту является до сих пор несколько условным, хотя седиментационно-генетическое единство ее с какумягиской пачкой является очевидным (Менс, Пиррус, 1972).

По минералогическому составу низы тискреской свиты обычно олигомиктовые: кроме кварца в них устанавливается до 30% полевых шпатов. Верхняя, раннемыйзаская пачка характеризуется большей однородностью и мономинеральностью – количество полевых шпатов достигает здесь обычно 2–5, реже 10–25% (максимальные содержания приурочены к западной части территории). По составу минералов тяжелой фракции свита в целом характеризуется небольшим содержанием рудных минералов, и, прежде всего, резким преобладанием турмалина над цирконом в группе прозрачных аллотигенных минералов. Последнее обстоятельство отличает тискрескую свиту от других раннекембрийских подразделений рассматриваемой территории. Глинистый компонент характеризуется преобладанием гидрослюд, которым обычно сопутствует каолинит (до 20%). Хлориты являются менее характерными и присутствие их устанавливается более редко. Нечасто попадаются и образцы, в которых присутствуют небольшие количества смешаннослойных гидрослюда-монтмориллонитовых фаз. В составе цемента алевролитов, особенно в какумягиской пачке, участвуют железистые разности доломита.

Из органических остатков отложений горизонта в нижней части – в люкатиской свите – установлены трилобит *Schmidtiellus mickwitzi* (Schm.), черви *Volborthella tenuis* Schm. и *V. conica* Schind., песчаная форминифера *Luekatiella* sp. брахиопода *Mickwitzia monilifera* (Linnarss.), *Torellella* sp., черви *Platysolenites antiquissimus* Eichw. (только на западе) и *P.* sp., а также ядра хиолитов. В нижней части тискреской свиты встречены моноплакофоры *Scenella discinoides* Schm., *S. tuberculata* Schm., брахиоподы *Pate-*

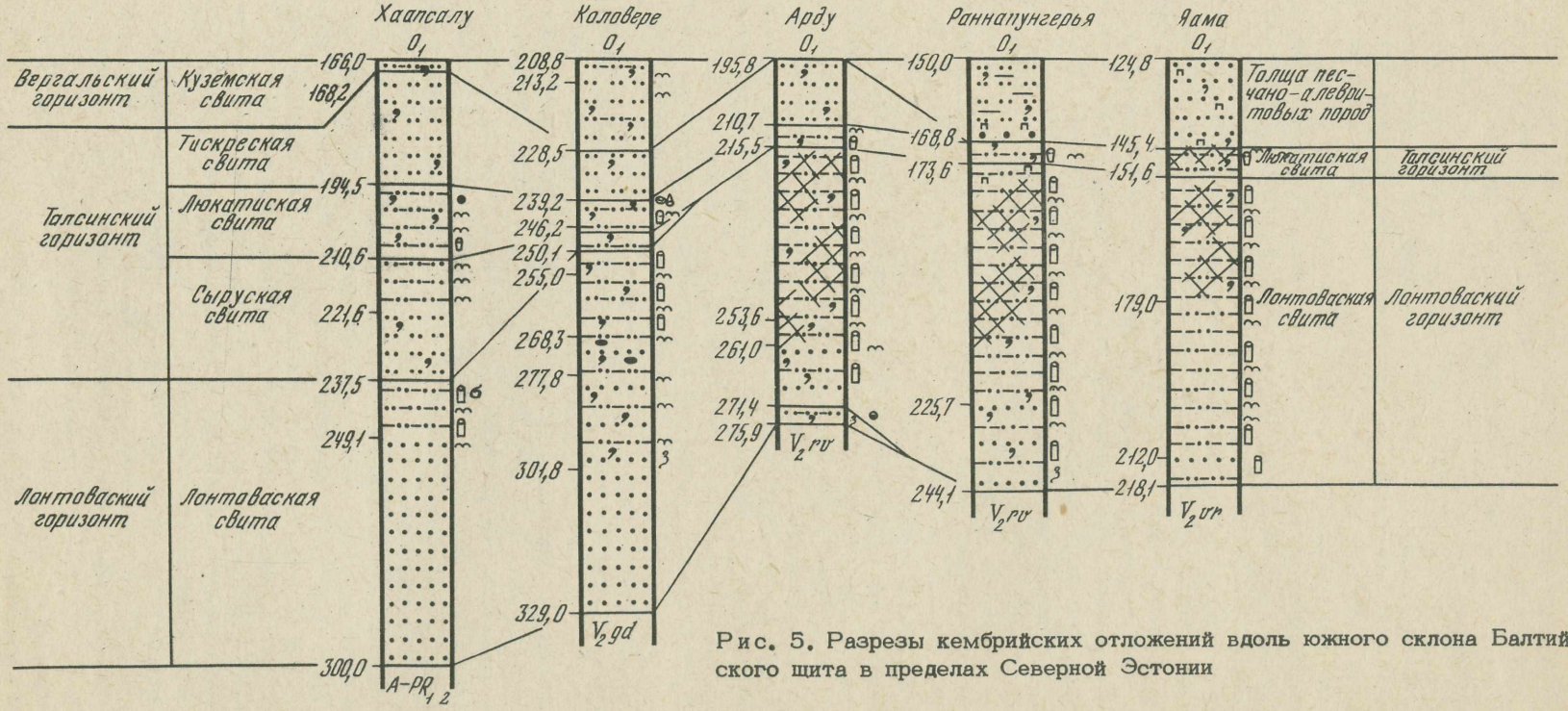


Рис. 5. Разрезы кембрийских отложений вдоль южного склона Балтийского щита в пределах Северной Эстонии

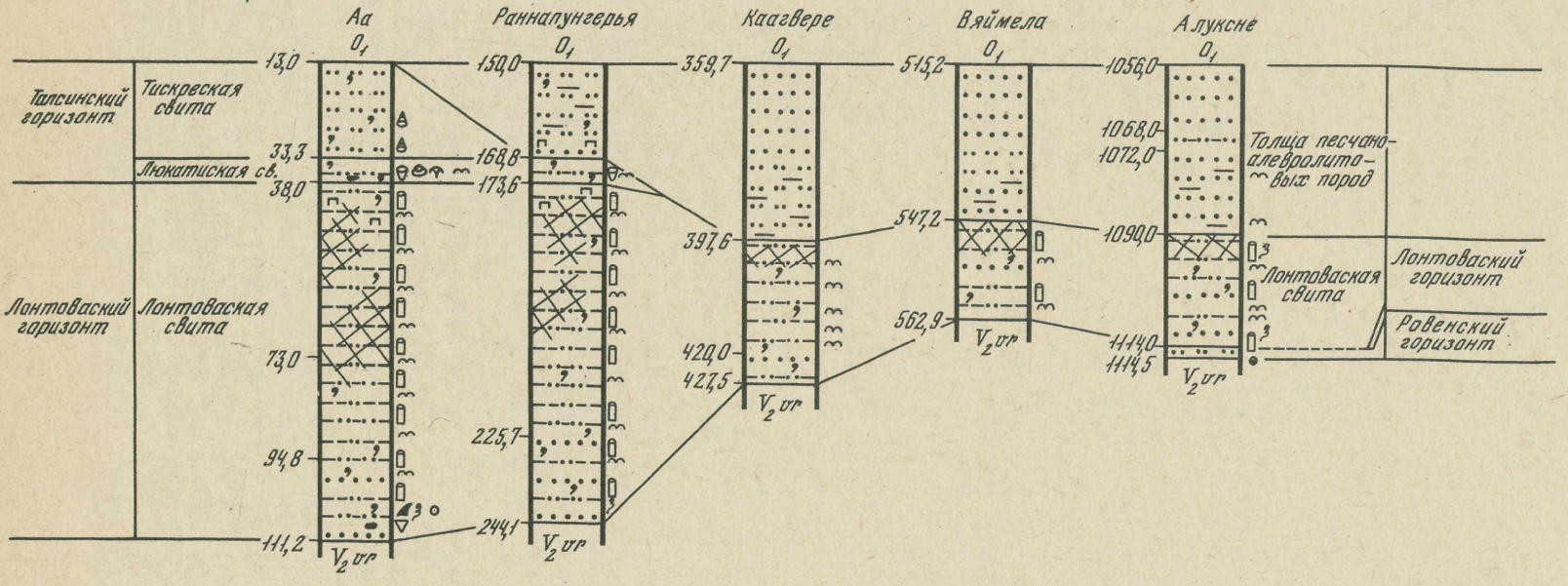


Рис. 6. Разрезы кембрийских отложений в восточной части Эстонии и Латвии

rina rara Gorj., *Mickwitzia monilifera* (Linnarss.), *M. contentrica* Gorj., *M. formosa* Wiman, остракоды из семейства Bradoridae и неопределимые фрагменты трилобитов. Фрагменты брахиопод устанавливаются по всему разрезу свиты.

Из акритарх установлены во многих разрезах люкатиской свиты и в трех разрезах низов тискреской свиты (обн. Какумяги, Хийэмяги, скв. Румба) – *Baltisphaeridium cerinum* Volk., *B. ornatum* Volk., *B. compressum* Volk., *Micrhystridium tornatum* Volk., *M. pallidum* Volk., *Archaeodiscina umbonulata* Volk., *Tasmanites bobrowskii* Waz., *T. volkovae* Kirjan., *Granomarginata squamacea* Volk., *Leiomarginata simplex* Naum. *Leiosphaeridia* sp. Дополнительно к перечисленным в люкатиской свите найдены еще *Baltisphaeridium orbiculare* Volk., *B. dubium* Volk., *B. papillosum* Volk., *Granomarginata prima* Naum., *Lophospaeridium tentativum* Volk., *L.* sp., *Cymatiosphaera* sp. В низах тискреской свиты установлен дополнительно к перечисленным совместным формам выше лишь *Tasmanites piritaensis* Posti et Jank. Таким образом, верхняя часть горизонта значительно беднее органическими остатками, чем нижняя. Это находит четкое подтверждение и в распределении различных ихнитов, которые в люкатиской свите очень многочисленные и разнообразные, особенно в ее нижней и средней частях, но исчезают почти полностью в тискреской свите. Учитывая гидрохимически одинаковые нормально-морские условия формирования отложений обеих свит, следует такое распределение органических остатков объяснить чисто фациальными причинами: непригодностью для обитания донными и планктонными организмами открыто-морских условий тискреского бассейна.

Таким образом, талсинский горизонт на данной территории представлен двумя самостоятельными литотелами, которые, из-за одинакового структурного плана распространения как на рассматриваемой территории, так и в пределах соседнего региона – Балтийской синеклизы (см. главу третью) соединены в единую – ливскую серию. Отложения нижней части горизонта являются явно трансгрессивными образованиями и их накопление соответствует стадии переотложения материала из ложа и этапу выравнивания его рельефа. Поэтому время накопления люкатиской свиты приближается с некоторой условностью к ингрессионной стадии наступления моря: неровности ложа создали сложную систему подводных барьеров и отмелей, что в условиях мелкого моря не дало волнению сильно отрабатывать профиль дна бассейна, и его действие ограничивалось лишь перебрасыванием глин подстилающего лонтоваского горизонта в отложения люкатиского моря. Это положение хорошо согласуется с высокой глинистостью нижней части свиты и сходным минералогическим составом пород лонтоваской и люкатиской свит. Постепенно дно все же сглаживалось и непосредственно влияние глинистого ложа на седиментацию экранировалось: начали в большей степени накапливаться алевритовые осадки, материал для которых был привнесен из более удаленных районов. Условия приближались к открыто-морским, вследствие чего и следы жизнедеятельности становились более редкими (верхи люкатиской свиты). После этого наступила быстрая регрессия моря; но о длительности и вертикальной амплитуде поднятия территории имеются лишь косвенные данные. Очевидно, это отступление моря было кратковременным, на что указывают и многие общие остатки организмов из люкатиской и низов тискреской свиты. Возможно, что оно даже не освободило всю площадь, занимаемую в настоящее время отложениями горизонта. Однако, оно сопровождалось перестройкой системы питания бассейна обломочным материалом: исчезает влияние пород лонтоваской свиты и основным поставщиком его становятся другие породы, богатые турмалином. Наступившее вновь море – тискреское – отличалось на данной территории уже весьма активной гидродинамикой, о чем свидетельствует лучшая отсортированность отложений, резко подавленное глинонакопление, отсутствие следов жизнедеятельности донных организмов и многие текстурные признаки.

Тектоническая активность на западной окраине Восточно-Европейской платформы и в прилегающих к ней геосинклинальных областях после накопления отложений ливской серии привела к дальнейшей перестройке структурного плана, и на рассматриваемой территории стали погружаться участки (северный

склон Локновско-Мынистеского поднятия), которые в ливское время представляли собой сушу. Переход от тискреских отложений к образованиям нового бассейна – к курземской свите на западе материковой части Эстонии – кажется плавным: перерыв в осадконакоплении из-за сходства контактирующих отложений не улавливается на ограниченной территории. Во всяком случае, есть все основания полагать, что отложения следующей айсчайской серии перекрывали тискреские отложения на обширной площади рассматриваемой территории, но они были снесены в ходе последующей денудации.

Следовательно, верхняя граница горизонта на большей части распространения его отложений является денудационной и резкой: на севере рассматриваемой территории горизонт перекрывается пакерортским горизонтом тремадока, базальные образования которых подробно расмотрены К.К. Мююрисеппом (1958). В отдельных местах бассейна р. Луга и, возможно, р. Нарва, тискреские алевролиты перекрываются песчано-алевритовой толщей точно не установленного возраста, отнесенной в настоящей работе условно к айсчайской серии. Контакт этих слоев в разрезе на р. Луга физически четкий, маркирован прослоем конгломерата – гравелита и сопровождается также резким изменением ассоциаций минералов тяжелой фракции. В более южных районах верхняя граница горизонта имеет различный характер – в пределах Восточной Эстонии она маркируется обохренной корой выветривания на люкатиских глинах (скв. Яама, Кунингакюла, Ранна-Пунгерья, Паламузе), так как тискреские отложения здесь размыты доайсчайской денудацией. Дальше к западу граница становится менее резкой, так как перекрывающие алевролиты айсчаяйской серии здесь внешне очень близки к тискреским отложениям и отличаются от последних лишь минералогическими особенностями и наличием ихнитов (скв. Лайтсе, Коловере, Румба и др.), но из-за низкого выхода керна в данном интервале эта граница часто проводится весьма условно.

Нижняя граница горизонта, являющаяся на всей территории одновременно и границей лонтоваской и люкатиской свит, отбивается, как это указано уже выше (см. также – А.Р. Лоог и др., 1966), весьма четко – как по литологическим особенностям, так и по палеонтологическим остаткам, присутствующим практически в каждом куске пограничных отложений.

Айсчяйская серия

Верхи разреза кембрия на широкой площади исследуемой территории сложены толщей сравнительно однородных песчано-алевритовых пород. Строение и расчленение этой толщи, несмотря на многочисленные попытки (Некрасов, 1938; Рухин, 1939, 1946; Давыдова, 1961, 1964; Хазанович, 1962, 1968; Мардла и др., 1968; Янкаускас, 1972 и др.), остались до сих пор окончательно не выясненными. Причина этого кроется, прежде всего, в литологическом характере этой толщи, представленной, в основном, слабосцементированными песчано-алевритовыми породами, редко дающими при бурении представительный керновый материал для литолого-минералогических исследований. Это, вместе с приуроченностью обнажений лишь к узкой полосе от р. Луга на западе до р. Сясь на востоке вдоль северной границы площади современного распространения данной песчано-алевритовой толщи, значительно препятствует однозначному выделению и прослеживанию по площади однородных литотел, составляющих отдельные уровни рассматриваемой толщи. Применение биостратиграфического метода для расчленения и сопоставления отдельных разрезов ограничено как редкостью находок в них самих органических остатков, так и недостаточной изученностью систематики последних. Так, беззамковые брахиоподы, почти единственные представители макрофауны в рассматриваемой толще, являются наименее изученной группой как в таксономическом, так и в стратиграфическом аспектах в пределах всей Восточно-Европейской платформы. Среди микрофитофоссилий, найденных в породах этой толщи, встречаются стратиграфически неисследованные новые формы, не позволяющие на современном уровне изучения этой группы привязать вмещающие их отложения к стратиграфической схеме региона.

В свете изложенного, рассматриваемые песчано-алевролитовые породы относятся к образованиям айсчяйской серии лишь с большой условностью, так как, учитывая внутреннюю неоднородность этой толщи, верхняя часть ее, по всей вероятности, относится уже к более молодым образованиям, не рассматриваемым в данной монографии. Из-за неясности таких стратиграфических вопросов, нет возможности рассматривать данные слои и по горизонтам, как это было сделано для нижележащей части разреза. Поэтому ниже дается характеристика более или менее однородных частей этой толщи - отдельных литотел в ее составе.

Рассматриваемая песчано-алевритовая толща, несмотря на неясность своего внутреннего строения, весьма четко разграничивается как снизу, так и сверху слоями установленного возраста. На большой площади эта толща подстилается породами люкатиской или лонтоваской свит, в верхах которых нередко сохранилась древняя кора выветривания. На своде Мынистеско-Валмиерского поднятия песчано-алевритовая толща залегает непосредственно на породах кристаллического фундамента. И лишь на северо-западной окраине своего современного распространения, при залегании на алевролитах тискреской свиты, проведение этой границы затруднено из-за сходного макролитологического облика этих двух подразделений.

Однако, при наличии минералогических данных этот вопрос в большинстве случаев решается однозначно. Верхняя граница рассматриваемой толщи в большинстве случаев выражена в виде неровной поверхности перерыва, на которой залегает либо базальный конгломерат пакерортского горизонта, либо алевристо-песчаные отложения, обогащенные створками и детритом беззамковых брахиопод, по всей вероятности, также тремадокского возраста.

В пределах южного склона Балтийского щита рассматриваемая толща имеет широкое распространение, отсутствуя только на северной окраине изучаемой территории и сводах отдельных положительных тектонических структур (Мынисте, Копорье). Судя по распределению наблюдаемых мощностей, отсутствие этих отложений на севере обусловлено предтремадокской денудацией, о чем свидетельствует перекрытие здесь тискреской свиты ливской серии пакерортским горизонтом ордовика. Мощность песчано-алевритовой толщи колеблется на рассматриваемой территории от нескольких метров до 57 м. Максимальные мощности ее приурочены к субширотной полосе севернее Мынистеско-Валмиерского поднятия, где восходящие движения в конце кембрийского периода проявились менее интесивно, чем на площадях, примыкающих непосредственно к Балтийскому щиту.

На литолого-минералогической основе и, прежде всего, по соотношениям типов пород и степени их зрелости, а также по наличию глауконита и ихнитов вся песчано-алевритовая толща весьма четко расчленяется на две части. При этом строение и состав этих двух членов песчано-алевритовой толщи по площади сильно меняется.

Так, в средней и восточной частях Южной Эстонии нижний член представлен светлыми крупнозернистыми алевролитами, содержащими в своей верхней части прослои зеленовато-серых пелитовых алевролитов. Прослои последних нередко прорезаны ходами илоройющих организмов диаметром 2-4 мм, которые заполнены крупнозернистым алевролитовым материалом. Вокруг этих ходов наблюдаются фиолетовые и охристо-желтые ореолы вторичной окраски. Глинистый материал образует здесь нередко прерывистые пленки на плоскостях наслоения, которые часто покрыты присыпками слюд. Низы этой части разреза менее отсортированы, чем основная часть: здесь встречается примесь песчаных и гравийных зерен и плоские гальки зеленовато-серой глины. Минеральный состав обломочного компонента крупнозернистых алевролитов олигомиктовый - кварцево-полевошпатовый. У пелитовых разностей - полимиктовый. Третьим породообразующим компонентом являются здесь минералы группы слюд, в том числе, густооранжевый лепидомелан. Глауконит присутствует, хотя в незначительном количестве, повсеместно. Незрелость состава наблюдается и у акцессорных минералов, где, кроме господствующих турмалина и циркона,

постоянно присутствуют амфиболы и пироксены. Соотношение турмалина и циркона варьируется в широких пределах, с обычным преобладанием турмалина. Во всех пробах отмечаются синие разновидности турмалина. Характерной чертой минерального состава тяжелой фракции является еще широкая малаконизация циркона и сильное изменение титанистых минералов вплоть до новообразованного анатаза. Все отмеченные особенности минерального состава показывают, что на рубеже ливской и айсчяйской серий область питания обломочного компонента несколько перестроилась: прибавился новый источник, давший минералы, очень редко встречающиеся в подстилающих отложениях кембрия. Глинистый компонент пород характеризуется преобладанием гидрослюд над каолинитом (до 30%) и хлоритом (до 20%). В низах этого литотела на отдельных уровнях в глинистом компоненте установлены смешанно-слойные фазы типа монтмориллонит-гидрослюда.

Границы этого литотела весьма четкие: нижняя граница является одновременно нижней границей песчано-алевритовой толщи в целом и проводится сравнительно легко по трансгрессивному залеганию на разновозрастных отложениях.

При залегании рассматриваемого литотела на макроскопически сходных отложениях тискреской свиты, эта граница наиболее уверенно проводится по вышеотмеченным особенностям в минеральном составе как обломочного, так и глинистого компонентов пород. Верхняя граница описываемого литотела маркируется исчезновением глауконита, ходов илороющих организмов, резким возрастанием степени общей зрелости пород и изменением ассоциации глинистых минералов. Иногда (скв. Ваки, Лаэва и др.) на этом уровне наблюдается обохривание пород рассматриваемой части, что по всей вероятности, указывает на возможность субаэрального выветривания на данном рубеже. Вне контура распространения верхнего члена песчано-алевритовой толщи эта граница явно денудационная: выше ее залегает базальный конгломерат пакеортского горизонта нижнего ордовика.

Палеонтологически эта часть разреза еще не исследована, однако литолого-минералогические особенности отложений (присутствие глауконита и ихнитов, морской тип ассоциаций глинистых минералов) позволяет отнести эти слои к раннекембрийскому циклу осадконакопления, в степень зрелости обломочного компонента и наличие синих турмалинов и лепидомелана в составе прозрачных аллотигенных тяжелых минералов позволяет рассматривать эти отложения как более мелководные фациальные аналоги курземской свиты Балтийской синеклизы. Такой вывод напрашивается и при последовательном сопоставлении разрезов кембрия рассматриваемой территории с разрезами Балтийской синеклизы.

К востоку от Чудского озера строение изучаемой толщи резко меняется. Характерной чертой является полное отсутствие здесь глауконита по всему разрезу и появление пестроцветности в глинистых прослоях разреза. Низы песчано-алевритовой толщи в этих восточных разрезах также более мелкозернисты, чем верхи, и они представлены крупнозернистыми алевролитами, содержащими на отдельных уровнях многочисленные тонкие прослои, пленки и плоские гальки глинистых пород темнокоричневого или грязно-коричневого цвета. Лишь в отдельных разрезах (обн. на р. Тосна, скв. Столбово) самые нижние глинистые прослои зеленовато-серого цвета. Обычно к этим глинистым уровням приурочены и немногочисленные ходы илороющих организмов, заполненные алевритовым материалом. Минеральный состав обломочного компонента пород более зрелый, чем это наблюдалось в отложениях нижнего подразделения песчано-алевритовой толщи на территории Эстонии. Содержание полевых шпатов колеблется до 15%, а слюды представлены, в основном, мусковитом. В составе тяжелой фракции много рудных (ильменита), в группе прозрачных аллотигенных минералов этой фракции превалирует циркон. Спорадически обнаруживаются единичные зерна амфибола и пироксена и почти во всех пробах наблюдаются синие разновидности турмалина, что в какой-то степени сближает между собой низы песчано-алевритовой толщи как западных, так и восточных разрезов. В глинистом компоненте пород, хотя еще и господствуют гидрослюды, заметным становится

каолинит (до 40%). Хлорит встречается только спорадически, в количестве до 20%.

Органических остатков очень мало; кроме ихнитов, часто обнаруживаются полуокатанные фрагменты брахиопод. Из этой части разреза на р. Ижора Т.В. Янкаускасом определен комплекс акритарх, содержащий наряду с транзитными формами и новыми видами родов *Aranidium* и *Ovulum*, стратиграфический диапазон которых еще не вполне ясен, и сравнительно много *Micrhystridium parvum*, *M. dissimilare*, *Estiastra minima*, *Archaeodiscina umbonulata*, на основании которых возраст вмещающих пород оценивается этим исследователем как вергальский (Янкаускас, 1973, 1975). По литолого-минералогической характеристике (отсутствие глауконита, грязно-коричневая окраска глинистых разностей, высокое содержание ильменита) эти отложения ближе к верхам курземской свиты в районе Пярну, где из этих слоев скв. Селисте Т.В. Янкаускасом (1973, 1975) определен раусвеский комплекс акритарх. Если найденные на р. Ижора акритархи действительно датируют вергальский возраст этих отложений, как это предполагает Т.В. Янкаускас, то все изменения в литологическом характере пород, которые наблюдаются между нижними членами песчано-алевритовой толщи Эстонии и Ленинградской области, связаны с фациальными переходами в более мелководную зону осадконакопления на востоке.

Отличаются от описанного типа разреза обн. Пиргора на р. Сарья и скв. Новая Деревня восточнее Чудского озера, которые в низах сложены пестроцветными глинами каолинитового состава, содержащими до 15% зерен песчаной размерности. Среди этих глин встречаются линзы и прослои кварцевого песчаника. По уменьшению глинистости вверх по разрезу и по утолщению прослоев песчаника в том же направлении, нам представляется, что данная часть разреза образовалась за счет переотложения коры выветривания лонтоваских глин. Какое отношение эта часть разреза имеет к низам песчано-алевритовой толщи других разрезов Ленинградской области, в настоящее время неясно. В отличие от строения песчано-алевритовой толщи Эстонии, где между нижним и верхним членами наблюдается четкая граница, на территории Ленинградской области отложения нижнего члена постепенно, без видимой границы, переходят в верхние слои. При этом уменьшается глинистость разреза и возрастает зрелость пород.

Отложения верхнего члена песчано-алевритовой толщи менее широко распространены на рассматриваемой территории. В Эстонии они выделяются только в ее южной части, также они отсутствуют пятнисто в Ленинградской области. И лишь на самом востоке (скв. Заречье) они залегают непосредственно на глинах лонтоваского горизонта. Ограниченное распространение и изменение мощности этой части разреза, скорее всего, связано с предтремадокским размывом на разную глубину этих слабосцементированных пород.

Строение верхнего члена более выдержано, чем это наблюдалось у нижнего. В основном, здесь распространяются мелко- и среднезернистые песчаники, содержащие в разных количествах алевритовый материал. Роль глинистых пород ничтожна: они образуют прерывистые пленки на поверхностях наслоения, линзы невыдержанной мощности и очень редко самостоятельные прослои.

Окраска пород в западных районах светло-серая, почти белая, а на востоке чаще розовая и даже красная из-за развивающих вокруг зерен кварца пленок окислов железа. Текстура чаще всего горизонтально- и наклонно-слоистая, реже наблюдается косая слоистость. Характерной чертой рассматриваемых песчаников является высокая зрелость как обломочного, так и глинистого компонентов пород, высокое содержание рудных минералов, образующих нередко присыпки на плоскостях напластования, наличие мелких (до 1 мм) белых сгустков каолинита, гравийных зерен кварца и многочисленных конкреций пирита разного размера. Песчаники зрелые, мономинеральные - кварцевые, содержание рудных минералов, образующих нередко присыпки на плоскостях напластования, наличие мелких (до 1 мм) белых сгустков каолинита, гравийных зерен кварца и многочисленных конкреций пирита разного размера. Песчаники зрелые,

мономинеральные – кварцевые, содержание полевых шпатов редко доходит до 2%, из слюд обнаружен только мусковит, составляющий местами 1% обломочного компонента. Обломочные минералы обычно хорошо окатаны. Среди аллотигенных прозрачных минералов тяжелой фракции циркон явно преобладает над другими, в том числе и над турмалином, за исключением самых верхних слоев некоторых разрезов (скв. Вильянди), где господствующим является турмалин. В глинистом компоненте пород преобладает каолинит, составляющий нередко более 90% тонкопелитовой фракции.

Находки остатков организмов из рассматриваемой части разреза малопредставительные и однотипные, представленные створками и фрагментами беззамковых брахиопод, среди которых в разрезах рек Сясь, Тосна и скв. Маршагино, по данным К.К. Хазановича, имеются новые виды родов *Lingulella* и *Obolus*, имеющие большое сходство со средне- и верхнекембрийскими беззамковыми брахиоподами Скандинавии и Северной Америки (Хазанович, 1968). Акритархи до сих пор из пород верхнего члена песчано-алевритовой толщи не получены.

Выдержанный на большой территории минеральный состав крупноалевритовой фракции, преобладание в его составе устойчивых минералов, хорошая окатанность как преобладающих, так и акцессорных минералов – все это указывает, что основная масса обломочного материала толщи неоднократно участвовала в процессе осадконакопления.

Выдержанность минерального состава крупноалевритовой фракции на большой территории и нахождение створок беззамковых брахиопод подтверждает вывод Л.Б. Рухина (1939, 1946) о бассейновом генезисе этих отложений, сделанный на основе изучения слоистости и гранулометрического состава. Отсутствие глауконита, широкое распространение каолинита и однотипность брахиоподовой фауны, свидетельствует, что воды этого бассейна были несколько опресненными.

Таким образом, в строении песчано-алевритовой толщи, являющейся венчающим звеном разреза кембрия на южном склоне Балтийского щита, в литогенетическом отношении обособляются, как минимум, две части. На основе литолого-минералогических и палеонтологических данных лишь нижнюю часть этой толщи можно отнести более определенно к айсчяйской серии. Нами условно все отложения нижней части показаны в составе вергальского горизонта в качестве более мелководных аналогов, хотя верхи этой части могут местами оказаться более молодыми – раусвескими. Для стратиграфической приуроченности верхней части рассматриваемой толщи к айсчяйской серии в настоящее время у нас нет убедительных доказательств. Но судя по характеру беззамковых брахиопод и по литологическим особенностям пород, кажется наиболее вероятным, что они моложе айсчяйской серии. Установление их положения в разрезе кембрия является первоочередной задачей в стратиграфии кембрийских отложений северо-запада Восточно-Европейской платформы.

Опорный разрез скважины Ф-165 Аа

Скважина пробурена в 1972 г. недалеко от гор. Кохтла-Ярве в северо-восточной части Эстонии. Керн по части осадочного чехла (до гл. 216,1 м) сохраняется на базе ИГ АН Эстонской ССР в Пюсси. В послойном разрезе даны вскрытые скважиной глубины (в м)

Кристаллический фундамент

215,50. Гнейс биотит-амфиболовый, выветрелый, пестроцветный (розовато-белый). Содержит сохранившиеся кристаллы амфиболов и калиевых полевых шпатов. Типичная глинистая кора выветривания на породах фундамента отсутствует.

Гдовская свита

Средняя пачка

215,5–215,45. Глина алевритовая, красно-бурая, массивная. Содержит много слюд – мусковита и зеленого биотита. Видимого крупнозернистого материала не содержит, но нижний контакт с породами фундамента очень резкий.

215,45–211,8. Керн отсутствует.

211,8–183,0. Шлам из песчаника рыхлого. В интервале 183,0–200,0 м преобладает среднезернистый, ниже этого – крупнозернистый песчаный материал. Внизу интервала увеличивается количество полевых шпатов и ухудшается общая окатанность зерен. Зерна покрыты темнокоричневой гематитовой рубашкой, придающей шламу коричневый цвет. По всему интервалу в шламе встречаются куски краснобурой алевритовой глины, соответствующие прослоям в первичном разрезе.

Верхняя пачка

183,0–154,7. Переслаивание алевролита, песчаника и алевритовой глины. В нижней части преобладает песчаник, тонко- или среднезернистый, рыхлый, краснобурый, в верхней – алевролит, крупнозернистый, серый, обогащенный слюдами и полевыми шпатами. Глина, преимущественно массивная, красно-бурая или фиолетовая. Участками, в верхней части интервала, наблюдается тонколенточная текстура. По всему интервалу встречаются небольшие скопления гравия.

Котлинская свита

Нижняя пачка

154,7–149,6. Переслаивание алевритовой глины, слюдистого алевролита и мелкозернистого песчаника. Преобладает глина, содержащая пленки органического вещества и линзовидные конкреции сидерита. Текстура тонколенточная, окраска серая. Алевролиты и песчаники содержат много полевых шпатов. В алевролитах наблюдаются присыпки слюд.

Верхняя пачка

149,6–137,8. Глина, алевритистая, серая, с тонколенточной текстурой. Содержит на плоскостях напластования темные пленки органогенного вещества, нитевидные остатки водорослей и 1–10 мм прослои сидерита. На уровне 142,4 м прослой массивного слюдистого алевролита.

Воронковская свита

Нижняя пачка

137,8–121,5. Переслаивание алевролита, алевритовой глины и песчаника. Песчаные породы очень рыхлые, зашламованные в керне, состоящие из хорошо окатанных зерен кварца. Лишь участками наблюдается крепкий карбонатный цемент. Алевролиты массивные, белые или слабо-зеленоватые, обогащенные слюдами, в основном мусковитом. Пелитовые алевролиты и глины красно-бурые, участками с массивной, участками, особенно в верхней части интервала, с тонколенточной текстурой.

Верхняя пачка

121,5–111,2. Песчаник, среднезернистый, кварцевый, с хорошо окатанными обломочными зернами, в интервале 118,5–118,6 м представлен прослоем крепко сцементированного гравелита.

Нижний кембрий

Лонтоваская свита

Базальная пачка

111,2–94,8. В низах и верхах интервала переслаивание зеленовато–серой алевритовой глины, алевролита и песчаника, в средней части преобладают глины с редкими прослоями песчаника. Песчаники разнозернистые, содержащие много глауконита и мелкие гальки фосфатизированного алевролита, особенно в основании интервала. Алевролиты зеленовато–серые, тонкоплитчатые, сильно слюдистые на поверхностях наслоения. Глины зеленовато–серые, содержащие много алевритовых пленок, а с гл. 108,5 м и выше также пиритизированные следы жизнедеятельности червеморфной фауны. Содержит много остатков *Platysolemites* (108,5 м и выше), отдельные *Sabellidites camriensis* Yan. (104,6–103,8 м) и редкие хиолиты (108,3 м) и хитиновые (?) склериты (104,3 м и выше).

Махуская пачка

94,8–73,0. Глина, алевритовая, зеленовато–серая, массивная, обогащенная мусковитом и пленками алевролита. По всему интервалу встречаются остатки платисоленитид и пиритизированные ходы илоедов шириной до 3 мм.

Кестлаская пачка

73,0–56,0. Глина алевритистая, пестроцветная. В верхней части интервала наблюдаются и отдельные пленки алевролита. В интервале 57,0–60,0 м несколько 5–10 см прослоев интенсивно красно–бурых глин.

56,0–47,0. Глина алевритовая, преимущественно зеленовато–серая, содержит пленки алевритового материала.

47,0–38,0. Глина алевритистая, пестроцветная, чередуются зеленовато–серые и фиолетово–бурые пятна и полосы. Верхняя часть интервала – 1,5 м – зеленовато–серая массивная. По всей пачке встречаются остатки платисоленитид и пиритизированные ходы илоедов, достигающие ширины до 3–4 мм.

Люкатиская свита

38,0–33,3. Переслаивание алевритовой глины, пелитового алевролита и алевролита в виде слоев мощностью 2–10 см. Преобладает глина, зеленовато–серая, прорезанная многими ходами илоедов, заполненными глауконитсодержащим алевритовым материалом. Пелитовые алевролиты обогащены глинистыми пленками, слои их обычно линзовидно выклинивающиеся. Алевролиты преимущественно горизонтально–слоистые, с присыпками глауконита и биоглифами на плоскостях наслоения. В основании интервала 1–2 см прослой конгломерата из фосфатизированного алевролита.

Среди органических остатков найдены *Volborthella* (34,8; 37,9 м), песчаные фораминиферы (33,5 м), фрагмент трилобита (34,7 м) и редкие мелкие пиритизированные ходы илоедов.

Тискреская свита

33,3–26,1. Алевролит крупнозернистый, светло–серый, слабосцементированный. Содержит много глауконита.

26,1–16,7. Шлам из крупнозернистого алевритового материала, глауконитсодержащий.

16,7–13,0. Алевролит крупнозернистый, светло–серый, с единичными 3–5 см прослоями пелитового или пелитистого алевролита, зеленовато–серого, содержащего слюды и глауконит. Встречаются конкреции пирита.

Нижний ордовик (Пакерортский горизонт).

БАЛТИЙСКАЯ СИНЕКЛИЗА

Территориально Балтийская синеклиза приурочена к акватории Балтийского моря и его побережьям и охватывает западные районы Эстонии, Латвии и Литвы, всю Калининградскую область РСФСР и северо-восточные районы Польши (рис. 7). На севере она оконтуривается южным склоном Балтийского щита на широте юго-западного побережья Финляндии, где кембрийские отложения обнаружены лишь в трещинах пород кристаллического фундамента (Metzger, 1922; Simonen, 1956). Юго-восточной границей ее является субширотное Мазурско-Белорусское поднятие. Восточная ее граница проходит по западной окраине материковой Эстонии, западным склонам Валмирско-Локновского и Эрглоиского поднятий в Латвии и дальше через районы Шяуляй и Калвария вплоть до Сувалек и Кентшин на северо-востоке Польши. Западнее этой линии, начиная от Валмиерско-Локновского поднятия до северного склона Белорусской синеклизы, располагается широкая субмеридиональная полоса, в пределах которой разрез кембрия еще обнаруживает некоторые черты сходства с разрезами в осевой части синеклизы, но мощности и полнота разреза по сравнению с последней сильно сокращены, также меняется и литологический характер отложений: по всему разрезу господствующими становятся алевролиты и песчаники. Эта полоса рассматривается нами как восточная прибортовая часть синеклизы (Брангулис и др., 1974). Аналогичная бортовая зона, судя по разрезам о-вов Готланд и Эланд и на юго-восточной материковой части Швеции, имеется и на западе, в связи с чем следует предполагать, что западная граница осевой части Балтийской синеклизы кембрийского периода находилась где-то под акваторией Балтийского моря. Естественные обнажения кембрия на рассматриваемой площади отсутствуют и изучаемые отложения вскрываются только буровыми скважинами.

Отличительной чертой разреза кембрия Балтийской синеклизы является большая мощность трилобитосодержащей (посттоммотской-постбалтийской) части кембрия, характерно также наличие маркирующего горизонта бурых оолитовых железняков, позволяющего с высокой точностью сопоставить отложения средней части разреза в пределах всей приосевой части синеклизы. По сравнению с прилегающим районом южного склона Балтийского щита в рассматриваемой синеклизе отсутствуют палеонтологически охарактеризованные вендские отложения и весьма ограниченно, только в северной части структуры, распространяются раннекембрийские дотрилобитовые (томмотские-балтийские) отложения (табл. 2).

Для расчленения кембрийских отложений синеклизы в каждой из прибалтийских республик и Польше применяется своя стратиграфическая схема (Сакалаускас, 1966, 1968; Биркис и др., 1970; Брангулис и др., 1975, 1976; Лиелдиена, Фридрихсоне, 1968; Мардла и др., 1968; Менс, Пиррус, 1972; Кала, 1972; Кайлан и др., 1972). Корреляция местных подразделений в пределах всей синеклизы не представляет особых затруднений и решается в большинстве случаев вполне однозначно (Брангулис и др., 1974; Розанов, 1973). Этому способствует, несомненно, довольно хорошая изученность здешних разрезов как в части литологии, так и палеонтологии, особенно по акритархам.

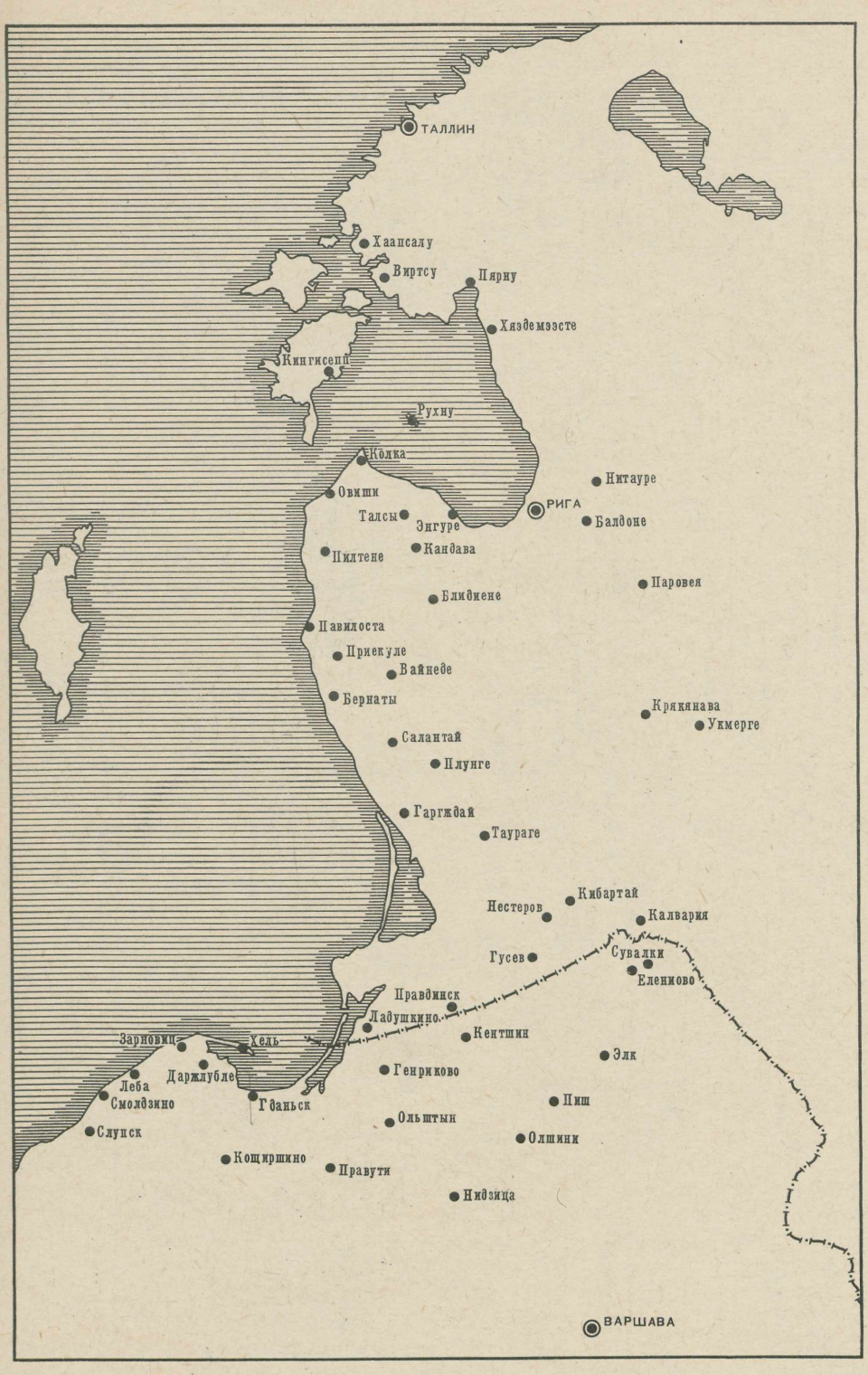


Рис. 7. Схема расположения скважин в пределах Балтийской синеклизы

Таблица 2. Сводный разрез венда и кембрия Балтийской синеклизы

Горизонт	Серия	Свита (толща)	Литологическая характеристика и мощность (в м)	Палеонтологическая характеристика	
				фауна	флора
Дейменаский	Дейменаский	Дейменаская	Светлые кварцевые песчаники и алевролиты с маломощными прослоями разноокрашенных глин, до 90		*Leiosphaeridia leguminiforme, L. sp., Pterospermopsimorpha inaequabilis, Dictyotidium vimineum, Baltisphaeridium insigne, B. implicatum, B. varium, Micrhystridium notatum, M. obscurum, M. spinosum, M. lithuanicum, Cymatiosphaera tenera, Alliumella baltica, A. protuberana, Ooidium minutum*
Кибартайский	Айсчайская	Верхняя часть тебрской свиты, кибартайская свита	Переслаивание глауконитсодержащих песчаников, алевролитов и глин, темно-серых до зеленовато-серых. Текстура горизонтально-слоистая, до 40 м	*Ellipsocephalus* cf. *puschi, Strenuella* (Comluella) *samsonowiczi, S.* (C.) *insolita, Westonia* cf. *finlandensis, W.* cf. *bothnica, W.* cf. *balticus, Lingulella* cf. *ferruginea, L.* cf. *agnostorum, L.* cf. *desiderata, L. lithuanica, Rushtonia* sp., *Volborthella* sp., *Luekatiella* sp.	*Baltisphaeridium ciliosum, B. latviense, B. varium, B. compressum, B. pseudofaveolatum, B. insigne, B. implicatum, B. gracilospinosum, Micrhystridium notatum, M. obscurum, M. spinosum, M. tornatum, M. dissimilare, M. lithuanicum, M. lubomlense, Tasmanites volkovae, Deunffia dentifera, Alliumella baltica, A. protuberana, Leiovalia tenera, Lophosphaeridium truncatum, L. variabile, L. induratum, L. subglobosum, Pterospermopsis solida, P. vitrea, Leiosphaeridia sp., Cymatiosphaera sp., Oodium sp.*
Раусвеский		Верхняя часть курземской свиты, средняя часть тербской свиты, вирбалисская свита	Переслаивание зеленовато- и фиолетово-серых глин и светло-серых алевролитов; на севере, юге и востоке последние преобладают. Текстура типа "крактен", до 40	*Ellipsocephalus sp., Lingulella* cf. *nathorsti, Westonia sp., Volborthella* cf. *tenuis, Ceratiocaris sp., Luekatiella sp.*	*Baltisphaeridium ciliosum, B. varium, B. compressum, B. papillosum, B. insigne, B. implicatum, Micrhystridium tornatum, M. lanatum, M. spinosum, M. dissimilare, M. parvum, M. notatum, M. obscurum, Granomarginata squamacea, Archaeodiscina umbonulata, Lophosphaeridium truncatum, L. induratum, L. subglobosum, Estiastra minima, Pterospermopsis solida, Deunffia dentifera, Tasmanites volkovae, Alliumella baltica, Leiosphaeridia sp., Cymatiosphaera sp.*
Вергальский		Нижняя часть курземской свиты, нижняя часть тебрской свиты и верхняя пачка вентавской свиты, гегеская свита	Переслаивание зеленовато-серых глин и светло-серых алевролитов с прослоями бурых железистых оолитов в средней части. Текстура типа "крактен", до 40	*Germaropyge* (?) *mendosa, Acrothele* cf. *bellapunctata, Westonia sp., Lingulella sp., Volborthella tenuis, Luekatiella sp., Platysolenites sp., Yanichevskyites sp.*, хиолиты	*Baltisphaeridium ciliosum, B. varium, B. compressum, B. orbiculare, B. tuberculatum, B. gracilospinosum, Micrhystridium tornatum, M. lanatum, M. spinosum, M. dissimilare, M. parvum, Tasmanites bobrowskii, T. volkovae, Estiastra minima, Pterospermopsis solida, Archaeodiscina umbonulata, Granomarginata squamacea, Lophosphaeridium tentativum, L. induratum, Leiovalia tenera, Alliumella baltica, Leiosphaeridia sp., Cymatiosphaera sp.*
Талсинский	Ливская	Тискреская свита, сакаская свита, средняя пачка вентавской свиты	Светлые крупнозернистые алевролиты с редкими прослоями глинистых пород, до 45	Фрагменты брахиопод и в верхней части редкие *Volborthella sp., Luekatiella sp.*	В нижней части тискреской свиты: *Baltisphaeridium cerinum, B. ornatum, B. compressum, Micrhystridium tornatum, M. pallidum, Archaeodiscina umbonulata, Tasmanites bobrowskii, T. volkovae, Granomarginata squamacea, Leiomarginata simplex, Leiosphaeridia sp.*
		Люкатиская свита, нижняя пачка вентавской свиты	Переслаивание зеленовато-серых глин и светло-серых алевролитов, до 18	*Schmidtiellus mickwitzi, Volborthella tenuis, Luekatiella discinoides, Mickwitzia monilifera, Paterina sp., Torellella* cf. *laevigata, T. sp., Platysolenites antiquissimus*	*Baltisphaeridium cerinum, B. compressum, B. orbiculare, B. ornatum, B. dubium, B. papillosum, Micrhystridium tornatum, M. pallidum, Lophosphaeridium tentativum, Leiomarginata simplex, Granomarginata squamacea, G. prima, Archaeodiscina umbonulata, Tasmanites bobrowskii, T. volkovae, Cymatiosphaera? membranacea, C. sp., Leiosphaeridia sp.*
		Сыруская свита овишская свита	Песчаники и алевролиты с прослоями глинистых пород	Редкие *Volborthella sp., Platysolenites*(?) *sp.*	*Leiomarginata simplex, Tasmanites bobrowskii, Micrhystridium* cf. *pallidum, Baltisphaeridium* cf. *cerinum, Leiosphaeridia sp., Granomarginata prima*
Лонтоваский	Балтийская	Лонтоваская свита	В верхней части глины с прослоями алевролитов; в нижней – песчаники с прослоями глин, до 75	*Sabellidites cambriensis, S. sp., Platysolenites antiquissimus, P. lontova, P. sp., Yanichevckyites petropolitanus, Aldanella kunda*, фрагменты беззамковых брахиопод	*Granomarginata prima, G. squamacea, Leiomarginata simplex, Tasmanites tenellus, Micrhystridium tornatum, Leiosphaeridia* типа А, типа В
		Зураская толща	Пестроокрашенные разнозернистые песчаники, алевролиты и глины вверху с прослоями туфопесчаников и туфогравелитов внизу, до 30		*Leiosphaeridia sp., Protosphaeridium paleacum, P. tuberculiferum, P. flexuosum, P. densum, P. pusillum, P. sp., P. laccatum, P. parvulum, Oscillatorites, Gloecapsamorpha, Orygmatosphaeridium*

2305

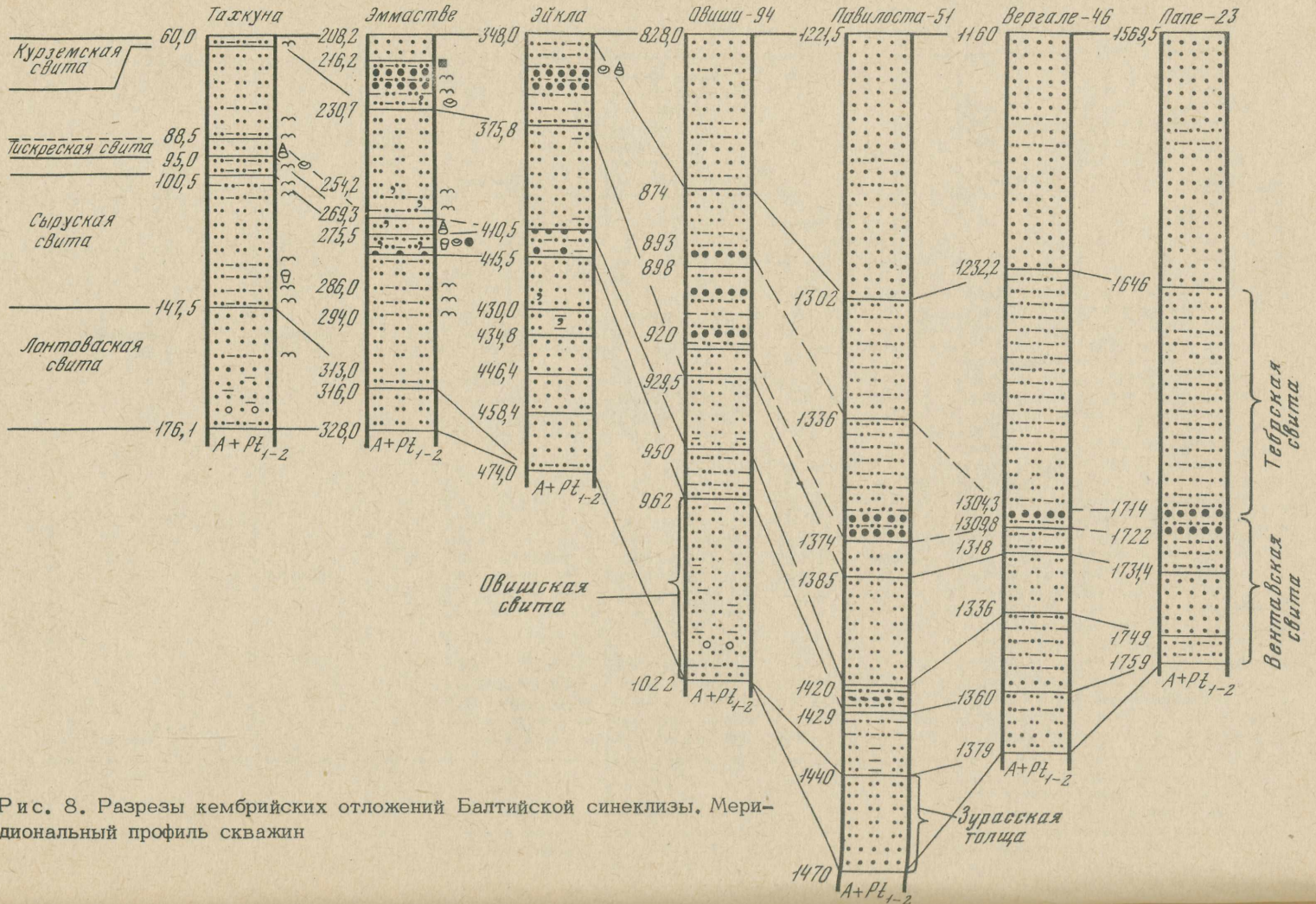


Рис. 8. Разрезы кембрийских отложений Балтийской синеклизы. Меридиональный профиль скважин

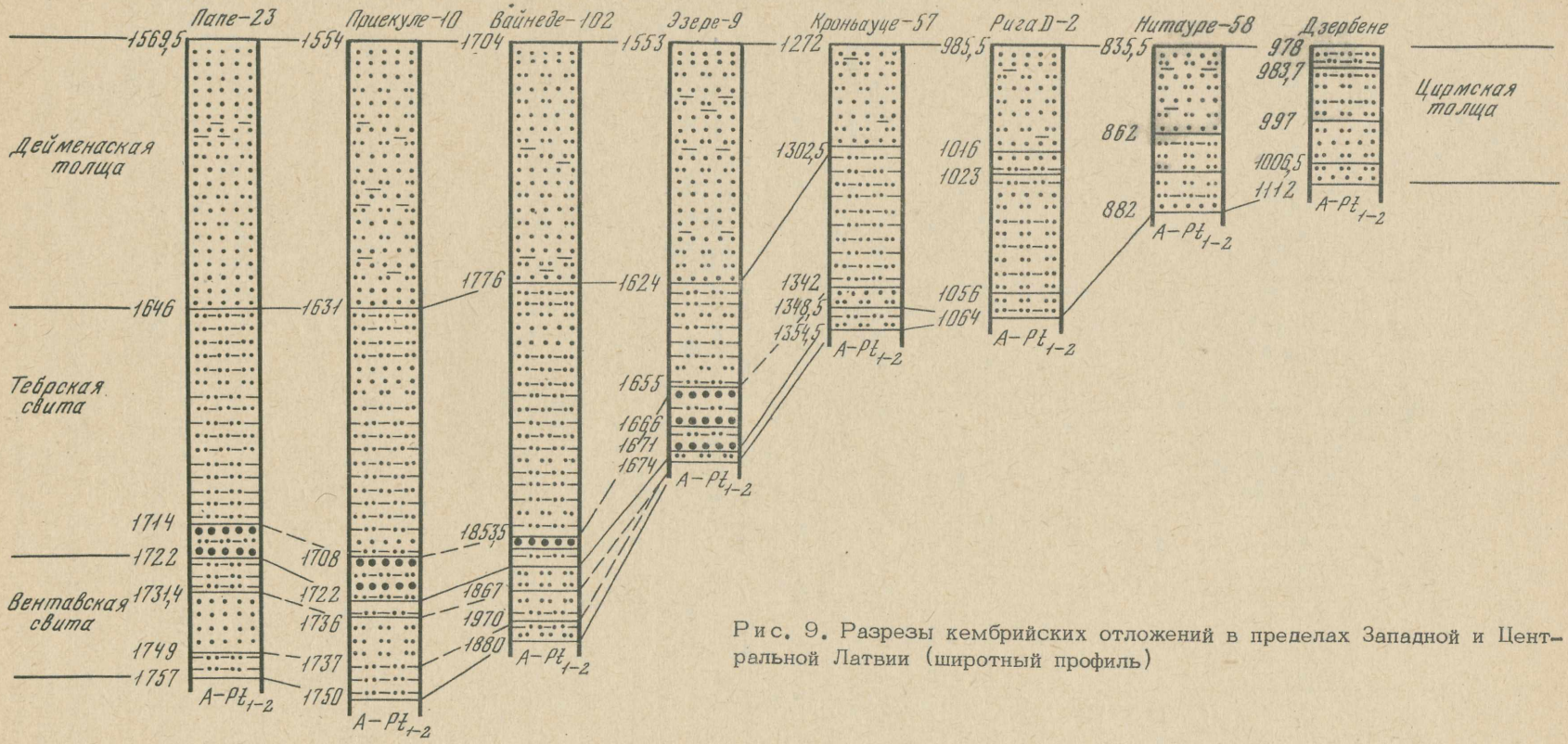
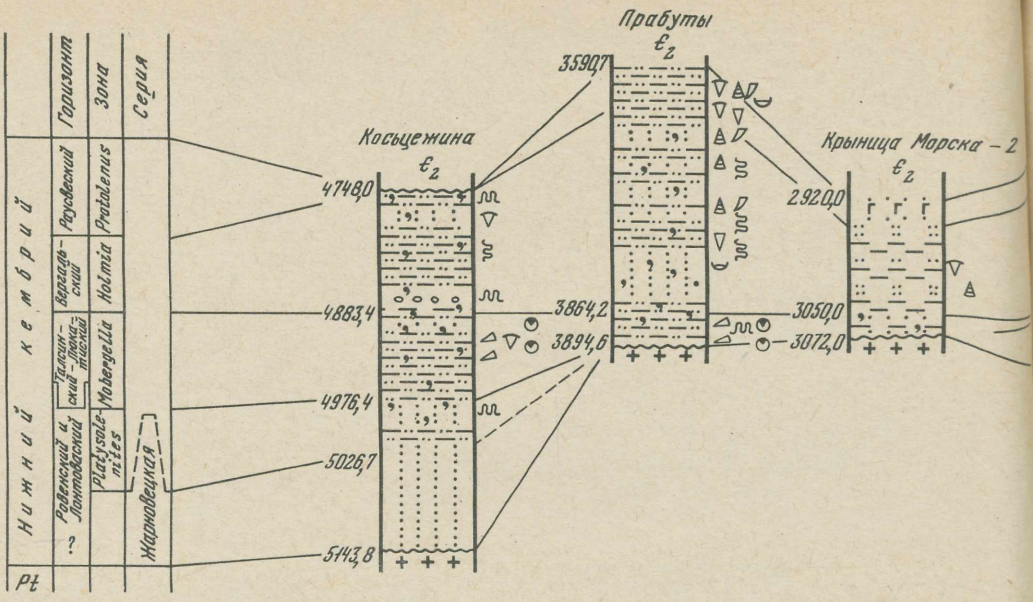


Рис. 9. Разрезы кембрийских отложений в пределах Западной и Центральной Латвии (широтный профиль)



Ввиду этого описание разреза Балтийской синеклизы вполне осуществимо по биостратиграфическим горизонтам, что позволяет в какой-то степени избежать разнобоя в терминологии выделяемых по разным схемам литостратиграфических подразделений.

Исключение составляют лишь наиболее древние (вероятно, вендские) образования в низах разреза Западной Латвии (Зурасская толща), песчаные отложения Цирмской толщи Центральной Латвии (вергальско-среднекембрийские), а также преимущественно песчаные отложения в пределах о-ва Хийумаа Эстонии, которые, исходя из общегеологических соображений, могут представлять собой палеонтологически не охарактеризованный аналог лонтоваской свиты и одноименного горизонта. Особенности строения разреза в пределах синеклизы достаточно полно иллюстрируются опорными разрезами скв. Лиепая, Овиши, Рига, Косчежина, Прабуты, Олштын, Клевно-1, материалы по которым приложены в конце главы (рис. 8–10).

Отложения, условно относимые в настоящее время к докембрийским осадочным образованиям, не образуют сплошного покрова в основании осадочного чехла, а встречаются лишь в пределах северо-запада Курземского полуострова, где они выделены под названием зурасская толща. На севере Польши, возможно, "вендской," является нижняя часть жарновецкой серии.

ЗУРАССКАЯ ТОЛЩА

Толща представлена сложным чередованием туфопесчаников, туфогравелитов, конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов и глин. Общая мощность толщи изменяется от 2,0 м (скв. Пилтене-1) до 30,1 м (скв. Павилоста-51).

В одном из наиболее представительных северных разрезов (скв. Пилтене-30) зурасская толща отчетливо может быть разделена на две пачки (снизу вверх) – туфогенную и терригенную.

Туфогенная пачка (глуб. 1233,9–1226,6) мощностью 7,3 м сложена преимущественно красноцветными туфогравелитами и туфопесчаниками с прослоями нормально-осадочных гравелитов, песчаников, а также алевролитов (в верхах).

Терригенная пачка (глуб. 1226,6–1219,0 м), мощностью 7,6 м сложена чередованием алевролитов и мелкозернистых песчаников с прослоями гравелитов, конгломератов, реже зеленовато-серых глин.

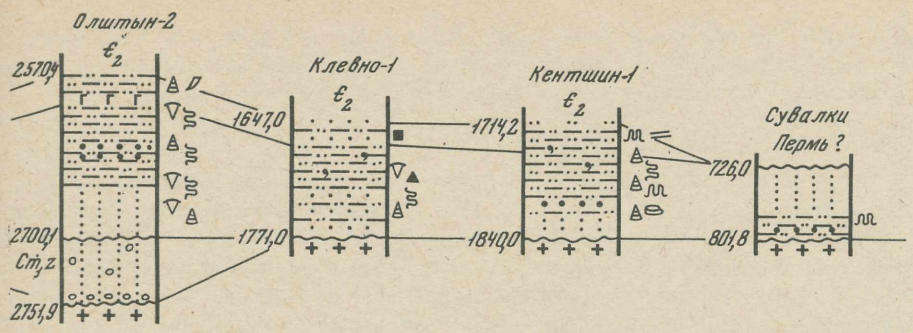


Рис. 10. Корреляция разрезов вдоль южного склона Балтийской синеклизы

Южнее, в районе скв. Павилоста–51, к зурасской толще условно отнесены грубообломочные образования, мощностью 30,1 м. Нижняя часть разреза толщи (7,6 м) здесь представлена чередованием косослоистых алевролитовых песчаников и алевролитов (с прослоем гравелитов 0,2 м в основании) и красновато–бурых глин в верхах пачки. Над ними залегает пачка песчаников (23,5 м), содержащая многочисленные прослои мелкогалечных конгломератов, гравелитов, алевролитов и глин.

В остальных разрезах упомянутые пачки четко не выделяются.

Возраст отложений, включенных в состав зурасской толщи, долгое время трактовался по разному. В разрезах скв. Пилтене–30 и Павилоста–51 они относились к иотнийской (Биркис, Карпицкий, 1969). В настоящее время условно отнесена к валдайской серии, при этом следует иметь ввиду, что туфогенная пачка может оказаться более древней, а верхняя половина терригенной пачки, возможно, имеет нижнекембрийский возраст (Брангулис и др., 1976).

В настоящей работе толща рассматривается в целом на уровне доверхневалдайской части разреза, так как туфогенный материал в верхневалдайских отложениях в пределах всей платформы пока не известен.

Органические остатки в зурасской толще очень скудны. Только из скв. Павилоста Б.П. Тимофеевым отмечены пленки типа *"Laminarites"*, *Leiosphaeridia* sp., *Protosphaeridium paleacum* Tim., *P. tuberculiferum* Tim., *P. flexuosum* Tim., *P. densum* Tim., *P. pusillum* Tim., *P.* sp., *P. laccatum* Tim., *P. parvulum* Tim., *Oscillatorites*, *Gloecapsamorpha*, *Orygmatosphaeridium*.

КЕМБРИЙ

Отложения кембрия широко развиты по всей синеклизе. Наиболее древние образования отмечаются лишь на севере и на юго–западе территории.

НИЖНИЙ КЕМБРИЙ

Лонтоваский горизонт

Достоверные отложения лонтоваского горизонта не являются характерными для Балтийской синеклизы; они распространяются на ограниченной площади. В пределах Эстонии они представлены краевыми, сильно песчаными фациями лонтоваской свиты, приуроченной, в основном, к более восточным районам.

Отнесение к лонтоваскому горизонту песчано-глинистой толщи с мощностью от 23 м (скв. Ристикюла) до 60-75 м (скв. Вихтерпалу и Паливере) в западной материковой части Эстонии не представляет особых затруднений, так как глинистые уровни ее повсеместно содержат характерные пиритизированные следы илоедов, а также остатки *Platysolenites antiquissimus* (скв. Хаапсалу-3), *Aldanella kunda* (скв. Хаапсалу-3), и закрученных форм *Platysolenites antiquissimus morpha spiralis*, свойственных верхним уровням лонтоваской свиты в пределах всей Западной Эстонии. Комплекс акритарх по скв. Хаапсалу-1, Виртсу, Румба, Селисте и Пярну - 245 соответствует обычной ассоциации этих микрофитофоссилий в лонтоваском горизонте, за исключением самых нижних слоев, где *Tasmanites tenellus* не обнаружен и *Leiomarinata simplex* встречается чрезвычайно редко.

По литологическим особенностям разрез лонтоваской свиты на западе материковой Эстонии подразделяется на три пачки. Так, в скв. Виртсу нижняя пачка (глуб. 369,0-400,0 м) представлена переслаиванием песчаников и глин с ходами илоедов, глауконитом и редкими остатками сабеллидитид плохой сохранности. Средняя пачка (глуб. 359,3-369,0 м) более глинистая, при этом глины преобладают в средней части пачки. В большом количестве встречаются глауконит, пирит, фосфатовые гальки, следы жизнедеятельности донных организмов и фрагменты *Platysolenites*. Верхняя пачка (351,4-359,3) сложена преимущественно глинами, содержащими лишь линзы и прослои пелитового алевролита. Отмечаются фиолетовые пятна, много пиритизированных следов ползания, найдены трубочки *Platysolenites*, в том числе их спиральные формы, и редкие ядра хиолитов.

Такое трехчленное строение лонтоваской свиты, при изменчивой мощности, выдерживается во всех разрезах северо-западной материковой части Эстонии. В южном направлении верхняя пачка выпадает из разреза, а покрывающие отложения залегают непосредственно на средней пачке, носящей следы выветривания в виде вторичной красноцветности (скв. Хаэдемээсте, Ристикюла). В этом же районе при переходе к осевой части синеклизы отложения, относимые в настоящее время к лонтоваской свите, представлены палеонтологически неохарактеризованными песчано-алевролитовыми отложениями общей мощностью 15-25 м. Они содержат здесь лишь редкие прослои глины и гравелитов, но повсеместно в них наблюдается глауконит и весьма богатый набор минералов тяжелой фракции, состав которой указывает на незначительную переработку исходного терригенного материала. Из органических остатков найдены лишь мелкие фосфатные фрагменты, по всей вероятности, створок брахиопод (скв. Эммасте). В прослоях глинистых пород найдены ходы илоедов диаметром 2-3 мм, заполненные алевритовым материалом (см. описание опорного разреза скв. Эммасте).

Таким образом, эти отложения отнесены к лонтоваскому горизонту со значительной условностью, однако некоторые минералогические особенности, отличающие их от вышележащих отложений, а также прослеживание изменений мощностей от разреза к разрезу заставляют считать такое решение наиболее вероятным. Отсутствие песчанных аналогов лонтоваской свиты в более южных районах, начиная с острова Сааремаа Эстонии, объясняется, по-видимому, последующим размывом их в ходе новой талсинской (люкатиской) трансгрессии. Это, однако, не исключает полностью возможности нахождения отдельных останцев образований лонтоваского возраста и в более южных районах данной территории.

На юге Балтийской синеклизы (северные районы ПНР) выделяются аналоги лонтоваского горизонта (зоны Platysolenites), но его наличие не является строго доказанным из-за отсутствия каких-либо палеонтологических свидетельств. Выделение лонтоваских (=зона Platysolenites) отложений здесь произведено, главным образом, исходя из литологических аналогий с лонтоваскими отложениями востока Польши и общих палеогеографических соображений.

Наиболее характерный с точки зрения Б. Ареня и К.Лендзион разрез этой части вскрыт скважиной Кошчежина (см. описания скважин в конце раздела).

Отложения талсинского горизонта распространены в пределах синеклизы более широко, однако они приурочены также к ее северной части, охватывая Курземский полуостров и западную часть Эстонии, и юго-западной части (северная Польша). К этому горизонту на территории Эстонии отнесены сыруская, люкатинская и тискреская свиты, на территории Латвии овишская свита и две нижние пачки вентавской свиты (подсакаская и сакаская пачки), а на севере ПНР часть (или вся) зона Mobergella и низы зоны Holmia (см. рис. 7). Наиболее древними членами горизонта являются овишская и сыруская свиты, которые сейчас более или менее уверенно сопоставляются между собой. До недавнего времени отложения всей овишской свиты или ее верхней части (дурбенская пачка) рассматривались либо в составе лонтоваского горизонта (Лиелдиена, Фридрихсоне, 1968), либо даже венда (Биркис и др., 1970).

Овишская свита развита на северо-западе Курземского полуострова северо-западнее линии Талсы-Кулдига-Лиепая. Залегает овишская свита на породах кристаллического фундамента или зурасской толщи. Мощность свиты достигает 60 м. Наиболее полный типовой разрез свиты вскрыт скв. Овиши-94 на севере Курземского полуострова (Брангулис и др., 1975) (интервал 962,0-1022,0 м), где он имеет следующий вид (снизу вверх, в м):

1022,0-1018,0. Серые разнозернистые косослоистые кварцевые песчаники, в маломощных нечетких слойках обогащенные кварцевыми гравийными зернами или глинисто-алевритовым материалом.

1018,0-1016,0. Зеленовато-серые и пестроцветные горизонтально-слоистые глины с линзовидными и прерывистыми слойками кварцевых алевролитов и песчаников.

1016,0-1010,0. Светло-серые, преимущественно мелкозернистые косослоистые кварцевые песчаники с полуокатанными гравийными зернами кварца.

1010,0-1008,0. Пестроцветные неясно слоистые пелитовые алевролиты с прослоями крупнозернистого кварцевого алевролита.

1008,0-992,0. Белые разнозернистые кварцевые алевролиты с прослоями пестроцветных пелитовых алевролитов и красновато-коричневых глин.

992,0-966,0. Светло-серые крупнозернистые кварцевые алевролиты с нечеткими прослоями (1-5 см) пестроцветных пелитовых горизонтально-слоистых алевролитов.

966,0-962,0. Переслаивание белых крупнозернистых алевролитов, пелитовых алевролитов и зеленовато-серых алевритовых глин. В алевролитах наблюдаются вертикальные ходы илоедов.

На основании находок в стратотипическом разрезе скв. Овиши-94 акритарх *Baltisphaeridium* cf. *cerinum*, *Micrhystridium* cf. *pallidum* и *M.* sp., к которым в верхах свиты присоединяются еще *Tasmanites bobrowskii*, *Leiomarginata simplex* и *Granomarginata prima*, овишская свита отнесена к талсинскому горизонту кембрия (Брангулис и др., 1975) и рассматривается как наиболее древняя часть кембрийского разреза Западной Латвии (Брангулис и др., 1976). Кроме вышеперечисленных акритарх, в овишской свите установлены фрагменты *Platysolenites* (скв. Овиши-94, глубина 1016-1018 м) и почти по всему разрезу свиты - ходы илороющих организмов, заполненные алевритовым материалом. В разрезе скв. Вентспилс практически по всей свите обнаружены *Skolitos linearis*.

Сыруская свита Эстонии распространяется только западнее линии скв. Вихтерпалу-Румба и представлена в материковой части территории комплексом пелитовых алевролитов или алевролитовых глин мощностью от 6,2 (скв. Вихтерпалу) до 26,9 (скв. Хаапсалу-3). На западных островах мощность ее увеличивается до 50-58 м (скв. Кингисепп, Эйкла). В наиболее полных разрезах свита имеет двучленное строение. Нижняя часть ее сложена сравнительно однородными алевролитами, текстура которых обычно горизонтально-микрослоистая, обусловленная присутствием тонких прерывистых пленок слюдистой глины. Верхняя часть более глинистая и сложена, в основном, алевритовыми глинами, содержащими многочисленные прослои алевролита. Алевролиты светлые,

почти белые, глинистые породы зеленовато-серые, но пятнисто развиваются по разрезу и красные или фиолетово-красные окраски (см. описание опорного разреза Эммасте).

Минеральный состав нижней части свиты близок к верхам лонтоваской свиты: алевритовый комплекс полимиктовый кварцево-полевошпатово-слюдистый, в составе тяжелых минералов присутствуют кроме ильменита, турмалина и циркона еще и малоустойчивые – гранаты, амфиболы и пироксены. В глинистом компоненте наблюдается много каолинита (до 35%). Верхняя часть свиты по соотношениям прозрачных аллотигенных минералов тяжелой фракции (преобладание циркона, турмалина и рутила) близка к люкатиским породам. Глинистая фракция беднее каолинитом (до 15%), но обладает полиминеральностью: кроме преобладающих гидрослюд присутствуют еще хлориты (до 15%) и смешанно-слойные гидрослюда-монтмориллониты и, иногда, хлорит-монтмориллониты.

Палеонтологическая характеристика свиты бедна. Из нижней части известны лишь редкие ходы илоедов, заполненные алевритовым материалом, мелкие неопределимые фосфатные фрагменты створок брахиопод (?) и единственная находка ядра *Volborthella* в скв. Тахкуна (глуб. 135,0–140,0 м). В верхней части количество различных следов жизнедеятельности илороющих резко увеличивается, а из скв. Румба и Хаапсалу-3 найдена плоская форма неизвестной окаменелости шириной 1–3 мм, состоящая из плотно прилегающих один к другому листочков слюд с примесью цементирующего хитиноидного (?) материала. Акритархи, полученные в настоящее время только из скв. Виртсу (336,0–344,4 м), содержат *Baltisphaeridium* и *Tasmanites bobrowskii*, указывающие на послелонтоваский возраст вмещающих отложений.

Эти скудные палеонтологические данные, а также прямое сопоставление с овишской свитой Латвии на основе общегеологических и литолого-минералогических данных, позволяют сырускую свиту в целом рассматривать на уровне талсинского горизонта, даже несмотря на некоторые особенности, свойственные лонтоваской свите, в частности в нижней половине разреза. Такое решение подтверждается и неразрывностью территориального распространения сыруской и люкатиской свит, что и позволяет интерпретировать первую как базальную часть ливской серии трилобитоносного кембрия в данном регионе. Однако отделение сыруской свиты от люкатиской отчетливым прослоем конгломерата в ряде северных разрезов, а также беднота органическими остатками, придает ей определенную самостоятельность в стратиграфической схеме региона.

Стратотипом сыруской свиты является скв. Тахкуна, в интервале 100,5–147,5 м (см. рис. 8).

Следующие члены талсинского горизонта – люкатиская свита Эстонии и нижняя пачка (подсакаской) вентавской свиты Латвии – имеют большое сходство в строении, но и некоторые отличительные черты, допускающие даже несинхронность их образования. Оба эти подразделения сложены комплексом многократно переслаивающихся алевритовых и глинистых пород, с множеством ходов илоедов и других ихнитов. В пределах Эстонии люкатиская свита отделена от подстилающей сыруской прослоем конгломерата с гальками фосфатизированного алевролита (скв. Вихтерпалу, Паливере, Виртсу, Румба, Эммасте, Эйкла) и имеет общую мощность от 2,3 (скв. Калана) до 17,2 м (скв. Вихтерпалу). В пределах Латвии рассматриваемая часть разреза не имеет особо резкого контакта с подстилающейся овишской свитой и увеличивается в мощности до 25–30 м (см. рис. 8, 9). Верхняя граница люкатиской свиты является повсеместно четкой по смене пород, а в южных разрезах (о-в Сааремаа, Курземский п-ов) маркирована и пестроцветностью в виде фиолетово-красных и охристо-желтых пятен, указывающих, возможно, на субаэральное выветривание верхов толщи (см. описание опорного разреза скважин).

Минеральный состав алевролитов люкатиской свиты и подсакаской пачки вентавской свиты меняется от олигомиктовой (кварц, полевые шпаты) до полимиктовой (кварц, полевые шпаты, слюды, глауконит); в тяжелой фракции мало рудных минералов, а среди прозрачных везде преобладает циркон при постоянном присутствии турмалина, рутила, гранита и амфиболов. Среди глин

преобладают гидрослюды, но всегда присутствуют и хлориты (до 20%), менее часто каолинит (до 15%) и различные смешанно-слойные фазы (до 20%) с разбухающим монтмориллонитовым компонентом.

Палеонтологические находки сравнительно часты: в большинстве разрезов найдены *Volborthella tenuis* Schmidt и раковины песчаных фораминифер (*Lukatiella*), а местами также *Torellella*, фрагменты трилобитов и брахиопод. Акритархи из скв. Эммасте, Румба, Калана, Вергале-45, 46, 49, 50, Айзпуте-39, Лиепая, Овиши и др. представлены в основном следующими формами: *Baltisphaeridium cerinum, B. dubium, B. orbiculare, B. ornatum, Micrhystridium pallidum, M. tornatum, Lophosphaeridium tentativum, Tasmanites bobrowskii, Archaeodiscina umbonulata, Granomarginata squamacea* и *Leiomarginata simplex*, формами A, B и C рода *Leiosphaeridia*.

Перекрываются люкатиские и ранневентавские отложения светлыми, внешне весьма однородными крупнозернистыми алевролитами или песчаниками, отнесение которых к талсинскому горизонту является условным. В северных районах Эстонии (о-в Хийумаа, материковая часть севернее скв. Виртсу) по литолого-минералогическим данным прослеживаются еще прямые аналоги тискреской свиты Эстонии. В нижней части последних, как известно, установлен обедненный комплекс талсинских акритарх (Янкаускас, Пости, 1973). На данной территории акритархи определены только из разреза скв. Румба (гл.288,0-289,0 м), где они представлены *Baltisphaeridium cerinum, B. compressum, B. dubium, B.* cf. *ornatum, Micrhystridium* sp., *Lophosphaeridium tentativum, L.* sp., *Archaeodiscina umbonulata, Tasmanites bobrowskii, Leiosphaeridia* sp. (определения Н.А. Волковой).

Вышележащая часть алевролитовой толщи в пределах северной Эстонии, а в более южных районах – в контуре распространения пестроцветности в кровле люкатиской свиты – в целом, сложена минералогически менее зрелыми алевролитами и, по всей вероятности, более молодыми образованиями (сакаская пачка вентавской свиты Латвии). По сравнению с тискрескими алевролитами в них больше полевых шпатов, в частности решетчатого микроклина, а также малоустойчивых амфиболов, пироксенов, лепидомеланов. В глинистом компоненте обычно отсутствуют хлориты, постоянно присутствуют каолинит и смешанно-слойные фазы типа монтмориллонит-гидрослюда и монтмориллонит-хлорит. Эти особенности состава приближают данные слои к вышележащим отложениям вергальского возраста и они, несомненно, заслуживают дальнейшего изучения. Бедность палеонтологических находок не позволяет в настоящее время решить вопрос однозначно. Из описанных алевролитов найдены лишь единичные ядра *Volborthella* (скв. Хяэдемээсте) и фрагменты брахиопод. Из скв. Бернаты – 53 (гл. 1372 м) Т. Янкаускасом определены акритархи *Tasmanites bobrowskii, Leiomarginata simplex, Leiosphaeridia* sp., *Baltisphaeridium dubium*, которые хотя и являются более характерными формами для талсинского горизонта, но спорадически встречаются и в более молодых раннекембрийских отложениях. В настоящей монографии аналогично тискреской свите северной Эстонии все алевролиты, залегающие между палеонтологически доказанными талсинскими и вергальскими отложениями, отнесены к талсинскому горизонту.

В разрезах Северной Польши к талсинскому горизонту, вероятно, относятся верхняя часть толщи, содержащей *Mobergella*, и низы вышележащих отложений до уровня находок трилобитов зоны Holmia (s. s.). Более или менее надежным является и наличие в разрезах железистых оолитов (Бартошище, Кентшин-1 и др.), позволяющих большую часть нижележащих отложений считать заведомо талсинскими (довергальскими).

Вергальский горизонт

Отложения вергальского горизонта широко распространены по всей территории Балтийской синеклизы (см. рис. 8, 9) значительно шире, чем предыдущего талсинского. Лишь в пределах отдельных блоковых поднятий (возможно, древних островов) осадки вергальского возраста отсутствуют (Муромцева и др., 1974).

Мощность отложений вергальского горизонта изменчива. В северной Польше в районе Крыница Морска – Сувелка мощность не велика (20–30 м), однако в скважине Прабуты она может достигать, вероятно, 80–100 м. В Калининградской области мощность отложений вергальского горизонта 40 м (скв. Ладушкино–2, интервал глубин 2820–2860 м). К северу, востоку и северо–востоку по мере приближения к южному склону Балтийского щита и Латвийской седловине, мощность вергальского горизонта закономерно уменьшается до 20–15 м и менее (см. рис. 8, 9). В Западной Латвии этому уровню соответствуют верхи вентавской и низы тебрской свит. В Центральной Латвии – низы цирмской толщи (Брангулис и др., 1975). В Западной Литве и Калининградской обл. вергальскому горизонту соответствует гегеская свита. В Северной Польше отложения зоны Holmia (S. S.) – только аналоги слоев со *Strenuaeva*.

Литологически породы вергальского горизонта представлены грязно–зелеными глинами и алевролитами с прослоями железистых песчаников и оолитовых железняков. Характерной особенностью пород этого уровня, резко отличающей их от нижележащих отложений, является широкое развитие текстур "кракстен". Глины вергальского горизонта серо–зеленого, темно–зеленого и грязно–зеленого цвета, тонкослоистые (листоватые). Слоистость горизонтальная, параллельная, реже волнистая или линзовидная. Песчаники и алевролиты в различной степени глинистые, благодаря чему в разрезе горизонта имеются все переходные (промежуточные) типы пород. Наиболее чистые песчаники содержат до 90–95% обломочной фракции, состоящей главным образом из обломков кварца, обычно хорошо окатанных и отсортированных. Алевролиты и глины имеют больше (до 25%) полевых шпатов. Среди тяжелых минералов преобладает циркон, много и турмалина, рутила. Весьма постоянно, хотя и в ограниченном количестве, присутствуют малоустойчивые амфиболы и пироксены. Местами отмечается существенная примесь глауконита. Среди глинистой фракции преобладают гидрослюды (60–70%) и хлориты (25–30%), отмечается присутствие (5–10%) каолинита. В отложениях нижней части иногда встречается шамозит.

В средней части вергальского горизонта залегают прослои бурых оолитовых железняков и железистых песчаников. Мощность прослоев железистых пород меняется от 2–3 см до 1–1,5 м. Общая мощность пачки с этими прослоями 8–15 м. Она прослеживается по всей западной части Прибалтики и легко распознается во многих разрезах благодаря яркой окраске и особенностям состава и текстуры пород. Этот великолепный маркирующий уровень разделяет вергальские отложения по мощности на две почти равные части.

Соотношение пород разного типа в составе вергальского горизонта различно в разных районах. Преобладание глинистых пород отмечается в разрезах запада Курземского п–ова. Здесь же наблюдается максимальное число прослоев железистых пород и значительная примесь глауконита. По мере приближения к южному склону Балтийского щита (Север Курземского полуострова) и Латвийской седловине (центральные районы Литвы и Латвии) и к северным районам ПНР, происходит постепенное увеличение содержания песчаной фракции пород и они переходят фациально в однородные светлые кварцевые песчаники и алевролиты, расчленение которых по внешним признакам практически невозможно. При этом выпадают из разреза прослои оолитовых железняков, исчезают текстуры "кракстен" и обычный для этого уровня глауконит. Появляются явные признаки мелководья.

Органические остатки горизонта представлены в глинистых фациях многочисленными и практически повсеместными акритархами, которые в вергальское время были особенно многочисленны в видовом отношении. Среди них наиболее характерны: *Baltisphaeridium ciliosum* Volk., *B. compressum* Volk., *B. varium* Volk., *Micrhystridium tornatum* Volk., *M. spinosum* Volk., *M. parvum* Volk., *M. dissimilare* Volk., *Estiastra minima* Volk., *Ooidium* sp., *Archaeodiscina umbonulata* Volk., *Tasmanites bobrowskii* Waz., *Leiosphaeridia* тип B. Также установлены здесь фаунистические остатки *Volborthella tenuis* Schm., *Holmis* sp., *Strenuaeva primaeva* Brög., *Luckatiella* sp., и редкие *Playsolenites* sp., *Torellella* sp.,

Hyolithellus, фрагменты брахиопод. Особый интерес представляет нахождение *Strenuaeva primaeva* (Brögger), известные сейчас из скв. Лиепая (глуб. 1449,5 м) и Прабуты (интервал 3669,5–3639,2). При переходе на краевые песчано-алевритовые фации в центральных районах Прибалтики, количество органических остатков, в частности, и акритарх, резко уменьшается, ввиду чего выделение вергальского горизонта значительно затрудняется и становится во многом дискуссионным. Так, в центральной Латвии (Брангулис и др., 1975) в ряде скважин отложения вергальского уровня представлены в основном алевролитами и песчаниками с редкими тонкими (иногда по несколько миллиметров) прослоями темно-серых или черных глин. В них в скв. Кемери, Рига, Балдоне, Цирулиши обнаружен довольно своеобразный комплекс акритарх, который лишь в скважинах Кемери и Балдоне можно считать несомненно указывающим на вергальский возраст. Здесь в скв. Кемери на глуб. 1055,0 м обнаружены: *Baltisphaeridium ciliosum, B. compressum, B. varium, B.* sp., *Micrhystridium dissimilare, M. lanatum, Micrhystridium* sp., *Estiastra minima, Lophosphaeridium truncatum, Tasmanites* sp., *Archaeodiscina umbonulata, Granomarginata squamacea, Leiosphaeridia, Alliumella baltica*, а в скв. Балдоне-80 на глубине 1029,8 м определены: *Baltisphaeridium ciliosum, B. compressum, Micrhystridium dissimilare, M. lanatum, M. spinosum, Estiastra minima, Leiovalia* sp., *Leiosphaeridia* sp. sp., *Alliumella baltica*. Литологически сходная описанной картина наблюдается и на юго-западе синеклизы (например, скв. Сувалки)

Раусвеский горизонт

Отложения раусвеского горизонта завершают разрез нижнего кембрия Балтийской синеклизы. Они содержат достаточно своеобразный комплекс акритарх (Биркис и др., 1970; Волкова, 1973; Янкаускас, 1975) и уверенно по нему сопоставляются с зоной Protolenus Польши. В Северной Польше в скв. Прабуты в интервале гл. 3639,2–3621,0 м обнаружены типичные трилобиты зоны Protolenus: *Ellipsocephalus hoffi* и *Protolenus* aff. *annulatus*.

Площадь развития раусвеского горизонта практически не отличается от более древнего вергальского: он также широко распространен в описываемом регионе, однако менее развит в северной части синеклизы (рис. 11) и иногда отсутствует на юго-западе и юге (см. рис. 8). Небольшие мощности раусвеского горизонта наблюдаются в юго-западных районах Прибалтики (Калининградская обл.), где они достигают 40 м и более. Наименьшие – в восточных и северных – до 10 м и менее (см. рис. 8–11).

В Северной Польше это аналоги верхов радзинской серии. В Литве и Калининградской обл. раусвескому горизонту соответствует вирбальская свита, а в Латвии – средняя часть тебрской свиты (до кибартайской пачки). В западных районах Эстонии раусвеский горизонт, по-видимому, отсутствует, его аналоги могут быть выделены лишь в самых юго-западных районах Эстонии, где пока имеется лишь одна точка с акритархами этого возраста (скв. Селисте – 1973, глуб. 489 и 491 м).

В литологическом отношении породы раусвеского горизонта мало отличаются от более древнего вергальского, особенно в пределах наиболее прогнутой зоны синеклизы. На этом уровне мы не встречаем характерных для последнего оолитовых железняков, но в целом характер осадконакопления сохраняется прежним. Однако, как на север, так и на юг наблюдается закономерное уменьшение глинистости в породах горизонта, что послужило основанием для выделения вирбальской свиты на западе Литвы и верхней пачки ирбенской свиты на западе Эстонии.

Глинистые породы представлены серо-зелеными аргиллитоподобными глинами гидрослюдистого состава. Это горизонтально-параллельно-слоистые, реже волнистослоистые породы. Слои мощностью 0,1–1 мм нередко разделены тонкими прослоями алевролита или песчаника. При увеличении количества прослоев песчаников и алевролитов появляется примесь глауконита в породе и линзовидная слоистость. Присутствует большое количество ходов илоедов, которые местами

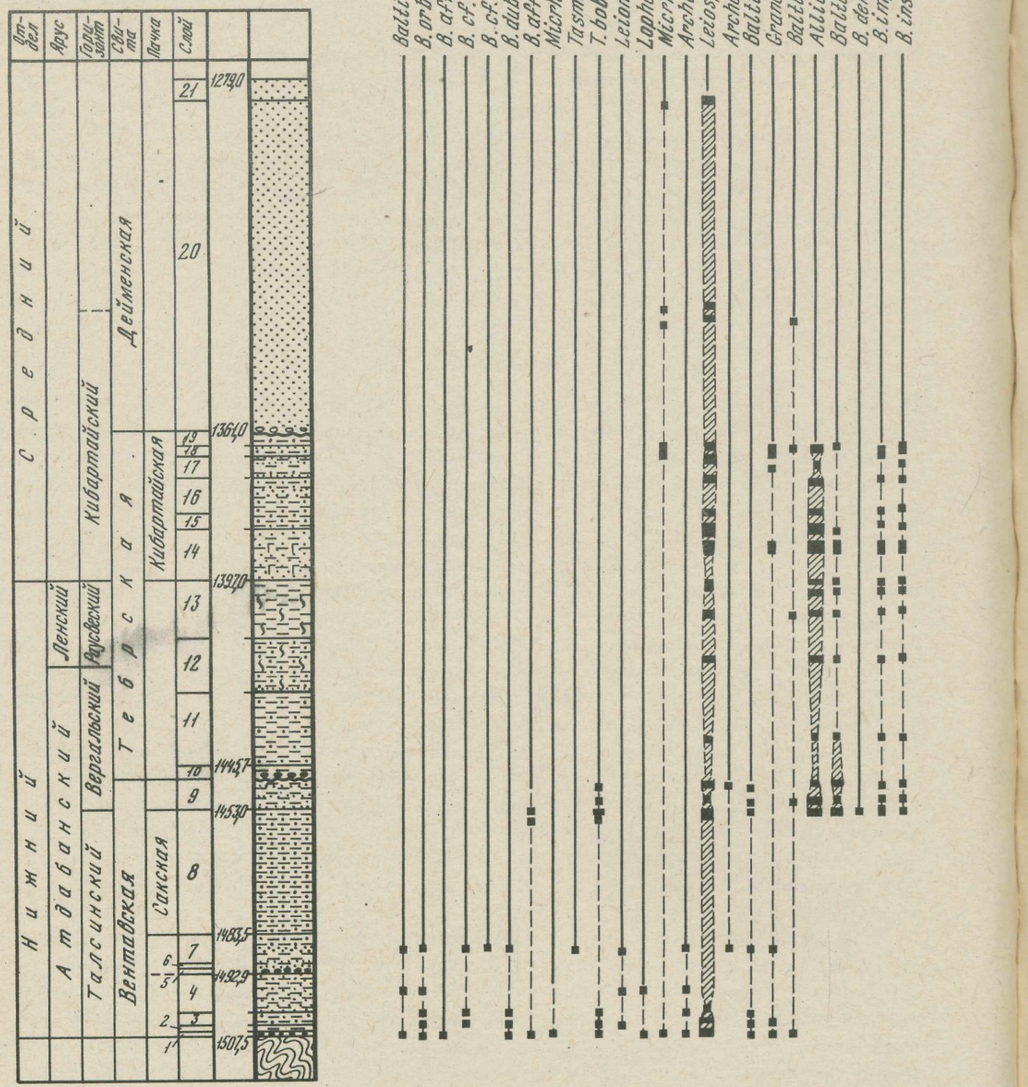
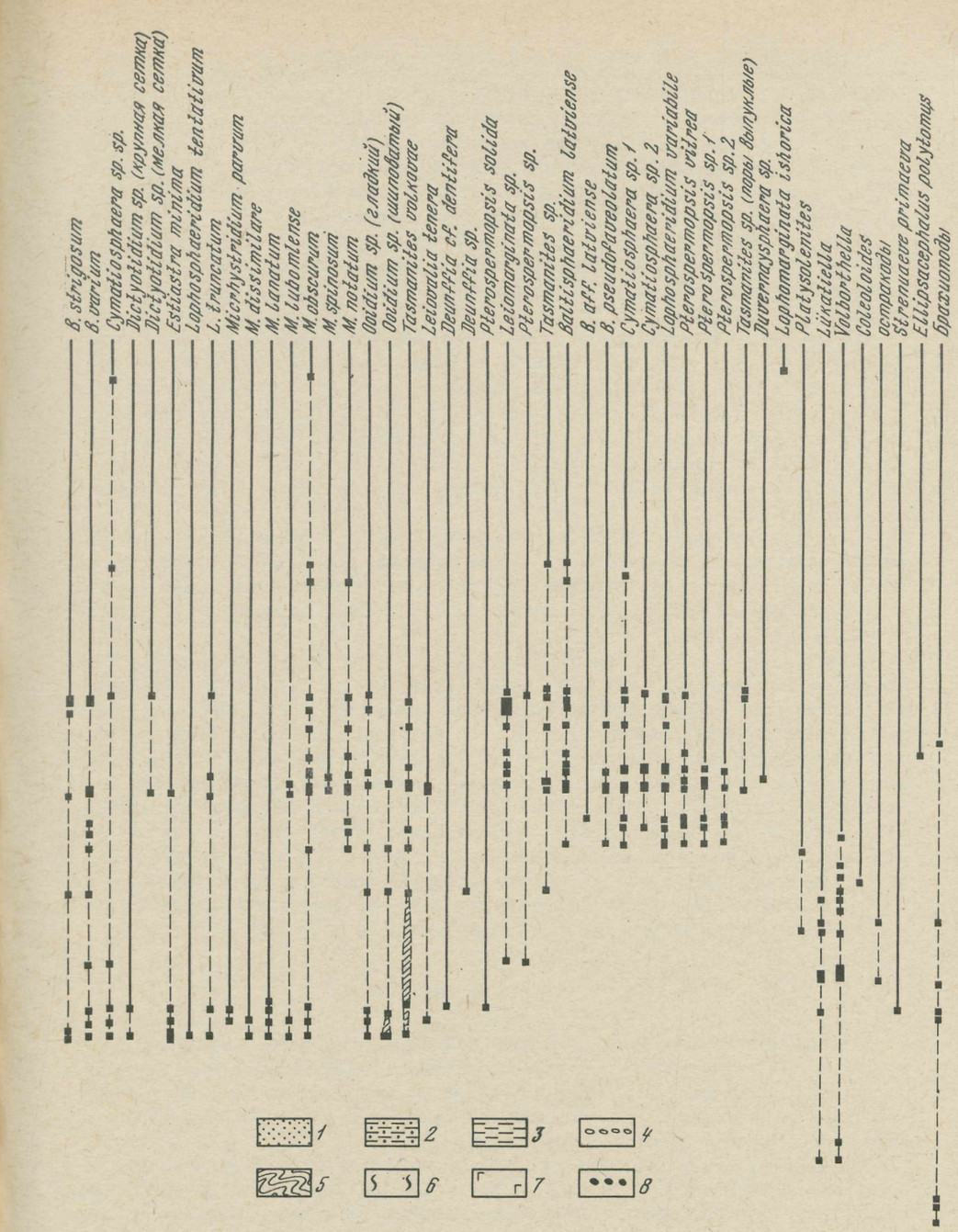


Рис. 11. Распределение органических остатков в кембрии скважины Лиепая
1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – глины; 4 – конгломераты; 5 – породы фундамента; 6 – кракстен; 7 – глауконит; 8 – железистые оолиты

полностью перерабатывают первичную слоистую текстуру породы ("кракстен"). В типичном виде эта текстура встречается в песчаниках и алевролитах с подчиненным количеством глинистого материала.

Песчаники, ограниченно распространенные в осевой зоне синеклизы, явно господствуют в ее краевых частях.



В песчаниках ходы илоедов редки и обычно ориентированы вдоль слоистости. Состав песчаников кварцевый, полевые шпаты, слюды и темноцветные минералы присутствуют в незначительном количестве. Слоистость в песчаниках проявляется лишь там, где присутствуют прослои глинистых пород. Прослои глин обычно тонкие темно–серые, бурые или серо–зеленые, горизонтальные

или слабо волнистые. Их количество постепенно уменьшается от центра синеклизы к ее северо-восточному борту (Брангулис и др., 1975), где эти отложения имеют очень бедную характеристику по акритархам.

В минералогическом отношении отложения раусвеского горизонта мало отличаются от вергальского. Обломочный компонент представлен кварцем и полевыми шпатами, тяжелая фракция, в основном, цирконом, сопровождаемым значительными количествами турмалина и титанистых минералов. По сравнению с вергальскими отложениями, здесь меньше амфиболов и пироксенов, но несколько больше глауконита. Глинистые минералы представлены, в основном, гидрослюдисто-хлоритовой ассоциацией, но местами наблюдается и присутствие каолинита до 15-20%.

Органические остатки раусвеского горизонта представлены в основном акритархами и единичными брахиоподами *Westonia, Lingulella,* трилобитами *Ellipsocephalus hoffi* и *Protolenus* aff. *annulatus,* ядрами *Volborthella,* остатками песчаных фораминифер. Среди акритарх наиболее характерны следующие формы: *Baltisphaeridium ciliosum* Volk., *B. insigne* (Fridr.), *B. implicutum* Fridr., *B. varium* Volk., *Micrhystridium dissimilare* Volk., *M. notatum* Volk., *M. obscurum* Volk., *Pterospermella solida* (Volk.), *Deunffia dentifera* Volk., *Tasmanites volkovae* Kirjanov.

Комплекс этих форм позволяет отложения раусвеского горизонта весьма однозначно разделить от нижележащих вергальских, даже несмотря на то, что граница между этими горизонтами в большинстве разрезов литологически не отбивается, а проходит внутри весьма однородной толщи глинистых алевролитов с текстурой "кракстен".

Таким образом, отложения раусвеского горизонта весьма отчетливо обособляются по органическим остаткам, однако почти не отличаются от нижележащих вергальских по литологическим особенностям пород, что указывает на непрерывность осадконакопления на данном возрастном рубеже. Не более отчетливой является и граница раусвеского горизонта с кибартейским. Однако, здесь все же улавливаются некоторые изменения - уменьшение количества биотекстур типа "кракстен", появление присыпок глауконита и скоплений детрита брахиопод, более четко выдержанная горизонтальная слоистость и др., позволяющие в наиболее погруженной зоне синеклизы довольно однозначно проводить эту границу. В прибортовой части синеклизы, где разрез в целом становится менее глинистым, она проводится только по смене комплексов акритарх, а при недостаточной представительности последних - весьма условно.

СРЕДНИЙ КЕМБРИЙ

Среднекембрийские отложения в Балтийской синеклизе, особенно в зоне погружения, имеют значительные мощности, местами превышающие общую мощность нижнекембрийских толщ. Их распространение также повсеместное. Исключение представляет северное крыло синеклизы, где среднекембрийские осадки денудированы в предордовикское время (см. рис. 8-11).

Среднекембрийские отложения пока не расчленены биостратиграфически. Лишь их наиболее древний элемент - кибартайская свита Литвы и верхи тербской свиты Латвии, содержащие особый комплекс акритарх, выделяется авторами в качестве особого (одноименного) горизонта. Однако отложения кибартайского горизонта пока достоверно не выделены на севере Польши, хотя исходя из палеогеографических соображений, они должны бы там присутствовать.

Кибартайский горизонт

Типом кибартайского горизонта выбрана кибартайская пачка скв. Вергале-50. В кибартайский горизонт включается одноименная свита Литвы и ее аналоги в других районах. За исключением северных районов Балтийской синеклизы, отложения горизонта пользуются повсеместным распространением (см. рис. 8-11).

Залегают они совершенно согласно на более древних отложениях.

В разрезах Литовской ССР породы кибартайского горизонта с постепенным переходом перекрывают вирбальскую свиту; в Латвии также согласно перекрывают нижележащие отложения и выделяются в качестве самостоятельной верхней кибартайской пачки тебрской свиты. Мощность этих отложений максимальна в западных районах Прибалтики (до 40 м) и постепенно уменьшается до полного выклинивания при движении к востоку и северу (см. рис. 8–10).

Кибартайская свита Литвы (и кибартайская пачка тербской свиты Латвии) сложена, как и более древние отложения, песчаными, алевролитовыми и глинистыми породами, которые, однако, обладают рядом отличительных черт. В них обычно отсутствуют текстуры "краксген", слоистость в большинстве случаев горизонтально-параллельная, нередко присутствуют конгломераты, полосчатые глауконитово-кварцевые песчаники, в которых часто наблюдаются массовые скопления брахиопод и редкие фрагменты трилобитов. Глины темно-серые, черные, иногда с буроватым или зеленоватым оттенком, местами с примесью мусковита. Песчаники кварцевые, средне- и мелкозернистые, часто переходящие в алевролиты. Повсеместно в них присутствует глауконит. В массивных разностях он распределяется равномерно, в полосчатых – приурочен к отдельным прослоям. Местами появляется косая слоистость.

В составе пород горизонта нередки прослои конгломератов, хотя в целом они составляют незначительную часть объема свиты. Конгломераты появляются спорадически, не имеют конкретной стратиграфической приуроченности и являются явно внутриседиментационными. Они сложены слабо окатанными фосфатизированными гальками песчаников и аргиллитов, сцементированы разнозернистым кварцевым песчаником с глауконитом.

В минеральном составе алевритового компонента в центральных районах синеклизы (скв. Вергале-50) меньше полевых шпатов, чем в отложениях нижележащих горизонтов. В составе тяжелых минералов главенствующим нередко становится турмалин, иногда и титанистые минералы. Роль рудных минералов остается по прежнему небольшой. Глины гидрослюдистые, с хлоритом (15–25%) и постоянно присутствующим (10–20%) каолинитом.

В типичных фациях кибартайский горизонт представлен лишь в западных районах Прибалтики (см. рис. 8, 9), где мощность его максимальна. По направлению к востоку происходит постепенное опесчанивание, начиная с наиболее древних слоев. В центральных районах Литвы кибартайская свита (и соответственно горизонт) могут быть выделены лишь условно, ибо здесь их аналоги уже полностью представлены песчаными отложениями. Это светлые кварцевые песчаники, внешне неотличимые от более древних песчаников вирбальской свиты, с которыми они сливаются в единую, нерасчлененную по литологическому составу песчаную толщу. Принадлежность их кибартайскому горизонту доказывается находками кибартайских акритарх в редких глинистых прослоях (скв. Саснава-6, гл. 947 м).

Кибартайский горизонт повсеместно охарактеризован специфическими акритархами (Волкова, 1974), содержит многочисленные остатки брахиопод среднекембрийского облика, пока точно не определенных (Коркутис, 1971), и редкие трилобиты (Лендзион и др., 1973; Брангулис и др., 1977) не оставляющих сомнений в принадлежности его к среднему кембрию.

Как отмечалось выше, нижняя граница отложений кибартайского горизонта литологически не ярка и не обнаруживает существенного перерыва на рубеже от нижнего к среднему кембрию. С нижнекембрийскими отложениями они тесно связаны и по литогенетически-формационным признакам – по глаукониту, по фосфатопроявлениям в галечном материале, по сообществу основных минералов как в обломочной, так и в глинистой части. Верхняя граница горизонта отбивается весьма четко и связана, очевидно, со значительной перестройкой структурного плана осадконакопления на этом рубеже. По подошве следующего подразделения среднего кембрия наблюдается регионально выраженное угловое несогласие и появление выше этой границы отложений явно другого литолого-формационного облика.

Дейменская свита

Под этим названием объединяется песчаная толща среднего кембрия Балтийской синеклизы, впервые выделенная В.Ф. Сакалаукасом (1966). В Латвии эта толща именовалась то "тискреской" свитой (Ульст, 1958; Люткевич, 1968; Лиелдиена, Фридрихсоне, 1968), то "ижорской" (Биркис и др., 1970; Розанов, 1973) и дейменской свитой (Брангулис и др., 1976).

Дейменская свита распространена в осевой зоне Балтийской синеклизы (см. рис. 8, 9). Ее мощность постепенно увеличивается с севера на юг, а также с востока на запад, достигая в Калининградской области 125 м (скв. Ладушкино-2).

Дейменская свита – мощная толща белых кварцевых песчаников с подчиненными им прослоями глин. В отличие от нижнекембрийских и кибартайских отложений, она не содержит зерен глауконита и прослоев зеленоватых глин. Здесь также отсутствуют породы с текстурой "краксген", столь характерные для отложений вергальского и раусвеского горизонтов нижнего кембрия, хотя ходы червей-илоедов нередко устанавливаются и на данном уровне.

Песчаники серии белые кварцевые от крупно- до тонкозернистых, массивные, реже плитчатые. Зерна песчаника хорошо окатаны, отсортированы и промыты. Цемент глинистый, регенерационный кварцевый или карбонатный (доломитовый). Обломочный материал более чем на 90% состоит из кварца. В подчиненном количестве в легкой фракции встречаются зерна полевые шпаты, кварцит, слюды, в тяжелой – циркон, турмалин, рутил, реже гранат. Резко возросло количество рудных минералов – до 40-45% от тяжелой фракции. Нередко присутствуют многочисленные конкреции пирита. Глинистая фракция содержит много каолинита (до 80%), количество которого увеличивается к верхам свиты.

Глины в составе дейменской свиты образуют отдельные прослои от 0,1 до 100 мм. Иногда они образуют пачки переслаивания с песчаниками. Слои располагаются горизонтально, они параллельные, реже линзовидные. По цвету глины обычно черные, темно-серые или темно-серые с буроватым оттенком, нередко содержат примесь битумов, в результате чего издают специфический запах битумоидов. В целом роль глинистых пород в составе дейменской свиты невелика. Она несколько выше в западных районах Прибалтики, в зоне наибольших прогибаний синеклизы (см. рис. 8-10).

Органические остатки дейменской свиты представлены среднекембрийскими акритархами (Биркис и др., 1970), которые, хотя и довольно многочисленны, но однообразны. В последние годы установлены некоторые специфические формы (Фридрихсоне, 1974). Другие окаменелости, кроме неопределимых фрагментов брахиопод в отложениях дейменской серии пока не установлены.

Среднекембрийский возраст дейменской свиты определяется ее залеганием выше палеонтологически охарактеризованных отложений кибартайского горизонта и ниже слоев с фауной верхнего кембрия (Каплан и др., 1973).

Скважина Лиепая[1]

На кристаллическом фундаменте залегают (в м):

Вентавская свита

Подсакаская пачка

1507,5-1507,3 (керна 0,2). Мелкогалечный конгломерат, сложенный полуокатанной галькой, гравийными и песчаными зернами кварца и полевых шпатов, сцементированных темно-серым глинистым материалом.

1507,3-1506,5 (керна 1,0). Песчаники серые, грубозернистые, полевошпато-кварцевые, плотные. В отдельных прослоях наблюдаются зерна полевых шпатов и кварца гравийной размерности.

1506,5-1502,8 (керна 3,3). Глины коричневато-серые, весьма плотные, алевритовые, с частыми прослоями (от 1-2 до 2-4 см) и линзами серого

[1] Распределение палеонтологических остатков показано на рис. 11.

алевролита и разнозернистого песчаника. Песчаники и алевролиты плотные, крепко сцементированные, на плоскостях наслоения – мелкозернистый глауконит.

1502,8–1492,9 (керна 6,8). Песчаники серые, глауконито-кварцевые, крупнозернистые, местами гравелистые, плотные, массивные, косо- и линзовидно-слоистые, с частыми линзовидными прослойками очень плотной глины, изредка глауконита.

1492,9–1452,7 (керна 0,2). Выше карманами залегает мелкогалечный конгломерат, сложенный галькой песчаника и плотной красновато-серой глины.

1492,7–1491,8 (керна 0,9). Песчаники зеленовато-серые, глауконито-кварцевые, плотные, грубозернистые до гравелистых, в верхней части с тонкими прослоями (линзовидными) плотных глин и гравийными зернами кварца.

1491,8–1883,5 (керна 5,9). Глины алевритовые, серые с зеленоватым и красноватым оттенком, очень плотные, с частыми линзовидными прослоями и включениями серого плотного мелкозернистого песчаника и алевролита (текстура типа "кракстен"). Песчаники и алевролиты содержат зерна глауконита. Среди глин установлен прослой грубозернистого кварцевого песчаника (интервал 1488,75–1488,90 м).

Сакаская пачка

1483,5–1453,0 (керна 12,6). Алевролиты белые и светло-серые, кварцевые, в основном массивные, участками неясно-слоистые, с единичными тонкими прослоями и пленками (0,1–0,5 см) серой глины.

Надсакская пачка

1453,0–1445,7 (керна 6,3). Чередование очень плотных серых алевритистых глин, светло-серых алевролитов и песчаников. Слоистость линзовидная, неправильная, часто наблюдаются текстуры типа "кракстен". Мощность прослоев, упомянутых пород, 0,5–10 см; снизу вверх количество и мощность алевролитовых и глинистых прослоев уменьшается.

Тебрская свита

1445,7–1443,5 (керна 2,2). На неровной поверхности вентавской свиты залегают бурые оолитовые железняки с редкими прослоями (7–8 см) зеленовато-серых плотных глин. Оолиты имеют размер до 0,5 мм, сцементированы они глинистым материалом с примесью гетита.

1443,5–1425,0 (керна 12,8). Зеленовато-серые, очень плотные глины (алевритовые и алевритистые,) с редкими, в отдельных участках с более частыми прослойками и линзами светло-серого алевролита.

1425,0–1411,0 (керна 12,5). Алевролиты (пелито-алевролиты) серые и светло-серые, с зеленоватым оттенком, плотные, линзовидно-слоистые с текстурой типа "кракстен", нередко с тонкими прослоями алевритистых глин.

1411,0–1397,0 (керна 10,2). Глины серые и темно-серые, с зеленоватым оттенком, алевритовые и алевритистые, плотные. В подошве слоя (до глубины 1407 м) глины содержат тонкие прослои светло-серого алевролита с глауконитом. Иногда наблюдается текстура типа "кракстен".

Кибартайская пачка

1397,0–1385,4 (керна 7,8). Светло-серые глауконитсодержащие кварцевые песчаники и алевролиты, мелко- и тонкозернистые, плотные, массивные, крепко сцементированные. Алевролиты содержат прослои глин, иногда наблюдается текстура "кракстен".

1385,4–1381,3 (керна 4,0). Глины зеленовато-серые, очень плотные, с прослоями и линзами светло-серого тонкозернистого песчаника.

1381,3–1372,5 (керна 6,0). Плотные светло-серые полевошпатово-кварцевые алевролиты с единичными прослоями (до 15 см) плотной зеленовато-серой глины. В средней части интервала залегает мелкозернистый песчаник.

1372,5–1367,5 (керна 2,5). Равномерное переслаивание псаммо–алевролитов, слабо глинистых песчаников и глин. Алевролиты и песчаники кварцевые, светло–серые, тонко–мелкозернистые, крепко сцементированные кварцевым регенерационным цементом и содержат единичные прослои (до 1 мм) глауконита. Глины зеленовато–серые, алевритистые и алевролитовые, очень плотные, с тонкими прослоями алевролита. Мощность прослоев алевролитов, песчаников и глин от 0,4 до 0,8 м, реже 0,1 м.

1367,5–1365,4 (керна 1,8). Зеленовато–серые, очень плотные алевритистые и алевритовые глины с частыми линзовидными прослоями светло–серого мелкозернистого песчаника.

1365,4–1361,0 (керна 2,0). Псаммо–алевролиты, слабо глинистые, светло–серые с кварцевым регенерационным цементом, содержат прослои глауконита (до 1 мм) и темно–зеленовато–серой глины.

Дейменская свита

1361,0–1280,2 (керна 19,8). В основании толщи залегает мелкогалечный конгломерат, сложенный полуокатанной галькой (0,2–4,0 см) плотного песчаника и глинисто–алевритовым материалом. Выше белые алевритистые кварцевые песчаники, слабо сцементированные, преимущественно массивные, в отдельных прослоях рыхлые, с единичными прослоями серой и темно–серой глины.

Ордовикские отложения

1280,2–1275,0 (керна 0,5). Песчаники серые и светло–серые, мелко–среднезернистые, с многочисленными остатками раковин брахиопод.

Скважина Рига Д-2

На кристаллическом фундаменте здесь залегают (в м):

Пачка I

1056,02–1048,0. Алевролиты белые, крупнозернистые, горизонтально слоистые, с линзовидными прослоями зеленовато–серых алевролитистых глин, мощностью до 5,0 см. В нижней части пачки отмечаются также отдельные прослои крупнозернистого аркозового песчаника.

Пачка II

1048,0–1034,5. Песчаники белые, мелкозернистые, с линзовидными прослоями темных буровато–серых алевритистых глин мощностью до 5,0 см.

1034,5–1031,0. Глины темно–серые, с буроватым оттенком (буровато–черные), слюдистые, волнистослоистые, с присыпками и маломощными (до 1,0 см) линзовидными прослоями белых кварцевых алевролитов.

В этой пачке на глуб. 1033,7 м обнаружены: *Cymatiosphera* sp., *Estiastra* cf. *minina*, *Leiosphaeridia* sp. sp., *Micrhystridium* aff. *lubomlense*, *M.* aff. *notatum*, *M.* aff. *obscurum*, *Micrhystridium* sp., *Ooidium* sp., *Pterospermopsimoropha* sp., *Tasmanites volkovae*. Такой не очень определенный набор форм может характеризовать вергальские и раусвенские отложения.

1031,0–1022,0. Переслаивание белых крупнозернистых кварцевых алевролитов и глин, темно–серых с буроватым оттенком в соотношении 2 : 1. Характер слоистости линзовидно–волнистый. Мощность прослоев глин от 1 мм до 3–5 см. В них иногда отмечается текстура типа "краксген".

На глубине 1024,0 м обнаружены: *Archaeodiscina umbonulata*, *Baltisphaeridium ciliosum*, *B. implicatum*, *B. varium*, *Deunffia dentifera*, *Deunffia* sp., *Estiastra minima*, *Leiosphaeridia* sp. sp., *Micrhystridium lubomlense*, *M. obscurum*, *M. spinosum*, *Ooidium* sp. (гладкий), *Ooidium* sp. (шиповатый), *Pterospermella solida*, *Tasmanites volkovae*.

1022,0–1017,0. Алевролиты белые, крупнозернистые, с редкими прослоями темных, зеленовато-серых глин мощностью до 0,5 см.

На глубине 1017,2 м обнаружены: *Baltishaeridium ciliosum, B. implicatum, Deunffia dentifera, Deunffia* sp., *Leiosphaeridia* sp. sp., *Micrhystridium lubomlense, M. obscurum, M. spinosum, Ooidium* sp. (гладкий), *Ooidium* sp. (шиповатый), *Tasmanites volkovae*. Акритархи слоев 4 и 5 достаточно определенно говорят о раусвеском возрасте этих отложений.

1017,0–1007,5. Переслаивание белых крупнозернистых кварцевых алевролитов и темно-серых буроватых алевритистых глин в соотношении 1:1. Характер слоистости волнисто-линзовидный при мощности определенных прослоев до 10–12 см.

Пачка III

1007,5–998,0. Песчаники кварцевые, белые, мелкозернистые, косослоистые, с редкими маломощными (до 5–8 см) прослоями светлой зеленовато-серой алевритистой глины, содержащей мелкую вкрапленность пирита.

998,0–993,0. Переслаивание белых крупнозернистых кварцевых алевролитов и зеленовато-серых глинистых алевролитов. Слоистость волнисто-линзовидная. Мощность отдельных прослоев от 1 мм до 3–5 см.

Пачка IV

993,0–987,5. Песчаники кварцевые, белые, мелкозернистые, косослоистые.

987,5–985,5. Алевролиты кварцевые, белые, крупнозернистые, волнистослоистые, с редкими прослоями слабоглинистых зеленовато-серых алевролитов, белых мелкозернистых песчаников и маломощными (до 1,0 см) линзами каолиновых глин. С глубины 985,5 м залегают ордовикские отложения.

Скважина Косьцежина

На кристаллических породах фундамента залегают (в м):

? Венд–нижняя часть нижнего кембрия

Жарновецкая серия

5143,8–5130,0. Разнозернистый песчаник, местами конгломератовидный, пестрый с очень большой примесью зерен полевого шпата.

5130,0–5094,0. Разнозернистый песчаник с железисто-каолинитовым цементом, с пропластками зеленого алевролита и крупнозернистого песчаника с многочисленными менее выветренными зернами полевых шпатов.

5094,0–5076,0. Разнозернистый песчаник с большим количеством зерен полевых шпатов и многочисленными пропластками зеленого алевролита.

5076,0–5026,7. Крупнозернистый, коричнево-вишневый песчаник с многочисленными зернами полевых шпатов, с редкими слоями темно-серо-зеленого и вишневого алевролита, с прослоями, переполненными мусковитом. Текстура породы чаще всего беспорядочная, и лишь иногда наблюдаются горизонтальная и косая (до 5°) слоистость, подчеркнутая глинистым материалом.

Нижний кембрий

Аналоги? мазовецкой серии

5026,7–5019,9. Разнозернистый песчаник, серо-зеленый с немногочисленными тонкими прослоями темно-серого алевролита, переполненного мусковитом. В песчанике проявляются выветренные зерна розовых полевых шпатов, количество которых вверх по разрезу постепенно уменьшается.

5019,9–5006,6. Алевролито-песчаниковая порода, с неравномерно распределенными в ней зернами глауконита и редкими прослоями более

крупного светло-серого мелкозернистого плотного песчаника до 0,3 м мощностью.

5006,6-4976,4. Серый мелкозернистый плотный песчаник с многочисленными зернами глауконита и редкими тонкими прослоями темно-серого аргиллита.

На основании литологических сопоставлений предполагается, что эти отложения могут соответствовать зоне Platysolenites (лонтоваскому горизонту).

Завишиньская серия

4976,4-4948,0. Неравномерно переслаивающиеся аргиллито-алевролито-песчаниковые породы; в песчанике зерна глауконита. На поверхностях напластования пород видны многочисленные следы ползания организмов.

4948,0-4924,2. Темно-серый, глинистый алевролит, с многочисленными чешуйками мусковита и прослоями мелкозернистого песчаника с глауконитом.

4924,2-4918,2. Серый мелкозернистый песчаник с зернами глауконита. Наблюдается горизонтальная или косая (до 5°) микрослоистость глинистого материала. Встречены редкие пачки глинистого алевролита с неравномерными прослоями песчанистого материала. Здесь обнаружены: *Mobergella* cf. *radiolata* Beng., *Livia plana Lendzion, Pomerania infercambriensis* Lendzion.

4918,2-4901,9. Темно-серый глинистый алевролит с мелкими чешуйками мусковита и нерегулярными прослоями разнозернистого песчаника с глауконитом. В песчанике и алевролите обнаружены многочисленные раковины *Mobergella* cf. *radiolata* Beng.

4901,9-4896,7. Серый мелкозернистый песчаник с многочисленными зернами глауконита, местами с примесью зерен кварца. Горизонтальная слоистость песчаника подчеркнута тонкими прослойками глинистого материала.

4896,7-4883,4. Темно-серый алевролит с пропластками мелкозернистого песчаника; реже встречаются прослои серого разнозернистого песчаника с глауконитом. На поверхностях алевролита обнаружены следы ползания организмов.

На основании найденных органических остатков эти отложения отнесены к зоне Mobergella.

Аналоги радзыньской и каплоносской серий

4883,4-4840,6. Темно-серый алевролит с многочисленными прослоями, обогащенными мусковитом. Алевролит часто неравномерно переслаивается мелкозернистым и разнозернистым светло-серым песчаником с глауконитом. Найдены следы илоядных животных.

4840,6-4783,3. Темно-серый алевролит с мелкими чешуйками мусковита, с многочисленными прослоями мелкозернистого, диагонально-слоистого песчаника, с многочисленными зернами глауконита; иногда наблюдаются скопления материала псаммитовой фракции. Местами породы с беспорядочной органогенной текстурой - кракстен.

4783,3-4762,9. Серый, мелкозернистый песчаник, местами переходящий в разнозернистый, с редкими зернами глауконита и тонкими прослоями темносерого алевритистого аргиллита. Из фауны обнаружены остатки трилобитов.

4762,9-4748,0. Темно-серый глинистый алевролит с многочисленными прослоями светло-серого мелкозернистого песчаника с глауконитом. На поверхностях напластования следы ползания организмов. Эти отложения соответствуют зоне Holmia и Protolenus (вергальский и раусвеский горизонты). Выше залегают отложения среднего кембрия.

На кристаллических породах фундамента залегают (в м):

Нижний кембрий

Завишиньская серия

3994,6–3888,6. Порода, состоящая из чередования песчаников и алевролитов с многочисленными структурами краксген, с прослоями мелкозернистого и разнозернистого песчаника ненарушенной текстуры. В песчаниках обнаружены раковины *Mobergella radiolata* Beng. и *Mobergella turgida* Beng.

3888,6–3865,4. Мелкозернистый песчаник, чередующийся со среднезернистым песчаником. В песчанике зерна и тонкие прослойки глауконита, местами встречаются пропластки песчано-аргиллитовой породы с нарушенной седиментационной структурой. Найдены многочисленные: *Mobergella radiolata* Beng., *Mobergella holsti* (Moberg.).

3865,4–3864,2. Алевролитовый аргиллит, темно-серый, с пропластками серого, уплотненного мелкозернистого песчаника и среднезернистого песчаника с глауконитом. В прослоях мелкозернистого песчаника обнаружены: *Mobergella radiolata* Beng., *Mobergella turgida* Beng.

Рассматриваемые отложения относятся к зоне Mobergella (низы талсинского горизонта).

Аналоги каплоносской и радзыньской серий

3864,2–3823,1. Серый мелкозернистый песчаник с многочисленными зернами и тонкими прослойками глауконита и отдельными зернами полевых шпатов, с горизонтальной и косой слоистостью, имеются многочисленные прослои среднезернистого песчаника. Местами наблюдаются песчано-аргиллитовые прослои с нарушенной текстурой. В нижней части пачки встречены внизу крупные зерна кварца. На поверхностях напластования обнаружены следы ползания организмов.

3823,1–3811,4. Коричневый мелкозернистый ожелезненный песчаник, со светло-зелеными зернами глауконита и отдельными зернами полевых шпатов, слоистость в цементе горизонтальная или косая. Редкие неправильные пропластки аргиллита.

3811,4–3743,6. Песчаниково-алевролитовая порода, с нарушенной седиментационной структурой, а также с органогенными текстурами краксген. В более песчанистых разностях встречается глауконит в виде распыленных зерен и тонких прослоек. Из окаменелостей обнаружены: *Hyolithellus* sp., а также *Indiana* sp.

3743,6–3702,2. Серый мелкозернистый песчаник с зернами глауконита, горизонтальной или пологой косой слоистостью. Нередко беспорядочно переслаиваются аргиллито-песчаниковой породой с ненарушенной седиментационной текстурой. Содержит пропластки разнозернистого и серого крупнозернистого песчаника с отдельными крупными песчанками кварца диаметром до 4 мм и глинистыми катунами. В песчанике обнаружены обломки брахиопод, а также *Torellella* sp.

3702,2–3682,7. Серый мелкозернистый, местами разнозернистый песчаник с глауконитом, подчеркивающим горизонтальную микрослоистость. Встречаются линзообразные скопления и прослои аргиллита. В пачках неправильного переслаивания песчаниково-аргиллитовых пород имеются структуры краксген. Местами обнаружены многочисленные скопления обломков трилобитов (*Holmia* sp.), а также брахиопод.

3682,7–3669,3. Серо-зеленый алевролитовый песчаник с горизонтальной слоистостью, местами переходит в плотный, серый, мелкозернистый, среднезернистый и разнозернистый песчаник с глауконитом. В песчанике обнаружены: *Lingulella* sp. и *Botsfordia* sp.

3669,3–3639,2. Серо-зеленый песчанистый алевролит, местами переходящий в алевролитовый песчаник, с многочисленными структурами подводного

оползания с пропластками серого, плотного, мелкозернистого и разнозернистого песчаника. Обнаружены многочисленные фрагменты: Olenellidae, *Strenuella* cf. *polonica* Sam., *Strenuaeva primaeva* (Brögger), *Holmia* sp., *Hipponicharion* sp., *Bradoria* sp., *Torellella holmi* Kiaer, *Hyolithellus* sp.

3639,2–3621,0. Серо-зеленый песчанистый алевролит, нередко переходящий в алевролитовый песчаник, с нерегулярными пропластками мелкозернистого серого песчаника с глауконитом. Обнаружены многочисленные: *Ellipsocephalus hoffi* (Schlotheim), *Protolenus* aff. *annulatus* (Schmidt), *Byronia* sp., *Hyolithellus* sp., *Lingulella* sp.

3621,0–3613,3. Серый алевролитовый песчаник, с пропластками мелкозернистого светло-серого песчаника с глауконитом, иногда с примесью более крупных зерен кварца и мелкими гальками фосфатного алевролита. Обнаружены неопределимые обломки трилобитов *Lingulella* cf. *nathorsti* Lnrs., *Westonia* cf. *bottnica* (Wiman), *Torellella* sp.

3613,3–3590,7. Темно-серый, глинистый алевролит с мелкими чешуйками мусковита, с многочисленными нерегулярными прослоями мелкозернистого светло-серого песчаника. Здесь обнаружены *Lingulella* sp., *Aluta* sp., а также следы ползания организмов и структуры каркстен. Найденные органические остатки указывают на принадлежность вмещающих слоев к зоне Holmia и Protolenus. Граница зон (или вергальского и раусвеского горизонтов) может быть намечена, вероятно, на глубине 3639,2 м. Выше залегают отложения среднего кембрия.

Ольштын-2

На кристаллических породах фундамента залегают (в м):

Венд-нижняя часть нижнего кембрия

Жарновецкая серия

2748,2–2717,0. Конгломерат, состоящий из гальки кварца, полевых шпатов и обломков гранитогнейсов с глинисто-железистым цементом. Встречаются редкие прослои зеленого аргиллита.

2717,7–2700,1. Крупнозернистый аркозовый песчаник с редкими тонкими и нерегулярными пропластками вишневого и зеленого аргиллита. Вверх постепенно переходит в разнозернистый песчаник.

Нижний кембрий

Аналоги радзыньской и каплоносской серий

2700,0–2687,1. Коричнево-вишневый мелкозернистый песчаник, с редкими пропластками серо-зеленого алевролита. В пачке встречаются прослои конгломерата, состоящего из гальки, кварца, полевых шпатов и обломков песчаника. На поверхности пластов алевролита обнаружены следы ползания организмов.

2687,1–2662,9. Коричнево-вишневый мелкозернистый песчаник, местами с включениями более крупных зерен кварца, а также выветренных зерен полевых шпатов и скопления гематита. В песчанике имеются песчаниково-алевролитовые прослои со слабо выраженными текстурами каркстен. Обнаружены обломки трилобитов и брахиопод.

2662,9–2654,7. Коричнево-вишневый мелкозернистый песчаник с зелеными пятнами, местами сильно ожелезненный. Имеются прослои среднезернистого песчаника с многочисленными выветренными зернами полевых шпатов.

2654,7–2637,9. Розово-коричневый мелкозернистый, местами коричневато-вишневый песчаник, с глауконитом, крупными зернами кварца и редкими зернами полевых шпатов. Песчаник на глубине около 2641 и 2650,4 м имеет значительную примесь гематита. В песчанике обнаружены многочисленные пропластки песчаниково-алевролитовой темно-серой зеленой породы с текстурами каркстен. Здесь обнаружены обломки хиолитов, хиолительминтов и *Lingulella* sp.

2637,9–2608,8. Серый песчаник, мелкозернистый с глауконитом, с многочисленными нерегулярными прослоями темно-серого алевролита. В песчанике имеются крупные зерна кварца и мелкие фосфоритовые конкреции, а также пропластки разнозернистого песчаника с небольшой примесью зерен полевых шпатов. В пачках переслаивания песчаников и алевролитов наблюдаются текстуры краксген.

2608,8–2593,4. Темно-серый алевролит с многочисленными прослоями мелкозернистого светло-серого песчаника с глауконитом. На поверхностях напластований многочисленные следы ползания организмов. В песчанике обнаружены: *Torellella holmi* Kiaer, *e* в алевролите – *Hyolithus* sp. и *Hyolithellus* sp.

2593,4–2593,3. Песчаник сильно измененный на контакте с диабазом.

2593,3–2591,3. Темно-серо-зеленоватый мелкозернистый диабаз.

2591,3–2591,1. Песчаник сильно измененный на контакте с диабазом.

2591,1–2587,4. Мелкозернистый песчаник, серо-коричневый, плотный, с глауконитом. Обнаружены многочисленные обломки: *Lingulella* sp. и *Torellella* sp.

2587,4–2570,4. Темно-серый глинистый алевролит, с многочисленными чешуйками мусковита и нерегулярными пропластками мелкозернистого светло-серого песчаника с глауконитом. На поверхностях напластования имеются следы ползания организмов. Эти отложения относятся к зоне Holmia и Protolenus (вероятно, верхи талсинского, вергальский и раусвеский горизонты). Выше залегают отложения среднего кембрия.

Кентшин-1

На кристаллических породах фундамента залегают (в м):

Нижний кембрий

Аналоги радзыньской и ? каплоносской серий

1840,0–1818,5. Коричнево-вишневый мелкозернистый, местами разнозернистый песчаник, с редкими выветренными зернами полевых шпатов, с глинисто-каолинитово-железистым цементом. Встречаются редкие прослои серо-зеленого и вишневого глинистого алевролита.

1818,5–1810,5. Коричнево-вишневый, местами зеленоватый алевролит, с многочисленными скоплениями песчанистого материала. На глубине 1811,7 м обнаружены скопления железистых псевдооолитов.

Ниже их, в алевролитах, найдены раковины: *Lingulella* sp. и *Lükatiella* sp., а на поверхностях напластования – следы ползания организмов.

1810,5–1800,6. Светло-серый мелкозернистый песчаник с прослоями темно-серого алевролита, с многочисленными чешуйками мусковита. На глубине 1810,5 м находятся скопления железистых псевдоолитов. На поверхностях напластования обнаружены многочисленные следы ползания организмов, а также *Lingulella* sp.

1800,5–1749,6. Коричнево-оливковый песчаник с многочисленными чешуйками мусковита, с многочисленными прослоями светло-серого мелкозернистого песчаника, с распыленными зернами и тонкими прослойками глауконита. На поверхностях напластования многочисленные следы ползания организмов. Здесь также обнаружены текстуры краксген и многочисленные остатки *Lingulella* sp.

1749,6–1723,9. Мелкозернистый коричневато-серый песчаник, с многочисленными прослоями коричнево-оливкового алевролита. Песчаник имеет глинисто-каолинитовый цемент. На поверхностях напластования обнаружены следы ползания организмов, а также *Lingulella* sp.

1723,9–1714,2. Коричнево-оливковый алевролит с многочисленными чешуйками мусковита. В алевролите прослои мелкозернистого серого песчаника, иногда с примесью крупных зерен кварца. Эти отложения относятся к зоне Holmia (вергальский горизонт), а в самом верху, может быть, и к зоне Protolenus (раусвеский горизонт). Выше залегают отложения среднего кембрия.

Сувалки

На кристаллических породах фундамента залегают (в м):

Нижний кембрий

Аналоги радзыньской и ? каплоносской серий

801,8–785,0. Мелкозернистый песчаник, иногда постепенно переходящий в серо–фиолетовый алевролит, с частыми прослоями светло–зеленого или вишневого аргиллита. Песчаники имеют глинисто–каолинитовый, реже гематитовый цемент. На поверхностях напластований обнаружены следы ползания организмов.

785,0–764,1. Фиолетовый аргиллит с зелеными пятнами, с частыми неправильными прослоями коричневато–серого мелкозернистого песчаника. На глубине около 777 м обнаружен пропласток гематитового алевролита. На поверхностях напластований наблюдаются нечеткие следы организмов.

764,1–746,0. Мелкозернистый песчаник, переходящий иногда в серо–зеленый и серо–фиолетовый алевролит, с мелкими пятнами окиси железа. Имеются многочисленные тонкие прослои зеленоватого и фиолетового алевритистого аргиллита. На поверхностях напластований обнаружены трещины усыхания и следы ползания организмов.

746,0–726,0. Мелкозернистый светло–серый песчаник, с глинистыми катунами и тонкими глинистыми прослоями. В песчанике обнаружены многочисленные мелкие пятна окиси железа, а местами – примесь крупных зерен кварца. Эти отложения относятся к зоне Holmia (вергальский горизонт). Выше залегают отложения перми.

Клевно-1

На отложениях кристаллического фундамента залегают (в м):

Нижний кембрий

? Аналоги каплоносской и радзыньской серий

1771,0–1755,0. Песчаник мелкозернистый, коричневато–желтый.

1755,0–1746,0. Песчаники алевролитовые, коричневато–рыжие, с отдельными скоплениями более крупных зерен кварца.

1746,0–1714,0. Песчаники мелкозернистые, коричневато–желтые, переслоенные нерегулярно серым алевролитом и прослоями глинистого материала. Характерны следы ходов илоедов. На глубине 1708 м обнаружен фрагмент трилобита семейства Olenellidae (Wanneria?) и многочисленные акритархи: *Baltisphaeridium ciliosum* Volk., *B. compressum* Volk., *B. varium* Volk., *Baltisphaeridium* sp., *Micrhystridium dissimilare* Volk., *M. obscurum* Volk., *M. parvum* Volk., *M. spinosum* Volk., *M.* aff. *tornatum* Volk., *Baltisphaeridium insigne* (Fridr.), *Estiastra minima* Volk., *Tasmanites* sp., *Dictyotidium* sp., *Deunffia* (?) sp., *Ooidium* sp., *Granomarginata squamacea* Volk., *Leiosphaeridia* sp. sp.

1714,0–1671,0. Алевролиты песчаниковые, светло–коричневые, местами серо–зеленые, с глауконитом. Неравномерно переслоенные мелкозернистым серовато–желтым песчаником. Текстура в целом напоминает текстуру каркстен. Обнаружены отдельные фрагменты Olenellidae и обломки *Lingulella* sp.

1671,0–1647,0. Песчаники мелкозернистые, желтовато–коричневатые, с нерегулярными линзами коричневато–красного алевролита. На глубине 1670 м, в низах этой пачки, обнаружены акритархи: *Baltisphaeridium ciliosum* Volk., *B. varium* Volk. *Micrhystridium obscurum* Volk., *M. spinosum* Volk., *Micrhystridium* sp., *Tasmanites* sp., *Deunffia dentifera* Volk., *Ooidium* sp., *Granomarginata squamacea* Volk., *Leiosphaeridia* sp. sp.

Эти отложения в основном относятся к зоне Holmia, а в верхней части, возможно, к зоне Protolenus. Выше залегают отложения среднего кембрия.

ОРШАНСКАЯ ВПАДИНА И ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Оршанская впадина расположена на востоке Белоруссии и западе Смоленской и Калининской областей. Она представляет реликтовую северо-восточную часть обширного Волыно-Оршанского прогиба, который протягивался в рифее от Прикарпатья до верхней Волги, а возможно, и далее (Айзберг и др., 1975). На северо-востоке на Оршанскую впадину наложена более молодая и крупная структура – Московская синеклиза, которая начала формироваться во второй половине венда. Юго-западная часть этой синеклизы охватывала восточную Литву, Восточную Латвию, Северную Белоруссию и запад РСФСР. Разновоз-

Таблица 3

Стратиграфическая схема вендских отложений Оршанской впадины и юго-зпадной части Московской синеклизы

Возраст	Серии		Свиты: Южная часть Оршанской впадины	Свиты: Северная часть Оршанской впадины и западная часть Московской синеклизы
Венд	Валдайская	Поваровская подсерия		Котлинская: голубоватые глины, алевролиты, песчаники, до 164 м
		Редкинская подсерия		Гдовская: аркозовые песчаники, до 65 м Межинская: глины, алевролиты, песчаники, до 132 м
				Смоленская: аргиллиты, алевролиты, до 57 м
	Волынская		Свислочская: туффиты, туфогенные и вулканомиктовые породы, песчаники, алевролиты, до 75 м	
	Чаротская		Вильчанская: тиллиты, пески, песчаники, глины, алевролиты, варвы, до 270 м	
Кудаш			Блонская: пески, тиллиты, варвы, до 230 м	
			Лапичская (осиповичская): доломиты, доломитовые песчаники, до 100 м	
R_3-R_2	Полесская (белорусская)		Оршанская: кварцевые песчаники, алевролиты, гравелиты, до 600 м	
			Руднянская: песчаники, алевролиты, глины.	

Таблица 4

Сводный литолого-стратиграфический разрез венда и кембрия Оршанской впадины и западной части Московской синеклизы

Система (группа)	Отдел (комплекс)	Горизонт	Серия	Свита	Литологическая характеристика	Мощность, м	Палеонтологическая характеристика
Средний девон, ордовик, антропоген							
Кембрийская	Нижний	Лонтоваский	Балтийская		Голубовато-серые, зеленовато-серые и редко красноцветные глины с прослоями алевролитов, мелко-зернистых песчаников. В основании ритмов разнозернистые песчаники, гравелиты, брекчии. Некоторые слои содержат много глауконита, железистых карбонатов, мусковита, биоглифов	6-137	*Leiosphaeridia dehisca* Paškev., *Leiomarginata simplex* Naum.; *Granomarginata prima* Naum.; *G. squmacea* Volk.; *Tasmanites tenellus* Volk. *Leiosphaeridia* тип А, В (20–300 мк); *Dvinia* Gnilov.
		Ровенский			Сероцветные глины и алевролиты с прослоями или линзами мелкозернистых песчаников. В основании коричневатые или светло-серые песчаники мелко- и разнозернистые (от кварцево-аркозовых до кварцевых). Вверху кора выветривания	2-30	*L. denisca* Pasch.; L. тип А (20–60 мк); L. тип В (20–60 мк), L. тип А (61–100 мк); L. тип В (61–100 мк); *Teophipolia lacerata* Kirjan.
		Котлинский	Валдайская	Котлинская	Сероцветные тонкослоистые алевритоглинистые породы, глины, алевролиты и редко песчаники с линзами и прослойками сидерита. Характерны "ляминаритовые" пленки, скопления органического вещества, пирит, иногда онколиты	50-104	*L. pellucida* Schep.; L. тип А (20–60 мк), L. тип В (20–60 мк); L тип А (61–100 мк); L. тип В (61–100 мк); L. тип А (101–150 мк); L. тип В (101–150 мк), L. тип А (150–300 мк); *Oscilatorites Wernadskii* Schep.: *Vendotaenia antiqua* Gnilov.; *Primophlagella* Gnilov., *Sarmenta* Gnilov.
				Гдовская	Сероцветные и красноцветные алевролиты и глины (вверху) и светло-серые песчаники разнозернистые и крупно-зернистые гравийные, кварцевые и полевошпатово-кварцевые (внизу)	11-65	*Stictosphaeridium sinapticuliferum* Tim.; *Asperatopsophosphaera magna* Schep.; *Leiosphaeridia duricoria* Andr.; *Bavlinella faveolata* Schep.
		Редкинский		Межинская	В основании песчаники разной крупности зерна, реже гравелиты, олигомиктовые, кварцево-аркозовые, аркозовые, неравномернослюдистые. Выше переслаивание песчаников и алевролитов, ритмичнослоистых алевритоглинистых пород и глин. Породы сероцветные, реже красноцветные, пестроцветные. Имеется рассеянный пирит, фосфат, глауконит, $C_{орг.}$	46-132	*Orygmatosphaeridium* cf. *rubiginosum*, *Bavlinella faveolata* Schep., *Stictosphaeridium* Tim., *Asperatopsophosphaera bavlensis* Schep., *Gloecapsomorpha* sp., *Leiosphaeridia* Eis., L. тип А (25–60 мк), L. тип В (25–60 мк), *Totomorpha* sp., *Eoholynia* Gnilov., *Caudina* Gnilov., *Orbisiana* Sokol., *Helminthoidichnites* Walcott.

2305

Таблица 4 (окончание)

Система (группа)	Отдел (комплекс)	Горизонт	Серия	Свита	Литологическая характеристика	Мощность, м	Палеонтологическая характеристика
Рифей	Вендский		Чаротская	Лапичская (Осиповская)	Доломиты, песчаники, алевролиты, редко гравелиты, брекчии	18–100	
				Блонская	Красноцветные песчаники (пески) кварцевые и олигомиктовые, мелкозернистые, изредка разнозернистые с гравием, алевролиты, глины, спорадически – гравелиты, конгломераты. В средней части тонкослоистые песчано-алевритовые и алевритоглинистые породы, линзы и прослои доломитов. Внизу имеются горизонты тиллитов и ленточных глин с мегакластами	17–230	
				Вильчанская	Тиллиты и тиллы, чередующиеся с песчаниками, алевролитами, варвами (ленточными глинами) преимущественно красноцветной, реже зеленовато-серой и серой окраски	109–270	
			Волынская	Свислочская	Зеленовато-серые и розовато-серые песчаники (от мелко-зернистых до разнозернистых) полевошпатово-кварцевые и кварцево-аркозовые, неравномерно слюдистые. В основании нередко гравелиты	4–30	
					Туфогенные породы и туффиты, чередующиеся с вулканомиктовыми, кварцево-аркозовыми и олигомиктовыми породами (от глин до гравелитов и редко брекчий). Содержание нормально-осадочных пород увеличивается вверх по разрезу к северу, северо-востоку и западу	11–60	*Protosphaeridium* aff. *parvulum* Tim., *Oscillatirites* sp.
				Смоленская	В верхней части глины, ритмично-слоистые, алевритоглинистые и глинисто-алевритовые породы, алевролиты серые, темно-серые, коричневые, пятнистые. Внизу песчаники (от мелко- до разнозернистых), иногда гравелиты серые и желтовато-серые, олигомиктовые и кварцево-аркозовые	10–57	*Kildinella sinica* Tim., *Leiosphaeridia parva* Aseeva, *Orygmatosphaeridium induratum* Aseeva, *Oscillatorites wernadskii* Schep.
Подстилающие образования					Оршанская или рудянская свиты R_2–R_3		

2305

растность названных структур обусловила разную стратиграфическую полноту их разрезов. В юго-западной части Оршанской впадины наиболее полно представлены нижняя часть венда, а в пределах Московской синеклизы его верхняя часть (табл. 3) и нижние горизонты кембрия. Это обстоятельство позволяет составить сводный разрез венда и низов кембрия (табл. 4). В отношении венда он является самым полным разрезом на западе Русской плиты.

ВЕНД

Вендские отложения Оршанской впадины при более или менее сходной разбивке на свиты именуются и группируются в серии по разному. Несколько различно определяется и их возраст (табл. 5).

Нижняя часть венда пройдена многочисленными скважинами к юго-востоку от Минска на Блонской, Осиповичской, Кличевской и других разведочных площадях объединения "Союзбургаз" (рис. 12). Базальный горизонт венда, блонская свита, частично вследствие ее механической неустойчивости, а, главным образом, ввиду низкого качества бурения, не была достаточно охарактеризована керном ни в одной из скважин. Только большая плотность бурения, каротаж и наличие маркирующих горизонтов выше и ниже блонской свиты дают нам возможность составить сводный разрез этой свиты и получить некоторое представление о ее строении. Наилучшим образом блонская свита охарактеризована на Осиповичской разведочной площади. В скв. 14-Р Осиповичи вскрыты подстилающие ее отложения, подошва и самая нижняя часть блонской свиты (рис. 13). Выше оршанской свиты здесь снизу вверх залегают следующие отложения (глубина в м):

Мощность, м

Лапичская (осиповичская) свита

778-750. Красно-бурые, лиловатые и серые песчанистые алевролиты с прослоями доломитов, доломитовых алевролитов и песчаников 28

750-730. Серые мелкозернистые песчаники и песчанистые алевролиты 20

730-709. Красноватые, лиловатые и серые мелкозернистые песчаники и алевролиты с прослоями песчанистых доломитистых алевролитов, изредка кавернозных доломитов 21

Общая мощность лапичской свиты 69 м.

Блонская свита

709-689. Лиловатые и бурые слабые мелкозернистые песчаники и уплотненные пески. Судя по каротажной диаграмме в основании залегают разнозернистые песчаники 20

689-670. Буроватые разнозернистые песчаники и пески с прослоями гравелитов и галечников, содержащих обломки карбонатных пород осиповичской свиты 19

670-663. Коричневатые слабые мелкозернистые песчаники и пески 7

Выше керн не поднят, но по каротажным диаграммам можно предполагать, что кровля последнего слоя располагается на гл. 652 м, выше в интервале 652-625 м залегает пачка главным образом глинисто-алевролитовых пород, а еще выше, судя по двум подъемам керна и каротажу в интервале 625-540 м, располагается пачка песков и алевролитов. На ней в интервале 540-487 м залегает пачка, не охарактеризованная керном. Судя по каротажным данным, она представлена главным образом песками с прослоями глинистых пород и, возможно, песчанистых тиллитов, которые были обнаружены в этой пачке в других разрезах. По основанию этой пачки нами устанавливается подошва вильчанской свиты (Бессонова и др., 1975). Имеется и другая точка зрения (Мах-

Таблица 5

Сопоставление стратиграфических схем венда Оршанской впадины и западной части Московской синеклизы

Бессонова и др. (1972)			Махнач и др. (1975)			Предлагаемая схема			
Комплекс	Серия	Свита	Комплекс	Серия	Свита	Возраст	Серия		Свита
Верхневендский	Валдайская	Котлинская	Вендский	Валдайская	Котлинская	Венд	Валдайская	Поваровская подсерия	Котлинская
		Гдовская			Гдовская				Гдовская
								Редкинская подсерия	Межинская
	Волынская	Смоленская		Волынская	Лиозненская				Смоленская
		Свислочская			Ротайчицкая		Волынская		Свислочская
		Горбашевская			Горбашевская				
Нижневендский	Вильчанская	—		Вильчанская	Глусская		Чаротская		Вильчанская
	—	Блонская			Блонская				Блонская
		Осиповичская	Верхнерифейский (?)	—	Лапичская	Кудаш			Лапичская
R_3 (?)–R_2	Полесская	Оршанская	Среднерифейский	Белорусская	Оршанская	Верхний–средний рифей	Полесская-(белорусская)		Оршанская
		Руднянская			Пинская				Руднянская

нач и др., 1976), согласно которой эта граница проводится в кровле данной пачки, под красно-бурыми массивными тиллитами. Последние повсеместно хорошо отбиваются по каротажу, а в рассматриваемой скважине из подошвы тиллитов поднят также керн. Общая мощность блонской свиты в скв. 14-Р составит 169 м.

Верхняя часть блонской свиты немного лучше охарактеризована керном (средний выход 9,2%) в скв. 11-Р Осиповичи, расположенной в 4 км юго-западнее скв. 14-Р. В ней на карбонатно-терригенных породах осиповичской свиты (713–660 м), а также упомянутых выше песках и галечниках базальной пачки блонской свиты (660–629 м) располагаются следующие отложения (глубина, в м):

Мощность, м

629–581. Красно-бурые разнозернистые песчаники и алевролиты с редкими прослоями тиллитов, представленных керном в интервале 581–590 м 40

581–555. Красно-бурые глинистые алевролиты и песчаники, нередко с доломитовым цементом 26

555–521. Красно-бурые глинистые алевролиты с прослоями разнозернистых песчаников 34

Вильчанская свита

521–469. Красно-бурые и коричневатые мелкозернистые песчаники и пески с прослоями глинистых разнозернистых песчаников, и алевролитов 52

Выше залегают массивные красно-бурые тиллиты, основание которых хорошо отбивается по каротажу и охарактеризовано керном. Суммарная мощность

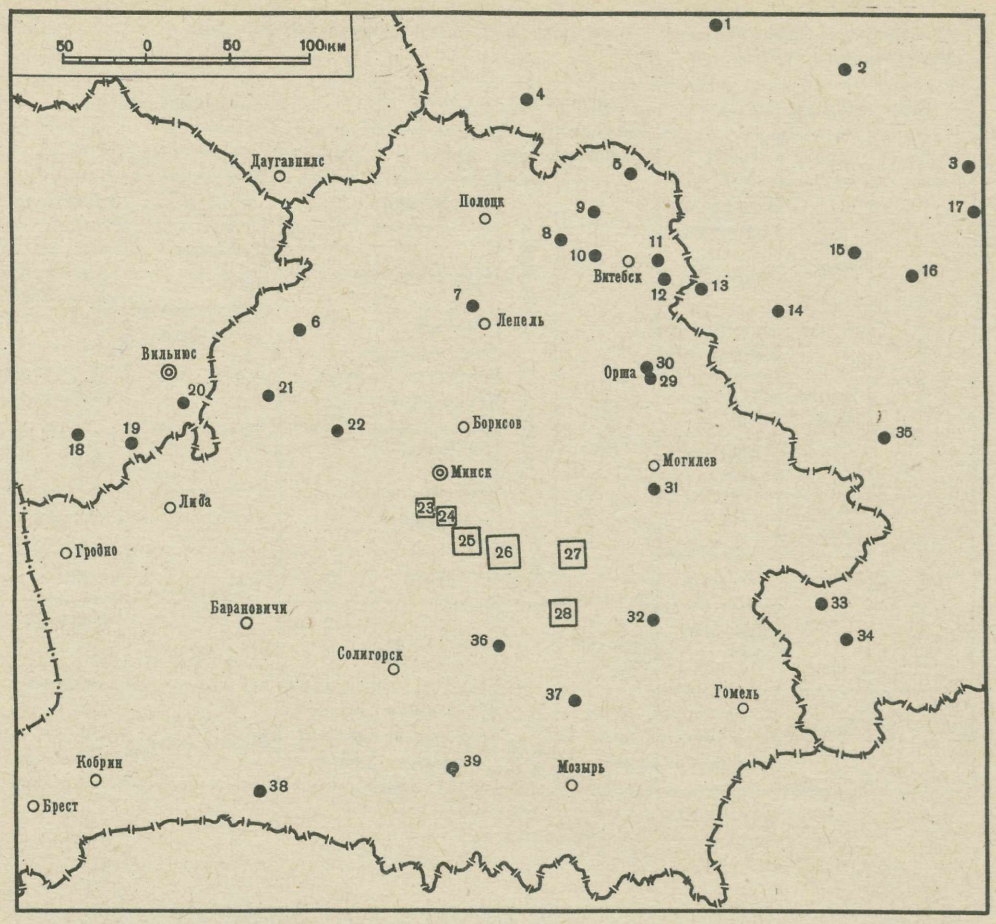


Рис. 12. Схемы расположения скважин и разведочных площадей

1 – Торопец; 2 – Нелидово; 3 – Александрино; 4 – Невель; 5 – Межа; 6 – Купа; 7 – Лепель; 8 – Шумилино; 9 – Городок; 10 – Летцы; 11 – Богушевск-2; 12 – Богушевск-1 (Лиозно); 13 – Рудня; 14 – Смоленск; 15 – Ярцево; 16 – Дорогобуж; 17 – Вязьма; 18 – Илгой (скв. 54); 19 – Павярсякис (скв. 59); 20 – Вилькишкей (скв. 68); 21 – Сморгонь; 22 – Красное; 23 – Пуховичская площадь; 24 – Ситниковская площадь; 25 – Блонская площадь; 26 – Осиповичская площадь; 27 – Кличевская площадь; 28 – Бобруйская площадь; 29 – Орша-1; 30 – Орша-2; 31 – Вильчицы; 32 – Рогачев; 33 – Стругова Буда; 34 – Клинцы; 35 – Рославль; 36 – Глусск; 37 – Виша; 38 – Пинск; 39 – Жидковичи-380

блонской свиты в скв. 11-Р составляет 139 м. В юго-западном направлении от скв. 11-Р мощность блонской свиты очень быстро, на расстоянии всего 10-12 км, сокращается до 33 м (скв. 1-Р Осиповичи), за счет постепенного срезания ее верхних горизонтов вильчанской свитой. Это свидетельствует о том, что в основании вильчанской свиты существует значительное несогласие. Вильчанская свита охарактеризована в ряде скважин на Осиповичской и смежной с ней Блонской разведочных площадях. Здесь она представлена главным образом массивными однородными тиллитами, которым подчинены прослои песчаников. Характерным разрезом этого типа является разрез скв. 1-Р Осиповичи. В ней вильчанская свита ложится с перерывом непосредственно на базальную пачку песков и песчаников блонской свиты.

Вильчанская свита представлена здесь (с некоторыми пропусками в керне) следующими породами (глубина в м):

Мощность, м

526–507. Серые массивные тиллиты с валунами гранитов и кварцитов 19

507–504. Разнозернистые песчаники коричневатого цвета с серыми пятнами 3

504–349. Серые массивные тиллиты с валунами гранитов и кварцитов 45

349–347. Пески или пористые песчаники (по каротажу) 2

347–288. Красно-бурые с серыми пятнами массивные тиллиты 59

288–272. Пески или пористые песчаники (по каротажу) 16

272–243. Красно-бурые, местами серые, массивные тиллиты с мелкими валунами кварцитовидных песчаников, кварцитов, гранитов и гнейсов 29

Общая мощность вильчанской свиты 283

Свислочская свита

243–237. Зеленоватые и красноватые полимиктовые и вулканомиктовые разнозернистые песчаники, в основном гравийные, с примесью пирокластического материала 6

237–196. Лиловые и зеленоватые туфопесчаники, алевролитовые и псаммитовые туффиты 41

Вскрытая мощность свислочской свиты 47 м.

Выше, со значительным перерывом, располагаются известняки и доломиты среднего девона.

В других разрезах вильчанской свиты на юге Оршанской впадины (скв. Рогачев, Вильницы и др.) наряду с тиллитами значительную роль играют пески, песчаники и глинисто-алевритовые породы (рис. 14). Среди последних много варвов (Бессонова, Чумаков, 1969; и др.).

На юго-западе Оршанской впадины, пожалуй, наиболее полный и хорошо охарактеризованный керном разрез свислочской свиты пройден скв. 1-Р на Дукорско-Смиловичской площади. Здесь в одном подъеме керна с глубины 330,3–323,8 м можно наблюдать, как на выветрелую поверхность ожелезненных разнозернистых песчаников вильчанской свиты ложатся (снизу вверх) следующие породы свислочской свиты (глубина, в м):

Мощность, м

325–323,8. Туфопесчаники лиловато-сиреневые с глинистым цементом, в котором много витрофицированного пепла 1,2

323,8–319,4. Переслаивание полимиктовых и вулканомиктовых мелко- и среднезернистых пестроцветных песчаников с туффитами псаммитовыми лиловато-сиреневого цвета 4,4

319,4–310,9. Туфопесчаники лиловато-сиреневые мелкозернистые, массивные или с неясной горизонтальной синеватостью. Вулканогенный материал с признаками водной обработки, видимо, переотложенный 8,5

310,9–307,9. Туффиты, вулканомиктовые и олигомиктовые мелкозернистые песчаники и алевролиты, сиренево-серые и лиловато-сиреневые, в основном массивные 3

307,9–301,3. Туфогенные алевролиты лиловато-сиреневые и зеленые с разнообразной косой, косоволнистой и линзовидной текстурой 6,6

301,3–288,0. Внизу туфопесчаники и туфоалевролиты лиловато-сиреневые, пятнами зеленые, слюдистые, выше – туфоалевролиты и туффиты алевритовой размерности, преимущественно красно-бурые, прослоями зеленовато-серые 13,3

288,0–279,0. Нижнюю часть интервала слагают зеленые и сиреневато-зеленые туфоалевролиты с редкими прослоями мелкозернистых туфопесчаников. Выше серые и буровато-серые туфогенные алевролиты 8,1

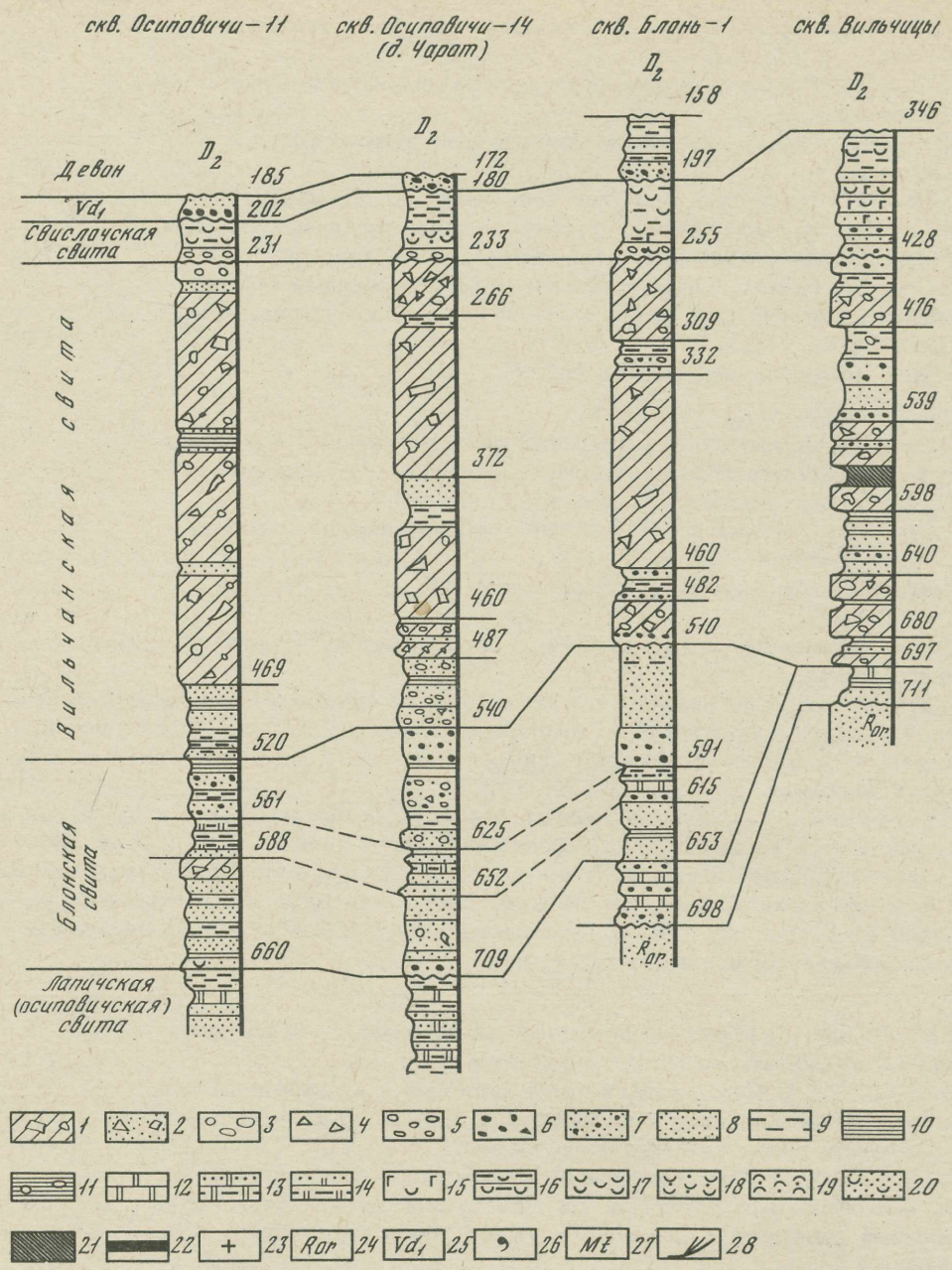


Рис. 13. Основные разрезы вендских отложений в южной части Оршанской впадины

1 – тиллиты; 2 – песчаники с галькой; 3 – конгломераты; 4 – брекчии; 5 – гравелиты; 6 – крупнозернистые песчаники; 7 – разнозернистые песчаники; 8 – средне- и мелкозернистые песчаники; 9 – алевролиты; 10 – глины и аргиллиты; 11 – варвы; 12 – доломиты; 13 – песчанистые и алевритистые доломиты; 14 – доломитовые алевролиты и песчаники; 15 – туфы; 16 – туфогенные аргиллиты; 17 – туфогенные алевролиты; 18 – туфогенные песчаники; 19 – вулканомиктовые песчаники и алевролиты; 20 – примесь пирокластики в породах; 21 – отторженец или чешуя варвов и тиллитов; 22 – черные, богатые органическим веществом аргиллиты; 23 – кристаллические породы; 24 – оршанская свита рифея; 25 – вероятные аналоги нижней части межанской свиты; 26 – глауконитовые породы; 27 – монтмориллонитовые породы; 28 – вендотении

Мощность, м

279,9–272,9. Сложное переслаивание полосчато-пятнистых (от зеленовато-серых до красно-бурых и буро-лиловых) туфогенных пород алевритовой, пелитовой и псаммитовой структуры с туффитами и туфоалевритами 7

Суммарная мощность свислочской свиты 52

Выше без признаков перерыва породы свислочской свиты сменяются сероцветными глинами и глинистыми алевролитами смоленской свиты. В отличие от пород свислочской свиты они листоватые или тонкоплитчатые с тончайшей прямолинейной слоистостью, иногда осложненной мелкими складками оползания, равномерным распределением кластогенного материала и следы.

Таким образом, в юго-западной части Оршанской впадины отчетливо устанавливается следующая последовательность отложений (см. табл. 3, 4); на терригенно-карбонатной лапичской (осиповичской) свите, с перерывом (переотложенные обломки лапичских доломитов в нижней части) располагаются: а) песчаники, пески, гравелиты, конгломераты, алевролиты и тиллиты блонской свиты; б) на них со значительным размывом ложатся тиллиты и подчиненные им породы вильчанской свиты; в) последние перекрываются лиловатыми и зелеными туффитами, туфопесчаниками и песчаниками свислочской свиты. В ее основании присутствуют базальные грубозернистые песчаники и гравелиты, указывающие на предшествующий ее перерыв; г) выше располагаются сероцветные глины и алевролиты смоленской свиты.

Как уже отмечалось, полная последовательность более молодых отложений венда устанавливается в северной части Оршанской впадины и смежных районах Московской синеклизы. Типичным разрезом этого района может служить хорошо охарактеризованная керном скважина в дер. Межа Витебской области (см. рис. 14). На вильчанскую свиту здесь ложатся (глубина в м):

Мощность, м

Свислочская свита

965–964. Гравелит темно-шоколадного цвета, состоящий из угловатых и полуокатанных обломков глин 1

964,0–959,7. В нижней части пестроцветные гравийно-песчаные микститы[1], выше – песчаники полевошпатово-кварцевые, средне-мелкозернистые с гравийными зернами 4,3

959,7–949,5. В нижней части крупнозернистые слюдистые алевролиты буровато-коричневого цвета. Выше – песчаники мелкозернистые полевошпатово-кварцевые и кварцево-аркозовые в тонком переслаивании с алевролитами и ожелезненными глинами 10,2

949,5–928,5. Ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов, глин. Прослоями в средней части имеются гравелиты. Мощность ритмов от 0,4–0,5 до 1,2–1,5 м. Песчаники мелкозернистые и разнозернистые, лиловато- и коричневато-бурые или светло- и зеленовато-серые. Отмечена тонкая хлоритизированная пирокластика и переотложенный вулканогенный материал 21

928,5–922. В нижней части тонкое переслаивание алевролитов лиловато-бурого цвета с песчаниками серого и светло-серого цветов от мелко- до грубозернистых, с гравием. Выше – в основном алевролиты мелко- и крупнозернистые, реже ожелезненные алевритистые глины 6,5

Общая мощность свислочской свиты 43 м.

---

[1] Микститами (Schermerhorn, 1966) именуются литифицированные обломочные несортированные или плохо сортированные осадочные образования любого генезиса и состава, состоящие из основной песчано-алеврито-глинистой массы (мелкозема) и рассеянных в ней более грубых частиц (камней). При их характеристике указывается состав преобладающих фракций мелкозема и камней.

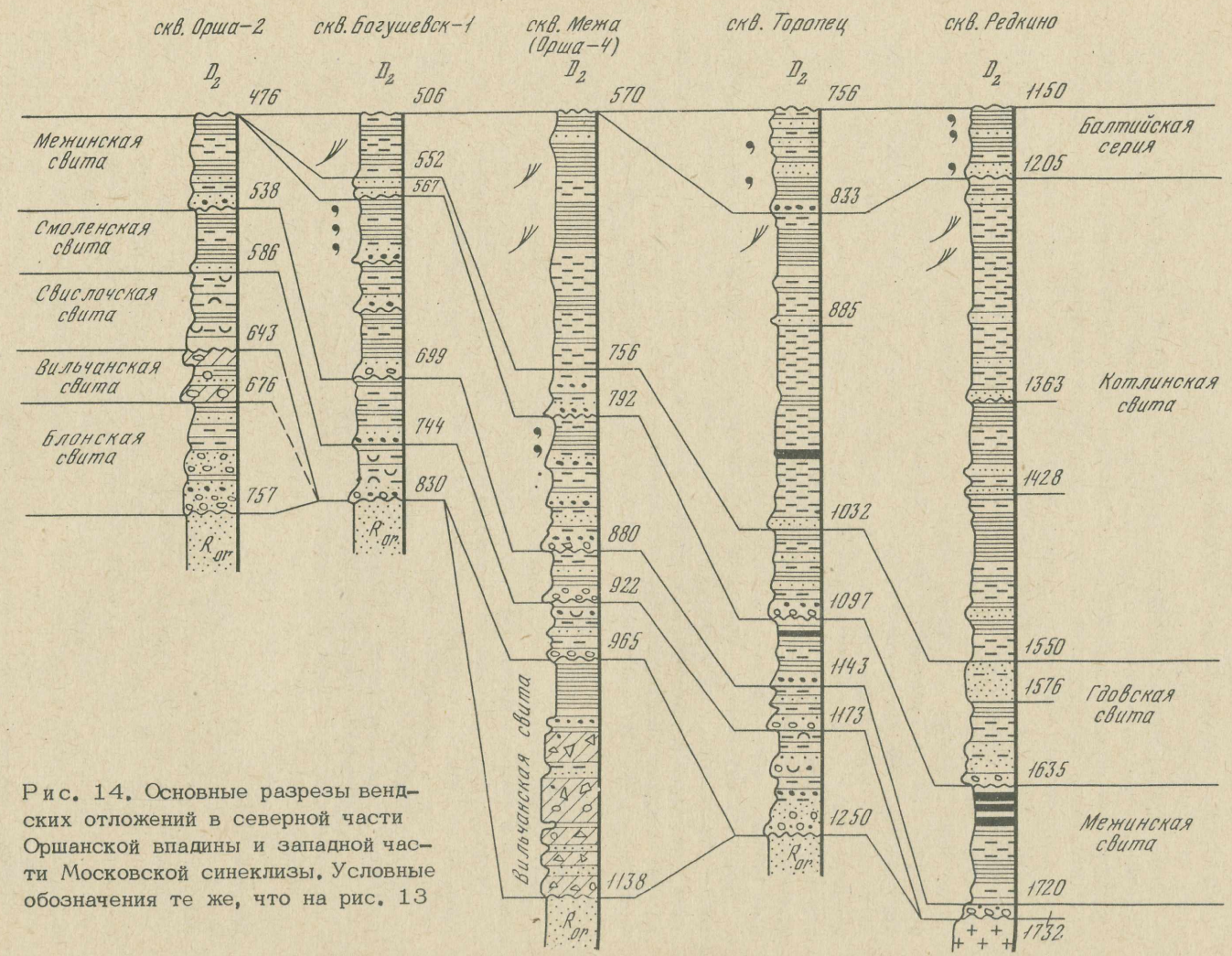


Рис. 14. Основные разрезы вендских отложений в северной части Оршанской впадины и западной части Московской синеклизы. Условные обозначения те же, что на рис. 13

Мощность, м

Смоленская свита

922–913. Переслаивание серых и коричневых песчаников полевошпатово-кварцевых и кварцево-аркозовых от мелко- до разнозернистых и гравийных. Имеются тонкие прослои мелкообломочных гравелитов 9

913–906. В нижней части алевролиты глинистые, слюдистые, тонкослоистые, зеленовато-серые, и буровато-коричневые, а верхней – глины алевритовые темно-серые с песчаными прослойками и линзами светло-серого и беловатого цвета 7

906–886. В основании светло-серый песчаник, разнозернистый, гравийный полевошпатово-кварцевый, косослоистый. Выше – темно-серые глины и ритмичнослоистые алеврито-глинистые породы (мощность слойков от долей до 2–3 мм), чередующиеся с алевролитами 20

Общая мощность смоленской свиты 36 м.

Межинская свита[1]

Подразделяется на три крупных седиментационных ритма.

Нижний седиментационный ритм (мощность 32 м).

886–872. Светло-серые крупно- и разнозернистые гравийные олигомиктовые песчаники с редкими прослоями алевролитов. В основании – гравелиты 14

872–854. Серые ритмичнослоистые алеврито-глинистые породы, послойно обогащенные слюдой и пиритом 18

Средний седиментационный ритм (мощность 26 м).

854–846. В основании песчаник светло-серый, олигомиктовый, средне- крупнозернистый, косослоистый. Выше – неравномерное грубое переслаивание алевролитов зеленовато-серых с песчаниками мелко- и средне-мелкозернистыми 8

846–828. Внизу темно- и зеленовато-серые, реже краснова-тые глины, чередующиеся с тонкослоистыми алеврито-глинистыми породами. Вверху – алевролиты аркозовые, слюдистые, светло-серые, мелко- и крупнозернистые с прослойками и линзами мелкозернистого песчаного материала, постепенно сменяющиеся к кровле тонкослоистыми алеврито-глинистыми породами. Постоянно в небольшом количестве встречается аутигенный глауконит. Имеются тонкие слойки, обогащенные органическим веществом и пиритом . . . 18

Верхний седиментационный ритм (мощность 36 м).

828–818. Песчаники светло-серые и белесые аркозового и кварцево-аркозового состава от мелко- до разнозернистых, в основании с гравием. В средней части прослой алевритовой глины 10

818–792. Внизу темно-серые алевролиты и тонкослоистые глины. Вверху – массивные и слоеватые глины с прослоями крупнозернистых алевролитов и глинистых алевролитов. Породы в основном темно- и зеленовато-серые, реже шоколадно-коричневые. Очень много сульфидов, часто встречается глауконит 26

797–792. Глинистые алевролиты, слюдистые с глауконитом и пиритом, чередующиеся с алевритистыми глинами. Верхняя часть пачки имеет признаки субаэрального выветривания: беловато-коричневый и охристо-табачный цвет, вкрапления гидроокислов железа. . . 5

Общая мощность межинской свиты 94 м.

Гдовская свита

792–771. Керна нет. Судя по геофизическим данным, здесь внизу располагаются песчаники, а в кровле – алевролиты 21

---

[1] Название предложено В.Я. Бессоновой вместо наименований "гдовская" или "редкинская" свиты. Целесообразность его введения обосновывается ниже в разделе, посвященном межинской свите.

Мощность, м

771–756. В основании песчаники светло–серые, кварцевые, крупнозернистые, гравийные. Выше – алевролиты и глины неравномерно слюдистые, серого, светло–серого и голубовато–серого цвета с прослойками и линзами мелкозернистого песчаного материала . . 15

Общая мощность гдовской свиты 36 м.

Котлинская свита

Отчетливо расчленяется на глинистую толщу (164 м), обладающую чертами "ляминаритовых глин" Прибалтики и алеврито–глинистую пачку (22 м), представляющую, вероятно, регрессивную часть разреза валдайского цикла седиментации.

756–722. Ритмичнослоистые серые и темно–серые алеврито–глинистые породы, чередующиеся с глинами и олигомиктовыми алевролитами. Имеются прослойки и линзы сидерита, редкие темно–коричневые пленки органического вещества, зерна пирита. Послойно много биотита и мусковита 34

722–592. Глины голубовато–серые, пепельно–серые, реже зеленовато–серые, иногда алевритовые с многочисленными прослоями тонко ритмичнослоистых алеврито–глинистых пород. Чаще, чем в предыдущем интервале, имеются стяжения, линзы и прослойки сидерита, слойки с многочисленными вкраплениями пирита, скоплениями органического вещества "ляминаритовых" пленок, остатками вендотениевой флоры и, по–видимому, ходами червей 130

592–570. В основании прослой песчаника, кварцево–аркозового, мелкозернистого, алевритового с базальным цементом (гидрослюда, железистый доломит, ангидрит, гипс). Выше – пестроцветные, слабо алевритистые глины. Характерно тонкораспыленное органическое вещество, пигментирующее "нитевидные" слойки, или длинные аморфные нити его и сферолитовые выделения пирита. Изредка встречаются обрывки лентовидных водорослей, пиритизированные ходы червей. Прослоев карбоната так много, что породы можно классифицировать, как мергели 22

Общая мощность котлинской свиты 186 м.

Отложения котлинской свиты перекрываются в рассматриваемой скважине породами эйфельского яруса среднего девона.

Аналогичное в общем строении имеют вендские отложения в скв. Торопец, Рудня, Богушевск–1,–2, Шумилино, Орша–2 и др. (см. рис. 14). Меньшие мощности, но та же последовательность напластования присуща разрезам краевых зон бассейна седиментации – Дорогобуж, Рославль, Ярцево и др. В отличие от рассмотренного выше разреза, в ряде перечисленных скважин в основании свислочской свиты присутствует базальная песчаная или песчано–гравелитовая пачка мощностью 10–34 м.

Таким образом, в Северо–Восточной Белоруссии выше свислочской свиты, которая содержит здесь лишь следы пирокластического материала, снизу вверх устанавливается следующая последовательность отложений, продолжающая разрез юго–западной части Оршанской впадины (см. табл. 5): а) темно–серые глины и алевролиты смоленской свиты; б) ритмичное чередование зеленовато–серых песчаников, алевролитов и глин межинской свиты; в) светло–серые преимущественно кварцевые или олигомиктовые песчаники гдовской свиты; г) венчают разрез докембрия этого района голубовато–серые и зеленовато–серые глины и алевролиты котлинской свиты.

Иное, чем описано выше, строение имеют возрастные аналоги валдайской серии к западу от Чашниковско–Полоцкой зоны погребенных разломов, в скв. Лепель, Купа, Красное, Куренец, Молодечно, Сморгонь и др. Здесь, за исключением котлинской свиты, они в значительной мере представлены красноцветными и пестроцветными песчаными, часто грубозернистыми и плохо отсортированными породами. Район к западу от зоны разломов мы будем именовать

западным, в отличие от охарактеризованного ранее восточного. Территориально западный район охватывает северо-запад Белоруссии и юго-восток Литвы, располагаясь в современной структуре в пределах южного борта Латвийской седловины и северного склона Белорусско-Мазурской антеклизы. Представление о последовательности наслоения и составе пород здесь, помимо литературных материалов (Махнач, 1958; Брунс, 1963; Гейслер, 1959; Сакалаускас, 1968; Брангулис и др., 1972; и др.) дает разрез скв. 12, пробуренной в 16 км к северо-западу от г. Молодечно (рис. 15). Он может рассматриваться в качестве типового для западного района.

В названной скважине на выветрелых биотитовых гнейсах снизу вверх залегают (глубина, в м):

Мощность, м

Первая толща:

382,5-380,0. Резко разнозернистые темно-коричневые, глинисто-песчаные породы с дресвой гранитоидных пород. В основании, непосредственно на фундаменте, переотложенная кора выветривания - сильно ожелезненная алеврито-глинистого состава с продуктами дезинтеграции биотитовых гнейсов 2,5

380-365. Разнозернистые аркозовые гравийно-песчаные породы и реже гравелиты с различным содержанием алеврита и глины, коричневые и фиолетово-коричневые, прослоями пятнистые, массивные или слоеватые, последние со следами водной обработки 15

365-362. В нижней части сильно ожелезненные песчаные или алевритовые аргиллиты темно-коричневые, полосами и пятнами голубовато-серые. Выше "рябчатые" песчаники кварцево-аркозовые, средне- мелкозернистые, с постоянной примесью окатанных крупных песчинок, пятнистые (темно-коричневые и розовато-серые), с обильным неравномерно ожелезненным глинистым цементом. "Рябчатость" породе придают многочисленные тонкие прерывистые белые включения каолинита и, возможно, хлорита, расположенные параллельно наслоению. Редкие прослои микрослоистых слюдистых глин 3

362-359. Гравелиты мелкообломочные, песчаные, буровато-серые с окатанным обломочным материалом 3

359-339. Ритмичное чередование коричневых и лиловатых кварцево-аркозовых песчаников, гравийно-песчаных микститов и алевролитов с маломощными прослоями гравелитов 20

339-335. Песчаники темно-коричневые "рябчатые", разнозернистые, слоеватые 4

335-305. Пачка гравийно-песчаных микститов, лиловато-коричневых и пятнистых, неясно слоеватых, содержащих прослои "рябчатых" мелкозернистых песчаников 30

305-300. Песчаники темно-коричневые и лиловато-коричневые, полиминеральные (кварц, полевой шпат, биотит), мелко- и разнозернистые, массивные и слоеватые, с прослоями алевролитов 5

Породы описанной части разреза, имеющие суммарную мощность 82 м, по составу и в фациально-генетическом отношении наиболее близки к отложениям гирской свиты Подлясско-Брестской впадины и являются стратиграфическими аналогами мяркисской и яшюнайской свит юго-востока Литвы (см. рис. 15).

Выше располагаются отложения, которые могут быть объединены во вторую толщу:

300-284. Гравелиты светло-коричневые, мелко- и реже крупнообломочные, аркозовые и кварцево-аркозовые, массивные или с крупной косой однонаправленной слоистостью 16

284-268. Песчаники светло-коричневые аркозовые, слюдистые, разно- и средне- мелкозернистые, в нижней части с прослоями темно-коричневых глин и розовато-серых полиминеральных алевролитов 16

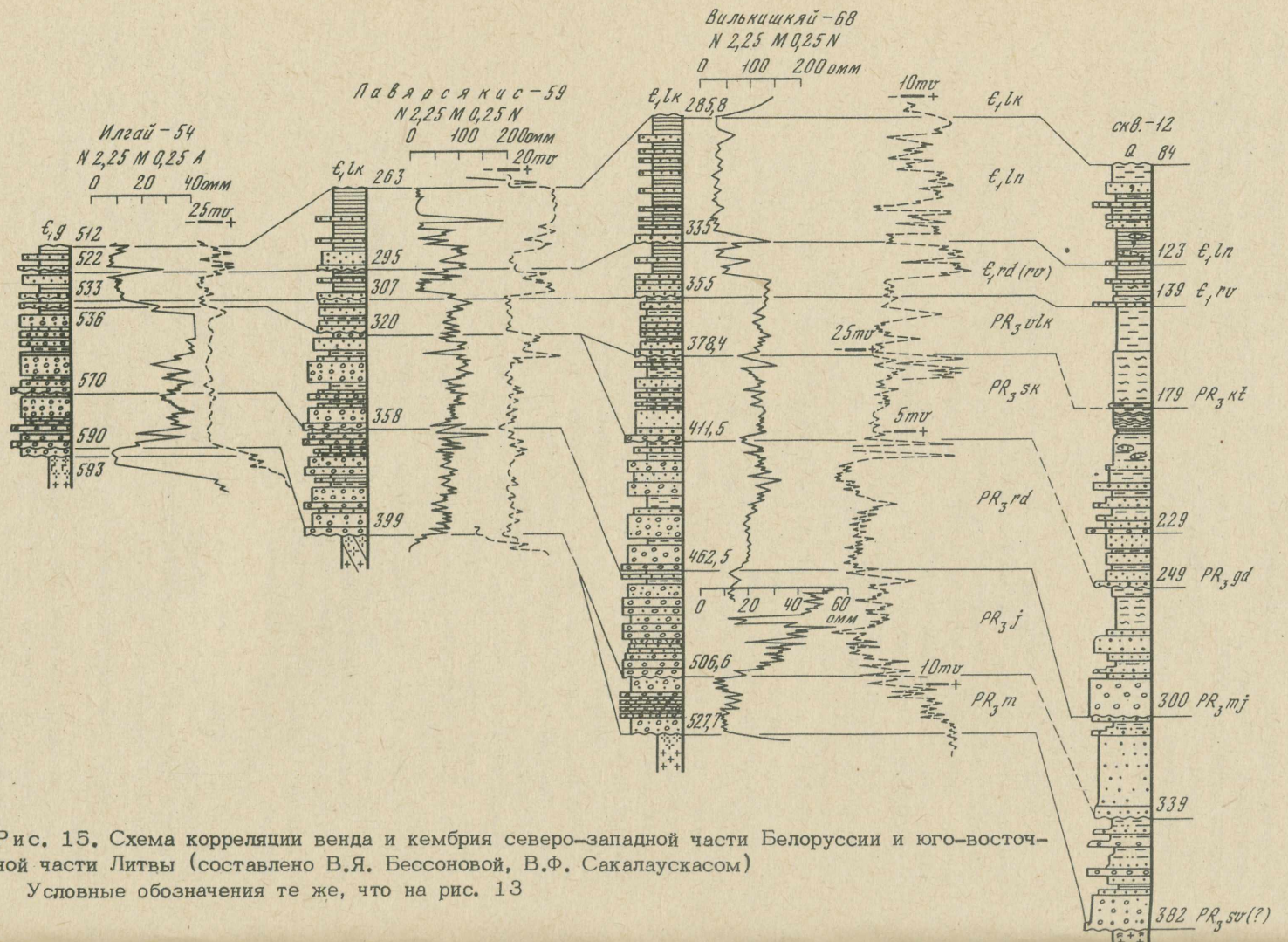


Рис. 15. Схема корреляции венда и кембрия северо-западной части Белоруссии и юго-восточной части Литвы (составлено В.Я. Бессоновой, В.Ф. Сакалаускасом)

Условные обозначения те же, что на рис. 13

268–249. Неравномерное переслаивание коричневых и фиолетово–коричневых, сильно слюдистых алевролитов и глин. На глуб. 264–265 м прослой беловато–желтой монтмориллонитовой глины 19

Суммарная мощность II толщи 51 м. Она, по–видимому, является аналогом межинской свиты.

Третья толща:

249–229. Песчаники розовато–серые, аркозовые, мелко– и разнозернистые, в основании с мелкой галькой светло–серых глинистых алевролитов. В верхней части, песчаники становятся полевошпатово–кварцевыми 21

229–226. Гравелиты буровато–серые, песчаные, аркозовые, карбонатные 2

226–214. Неравномерное ритмичное переслаивание розовато–бурых и светло–серых аркозовых и олигомиктовых песчаников различной зернистости, иногда карбонатных с темно–коричневыми слюдистыми ожелезненными алевролитами 12

214–211. Алевролиты полосчатые (коричневые и светло–серые), аркозовые, неравномерно слюдистые, прослоями переходящие в микалиты (до 70–75% биотита) 3

211–208. Песчаники бурые, реже желтовато–серые аркозовые, слабо слюдистые, разно– и мелкозернистые, ритмично переслаивающиеся между собой 3

208–203. Ритмичное чередование темно–коричневых алевролитов крупнозернистых песчаных, аркозовых, неравномерно слюдистых и розовато–бурых аркозовых и кварцево–аркозовых песчаников (от мелко– до грубозернистых с гравием) 5

203–185. Тонкое переслаивание сильно ожелезненных, в различной степени слюдистых глин и глинистых алевролитов, коричневого, красно–коричневого и голубовато–серого цвета. Редкие прослои аркозовых песчаников 18

185–179. Тонкослоистые пестроцветно–полосчатые ожелезненные алевролиты полиминерального состава и микалиты 5

Суммарная мощность III толщи, которая может быть сопоставлена с гдовской свитой – 68 м.

Выше располагается котлинская свита:

179–157. Тонкое чередование серых в различной степени слюдистых, глинистых алевролитов с ритмичнослоистыми глинисто–алевритовыми и алевритовыми породами 23

157–139. Алевритистые глины, светло–серые, зеленовато–серые и сиренево–серые, крупноплитчатые, массивные, слоеватые и слоистые, гидрослюдистого состава, в различной мере слюдистые. Имеются прослои, состоящие из тонкого ритмичного чередования глин и алевролитов. Характерны скопления пирита, обрывки органических пленок, выделения железистых карбонатов 18

Суммарная мощность котлинской свиты 42 м.

Выше в разрезе описываемой скважины располагаются отложения, которые могут быть отнесены к ровенскому горизонту нижнего кембрия. Они охарактеризованы в следующем разделе очерка. Таким образом, несмотря на значительные различия в строении валдайской серии с большей или меньшей достоверностью удается установить аналоги тех стратиграфических подразделений, которые выделяются в восточном районе.

Ниже приводится краткая посвитная характеристика вендских отложений Оршанской впадины рассматриваемого района, начиная с блонской свиты. Как будет показано ниже, подошва последней может быть принята за подошву венда в пределах Белоруссии.

Чаротская серия

Блонская и вильчанская свиты, содержащие ледниковые отложения, объединяются в последнее время в одну серию (см. табл. 5; Махнач, Веретенников, Шкуратов, 1975; Махнач и др., 1976). Нам представляется, что в эту же серию, которую можно именовать чаротской[1], должна включаться и терригенно-доломитовая лапичская (осиповичская) свита, поскольку структурно и по составу она более тесно связана с блонской свитой, чем с подстилающей ее полесской серией. От последней ее отделяет несогласие, резко отличный состав обломочного материала (аркозовый и полимиктовый, в отличие от существенно кварцевого в оршанской свите), приуроченность к наиболее прогнутым участкам Оршанской впадины. Последнее обстоятельство весьма сближает в то же время лапичскую свиту с блонской[2]. В последней, так же как в лапичской свите, обнаружены пласты доломитов и терригенно-доломитовых пород со сходными микрофитолитами. Группировка вышележащих свит в серии и подсерии проведена в результате корреляции их со стратотипическими разрезами волынской и валдайской серий.

Блонская свита. Стратотипическим разрезом блонской свиты является Блонская разведочная площадь, в пределах которой она была впервые вскрыта (Бессонова, 1968). Строение этой свиты лучше изучено, однако, на соседней Осиповичской площади, где она пройдена многочисленными скважинами. Разрез этой площади может рассматриваться как гипостратотипический.

Блонская свита известна сейчас и несколько восточнее, на Кличевской площади, и в районе Рогачева. В обоих случаях к блонской свите могут быть уверенно отнесены лиловатые пески и песчаники, залегающие между терригенно-карбонатными разнозернистыми песчаниками вильчанской свиты. Возможно, что аналоги блонской свиты вскрыты Бобруйской скважиной и, как предполагают А.С.Махнач и др. (1976), скважинами Орша-2, Клинцы, Стругова Буда.

При описании опорных разрезов уже отмечалось, что в кровле и подошве блонской свиты наблюдаются перерывы и признаки денудации. С ними, особенно с интенсивной ледниковой экзарацией в вильчанское время, связаны, очевидно, ограниченное распространение и значительные (от 0 до 240 м) колебания мощности блонской свиты.

Блонская свита сложена чередованием пачек мелкозернистых слабо сцементированных песчаников и уплотненных песков с пачками глин и алевролитов. Мелкозернистым пескам и песчаникам подчинены прослои грубозернистых песков, гравелитов, галечников, конгломератов, глинистых песчаников с галькой и, как было установлено в последнее время, тиллитов и варвов (Махнач, Веретенников, Шкуратов, 1974, 1975; Бессонова и др., 1975). Глинисто-алевритовые пачки содержат прослои глинистых песчаников и, изредка, терригенно-доломитовых пород и доломитов (Бессонова и др., 1975).

Для песков и песчаников характерна лиловатая, буроватая, реже серая окраска, массивная или слабо слоистая (иногда косослоистая) текстура и хорошая отсортированность. Они обладают значительной пористостью и являются главным объектом при разведке подземных газохранилищ (Кожемякина, 1968, 1971). Эти песчаники и пески – олигомиктовые по составу, обычно очень мелкозернистые и нередко постепенно переходят в близкие по облику крупнозернистые алевролиты. Более грубозернистые и разнозернистые разности песков, гравелиты и особенно конгломераты встречаются в подчиненном количестве. Они тяготеют к нижней половине свиты. Крупные обломки и гальки в них сложены кварцитовидными песчаниками, кварцем, доломитами, гнейсами и гранитами.

---

[1] По дер. Чарот, вблизи которой расположены скв. 14-Р, 11-Р, 23-Р Осиповичской разведочной площади с наиболее полными разрезами серии.

[2] Это позволило объединить осиповичскую, блонскую и вильчанскую свиты в один структурный ярус (Бессонова, Голионко, 1973; Шкуратов, 1975).

Типичные тиллиты, или точнее тиллы, тоже в основном установлены в нижней половине блонской свиты. Они имеют бурую и красно-бурую окраску, типичную массивную текстуру и крайне неотсортированный гранулометрический состав. Мелкозем их олигомиктовый, тонкопесчаный, с большей примесью глинистого и алевритового материала. Рассеянные в нем обломки, размером от гравия до валунов, представлены кварцитовидными песчаниками, напоминающими оршанские песчаники, и кварцитами более глубоких горизонтов рифея. Окатанность обломков крайне неравномерная, но в общем низкая. В целом тиллы блонской свиты чрезвычайно близки к типичным тиллам вышележащей вильчанской свиты. Во многих скважинах среди пород блонской свиты встречены кроме того бурые мелкозернистые глинистые песчаники, содержащие рассеянный гравий и отдельные валуны (до 0,7 м диаметром) гнейсов, кварцитовидных песчаников и других пород. Высказано мнение, что эти песчаники представляют локальные морены, сильно обогащенные песком (Махнач и др., 1976). Частично это предположение, очевидно, справедливо. В ряде случаев, однако, в глинистых песчаниках наблюдается слоистость, которая деформирована вблизи крупных обломков (скв. Жерновская, 82-Р, глуб. 597-592). Такие признаки свидетельствуют, по-видимому, о ледовом происхождении части глинистых песчаников, содержащих гальку. Наименее глинистые разности галечных песчаников могут иметь также флювиогляционное происхождение.

Отдельные пласты пестроцветных в разной степени песчанистых глин и алевролитов встречаются по всему разрезу блонской свиты. В средней ее части они образуют кроме того небольшую пачку мощностью 10-25 м, в которой переслаиваются с глинистыми песчаниками, доломитовыми песчаниками и изредка доломитами. Доломитизация песчаников в ряде случаев имеет отчетливо вторичный характер, но присутствующие в этой пачке микрофитолитовые разности доломитов указывают также на первичное карбонатонакопление. Предположения о том, что вскрытые в блонской свите доломиты являются ледниковыми отторженцами, происходящими из лапичской свиты (Махнач и др., 1976), представляется маловероятным, поскольку глинисто-алевролитовая пачка, которой подчинены доломиты и доломитовые породы, занимает определенное стратиграфическое положение и прослеживается бурением и каротажем на значительных территориях (Бессонова и др., 1975). С глинисто-алевритовыми породами блонской свиты связаны также ленточные глины и алевролиты, содержащие вкрапленные камни или крупные песчаники. Порой они весьма напоминают ледниковые варвы (скв. 19-Р, Кличев, глуб. 685-686).

В подстилающей блонскую свиту лапичской (осиповичской) свите содержатся микрофитолиты: *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Volvatella zonalis* Narozh., *Vesicularites concretus* Z.Zhur., *V.reticularites* Narozh., *V.lobatus* Reitl., *Nubecularites abustus* Z.Zhur. (Журавлева, Чумаков, 1968), *Katangasia obcoleta* Narozh., *Marcovella septata* Narozh., *Nuia* (?) *orshanica* Narozh., водоросли *Renalcis belorussicus* Narozh. (Бессонова, Нарожных, 1970) и обломки строматолитов, близких по микроструктуре к *Boxonia grumulosa* Kom. (Журавлева, Чумаков, 1968). Перечисленные микрофитолиты и строматолиты, за исключением новых форм, характерны для терминального рифея Сибири, Южного Урала и Шпицбергена. Сходный, но значительно более бедный набор микрофитолитов присутствует, по заключению З.А. Журавлевой, в доломитах блонской свиты. Эти данные дают основание отнести блонскую свиту с терминальному рифею. Присутствие в нижней части блонской свиты типичных тиллитов, варвов и вкрапленных камней указывает на то, что она имеет ледниковое происхождение. Для верхней части блонской свиты бесспорных доказательств ледникового происхождения нет. Не исключено, что она образовалась в межледниковых или неледниковых условиях. Вне зависимости от решения данного вопроса, крупный перерыв, существующий в кровле блонской свиты и отделяющий ее от вильчанской свиты, указывает на то, что блонская свита отражает самостоятельный, достаточно крупный ледниковый эпизод, предшествовавший вильчанскому. Таким образом, в терминальном рифее Оршанской впадины устанавливается два ледниковых уровня. Естественно сопоставлять их с двумя ледниковыми подгоризонтами лапландского оледенения (Чумаков, 1971). В пользу такого со-

поставления свидетельствует сходство стратиграфического положения и строения лапландского горизонта и ледниковых отложений Оршанской впадины, а также общие палеогеографические реконструкции, с которыми прекрасно согласуются данные по фациальному составу блонской и вильчанской свит и направлению движения ледников. Данные сопоставления приводят к заключению, что блонская свита, по меньшей мере в нижней части, соответствует нижнему, норвежскому, подгоризонту лапландского ледникового горизонта (Чумаков, 1971, 1977) и что по ее подошве, следуя взглядам Б.С. Соколова (1971) можно проводить нижнюю границу венда в пределах Оршанской впадины.

Вильчанская свита. Это стратиграфическое подразделение впервые было выделено под именем базальной пачки волынской серии (Брунс, 1963), затем оно именовалось могилевской свитой (Махнач, 1963), свитой разнозернистых песчаников (Махнач, 1966), горбашевской (Махнач, 1968) или вильчанской (Г.И. Илькевич, И.А. Линник, 1963) свитой. Последнее наименование, происходящее от с. Вильчинцы, вблизи которого был вскрыт скважиной стратотипический разрез этой свиты, оказалось наиболее удачным. Под именем вильчанской свиты или серии данное подразделение прочно вошло в советскую и зарубежную литературу и корреляционные схемы (Бессонова, Чумаков, 1968, 1969; Махнач и др., 1970; Махнач, Веретенников, 1970; Кожемякина, 1971; Клевцова, 1972а; Хоментовский, 1976; Spencer, 1975; и др.). Поэтому представляется недостаточно оправданным недавнее предложение переименовать вильчанскую свиту в глусскую, а название вильчанская использовать в новом смысле для обозначения серии, объединяющей собственно вильчанскую и блонскую свиты (Махнач и др., 1976, стр. 52). Помимо того, что данное предложение нарушает правило приоритета и изменяет привычные понятия, оно выдвигает весьма неудачные стратотипы. В стратотипах глусской свиты (скв. 371,340 Глуск) нет ни кровли, ни подошвы этой свиты, а в стратотипе вильчанской серии (в новом понимании) не представлена половина ее объема – блонская свита. Поэтому мы называем эту свиту, по-прежнему вильчанской.

В основании вильчанской свиты устанавливается значительный размыв, сопровождающийся погребенным рельефом экзарационного и эрозионного происхождения. Отложения рассматриваемой свиты выполняют и нивелируют его. Перекрывается свита пачкой грубозернистых песчаников и гравелитов, залегающих в основании свислочской свиты. Значительные масштабы перерыва, которые отражает эта пачка, выясняется только в результате межрегиональных сопоставлений. Отмечаемый местами (скв. Вильчинцы, например) постепенный переход между вильчанской и свислочской свитами – явление кажущееся и объясняется местной переработкой и ассимиляцией материала вильчанской свиты в свислочском бассейне.

В настоящее время вильчанская свита вскрыта скважинами на площади, которая превышает 100 000 км^2 и протягивается на 550 км с юго-запада на северо-восток и 350 км с северо-запада на юго-восток. Границы этой территории обусловлены последующим размывом или отсутствием данных.

Основная область развития вильчанской свиты совпадает с Оршанской впадиной. Картина распределения мощности в этом прогибе является чрезвычайно сложной и при имеющемся количестве данных не может быть выяснена детально. В общем наибольшую мощность (более 200–300 м) вильчанская свита имеет в южной части современной Оршанской впадины. Маломощные образования вильчанской свиты первоначально были, по-видимому, широко распространены и на Белорусско-Балтийском щите, но потом оказались почти полностью размыты в предволынское, а частично и в более позднее время.

Вильчанская свита сложена тиллами и тиллитами, а также песками и песчаниками, галечниками и пачками тонкого переслаивания глин, алевролитов и песчаников. В литературе имеются подробные описания основных типов пород, фаций и разрезов вильчанской свиты (Бессонова, Веретенников, 1966; Веретенников, 1968; Кожемякина, 1968; 1971; Бессонова, Чумаков, 1968, 1969; Махнач и др., 1976; Чумаков, 1978), поэтому мы не будем здесь касаться этих вопросов. Отметим только наиболее характерные черты этой свиты: преобладание ледниковых фаций (основные и абляционные морены, лимно- и флю-

виогляциальные, а также эоловые отложения), крайняя изменчивость мощности и разрезов по простиранию, наличие перерыва в кровле и погребенного денудационного рельефа в основании и, наконец, неоднократное чередование в наиболее полных разрезах пластов тиллов и тиллитов с другими породами (скв. Вильчицы, Рогачев, Осиповичи-14 и др.). Эти признаки достаточно согласованно говорят о том, что вильчанская свита представляет комплекс континентальных ледниковых отложений, образовавшийся, очевидно, в результате неоднократных оледенений.

Из сопоставлений ледниковых отложений Оршанской впадины с лапландским ледниковым горизонтом следует, что вильчанская свита может сопоставляться с верхним, скандинавским, его подгоризонтом.

Волынская серия

Свислочская свита. В Северо-Восточной Белоруссии к волынской серии с определенной долей условности отнесена толща туфогенно-осадочных пород, покрывающая вильчанскую свиту. Она широко известна в литературе под именем свислочской свиты (Бессонова, 1969; Бессонова, Чумаков, 1968, 1969; Кожемякина, 1968, 1971; Постникова, 1972; Якобсон, 1971; и др.). Необходимо четко установить стратотип данного подразделения. Им может быть описанный выше разрез скв. 1-Р Дукора Смиловичской площади, расположенный в непосредственной близости от р. Свислочь.

В основании свислочской свиты локально развита пачка мощностью от 4 до 17 м (реже до 20-30 м), сложенная серыми, зеленовато- или желтовато-серыми массивными или косослоистыми разнозернистыми песчаниками и гравелитами, которым подчинены мелкозернистые песчаники, алевролиты и песчаные глины. Песчаники и гравелиты характеризуются олигомиктовым и кварцево-аркозовым составом. Местами в них присутствуют обломки гнейсов, гранитов, кварцитов, осадочных пород и измененных волынских базальтов и андезито-дацитов. Рассматриваемая пачка, вскрытая скв. Рогачев, Вильчицы, Орша, а также юго-восточнее Минска, на разведочных площадях объединения "Союзбургаз", по-видимому, выполняет самостоятельный стратиграфический горизонт, как думает И.А. Кожемякина, выделившая ее в гомоновскую свиту. Ранее предполагалось, что эта пачка соответствует горбашевской свите Волыни (Бессонова и др., 1972; Махнач и др., 1976), однако присутствие в ней обломков волынских эффузивов указывает на ее значительно более молодой возраст. Стратиграфическим аналогом рассматриваемой пачки в юго-западной части Московской синеклизы является, главным образом, отложения так называемой "торопецкой свиты" (Кирсанов, 1968), которая имеет близкий состав и тесно связана с вышележащей туфогенно-осадочной толщей (духовскими слоями ярцевской свиты).

Основная вышележащая часть свислочской свиты, мощностью 50-75 м, сложена вулканокластическими, вулкано-осадочными и нормально-осадочными породами, от глин до конгломератов включительно. Эта толща широко распространена как в юго-западной, так и в северной частях Оршанской впадины и выходит за ее пределами на смежные склоны Латвийской седловины, Белорусско-Мазурской и Воронежской антеклиз. В своих южных разрезах (разведочные площади объединения "Союзбургаз", скв. Вильчицы) туфогенно-осадочная толща представлена сиреневатыми, лиловатыми, буроватыми, зеленоватыми и серыми средне- и мелкозернистыми туффитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами и туфопелитами, которые переслаиваются с вулканомиктовыми, полимиктовыми и кварцево-аркозовыми песчаниками, алевролитами и глинами. Породы обычно слоистые. Большое распространение имеют косо- и волнистослоистые разности. Пирокластический материал туффитов и туфогенных пород представлен мелкими осколками вулканического стекла и обломками пузыристой лавы, которые нередко замещены хлоритом, монтмориллонитом, сапонитом или карбонатами. Наряду с этим в породах рассматриваемой толщи, особенно в вулканомиктовых разностях, большую роль играет кластический материал, образовавшийся за счет переотложения вулканических и туфогенных пород: окатанные обломки базальтов, андезито-дацитов, туфопелитов, туфоалевролитов, туффитов. Для толщи характер-

на невыдержанность разрезов по простиранию, но в целом в южных разрезах намечается преобладание туффитов и туфогенных пород в верхней и нижней ее части, а вулканомиктовых и других осадочных пород в средней части.

В северном направлении мощность туфогенно-осадочной толщи, содержание и размер пирокластического и вулканомиктового материала уменьшается. В районе г. Орши, например, где эта толща имеет мощность 48 м, туфогенные породы содержат обычно незначительное количество пирокластического материала, а туффиты встречаются подчиненными прослоями в верхней пачке толщи (Бессонова и др., 1972). Еще севернее в широтной полосе, охватывающей скв. Шумилино, Летцы, Богушевск, Рудня, Ярцево, Дорогобуж, Вязьма, рассматриваемая толща и ее стратиграфические аналоги[1] сложены алевролитовыми, глинисто-алевритовыми и глинистыми породами, которым лишь местами (Летцы, Рудня, Ярцево) подчинены маломощные прослои туфогенных пород и редко туффитов. Обычно же в этих разрезах отмечаются незначительные прослои, содержащие небольшую примесь тонкого и разложенного пеплового материала. Далее на север (скв. Межа, Городок, Торопец, Нелидово) туфогенные породы и туффиты не встречаются вовсе. Только редкие реликты разложенного пеплового и вулканомиктового материала, рассеянные в осадочных породах позволяют устанавливать здесь отложения, соответствующие свислочской свите. Как видно из приведенной выше характеристики разреза скв. Межа, они сложены главным образом лиловато-, коричневато- и зеленовато-бурыми и серыми, нередко мусорными, с гравием, песчаниками, алевролитами и глинами. Некоторые из них имеют внешнее сходство с туфогенными породами свислочской свиты, однако это обусловлено в основном их окраской и наличием в цементе хлорита, монтмориллонита, реже сапонита. Нет никаких доказательств, что эти минералы возникли за счет пирокластики. В то же время в шлифах можно иногда наблюдать, как они возникают в результате вторичных изменений обломочных зерен.

В Северо-Западной Белоруссии и Юго-Восточной Литве отложения, которые мы параллелизуем со свислочской свитой, имеют еще более грубый и разнозернистый состав (мяркисская свита Литвы, интервал 300-382 м, скв. Молодечно-12 и др.). Характерно, что они тоже содержат прослои пород внешне напоминающих туфогенные.

Обнаруженный Е.А. Асеевой и Л.В. Пискун в отложениях свислочской свиты скв. Межа, глуб. 928, Лепель, глуб. 585-600, Богушевская-2, глуб.766-810 комплекс органических остатков характеризуется присутствием *Protosphaeridium* aff. *parvulum* Tim., фрагментами лентовидных водорослей *Oscillatorites wernadskii* Schep. Залегание свислочской свиты между ледниковыми отложениями и валдайской серией, а также присутствие в ней явно ювенильного пирокластического материала, количество которого убывает с юго-запада на северо-восток, позволяет видеть в свислочской свите отложения в какой-то мере синхронные вулканогенным образованиям волынской серии Северной Украины и Юго-Западной Белоруссии. Присутствие уже в базальных горизонтах этой свиты базальтового и андезит-дацитового вулканомиктового материала указывает в то же время, что она образовалась не раньше, чем стала формироваться средняя толща ратайчицкой свиты, сложенная средними и кислыми эффузивами и их туфами. Иначе говоря, можно думать, что свислочская свита образовалась в конце волынского времени, в завершающие этапы вулканической деятельности на Волыни и в Подлясско-Брестской впадине.

Валдайская серия

В валдайскую серию нами объединяются отложения, залегающие на свислочской свите или ее аналогах и перекрытые балтийской серией нижнего кембрия. Максимальная мощность серии в рассматриваемом районе 250-400 м. Наиболее полные ее разрезы приурочены к западным районам Московской синеклизы (скв. Шумилино, Городок, Лиозно, Межа, Рудня, Невель, Торопец, Редкино и др.).

[1] Нижняя часть ярцевской свиты В.В. Кирсанова (1968б).

На большей части этой территории валдайская серия представлена двумя крупными циклами седиментации: нижневалдайским (редкинским) и верхневалдайским (поваровским). Каждый из них обладает достаточно устойчивым комплексом литолого-фациальных признаков, органических остатков (см. табл. 4) и собственным структурным планом. Между этими стратиграфическими подразделениями валдайской серии, обособленными в ранге подсерий (Тезисы Кишиневского совещания, 1974 г), почти повсеместно наблюдаются перерывы в осадконакоплении, местами сопровождавшиеся глубоким размывом ранее сформировавшихся отложений.

Редкинская подсерия. В рассматриваемом районе в редкинскую подсерию мы включаем две свиты: нижнюю – смоленскую, и верхнюю – межинскую.

Смоленская свита. Под этим названием в восточной Белоруссии и смежных районах РСФСР [скв. Рудня, Смоленск-1 и -2, Орша-2, Межа, Богушевск-1 (Лиозно), Богушевск-2 и др.] была выделена толща темных тонкослоистых глин и алевролитов, которая согласно или с небольшим перерывом покрывает свислочскую свиту (Бессонова и др., 1972). Позднее эти отложения было предложено называть лиозненской свитой (Махнач и др., 1974, 1976).

Образующие смоленскую свиту глины и алевролиты имеют темно-серую окраску (до черной), буровато-коричневую, темно-коричневую, голубоватую или зеленовато-серую, иногда пятнистую окраску. Состав слагающего их глинистого вещества гидрослюдистый, хлорит- и монтмориллонит-гидрослюдистый. Встречаются прослои, обогащенные органическим веществом, а также содержащие примесь тонкой пирокластики, скопления пирита и рассеянный глауконит. В подчиненном количестве в свите присутствуют песчаники, которые в ряде случаев (скв. Орша-2, Межа и др.) образуют базальный горизонт. Нередко породы свиты нарушены подводными оползнями. Мощность смоленской свиты колеблется от 10 до 57 м.

Несколько иной характер приобретает свита севернее и северо-восточнее указанного выше района (скв. Невель, Торопец, Нелидово, Александрино). Она уменьшается в мощности до 7-36 м и замещается пестроцветными песчано-гравийными фациями. Сходные изменения фиксируются в северо-западной Белоруссии. В этом направлении в ряде разрезов сначала появляются более многочисленные пласты песчаников (Шумилино) и пестроцветные породы (район Минска, Пуховичей, Блони), а затем несколько западнее она полностью замещается красноцветными аркозовыми и полимиктовыми разнозернистыми, нередко гравийными песчаниками, микститами и гравелитами (см. выше описание скв. Молодечно-12 и Сакалаускас, 1968).

По целому ряду признаков (набор пород, состав тяжелых и глинистых минералов, присутствие глауконита и подводнооползневых образований) смоленская свита ближе к вышележащим отложениям межинской свиты, чем к подстилающей свислочской, от которой ее в ряде случаев отделяет базальный горизонт, указывающий на наличие между ними перерыва. Поэтому мы присоединяем смоленскую свиту к редкинской подсерии, несмотря на то, что в стратотипе редкинских отложений аналогов смоленской свиты нет и она в этом смысле является доредкинской.

Отложения смоленской свиты содержат весьма специфический комплекс акритарх. По данным Е.А. Асеевой (Махнач и др., 1975), он состоит из *Kildinella sinica* Tim и *Leiosphaeridia parva* Aseeva. Встречаются также оболочки *Orygmatosphaeridium induratum* Aseeva, многослойные образования с гладкой и неравномерно-ямчатой поверхностью и растительные ткани двух типов: тонкие гладкие перфорированные и рыхлые с губчато-пенистой поверхностью. Акритархам сопутствуют фрагменты коричневых гладких трихом, часто с поперечными утолщениями и полосками или четкими складками тканей. Много фрагментов лентовидных водорослей *Oscillatorites wernadskii* Schep. Этот набор органических остатков близок к таковому из отложений ольчедаевских и ломозовских слоев Волыно-Подолии (Асеева, 1976).

Межинская свита. К этой свите отнесены отложения, которые ранее в Белоруссии именовались гдовской свитой, а в западной части Московской синеклизы выделялись в редкинскую свиту. Применение названия гдовская свита к

рассматриваемым отложениям было не правомерно, поскольку в стратотипических северо-западных районах СССР и первоначально (Асаткин, 1937 г.), и сейчас (Менс, Пиррус, 1974) под именем гдовских слоев или гдовской свиты выделяется толща, которая занимает более высокое стратиграфическое положение и с которой начинается следующая поваровская подсерия. Редкинской же свите в настоящее время придан более высокий ранг подсерии и в связи с этим расширен ее стратиграфический объем (Тезисы Кишиневского совещания, 1974 г.), поэтому использовать данное название в старом смысле сейчас невозможно.

В пределах рассматриваемой территории мощность свиты колеблется от 46 до 135 м. В наиболее полных разрезах (скв. Рудня, Лиозно, Летцы, Лепель, Шумилино), как и в описанном выше стратотипическом разрезе скв. Межа, межинская свита имеет ритмичное трехчленное строение (Бессонова и др., 1972). Ритмы начинаются в основании серыми, нередко разнозернистыми и гравийными песчаниками олигомиктового кварцево-аркозового состава, которые, переслаиваясь выше с алевролитами, постепенно сменяются тонким чередованием алевролитов и глин. Доля алевролитов и глин увеличивается от ритма к ритму вверх по разрезу свиты. Местами (Межа, Торопец, Шумилино и др.), видимо, сохранилась самая верхняя регрессивная часть третьего ритма, обогащение песчаным материалом. В кровле свиты местами появляется пятнистая красноцветная окраска, которая свидетельствует, очевидно, о субаэральном выветривании.

В обломочных породах межинской свиты с востока на запад увеличивается роль полевых шпатов и они постепенно приобретают аркозовый состав. Для свиты характерно послойное обогащение пород биотитом, сульфидами железа, органическим веществом, фосфатом и глауконитом (особенно в верхнем ритме и в западных разрезах). Пачки коричневых аргиллитов с прослоями монтмориллонитовых глин, которые так характерны для рассматриваемых отложений в Московской синеклизе (Кирсанов, 1968а, 1970; Клевцова, 1968, 1972б), здесь выражены слабо, а западнее скв. Межа, Рудня, Богушевск-1 (Лиозно) они вообще не встречены.

На северо-западе Белоруссии и в смежных районах Литвы предлагаемые аналоги межинской свиты представлены толщей пестроцветных аркозовых, главным образом, разнозернистых и грубозернистых песчаников мощностью 5-62 м.

В восточном направлении путем последовательной корреляции разрезов скважин устанавливается непосредственный переход межинской свиты в бывшую редкинскую свиту или комплекс, а в северном направлении она срезается вышележащей поваровской подсерией и выпадает из разреза.

Поваровская подсерия. Отложения этой подсерии до расширения стратиграфического объема валдайской серии исчерпывали объем последней (Копелиович, 1951б; Соколов, 1953). В рассматриваемом районе поваровская подсерия, так же как на северо-западе СССР, состоит из двух свит: нижней песчаниковой - гдовской и верхней глинисто-алевролитовой - котлинской ("лямина-ритовой"). В целом обе свиты образуют единый седиментационный цикл, который нередко именуется верхневалдайским.

Гдовская свита. Сложена в основании песчаниками и гравелитами, а выше песчаниками и алевролитами или глинами и алевролитами. Общая мощность свиты 30-125 м. Залегает она несогласно на разных горизонтах редкинской подсерии, а на крайнем северо-западе района непосредственно на кристаллическом фундаменте.

Гравелиты, песчаники и крупнозернистые алевролиты гдовской свиты на востоке рассматриваемого района (скважина Торопец, Межа, Шумилино) имеют светло-серую окраску и кварцевый или слюдисто-кверцевый состав. В западном направлении количество полевых шпатов в песчаниках увеличивается и они постепенно становятся олигомиктовыми и кварцево-аркозовыми. Одновременно в заметном количестве появляются переотложенные обломки песчаников из более древних горизонтов верхнего докембрия. Песчаники гдовской свиты обычно слабо сцементированы, реже в них наблюдается каолинит-гидрослюдистый или пойкилитовый карбонатный цемент.

Глины и глинистые алевролиты имеют, как правило, серую или слегка пестроцветную окраску, наряду с которой в западных и северо-западных районах прослоями появляется красноцветная. В их глинистой фракции помимо каолинита и гидрослюды отмечаются хлорит и смешанно-слойная гидрослюда-монтмориллонит. Каолинита особенно много на участках скопления крупнозернистого алевролита или мелкозернистого песчаного материала. На плоскостях наслоения тонкослоистых серых глин наблюдаются сапропелитовые пленки.

Все породы свиты обычно слоистые и тонкослоистые, нередко линзовидно- и волнистослоистые. Прослоями в них наблюдаются складки оползания, текстуры взмучивания и оплывания. Для пород свиты в целом характерны многочисленные аутигенные титаносодержащие минералы - анатаз, рутил, зерна лейкоксена. Иногда наблюдаются также выделения пирита, редкие микроконкреции сидерита, вкрапления доломита, глауконита, шамозита.

За пределами рассматриваемого района описанные отложения прослеживаются в северном направлении через промежуточный разрез скв. Лудза (Брангулис и др., 1975) до стратотипического разреза гдовской свиты.

В восточном и северо-восточном направлении описанные отложения последовательно прослежены до скважин Торопец, Редкино, в которых В.В. Кирсановым они выделяются под именем макарьевских и переславских слоев котлинской свиты.

Котлинская свита. В восточных и северо-восточных частях рассматриваемого района (скважины Межа, Рудня, Богушевск) в разрезе котлинской свиты намечается три пачки: нижняя алеврито-глинистая, средняя - глинистая и верхняя - вновь алеврито-глинистая с подчиненными прослоями песчаников. Нижний контакт свиты в данном районе согласный, верхний же, с девонскими отложениями - характеризуется глубоким размывом. Поэтому полная мощность котлинской свиты здесь неизвестна. Максимальная мощность сохранившейся от размыва ее части составляет около 200 м. Западнее скв. Лепель и др., котлинская свита сокращается в мощности до 40 м и залегает на гдовской свите с перерывом и корой выветривания. В целом для котлинской свиты характерно преобладание тонкослоистых гидрослюдистых или хлорит-гидрослюдистых глин и тонкоритмично наслоенных глин и алевролитов серой, голубовато-зеленовато-серой окраски. Нередко эти породы обогащены органическим веществом, пиритом и содержат стяжения, линзы и прослои сидерита, а местами также тонкие пропластки онколитовых доломитов (скв. Шумилино). На плоскостях напластования часто наблюдаются скопления биотита, сапропелитовые ("ламинаритовые") пленки и лентовидные бурые водоросли (вендотении). Алевролиты и присутствующие в подчиненном количестве песчаники имеют олигомиктовый или кварц-аркозовый состав. В верхней части свиты появляется глауконит. Изредка в свите встречаются удлиненные с поперечным округлым сечением карбонатно-глинистые тела с пиритизированной поверхностью (краями), которые, возможно, являются ходами трубчатых червей (скв. Межа, глуб. 627-621 м и др.). Рассматриваемая свита последовательно прослежена в восточном направлении до скважин Торопец и Редкино, где ей соответствует верхняя часть котлинской свиты В.В. Кирсанова (петровские слои).

НИЖНИЙ КЕМБРИЙ

Отложения нижнего кембрия в рассматриваемом регионе известны в северных и северо-западных районах. Они залегают на размытой поверхности котлинской свиты и локально на более древних породах венда. По палеонтологическим данным установлено присутствие здесь аналогов ровенского и лонтовского горизонтов. В стратиграфическом отношении наиболее полные их разрезы (видимой мощностью 112-161 м) вскрыты в Верхнедвинске (глуб. 348-509 м) и Купе (глуб. 180-292 м). К западу и юго-западу от них в скважинах Вилькишкяй, Вильнюсе, Сморгоне, Куренце, Красном и других пунктах мощности изменяются от 50 до 89 м (Махнач, 1958; Коркутис, 1968, 1971). Далее по направлению к современному контуру распространения нижнего кембрия

происходит закономерная смена фаций от более глубоководных сероцветных алеврито-глинистых к мелководным нередко пестроцветным глинисто-алевритовым или алеврито-песчаным сокращенной мощности (2-15 м).

В типовом разрезе, предложенным выше для образований венда западного района (скв. 12, район Сморгонь-Молодечно) (см. рис. 15), последовательность отложений нижнего кембрия такая:

Ровенский горизонт

139-129 м. Глинисто-алевритовая пачка. Представлена переслаиванием светло-серых и полосчатых (фиолетово-сиреневых и табачных) глинистых алевролитов и глин с алевролитами, крупнозернистыми песчаными, кварцево-аркозового состава. Алевролиты кровли охристо-бурые с многочисленными вкраплениями гидроокислов железа. Основание пачки маркируется прослоем полевошпатово-кварцевого песчаника разнозернистого, гравийного. Имеются вкрапления каолинита.

Охарактеризованная часть разреза включена в состав ровенского горизонта на основании литологического сходства пород с вышележащими отложениями, ровенский возраст которых обоснован палеонтологически.

129-123 м. В данном интервале (снизу вверх) залегают: песчаник светло-розовый олигомиктовый мелкозернистый с тонкими прослойками глинистого алевролита, глина светло-серая алевритовая с пологонаклонной слоистостью и элементами взмучивания и оплывания осадка, алевролит желтовато-серый олигомиктовый неслоистый, глина сиреневато-серая, неслоистая с вкраплениями гидроокислов железа и окисленного пирита. Преобладают в разрезе глины. Во всех типах пород по плоскостям наслоения многочисленны чешуйки мусковита.

Характерен комплекс акритарх, основу которого, по данным Л.В. Пискун, составляют *Teophipolia lacerata* Kirjan., *Leiosphaeridia dechisca* Paškev., *Leiosphaeridia* тип В (20-40 мк). Встречены также *Tyrasotaenia* Gnilovskaya и *Leiothrichoides* Hermann.

Лонтоваский горизонт

123-115 м. Глины тонкодисперсные, слабо алевритистые, от буровато-сиреневых до сиреневато-серых, тонколистоватые или крупноплитчатые. В основании маломощные прослои олигомиктового песчаника и алевролита с глауконитом, мусковитом, сидеритом.

115-105 м. Типичные "синие" глины в большей верхней части голубовато-серые, ниже (2 м) - сиреневато-серые. Породы пелитовой и алевро-пелитовой структуры. Характерны черные пиритизированные ходы червеподобных организмов, присыпки мусковита, линзовидные скопления глауконита и песчано-алевритового материала. Имеются сабеллидитиды.

105-95 м. Алеврито-глинисто-песчаная пачка. Верхнюю часть ее слагают сиреневато-серые и зеленовато-серые алевритовые глины, прослоями переходящие в серые глинистые алевролиты. Ниже доминируют светло-серые и беловатые алевролиты и песчаники мелкозернистые алевритовые.

95-90 м. Песчаники светло-серые, полевошпатово-кварцевые, мелкозернистые, алевритовые, микрослоистые и массивные с прослоями алевролитов и тонкослоистых (2-3 мм) алеврито-глинистых пород.

90-84 м. Алевриты песчаные светло-серые, кварцево-аркозовые с горизонтальной и линзовидно-горизонтальной текстурой.

Комплекс акритарх состоит из следующих видов: *Granomarginata prima* Naum., *G.squamacea* Volk., *G.sp.*, *Tasmanites tenellus* Volk., *T. bobrowskii* Waz., а также значительное количество *Leiosphaeridia* тип А, В (20-300 мк). Помимо акритарх установлены остатки *Dvinia* Gnilov.

К северу и северо-западу от описанного разреза строение ровенского горизонта и характер границ между ним и лонтоваскими отложениями в общем сохраняется тот же. Вместе с тем в этом направлении отмечается закономер-

ное возрастание мощности лонтоваского горизонта и увеличение в его разрезах алеврито-глинистых пород и глин. В наиболее полном разрезе (Верхнедвинск, глуб. 348-485 м) лонтоваский горизонт имеет двучленное строение (снизу вверх):

Нижняя часть лонтоваского горизонта

485-456 м. Неравномерное переслаивание тонкослоистых серых и голубовато-серых глин алевро-пелитовой структуры с желтовато- или зеленовато-серыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. Послойно много глауконита, сидерита, мусковита. Редки маломощные прослои глинистых брекчий с фосфатной галькой. В основании - прослой разнозернистого песчаника. Встречаются хорошей сохранности сабеллидитиды и платисолениты. Участками много крупных биоглифов.

456-418 м. Глинистые породы, аналогичные по цвету и текстурным признакам нижележащим, но более тонкой структуры, с небольшим содержанием глауконита, сидерита (обычно редкие вкрапления). Подчиненное положение занимают глинисто-алевритовые породы с деформированной слоистостью и слюдистые алевролиты. Содержание последних увеличивается вверх по разрезу. Здесь же появляются и красноцветные с многочисленным "крапом" гидроокислов железа алевролиты.

Верхняя часть лонтоваского горизонта

418-398 м. В нижней части коричневато-серые разнозернистые песчаники и гравелиты. Выше серые и лиловато-серые глины, алевролиты, в которых послойно содержится значительное количество сидерита и железистых аморфных выделений. Характерны чешуйки серицита, пирит, тонкие обрывки органических нитей, редкие мелкие зерна глауконита.

398-348 м. Чередование светло- и зеленовато-серых глин с мелко- и разнозернистыми алевролитами серого и коричневато-серого цвета. Встречаются редкие песчаные линзы. Прослоями много сидерита, глауконита, мусковита, черных пиритизированных ходов червей. Видовой состав комплекса акритарх и закономерности их вертикального распространения по разрезу лонтоваского горизонта в скв. Верхнедвинск иллюстрирует рис. 16.

Результаты изучения ряда разрезов нижнего кембрия, а также публикации (Махнач, 1958; Коркутис, 1968, 1971) позволяют дать следующую характеристику горизонтам нижнего кембрия рассматриваемого региона.

Ровенский горизонт. В большинстве разрезов к этому горизонту должны быть отнесены отложения, выделявшиеся ранее под названием надлямináритового горизонта балтийской серии (Махнач, 1958; Соколов, 1958; Коркутис, 1971). Принадлежность их ровенскому горизонту палеонтологически доказана в Литве (Пашкявичене, 1976; Янкаускас, 1975) и в смежных разрезах Белоруссии. В других разрезах этот горизонт установлен путем детального минералого-петрографического изучения пород и последовательной корреляции разрезов.

На большей части территории исследования ровенские отложения залегают непосредственно под лонтоваскими. Лишь в краевых юго-западных районах они перекрываются более молодыми породами. Образования ровенского возраста имеют непостоянную мощность (2-30 м), но более или менее однородное строение. В общих чертах оно сходно с типовым разрезом (скв. 12, глуб. 123-139 м). Отмечается лишь возрастание объема алевритовых и песчаных пород и грубозернистости к юго-востоку (Махнач, 1958).

Почти повсеместно базальные слои ровенского горизонта сложены песчаниками с обломками подстилающих пород или глинистыми конгломератами. Реже граница ровенского горизонта с котлинской свитой постепенная. Песчаники нижней части ровенского горизонта залегают в виде однородного слоя (4-8 м) или переслаиваются с глинами и алевролитами. Песчаники коричневатые или светло-серые по окраске, имеют кварцево-аркозовый или кварцевый состав и мелкозернистую до разнозернистой структуру. Очень характерны вкрап-

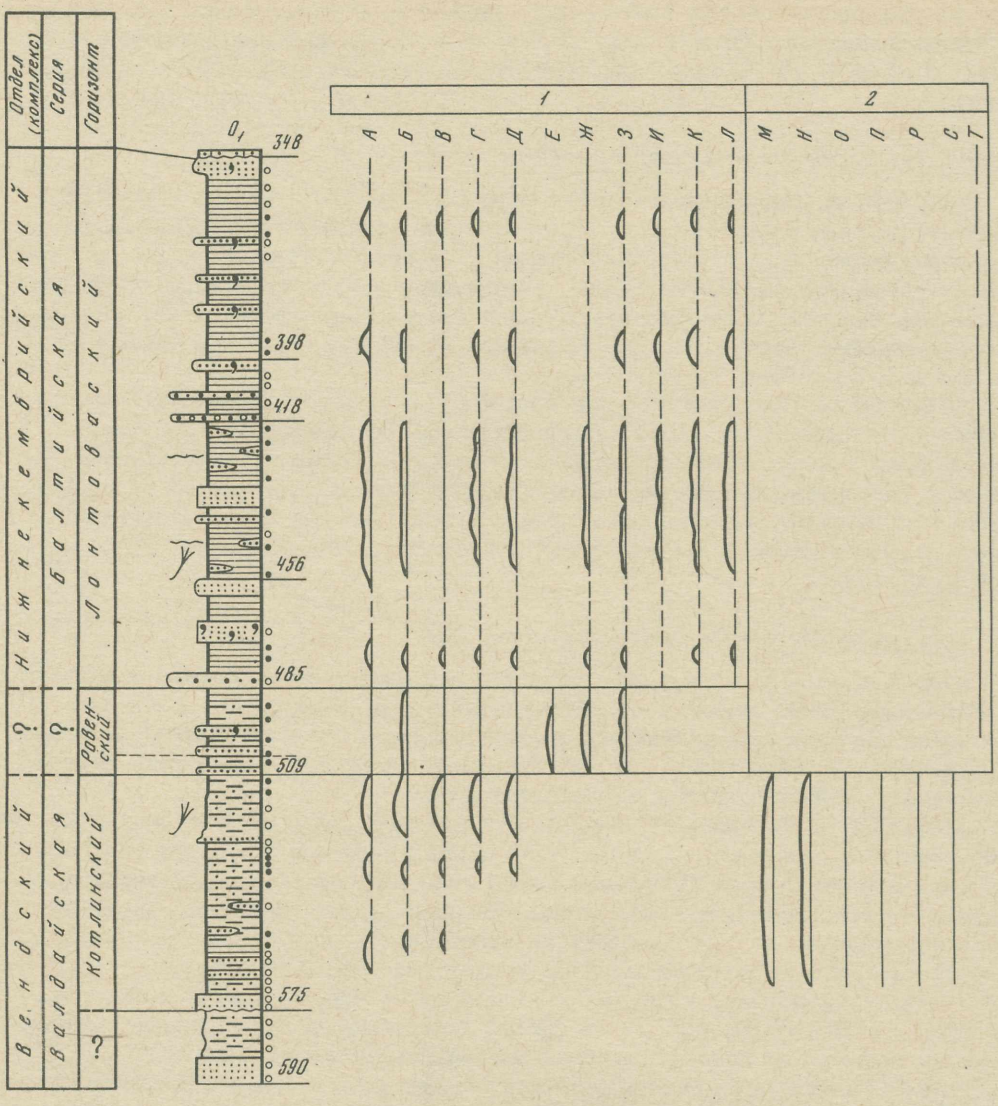


Рис. 16. Вертикальное распространение палеонтологических остатков в разрезе скважины Верхнедвинск (составлено Л.В. Пискун с использованием материалов А.С. Махнача, 1958)

1 – акритархи: А – *Leiosphaeridia* тип А (20–40 мк), Б – *Leiosphaeridia* тип В (20–40 мк), В – *Leiosphaeridia* тип А (41–150 мк), Г – *Leiosphaeridia* тип В (41–150 мк), Д – *Leiosphaeridia* тип В (151–300 мк), Е – *Teophipilia lacerata* Kirjan, Ж – *Leiosphaeridia crassa* (Naum.), З – *Leiosphaeridia dehisca* Paškev., И – *Granomarginata prima* Naum., К – *Granomarginata* sp., Л – *Tasmanites tenellus* Volk.; 2 – вендотении (определения М.Б. Гниловской): М – *Vendotaenia antiqua* Gnilov., Н – *Vendotaenia* aff. *antiqua* Gnilov., О – нитчатые водоросли, П – эпибионты, Р – зернистые ленты, С – силуэтные формы, Т – *Tyrasotaenia*. Литологические знаки см. рис. 13

ления и гнезда каолинита, чешуйки мусковита, многочисленные скопления рудных и акцессорных минералов, глинисто-доломитовый или доломитовый цемент базального или порового типа, пологонаклонная и мелкая косая разнонаправленная слоистость. Вышележащие отложения представлены сероцветными глинами и алевролитами с маломощными прослоями или линзами песчаников. Породы неравномерно слюдистые (особенно обилен биотит и мусковит по плоскостям плитчатых отдельностей) с каолинит-гидрослюдистым глинистым ве-

ществом, горизонтальной и линзовидно-горизонтальной текстурой. Имеются постоянно редкие в глинах и более частые в алевролитах зерна аутигенного глауконита. В отдельных разрезах эта часть ровенского горизонта состоит из двух микроритмов, разделенных прослоем охристо-бурого алевролита. Кровлю ровенского горизонта обычно слагают глины сиреневато-серые или полосчатые (зеленовато-серые и карсновато-коричневые) алеврито-глинистые породы с многочисленными вкраплениями гидроокислов железа. Комплекс акритарх (Верхнедвинск, глуб. 470-509 м, скв. 12, глуб. 123-128 м) включает следующие виды: *Teophipolia lacerata* Kirjan., *Leiosphaeridia* тип В (20-40 мк), а также мелкие формы *L.* тип А. Крупные формы *L.* тип В имеют плохую сохранность. Встречаются *Dvinia* Gnilov. В отложениях рудаминской свиты, возраст которой в настоящее время также датируется как ровенский, установлены Л.Т. Пашкявичене (1976) новые виды акритарх: *Retisphaeridium densum* Paškev., *Leiovalia* sp. sp. Наряду с ними встречаются спиралеобразные формы, описанные Е.А. Асеевой (1976) как *Volyniella* sp.

Отложения ровенского возраста Белоруссии по мощности, особенностям строения, литологическому составу пород, а также крайне редким находкам сабеллидитид отличаются от ровенской свиты Волыно-Подолии (Кирьянов, 1969, 1971) и Московской синеклизы (Кирсанов, 1974). Поэтому не исключено, что на территории Русской плиты сохранились фациально различные и асинхронные по времени образования части ровенского горизонта.

Лонтоваский горизонт соответствует надровенской части балтийской серии, равной по объему горизонту "синих глин" (Махнач, 1958) или лонтоваской свите (Мянниль, 1958; Коркутис, 1968, 1971) в их первоначальном понимании. Контуры современного распространения горизонта смещены по сравнению с ровенскими к северо-западу. Мощности лонтоваского горизонта колеблются от 6 до 137 м. В его строении преобладают сероцветные гидрослюдистые глины с тем или иным количеством глауконита и железистых карбонатов (сидерит, анкерит). Подчиненную роль играют алевролиты и песчаники. Изредка встречаются прослои гравелитов, конгломератов, брекчий.

Нижняя граница горизонта отчетливо определяется литологически (по псаммитовым или псефито-псаммитовым пластам с продуктами размыва нижележащих пород, фосфатной галькой, глауконитом) и палеонтологически (массовые появления черных пиритизированных ходов червеподобных организмов, сабеллидитид, плятисоленит хорошей сохранности, а также новых родов акритарх: *Granomarginata, Leiomarginata, Tasmanites, Dictyotidium.*

Верхней границей горизонта является кровля балтийской серии, на которую с перерывом различной длительности в восточной Литве залегают породы вергальско-раусвеского возраста (лакайская свита), а на остальной - отложения ордовика, среднего девона или антропогена.

Почти повсеместно в наиболее полных и хорошо охарактеризованных керном разрезах лонтоваского горизонта выделяются два крупных седиментационных ритма, разделенных поверхностью перерыва. В них, как правило, выделяются (снизу вверх) алеврито-глинистая пачка с прослоями песчаников, гравелитов или конгломератов, а верхняя - преимущественно глинистая. Верхний ритм в отдельных разрезах надстраивается глинисто-алевритовой пачкой с редкими прослоями и линзами мелкозернистых песчаников. В кровле ритмов обычно имеется железистая или железисто-каолиновая кора выветривания. Несмотря на сходство в строении нижне- и верхнелонтоваского ритмов седиментации, одни и те же типы пород их довольно существенно различаются по структурно-текстурным признакам, количественному содержанию породообразующих и аутигенных минералов, комплексу органических остатков.

Породы нижнелонтоваского ритма в целом более грубозернистые, глины представлены крупночешуйчатой гидрослюдой постоянно с тем или иным количеством алевритового или алеврито-песчаного материала. Имеется каолинит. Многочислены прослои и крупные линзы алевролитов или песчаников разной крупности зерна в основном с косой (разнонаправленной, перистой), косоволнистой и реже ритмичной горизонтальной слоистостью. С самого основания

ритма встречаются глауконит (до 30%), зерна которого обычно крупнее терригенных компонентов. Для этого ритма типичны также сидерит или анкерит, большое количество мусковита, олигомиктовый, кварцево-аркозовый, а иногда и аркозовый состав обломочного материала. Характерны многочисленные биоглифы, пиритизированные остатки ходов червей, частые находки хорошей сохранности *Sabellidites cambriensis* Yan., *Platysolenites antiquissimus* Eichw. (определения Р.Ф. Геккера, М.Э. Янишиевского, Б.С. Соколова, В.А. Коркутиса).

Комплекс акритарх характеризуется следующим видовым составом: *Granomarginata prima* Naum., *G. squamacea* Volk., *Tasmanites tenellus* Volk., *Leiomarginata simplex* Naum., *Dictyotidium birvetense* Paškev., *Leiosphaeridia dehisca* Paškev., *L.* тип А, В (20–300 мк). Наряду с ними встречаются нити *Leiotrichoides* Hermann, *Dvinia* Gnilov.

Отложения верхнелонтоваского седиментационного ритма в районе Сморгони, Вильнюса, Купы, Верхнедвинска представлены в основном глинами пелитовой и алевро-пелитовой структуры, неравномерно переслаивающимися с алевролитами. Основание его слагают крупно- или разнозернистые песчаники, глинистые брекчиевидные породы, конгломераты или гравелиты с неоднородно окатанным обломочным материалом. В породах по сравнению с нижнелонтоваскими значительно меньше мусковита, глауконита, сидерита. Увеличивается содержание или крайне мало глауконита и сидерита.

В верхней части лонтоваского горизонта многочисленны неопределимые ходы червеподобных организмов, отсутствуют биоглифы, редки находки *Sabellidites cambriensis* Yan., не обнаружены *Platysolenites antiquissimus* Eichw. Среди акритарх появляются, помимо перечисленных выше, *Tasmanites bobrowskii* Waz., *Granomarginata squamacea* Volk.

ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ПОДЛЯССКО-БРЕСТСКОЙ ВПАДИНЫ

Расположенная в пределах Белоруссии часть Подлясско-Брестской впадины представляет ее восточное центриклинальное замыкание. На севере впадина ограничена Белорусско-Мазурской антиклизой, на юге – Лукувско-Ратновским выступом, а на востоке – Полесской седловиной (рис. 17). Лукувско-Ратновский выступ возник в среднем палеозое, по-видимому, в конце силура или начале девона (Зиновенко, 1969), а до этого вместе с Подлясско-Брестской впадиной он сос-

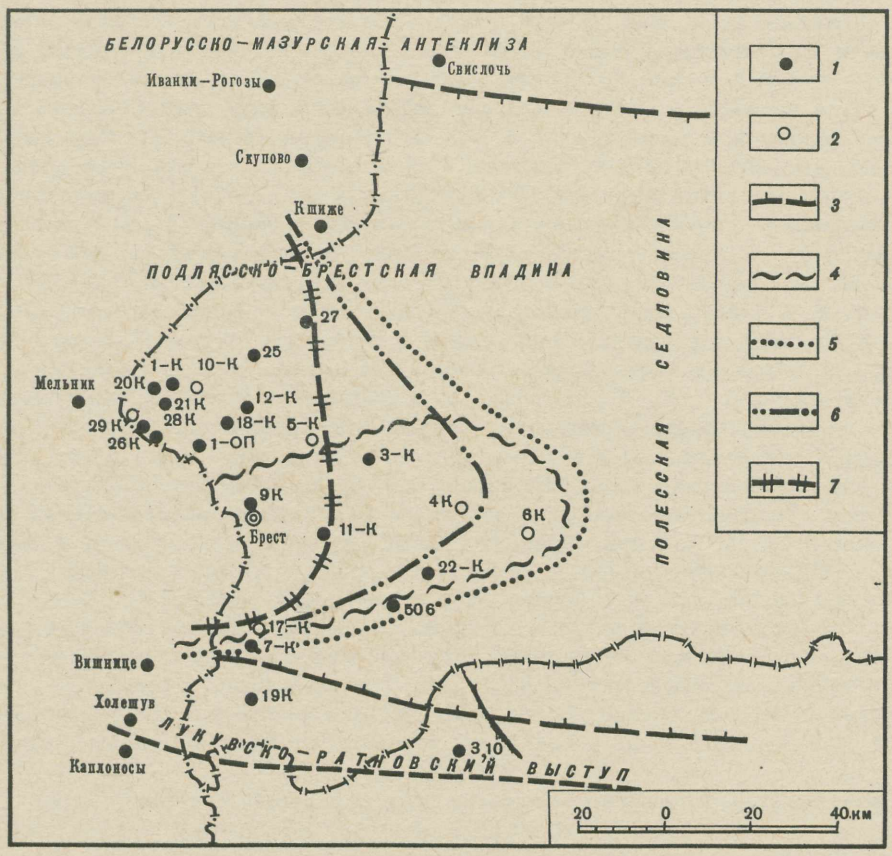


Рис. 17. Схема расположения опорных разрезов и границ стратиграфических подразделений в восточной части Подлясско-Брестской впадины

1 – скважины, вскрывшие породы фундамента; 2 – скважины, не достигшие пород фундамента; 3 – разломы, ограничивающие впадину; 4–7 – границы распространения: 4 – рытской свиты, 5 – страдечской свиты, 6 – высоковской серии (спановская, бугская, ставская свиты), 7 – орлинской свиты

тавлял единое целое. Верхнедокембрийские и нижнепалеозойские отложения размыты с Лукувско-Ратновского поднятия позже.

На территории впадины выявлены разрывные нарушения различных порядков, отличающиеся простираниями, временем заложения и временем обновления движения по ним. Наибольшее развитие имеют тектонические нарушения северо-восточного простирания, которые прослеживаются в породах чехла до силура включительно. Дифференцированные движения вдоль этих разломов являлись, вероятно, основным фактором, контролирующим стратиграфическую полноту, мощность и фациальные условия накапливающихся осадков в докембрии и кембрии.

Подлясско-Брестская впадина выполнена главным образом отложениями венда и нижнего палеозоя. Из последних мы рассмотрим только нижний кембрий.

Стратиграфия венда и нижнего кембрия юго-запада Белоруссии изучалась ранее многими геологами (Зиновенко, 1969, 1970; Зиновенко,Махнач, 1968, 1969, 1972; Махнач, 1958, 1966, 1968; Махнач, Веретенников, 1970; Синичка и др., 1970), результаты которых наряду с собственными материалами авторов положены в основу данного очерка.

ВЕНД

В восточной части Подлясско-Брестской впадины вендские образования имеют повсеместное распространение. На крайнем юге-востоке и востоке впадины (скважины 19-к, 6-к, 22-к) они лежат с крупным стратиграфическим перерывом на отложениях рифея, а на остальной территории - на породах фундамента. Вендские отложения представлены в этом регионе двумя сериями: волынской и валдайской. Литологические эквиваленты двух свит стратотипического разреза волынской серии (s. str.) Волыни непосредственно прослеживаются в пределы рассматриваемой территории. Они известны здесь как горбашевская и ратайчицкая свиты (Махнач, 1968; Махнач и др., 1970). Дискуссионно стратиграфическое положение вышележащей толщи терригенных, нередко вулканомиктовых пород, содержащих прослоями тонкий пепловый материал. Эти отложения, залегающие между ратайчицкой и "гдовской" свитами, ранее объединялись с последней, а в настоящее время сопоставляются со смоленской (лиозненской) свитой Оршанской впадины и включаются в волынскую серию (Махнач и др., 1975). Мы называем ее гирской свитой и относим к нижневалдайской (редкинской) подсерии (табл. 6). Однако, не исключено, что нижняя часть свиты может соответствовать верхним горизонтам волынской серии (s. lato), выделяемым в настоящее время в качестве новых, самостоятельных свит - ратновской или конобельской (Заика-Новацкий, 1972; Постникова, 1972; и др.).

К верхневалдайской (поваровской) подсерий отнесены возрастные аналоги котлинской свиты, что подтверждено палеонтологическими данными, и нижележащая пестроцветная аркозовая гравелито-песчаная толща. Последняя всеми геологами выделяется под названием "гдовская свита" (Махнач, 1958; Махнач и др., 1975; Синичка и др., 1970; и др.). Вместе с тем ни литологически, ни биостратиграфически не доказано соответствие этой толщи гдовской свите стратотипической местности. В настоящем очерке термин "гдовская свита" используется весьма условно. Более вероятно, что пестроцветная гравелито-песчаная толща представляет собой более древние "догдовские" осадки валдайской серии.

Наиболее полно вендские отложения вскрыты в скв. 6-к (дер. Гирск, Антопольского района Брестской обл.), где залегают на породах пинской свиты и имеют такую последовательность (глубина, в м).

Горбашевская свита мощностью 30 м (640-610м).

640-631. Гравелиты аркозовые мелкообломочные, переходящие вниз по разрезу в конгломераты.

631-610. Песчаники аркозовые грубо- и разнозернистые с неравномерным содержанием гравия, слюдистых минералов и многочисленными гнездами каолинита.

Ратайчицкая свита мощностью 200 м (610–410 м) подразделяется на три толщи.

Нижняя толща. Мощность 170 м (610–440 м):

610–538. Туфы и туффиты пестроцветные, лито-витрокластические псаммопсефитовой и псефитовой структуры, в нижней части со слабо выраженной косой или грубой горизонтальной слоистостью.

538–500. Темно-серые и зеленоватые афанитовые базальты, состоящие из нескольких потоков, разделенных прослоями лавобрекчий.

500–485. Туфы основного (?) состава. Границы с соседними слоями установлены по каротажу. Керн не поднят.

485–455. Темно-серые до черных палагонитовые долерито-базальты и долериты. В центральной части покрова массивные эффузивные породы, в краях измененные миндалекаменные базальты и гиалобазальты.

455–440. Пестроцветные базальтовые лавобрекчии, состоящие из угловатых (5–12 см) обломков афанитовых и миндалекаменных базальтов и стекловатой основной массы.

Средняя толща. Мощность 15 м (440–425 м).

Туфы псефитовые пестроцветные и зеленовато-серые, лито- и витро-литокластические смешанного состава. Пирокластический материал представлен в основном обломками основных эффузивов и хлоритизированным вулканическим стеклом. Меньше эффузивов дацитового, трахилипаритового (?) и более кислого состава. Среди мегакластов имеются и переотложенные неравномерно окатанные обломки эффузивных пород.

Толща стратиграфически соответствует толще андезито-дацитов и их туфов скв. 12-к (Махнач, 1968).

Верхняя толща мощностью 15 м (425–410 м) залегает на нижележащих породах с перерывом и размывом, что подтверждается составом породообразующих компонентов и наличием обильного сильно ожелезненного глинистого вещества.

425–419. Туфоконгломераты пестроцветные, с окатанными и полуокатанными обломками (6–12 см) эффузивов основного, андезито-дацитового, кислого (кварцевые порфиры) и субщелочного состава. Отдельные из них имеют высокую сферичность, что свидетельствует о длительной транспортировке. Цементирующая масса алеврито-глинистая с тонкой измененной пирокластикой.

419–410. Туффиты (?) или туфогенные породы алевритовой и палитовой структуры темно-коричневые с беспорядочно распределенными обломками (до 3 см) эффузивов среднекислого состава, гранитоидов и полевых шпатов, угловатых, полуокатанных и реже хорошо окатанных (3–4 балла). Основная масса пород сильно ожелезнена. Имеется несколько прослоев разнозернистых полимиктовых песчаников, породообразующие компоненты которых, кроме полевого шпата и кварца, содержат большое количество переотложенного вулканогенного материала, а в цементе – тонкую пирокластику, гнезда каолинита.

Гирская свита мощностью 112 м (410–298 м) залегает на нижележащих породах с длительным перерывом. На это косвенно указывает сильное ожелезнение пород верхней пачки ратайчицкой свиты, а также наличие в основании рассматриваемой толщи прослоя песчано-глинистого гравелита, состоящего в основном из продуктов длительного перемыва подстилающих пород. Она расчленяется на три пачки (снизу вверх):

Нижняя пачка мощностью 7 м (410–403 м) сложена ритмичнослоистыми вулканомиктовыми алеврито-глинистыми породами темно-коричневого цвета. Имеются линзы и прослои неравномерно слюдистого аркозового мелко- и разнозернистого песчаника. Подошва свиты маркируется прослоем песчано-глинистого гравелита комковато-обломочной структуры. Глинистые "катыши" и песчаные зерна имеют блестящую гладкую поверхность.

Средняя пачка мощностью 53 м (403–350 м) представлена неравномерным переслаиванием вулканомиктовых, полимиктовых и реже аркозовых песчаников разной крупности зерна (от мелко- до грубозернистых) и полимиктовых гравелитов с вулканомиктовыми алевролитами. Первые из них слагают нижние элементы ритмов, мощность которых 2–9 м. Прослои гравелитов чаще

Таблица 6

Сводный литолого-стратиграфический разрез венда и кембрия восточной части Подлясско-Брестской впадины

Система (группа)	Отдел (комплекс)	Горизонт	Серия	Свита (подсвита)	Толща (пачка)	Литологическая характеристика	Мощность (в м)	Палеонтологическая характеристика: фауна	Палеонтологическая характеристика: флора
Кварцевые песчаники с редкими прослоями алевролитов и глин (орлянская свита)									
Кембрийская	Средний (?)	кибартайский		Ставская		Переслаивание зеленовато-серых и серых алевролитов, тонкослоистых алеврито-глинистых пород и глин. Редки прослои и линзы песчаника. Многочисленны зерна глауконита, биоглифы, текстура "краксген"	29-41	*Lingulella* cf. *exigua* Watthew, *L.* cf. *ferruginea* Salter, *L.* cf. *desiderata* Walcott, *Volborthella* sp., *Lukatiella* sp.	*Baltisphaeridium dibium* Volk., *Baltisphaeridium ciliosum* Volk., *Tasmanites volkovae* Kirjan., *Leiosphaeridia* sp.
	Нижний	вергальско-раусвеский	Высоковская	Бугская	верхняя	Светлые кварцевые песчаники, переслаивающиеся с темно-серыми алевролитами и глинами с каолинитом, имеются ходы илоедов	21-44	*Lingulella* sp., *Volborthella* sp., *Lukatiella* sp.	
					нижняя	Тонкое чередование алеврито-глинистых пород с алевролитами. В кровле породы пестроцветные, в основании кварцевые песчаники. Характерны сидерит, железистые оолиты, каолинит, вертикальные ходы илоедов, текстура "краксген"	40-60		
		талсинский		Сланцовская		Светлые кварцевые и полевошпатово-кварцевые песчаники и алевролиты со слойками каолинитовой глины. В кровле породы красноцветные и пестроцветные с гидроокислами железа. Встречаются крупные горизонтальные и вертикальные биоглифы	75-124		
		?	Балтийская	Страдечская	III	Пестроцветные песчаники и алевролиты. Редки линзы и прослои зеленовато-серой глины	0-30		*Granomarginata squamacea* Volk., *Granomarginata prima* Naum., *Leiosphaeridia dehisca* Paškev., *Leiosphaeridia* sp. sp., *Tasmanites tenellus* Volk., *Tasmanites* bobrowskii Waz., *Dvinia fibrosa* Gnilov.
		лонтоваский			II	Песчаники с прослоями глин и алевролитов, вверху голубоватые и пестроцветные глины. Много глауконита. В кровле железисто-каолиновая кора выветривания	88-114	*Sabellidites cambriensis* Jan., *Sabellidites* sp., *Platysolenites antiquissimus* Eichw., *Onuphionella agglutinata* Kirjan., хиолиты	

2305

Докембрийская		ровенский		Рытская		Тонкослоистые алеврито-глинистые породы с прослоями алевролитов и аркозовых песчаников. Вверху кора выветривания	11-25	*Sabellidites* sp.	*Leiosphaeridia dehisca* Pas., *Leiosphaeridia* тип A (20–150 мк), *Leiosphaeridia* тип B (20–60 мк), *Teophipolia lacerata* Kirjan., *Tyrasotaenia podolica* Gnilov.
		котлинский	Валдайская	Котлинская		Зеленовато-серые глины и глинистые алевролиты с линзами песчаного материала			*Leiosphaeridia* тип B (20–40 мк),
						Ритмичнослоистые алеврито-глинистые породы и глины с прослоями светлых олигомиктовых алевролитов и песчаников. Имеются складки оползания	10-40		*Leiosphaeridia* тип A (20–60 мк), *Leiosphaeridia* тип A (61–300 мк), *Leiosphaeridia* тип B (20–100 мк), *Vendotaenia antiqua* Gnilov., *Oscillatorites wernadskii* Schep.
				Гдовская	2	Пестроцветные песчаники и гравелиты аркозового, кварцево-аркозового и полиминерального состава. Имеются прослои алевролитов и глин	22-65		
					1				
				Гирская	2	Ритмичное переслаивание красноцветных песчаников и гравелитов с алевролитами. Породы аркозовые, полимиктовые, вулканомиктовые	0-112		
					1				
			Вольнская	Ротайчицкая	3	Основные эффузивы, их туфы, базальтовые лавобрекчии. В средней части – средне- и субщелочные породы, а также туфы средне-кислого и смешанного состава	136-334		
					2				
					1				
				Горбашевская		Песчаники и гравелиты аркозового и кварцево-аркозового состава			
Подстилающие образования				Кристаллический фундамент, пинская свита рифея					

встречаются в нижней части, выше они редки и не превышают 5–10 см. Породы имеют "туфогенный" облик и фиолетово-коричневую, сиреневато-серую, участками светло-серую и зеленовато-серую окраску. Вулканогенный материал представлен главным образом обломками красно-бурого стекла.

Верхняя пачка мощностью 52 м (350–298 м) в отличие от средней содержит больше алевролитов, а также прослоев аркозового состава желтовато- и зеленовато-серого цвета. Примесь вулканогенного материала отсутствует. Расчленяется на два седиментационных ритма (350–337 и 337–298 м). Начинаются ритмы с каолинизированных полимиктовых гравелитов, а завершаются тонкослоистыми глинами. На фоне крупных ритмов наблюдается мелкая (0,7–2,0 м) ритмичность. Мелкие ритмы, несмотря на их малую мощность, содержат полный спектр пород (от гравелитов до глин). В кровле пачки сильно ожелезненная кора выветривания.

"Гдовская свита" мощностью 50 м (298–248 м) подразделяется на две пачки:

Нижняя пачка мощностью 22 м (298–276 м) представлена пестроцветными и зеленовато-серыми сильно слюдистыми аркозовыми песчаниками (разно- и грубозернистыми с гравием) и гравелитами, ритмично переслаивающимися между собой. Прослоями верхними элементами ритмов являются мелкозернистые песчаники. Мощность ритмов 0,3–0,5 м, гравелитов в них – 0,1–0,2 м.

Верхняя пачка мощностью 28 м (276–248 м) сложена в основном грубо- или разнозернистыми аркозовыми песчаниками с небольшим содержанием биотита по плоскостям наслоения. В кровле отмечены редкие маломощные прослои сильно слюдистых мелкозернистых песчаников, а ниже мусковит-биотитового микалита (слюды до 60–70%). Основанием пачки служат крупнообломочные гравелиты со слабо окатанной галькой (до 2 см) полевых шпатов и гранитоидов.

Аналогичное стратиграфическое положение и в целом такое же строение имеет гдовская свита (847–890 м) в разрезе скв. 17-к (дер. Страдечь). Но в нем более полно представлены отложения котлинской свиты и всех подразделений нижнего кембрия, отчетливо выявляется характер границы котлинской свиты с аналогами ровенского горизонта. Поэтому он и предлагается в качестве типового для пограничных слоев.

В данном разрезе котлинская свита мощностью 33 м включает:

847–845. Светло- и зеленовато-серые тонкослоистые неравномерно слюдистые (биотит, реже мусковит) глинисто-алевритовые породы с горизонтальной и пологоволнистой слоистостью. Алевролитовые прослои кварцево-аркозового состава с железисто-глинистым цементом.

845–836. В нижней части (мощностью 2 м) зеленовато-серые алевритопесчаные породы, сменяющиеся выше кварцево-аркозовыми песчаниками, вначале мелкозернистой структуры с небольшой примесью зерен более крупного размера, а затем с прослоями средне- и крупнозернистых песчаных пород. Заканчивается рассматриваемый интервал прослоем алевролита.

836–827. Песчаники светло-серые олигомиктовые мелко- и мелкосреднезернистые, с тонкими прослойками голубовато-серой глины и неравномерной концентрацией по плоскостям наслоения слюды (биотит-мусковит). Участками песчаники с мелкими точечными скоплениями железистых карбонатов.

827–817. Тонкослоистые, вплоть до листоватых ритмично-слоистые алевритово-глинистые породы и глины голубовато-серого и зеленовато-серого цвета, неравномерно слюдистые (вплоть до микалитов). Характерен пирит, пленки органического вещества и лентовидные бурые водоросли – *Vehdotaenia antiqua* Gnilov., в огромном количестве на них встречены эпибионты рода *Primophlagella* Gnilov. Котлинский комплекс акритарх: *Leiosphaeridia* тип А (20–150 мкм), *L.* тип В (20–300 мкм), *L. sinica* (Tim.), *Baylinella faveolata* Schep., *Volyniella* sp., *Oscillatorites wernadskii* Schep.

817–814. Сероцветные глинистые алевролиты, переходящие выше в тонкослоистые глинисто-алевролитовые породы и ленточные алевролитовые глины зеленовато-серого цвета. Характерен обедненный состав акритарх, представлен-

ные в основном формой *Leiosphaeridia* тип В (40–60 мкм), обрывки растительной ткани, неопределимая сильно обугленная органика.

Данная часть разреза рассматривается в качестве переходных слоев между отложениями котлинского и ровенского возраста.

Остановимся теперь подробнее на характеристике упомянутых выше свит.

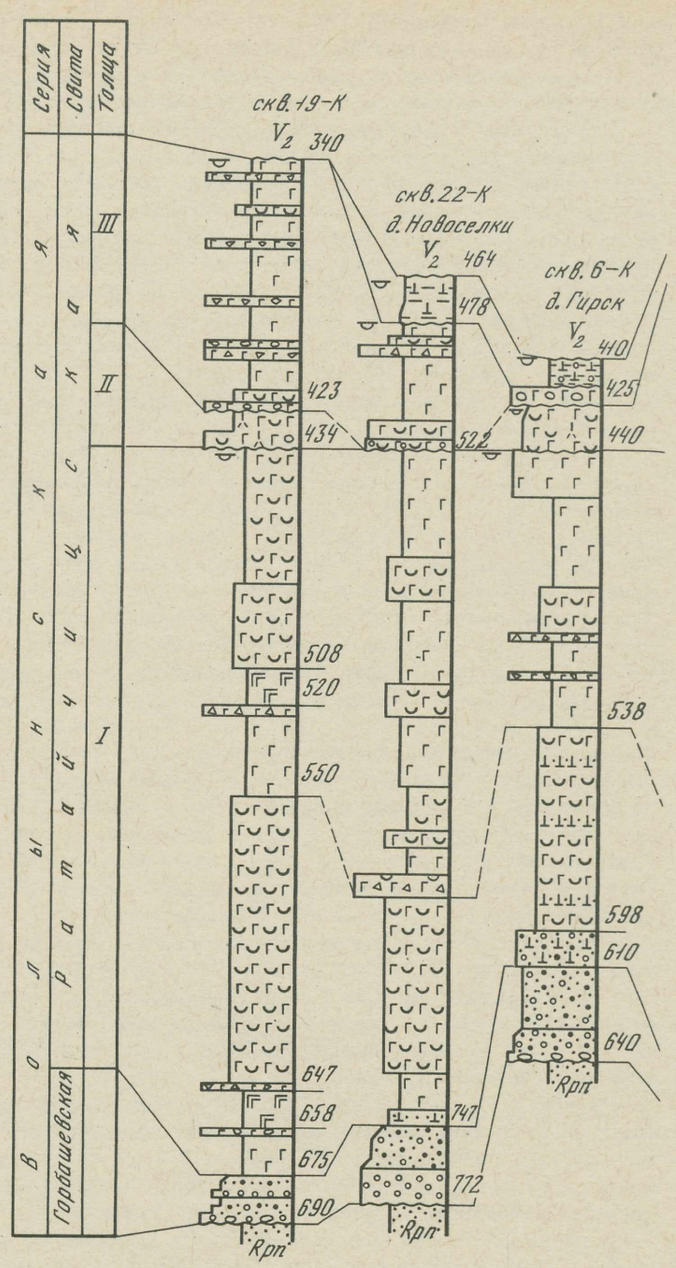
Горбашевская свита (V_2 qb) объединяет пачку разнозернистых и грубозернистых гравийных песчаников и гравелитов полимиктового, аркозового и кварцево-аркозового состава с прослоями мелкозернистых песчаников и алевролитов, мощностью 12–30 м. Имеет ограниченное распространение. Выявлена скважинами в восточной части впадины (6-к, 22-к) и в прилегающих районах на Лукувско-Ратновском выступе (19-к) и на Полесской седловине (Мотоль, Достоево, Бродница и др.), где залегает на породах пинской свиты. В более западных районах ни в одной скважине, достигшей кристаллического основания, отложения горбашевской свиты не обнаружены. В связи с этим интересно подчеркнуть, что контуры распространения горбашевской свиты на территории впадины и за ее пределами пространственно совпадают с отложениями рифея.

Рассматриваемым отложениям свойственны: буровато-серая и реже светло-серая или темно-коричневая окраска; слабая окатанность и сортированность обломочного материала, крупная косая (однонаправленная и разнонаправленная, иногда диагональная) слоистость. Породообразующие компоненты сложены полевыми шпатами (более 50%), среди которых доминирует решетчатый микроклин, и кварцем. В составе крупного песчаного материала и гравия много обломков гранитоидных пород, древних кварцитов, выветрелых эффузивов, мусковит-биотитовых сланцев, продуктов кор выветривания и жильного кварца темно-серого и желтого цвета. По особенностям минерального состава в отдельных разрезах выделяются два слоя: нижний – характеризующийся монтмориллонитовым и гидрослюдисто-монтмориллонитовым цементом, в порах с хорошо раскристаллизованным каолинитом, повышенной слюдистостью (аморфизованный биотит и редко мусковит) и наличием "шлиховых" рудных слойков и верхний – породы которого более крупнозернистые в целом (только грубозернистые песчаники и гравелиты), почти не содержат слюды, лучше промытые, участками с базальным крупнокристаллическим карбонатным и баритовым цементом. В породах кровли этого слоя встречаются обломки сильно измененного вулканического стекла, переотложенные пелитовых и алевритовых витрокластических туфов основного состава.

Судя по составу и структурно-текстурным признакам отложений, выделяемых в Подлясско-Брестской впадине и Северной Волыни как горбашевская свита – это стратиграфически самостоятельная толща, образовавшаяся до проявления вулканизма в рассматриваемом регионе. Представлена она в основном делювиально-пролювиальными потоковыми фациями. Не исключается и флювиогляциальный генезис пород.

Ратайчицкая свита (V_2 rt). Данные о распространении, условиях залегания, строения разрезов, составе пород публиковались ранее (Ушакова, 1962; Махнач, 1968; Махнач, Веретенников, 1970; Синичка и др., 1970; и др.). Здесь приводятся лишь некоторые дополнительные материалы, а также данные, позволяющие подчеркнуть эволюцию вендского вулканизма в пространстве и времени.

На большой территории впадины свита залегает на кристаллическом фундаменте и лишь в скважинах 6-к, 19-к, 22-к на отложениях горбашевского горизонта. Мощности свиты в пределах Лукувско-Ратновского выступа изменяются от 136 (скв. 7-к) до 336 м (скв. 19-к), на остальной территории от 156 (скв. 1-к) до 320 м (скв. 11-к). Свита сложена в основном эффузивными основными породами (гиалобазальты, базальтовые порфиры, долериты), а также базальтовыми лавобрекчиями и туфами, реже туффитами (от псефитовых до пелитовых), литокластического, витролитокластического и витрокластического состава. Встречаются также типичные лапиллевые и агломератовые туфы и туфоконгломераты. В юго-восточной и восточной частях Подлясско-Брестской впадины среди вулканогенных образований установлены средне- и субщелочные породы (дациты, липарито-дациты, трахилипариты, андезито-дацитовые порфириты, плагириолитовые и трахитоидные дацито-липаритовые порфиры) и их туфы. В районе скважин 3-к, 4-к, 9-к, 19-к, 11-к этими породами завершается раз-



рез свиты, к северу-западу в скважинах 1-к, 1-оп, 12-к, 26-к, 27-к они перекрываются более молодыми покровами базальтов, связанными с трещинными излияниями вдоль Высоковского разлома.

На юго-востоке впадины (скважины 6-к, 22-к и др.) верхняя часть свиты представлена пачкой темно-коричневых алевритовых, алеврито-пелитовых туффитов и псаммитовых туфогенных пород с сильно ожелезненным глинистым цементом базального типа.

Таким образом, в вертикальном разрезе свиты выделяются три толщи: нижняя - основных эффузивных пород и их туфов; средняя - средних и субщелочных эффузивных пород и их туфов; верхняя - основных эффузивных пород и их туфов (рис. 18).

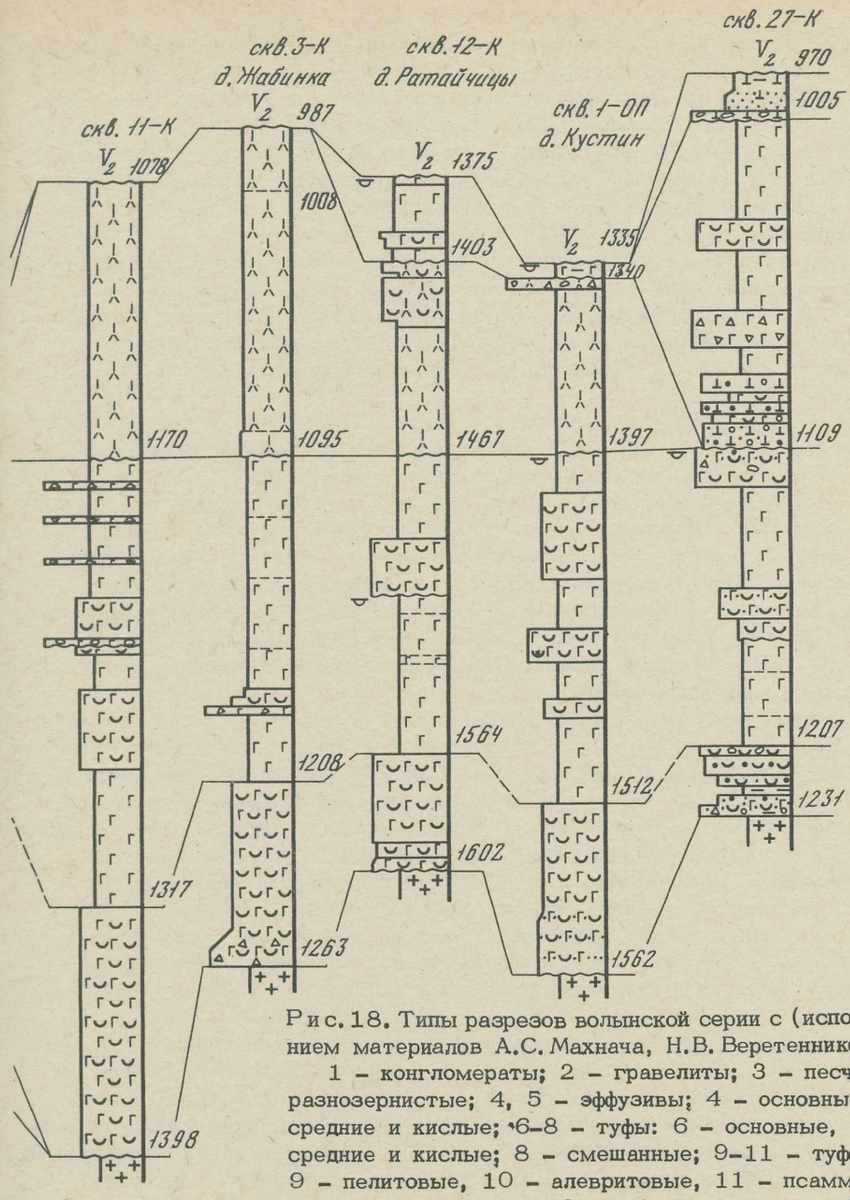


Рис. 18. Типы разрезов волынской серии с (использованием материалов А.С. Махнача, Н.В. Веретенникова)

1 - конгломераты; 2 - гравелиты; 3 - песчаники разнозернистые; 4, 5 - эффузивы; 4 - основные; 5 - средние и кислые; 6-8 - туфы: 6 - основные, 7 - средние и кислые; 8 - смешанные; 9-11 - туффиты: 9 - пелитовые, 10 - алевритовые, 11 - псаммитовые; 12 - туфопесчаники; 13 - туфоконгломераты; 14 - лавобрекчии; 15 - интрузии габбро-диабазов; 16 - перерывы; 17 - коры выветривания

В основании отдельных покровов или туфовых горизонтов свиты нередко встречаются прослои туфогенных конгломератов, обломочный материал которых состоит из переотложенных, окатанных и полуокатанных эффузивов основного, реже среднекислого состава, а также гранитоидных пород, размером до 5-12 см, иногда с высокой сферичностью и гладкой поверхностью. Это свидетельствует об обработке их в водной среде и наличии межформационных перерывов (скважины 1-оп, 3-к, 6-к, 19-к и др.). Наиболее существенной границей внутри ратайчицкой свиты является граница между второй и третьей толщами.

Стратотипом ратайчицкой свиты установлен разрез скв. 12-к (дер. Ратайчицы Высоковского района Брестской обл., глуб. 1375-1602 м), детально изученный А.С. Махначем (1968).

Наибольшее распространение на изученной территории имеет нижняя толща. К северо-востоку от скв. Каплоносы по линии скважин 22-к, 6-к, а также Терасполь, 9-к, 11-к, 3-к, мощности ее изменяются от 280 до 200 (6-к) и 168 м (3-к). Максимальные мощности средней толщи вскрыты в скв. 3-к (108 м). Постепенно они уменьшаются во всех направлениях. Вулканогенные образования третьей толщи пространственно приурочены к северо-западным районам Брестской впадины, где мощность их возрастает к северу от 5 м (скв. 1-оп) до 105 м (скв. 27-к).

Хорошим маркером для определения возрастных соотношений является толща основных эффузивов и их туфов. Именно, опираясь на нее и анализ мощностей третьей толщи, удается установить постепенное смещение центров вулканизма во времени с юга на север. Аналогичные выводы сделаны Р.Г.Гарецким и З.В.Зиновенко (1974) и польскими геологами по смежной территории Восточной Польши.

Гирская свита (V_2 grs) соответствует нижней части бывшей надэффузивной песчаной свиты А.С.Махнача (1963). Позднее всеми белорусскими геологами она включалась в состав гдовской свиты юго-запада БССР. В последние годы стала именоваться лиозненской свитой (Махнач, 1975). Название это неудачно, ибо в стратотипическом разрезе (Богушевская-2, гл. 730-766 м) лиозненской свиты вскрыты образования литологически и генетически существенно отличающиеся от отложений, распространенных в Подлясско-Брестской впадине. Учитывая этот факт и принадлежность последних к другой структурно-фациальной зоне, рассматриваемому стратиграфическому подразделению венда присвоен местный географический термин. Стратотипом свиты избран разрез скв. 6-к (298-410 м), описанный выше.

Характеризуемая свита представлена толщей мощностью 26-112 м терригенных пород полимиктового, вулканомиктового и аркозового состава с ритмичным строением. Мощность ритмов 0,7-9,0 м. Ритмы обычно двух- или трехчленные. Основание их слагают плохо сортированные гравийно-песчаные породы, гравелиты, реже конгломераты, а верхнюю часть - мелкозернистые песчаники или алевролиты. Наиболее полные ритмы венчаются глинами. Контакты между ритмами, как правило, резкие, нередко на границе раздела с хорошо окатанной галькой (1,5-2 см) гранитоидов, эффузивов, песчаников и алевролитов. Подошва свиты иногда маркируется песчано-глинистым гравелитом, который по облику и составу сходен с аналогичными породами базальных слоев свислочской свиты северо-восточного склона Белорусского массива и Оршанской впадины (Бессонова и др., 1972, стр. 130-131).

Гирская свита выявлена скважинами в восточной части впадины, где она повсеместно залегает между глубоко выветрелой поверхностью ратайчицких вулканитов или туфогенно-осадочных пород и отложениями гдовской свиты (?).

Суммируем наиболее примечательные признаки свиты. Для гравийно-песчаных пород ее характерны: желто-, зеленовато-, розовато-серый и сиренево-лиловый цвет; слабая степень цементации; низкие коэффициенты сортировки; за редким исключением плохая окатанность обломочного материала; непостоянный состав породообразующих компонентов и глинистого вещества; часто обильное содержание продуктов размыва коры выветривания и дезинтегрированных обломков интрузивных, метаморфических и вулканогенных пород, в том числе того или иного количества переотложенных эффузивов основного и среднекислого состава, красно-бурого и редко зеленого (хлоритизированного) вулканического стекла, алевро-пелитовых туфов; прослои с тонкой пирокластикой (?) в цементе; слабая в общем слюдистость пород; разнообразные типы слоистости (массивная, горизонтальная, мелкая и крупная косая); глинистый и глинисто-железистый цемент базального, контактового и порового типа; прослои, обогащенные рудными минералами (магнетит и ильменит); преобладание в составе акцессорных минералов: апатита или граната; редкие вкрапления железистых карбонатов; гнезда каолинита.

Алевролиты и глины темно-коричневые, фиолетово-сиреневые и редко зеленовато-серые с тонкой горизонтальной, перистой, мелкой косой и косо-волнистой слоистостью. Обломочный материал в них обычно вулканомиктовый и вулка-

номиктово-аркозовый. Прослоями много биотита. Вулканогенный материал представлен в основном обломками красно-бурого стекла.

Глинистое вещество во всех типах пород смешанного состава. В нем в разных соотношениях имеется гидрослюда, монтмориллонит, хлорит, каолинит. Последний, как правило, встречается в породах основания крупных седиментационных ритмов. Глины, алеврито-глинистые и алевритовые прослои верхней части ритмов сильно ожелезненные.

Согласно точке зрения отдельных исследователей (Махнач и др., 1975), наиболее важная стратиграфическая граница проходит по кровле рассмотренной толщи. Однако не менее важный рубеж фиксируется и между ратайчицкой и гирской свитами. О длительности перерыва между ними свидетельствуют: мощная сильно ожелезненная кора выветривания в кровле ратайчицкой свиты; наличие в составе конгломератов и гравелитов гирской свиты обломков сильно выветрелых волынских вулканогенных пород, более древних, вероятно, "иотнийских" эффузивов, сланцев, кварцитов, а также гнейсов и крупных гнезд аллотигенного каолинита. Петрографический состав псефитов прямо указывает, что в процесс осадконакопления включились новые источники сноса. Денудации подверглись не только волынские вулканиты, но и породы более древних горизонтов докембрия, вплоть до кристаллического основания ("иотнийский" эффузивно-метаморфический и гнейсовый комплексы высоких степеней метаморфизма). Названный перерыв по своему значению не менее важен, чем перерыв между гирской и "гдовской" свитами. Он знаменует собой те важные события, которые имели место в начальные стадии формирования на Русской плите структурных форм (антеклиз и синеклиз).

"Гдовская свита" (V_2 gd?) в принятом нами объеме соответствует осадочной песчаной толще надэффузивной песчаной свиты юго-запада Белоруссии (Махнач 1958, 1963) и отложениям такого же стратиграфического уровня, выделенным под названием гдовской свиты в Кустинской опорной скважине (Синичка и др., 1970).

Следует еще раз подчеркнуть, что мы не отождествляем "гдовскую свиту" Подлясско-Брестской впадины с традиционно гдовской (=редкинской) свитой, выделяемой ранее в Оршанской впадине (Бессонова и др., 1972; Махнач и др., 1974, 1975).

"Гдовская свита" в данном регионе мощностью 22-65 м имеет широкое распространение, где несогласно залегает на гирской или ратайчицкой свитах, перекрывается породами котлинской свиты или породами кембрия, а на Лукувско-Ратновском выступе - юрой или мелом. Рассматриваемая свита представлена более или менее однородной в фациальном отношении пестроцветной толщей грубо- и разнозернистых неравномерно слюдистых аркозовых и кварцево-аркозовых песчаников и гравелитов, включающей маломощные прослои слюдистых (до микалитов) алевролитов, глин и мелкозернистых песчаников, иногда "туфогенного" облика, обусловленного окраской породы и присутствием небольшого количества хорошо окатанного вулканогенного материала. Последний иногда отмечается и в более грубозернистых породах основания свиты.

Приведенные выше данные по разрезу "гдовской свиты" типового разреза и результаты изучения Кустинской опорной (Синичка и др., 1970) и других скважин показывают, что почти повсеместно она расчленяется на две пачки, с присущими им доминирующими типами пород и особенностями их минерального состава.

Нижняя из них представлена в основном грубо- и разнозернистыми песчаниками и гравелитами с редкими прослоями мелкозернистых песчаников. Состав породообразующих компонентов аналогичен породам аркозового состава гирской свиты. В целом же отложения нижней части гдовской свиты отличаются от нижележащих - отсутствием прослоев вулканомиктовых пород, пирокластики, преимущественно гидрослюдистым составом глинистого вещества. Участками много зеленого биотита, железистых карбонатов, гидрогетита, оолитоподобных образований типа шамозита (?).

Верхняя пачка в значительном объеме, а иногда и полностью сложена средне-мелкозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов глин и редко рит-

мично-слоистых алеврито-глинистых пород. Исключение составляют разрезы восточной части впадины, представленные грубо- и разнозернистыми песчаниками с гравелитами в основании (6-к, 22-к). Качественный состав породообразующих и аутигенных компонентов и цемента тот же, но значительно больше кварца, послойно много слюды (биотит, мусковит), а в кровле - гидроокислов железа. Это предполагает наличие перерыва в осадконакоплении с образованием коры выветривания. Однако длительность выветривания вряд ли была продолжительной.

Помимо уже отмеченных специфических признаков "гдовской свиты" ей также характерны: буровато-розовая, красно-бурая, реже зеленовато-серая окраска с прослоями лиловато-бурого, табачно-зеленого и светло-серого цвета; неотчетливая мелкая ритмичность, проявляющаяся сменой гравелитов или грубозернистых песчаников - более тонкозернистыми песчаниками или алевролитами и редко глинами (мощность ритмов 0,3-1,2 м); низкая или слабая окатанность и отсортированность обломочного материала; высокое содержание груборешетчатого микроклина, а иногда и плагиоклаза; неравномерное (от 5-10 до 60-70%) содержание хлоритизированного биотита и продуктов его изменения; преобладание среди минералов тяжелой фракции ильменита, лейкоксена, циркона, амфибола, турмалина, иногда апатита; наличие глауконита (скв. 1-оп, 19-к), железистого доломита, пирита, новообразованных титанистых минералов, фосфата (скв. 19-к); многочисленные крупные гнезда хорошо раскристаллизованного каолинита; глинистый (гидрослюдистый, редко монтмориллонит-гидрослюдистый) карбонатно-глинистый и железисто-глинистый цемент контактово-порового или базального типа; разнообразная слоистость; в грубых песчаниках и гравелитах она крупная косая однонаправленная и разнонаправленная, реже горизонтальная, линзовидная и линзовидно-волнистая, в мелкозернистых песчаниках и алевролитах - мелкая косая, косоволнистая перекрестная, пологоволнистая и тонкая горизонтальная. Глины обычно с "нитевидной" слоистостью.

Котлинская свита (V_2kt) во всех районах Подлясско-Брестской впадины ранее выделялась условно. Впервые литологическое и палеонтологическое обоснование объемов и границ свиты осуществлено по скв. 17-к (дер. Страдечь).

На основании полученных данных и последующей корреляции смежных разрезов установлено, что котлинская свита в ее истинном объеме во-первых, соответствует нижней части котлинской свиты в понимании Г.В.Зиновенко и А.С.Махнача (1972); во-вторых имеет ограниченное площадное распространение; в-третьих характеризуется двумя типами разрезов.

Первый из них (западный), наиболее полно выявленный по скв. 17-к, представлен сероцветными ритмично-слоистыми алеврито-глинистыми, алеврито-песчаными породами и песчаниками с редкими прослоями голубовато-серой глины. Для пород его примечательны: повышенная (послойно) слюдистость пород; широкое развитие железистых карбонатов (сидерит или анкерит), образующих участками цемент базального типа; элементы оплывания и мелкие складки оползания; прослои, интенсивно обогащенные по плоскостям наслоения темно-коричневыми и черными (пиритизированными) органическими "ламинаритовыми" и лентовидными бурыми водорослями - *Vendotaenia antigua* Gnilov. (определения М.Б. Гниловской). Встречены в значительном количестве акритархи: *Leiosphaerisia sinica* (Tim.), *Leiosphaeridia* тип А (20-300 мкм), *L.* тип В (20-300 мкм), *Bavlinella foveolata* Schep., единично *Leiosphaeridia* aff. *dehisca* Paškev. нити органического вещества *Leiotrichoides typicus* Herman, *Volyniella* sp., *Oscillatorites wernadskii* Schep. и спиралевидные органические образования (определения Л.Т.Пашкявичене, Л.В.Пискун).

Образования разрезов второго типа мощностью 10-40 м развиты к востоку (скв. 3-к, 4-к, 6-к) и юго-востоку (19-к, 22-к).

Здесь они представлены желтовато-серыми песчаниками (от мелко- до разнозернистых) кварцево-аркозового состава и маломощными (3-7 см) прослоями слюдистых алевролитов, глин и тонкослоистых песчано-алевритовых пород полосчатой окраски (от зеленовато-серой до лиловато-фиолетовой), количество которых увеличивается вверх по разрезу. В кровле доминируют сильно

ожелезненные алевролиты и глины. Подошва горизонта маркируется маломощным прослоем гравелита, сложенного в основном округлыми зернами кварца и выветрелыми зернами полевых шпатов с гидрослюдистым глинистым цементом и крупными гнездами каолинита.

Породы данного разреза не имеют типичных признаков "ляминаритовых" глин, тем не менее минеральный состав обломочного материала песчаников и алевролитов, их текстурные признаки, тонкие прослои, обильно обогащенные по плоскостям наслоения слюдой, вкраплениями сидерита, пирита, органического вещества указывают на их сходство с отложениями котлинской свиты скв. 17-к и низами каниловской свиты Волыно-Подолии. Наличие здесь на границе "гдовской" и котлинской свит гравелита с крупными гнездами аллотигенного каолинита свидетельствуют о перерыве в осадконакоплении между ними.

Условно стратиграфические аналоги котлинской свиты предполагаются в скважинах 1-к (Высокое), 10-к и 12-к (Ратайчицы), мощностью 4-12 м.

Таким образом, ранее высказанное предположение об ограниченном распространении котлинской свиты в Брестской впадине (Синичка и др., 1970) подтверждается новым фактическим материалом. Нижняя граница свиты совпадает с описанной выше границей "гдовской свиты" и определяется красноцветными ожелезненными глинами и алевролитами в кровле ее, а также сменой типов пород, их окраски, текстурных признаков и минерального состава породообразующих и аутигенных минералов. Верхняя граница, о чем будет подробно сказано далее, менее четкая, часто постепенная (скв. 17-к, 22-к) и лишь в краевых частях бассейна (скв. 6-к и др.) она устанавливается выше красноцветных или пестроцветных глин и алевролитов с признаками субаэрального выветривания.

НИЖНИЙ КЕМБРИЙ

Кембрийские отложения в восточной части Подлясско-Брестской впадины имеют повсеместное распространение и значительные мощности (от 64 до 395 м). Первоначально в разрезе их, как и в смежных районах выделялись балтийская серия нижнего кембрия в составе надляминаритовых песчаников и "синих" глин, ижорские слои среднего кембрия, а небольшая верхняя часть разреза условно относилась к верхнему кембрию (Махнач, 1958; Зиновенко, 1969; Синичка и др., 1970). Эта точка зрения считалась общепризнанной до конца 70-х годов. Сопоставление ряда новых разрезов с аналогичными по литологическим признакам отложениям смежных территорий Восточной Польши и Волыно-Подолии, для которых была разработана детальная стратиграфия на основании ископаемой фауны (Lendzion, 1975а, 1976б) и акритарх (Кирьянов, 1969, 1971) позволили изменить представление о расчленении кембрия и Брестской впадины (Зиновенко, Махнач, 1972). Этими исследованиями показано, что толща, относившаяся к ижорским слоям, является аналогом бережковской серии нижнего кембрия Волыно-Подолии. В настоящее время по литолого-фациальным особенностям пород и органическим остаткам, изученным помимо авторов очерка М.Гниловской, Л.Пашкявичене, Э.Пости, В.Коркутисом, разрез нижнего кембрия в понимании Г.В.Зиновенко и А.С.Махнача (1972) расчленяется на балтийскую и высоковскую серии. В первой, соответствующей дотрилобитовой (субхолмиевой) зоне, выделены биостратиграфически датируемые отложения ровенского и лонтоваского горизонтов, именуемые в названном регионе, как рытская и страденская свиты.[1] Образования высоковской серии, из-за недостатка палеонтологических данных, подразделяются на основании литологических критериев (снизу вверх) на спановскую, бугскую и отавскую свиты. Предлагаемая схема стратификации, а также эволюция представлений о возрасте и корреляции кембрийских отложений наглядно иллюстрируют табл. 7. Корреляция разрезов показана на рис. 19 (см. вкл.).

---

[1] Стратотипом свит является разрез скв. 17-к дер. Страдечь. Рытская свита получила название от р. Рыта, правого притока р. Муховца.

Таблица 7

Сопоставление стратиграфических схем кембрия восточной части Подлясско-Брестской впадины

Синичка А.М. (1970)		Зиновенко Г.В., Махнач А.С. (1972)			Бессонова В.Я., Лискун Л.В. (1976) Пушкин В.И.					
Отдел	Пачка	Отдел (комплекс)	Серия	Пачка	Отдел	Горизонт (Униф. стр. сх. Арень и др., 1975)	Серия	Свита (подсвита)	Толща (пачка)	
Верхний		Средний			Средний			Орлянская orl		
Нерасчлененный средний и верхний		Нижний	Аналогия Бережковская	V	Нижний	Аналоги кибартайский kb	Высоковская	Ставская st		
				IV		Аналоги вергальско-рауский vr-rs		Бугская bq	Верхняя	
									Нижняя	
Средний	1			III		Аналоги Талсинский tl		Спановская sp		
	2					?			III	
Нижний	Глинистая		Балтийская	II		лонтоваский*	Балтийская	Верхнелонтоваская ln_2	II	
	Песчаная			I				Нижнелонтоваская ln_1	I 2	
		?	?						1	
		Вендский	Котлинская свита			ровенский rv				
					Котлинская свита					

* Отложения лонтоваского возраста восточной части Подлясско-Брестской впадины соответствуют по объему ровенской и стоходской свитам балтийской серии схемы В.В. Кирьянова (1969, 1971).

На изученной территории стратиграфическая полнота разрезов нижнего кембрия, их строение и состав не одинаковы. На востоке (скв. 6-к, 22-к и др.) развиты только отложения балтийской серии. К западу разрез кембрия постепенно надстраивается все более молодыми его горизонтами.

Типовым разрезом для пограничных слоев $PЄ/Є$ и вышележащих отложений кембрия предлагается разрез 17-к (дер. Страдечь). В нем без признаков перерыва выше котлинской свиты на глубине 817-814 м в непрерывной последовательности встречаются: сероцветные глинистые алевролиты, переходящие выше в тонкослоистые глинисто-алевритовые породы и ленточные алевритовые глины зеленовато-серого цвета. Характерен обедненный состав акритарх, представленный в основном формой *Leiosphaeridia* тип В (40-60 мкм), обрывки растительной ткани, неопределимая сильно обугленная органика.

Данная часть разреза рассматривается в качестве переходных слоев между отложениями котлинского и ровенского возраста (глубина, м).

Ровенский горизонт (рытская свита) мощностью 11 м (814-803 м) 814-808. Зеленовато-серые тонкослоистые глинисто-алевритовые и алеврито-глинистые породы с прослоями слюдистых алевролитов. С подошвы слоя проявляются биоглифы, сильная слюдистость пород по плоскостям плитчатых отдельностей, редко рассеянный глауконит.

808-806. Песчаники розовато-бурые кварцево-аркозовые, мелкозернистые, с двумя прослоями пестроцветных глин.

806–803. В нижней части те же породы, что и на гл. 814–808 м, а в кровле – красноцветные ожелезненные слюдистые глины, которые приняты за кору выветривания ровенского горизонта.

Объемы горизонта, его нижняя и верхняя границы определены по вертикальному распределению следующего комплекса акритарх: *Leiosphaeridia bicrura* Jan., *L. dehisca* Paškev., *L.* A, B (20–150 мкм) *Teophipolia lacerata* Kirjan.; обнаружены также *Tyrasotaenia* sp. и вендотениды родов *Tyrasotaenia* Gnilov., *Dvinia* Gnilov.,

Лонтоваский горизонт (страдечская свита) мощностью 114 м (803–689 м) отчетливо подразделяется на два седиментационных цикла второго порядка (рис. 19).

Нижняя толща мощностью 64 м включает:

803–800. В нижней части преимущественно кварцевый мелкообломочный гравелит. Выше – песчаники светло-серые, разнозернистые, полевошпатово-кварцевые с глауконитом. Многочисленны вкрапления каолинита.

800–776. Чередование светло-серых полевошпатово-кварцевых и кварцево-аркозовых песчаников с зеленовато-серыми глинами и тонкослоистыми алеврито-глинистыми породами. Последние доминируют в разрезе. Постоянно отмечаются редкие аутигенные зерна глауконита, карбонатов. Значительно больше глауконита в глинах. Э. Пости обнаружены черные тонкие пиритизированные ходы и платисолениты (гл. 778,1 м).

776–739. Глинисто-песчаная пачка. В нижней части (776–754 м) песчаники кварцевые светло-серые, мелко- и среднезернистые со стяжениями каолинитовой глины. Верхнюю часть слагают серые и темно-серые алевролиты, алеврито-глинистые породы и глины, с прослоем в средней части мелкозернистого кварцевого песчаника. Глины кровли пестроцветные, каолинизированные, сильно ожелезненные.

Верхняя толща мощностью 50 м имеет следующую последовательность в напластовании пород:

739–728. Сложена в основном песчаниками светло-серыми, глауконито-кварцевыми, среднезернистой структуры. Характерно обилие глауконита. В средней части прослои тонкослоистой алевритовой глины зеленовато-серого цвета с многочисленными биоглифами.

728–689. В нижней части (до гл. 694 м) глины алевритовые, массивные и тонкослоистые, зеленовато- и пепельно-серые, гидрослюдистые с небольшим количеством каолинита и редкими прослоями алевролитов. Выше тонкое прослаивание глин и алевролитов. Породы пестроцветные фиолетово-бурые с пятнами зеленовато-серого цвета. Имеются мелкие и средние пиритизированные ходы, а также рельефные биоглифы заполненные алевритом, на глуб. 714,6 – *Yanichevskytes* sp., глуб. 706,5 – *Platysolenites* sp.

Предполагаемая регрессивная часть балтийской серии.

689–659. Сложена равномерным чередованием песчаников (кварцевых и полевошпатово-кварцевых, средне- и мелкозернистой структуры) коричневато-розовых и розовато-серых с прослоями крупнозернистого алевролита аналогичного состава и цвета или зеленовато-серой глины. Имеется небольшое количество окисленного глауконита.

Спановская свита представлена крайне монотонной толщей алевролитов с тонкими прослойками глин, мощностью 124 м (535–659 м).

659–572. Ритмичное переслаивание светло-серых алевролитов кварцевых, крупнозернистых, неравномерно песчаных и алевролитов более тонкозернистых, кварцевых и полевошпатово-кварцевых, прослоями с большими содержаниями глинистого вещества и слюды (мусковит, редко биотит). Породы массивные или с неясной горизонтальной слоистостью. Имеются тонкие прослойки каолинитовой глины.

572–535. Крупнозернистые алевролиты, аналогичные вышеописанным с редкими прослоями тонких высоко отсортированных сероцветных алевролитов. В верхней части они пестроцветные, неравномерно глинистые с редкими биоглифами по плоскостям наслоения.

Бугская свита мощностью 89 м (535–446 м) сложена:

535–514. Песчаники мелкозернистые кварцевые, массивные в средней части и кровле с прослоями полевошпатово-кварцевого алевролита.

514–498. Неравномерно тонкое переслаивание глин и слоистых алевритоглинистых пород зеленовато-серого и темно-серого цвета с крупнозернистыми полевошпатово-кварцевыми алевролитами. Характерны вертикальные ходы илоедов, текстура "кракстен", остатки *Lukatiella* sp., (506 м), *Volborthella* sp., (507 м), мелкие пиритизированные ходы (?).

498–490. Тонкое чередование пестроцветных глин и алевролитов. В составе глинистого вещества гидрослюда, каолинит. Прослоями много мусковита, тонких выветрелых зерен полевого шпата, включений карбонатов.

490–446. Основную часть разреза составляют алевролиты беловато-серые крупнозернистые, кварцевые с глауконитом. Подчиненное положение занимают алевролиты темно-серые тонко- и мелкозернистые глины. На глуб. 451–458 м – линзы и пропластки каолинитовой глины.

Ставская свита мощностью 29 м (446–417 м) представлена неравномерным переслаиванием алевролитов крупно- и мелкозернистых с тонкослоистыми алевритово-глинистыми породами и глинами. Породы в основном зеленовато-серые и серые с горизонтальной, линзовидно-горизонтальной, пологоволнистой слоистостью, прослоями с карбонатной минерализацией (кальцит, доломит, сидерит), включениями зерен глауконита, иногда обильными. Отмечены фрагменты беззамковых брахиопод, горизонтальные ходы илоедов, выполненные алевритовым материалом.

Общее представление о строении всех названных стратиграфических подразделений кембрия в разрезе и латеральном направлении можно получить при рассмотрении рис. 19. Поэтому ниже мы остановимся главным образом на литологических и палеонтологических критериях обоснования объемов и границ разновозрастных толщ кембрия и ряде дискуссионных вопросов, имеющих принципиальное значение.

Балтийская серия

Породы этого возраста распространены на всей территории впадины, где залегают большей частью на отложениях гдовской и ограничено на котлинской свите. Перекрыты почти повсеместно породами высоковской серии и лишь на крайнем востоке оксфордскими верхней юры.

На значительной территории впадины на границе докембрия и кембрия имел место перерыв в осадконакоплении и только на юге и востоке осадконакопление было непрерывным. Это особенно хорошо видно в описанном выше разрезе скв. 17-к.

Верхняя граница балтийской серии определяется более определенно. В ряде скважин она проводится по кровле пачки пестроцветных алевролитов или глин, представляющих собой железисто-каолинитовую или железистую кору выветривания. В разрезе скв. 17-к подобные образования отсутствуют. Им, видимо, соответствует пачка (659–689 м) песчаников разной крупности зерна с прослоями алевролитов и глин.

Мощность балтийской серии в наиболее полных разрезах достигает 120–130 м, а чаще изменяется от 64 до 104 м. По палеонтологическим данным в ее составе выделены аналоги ровенского (рытская свита) и лонтоваского (страдечская свита) горизонтов.

Рытская свита ($Є_1$rt). Эти отложения представлены маломощной пачкой (11–25 м), имеющей разное литологическое строение по площади распространения, состоящей преимущественно из сероцветных глин, тонкослоистых алевритово-глинистых пород, алевролитов и песчаников. По литологическим критериям они сходны с образованиями котлинской свиты. Ранее всеми исследователями эта пачка включалась в состав валдайской серии (см. табл. 7). Установлены только в краевых юго-восточных и восточных зонах впадины. На остальной территории достоверные аналоги ровенского горизонта пока не определены. Не исключается их наличие в скважинах 1-к, 10-к, 12-к.

Нижняя граница рытской свиты литологически нечеткая и устанавливается на основании палеонтологии. На этом уровне впервые появляется *Teophipolia lacerata* Kirjan. Верхняя граница литологически резкая и проводится по кровле ожелезненных глин, на которых трансгрессивно с перерывом и размывом залегают гравелиты или гравелитистые разнозернистые песчаники страдечской свиты. Биостратиграфическая граница между рытской и страдечской свитами также весьма четкая и устанавливается по появлению родов *Granomarginata, Tasmanites* и значительного количества новых видов.

На юго-востоке впадины аналоги ровенского горизонта в общих чертах сходны с вскрытыми в типовом разрезе. В восточных районах строение иное. Выделенные по последовательности напластования, стратиграфическому положению и промыслово-геофизическим данным аналоги ровенского горизонта в скв. 6-к представлены в нижней части преимущественно песчаниками и алевролитами кварцево-аркозового состава (без глауконита) желтовато- и светло-серого цвета. Тонкослоистые глины, алеврито-глинистые породы зеленовато-серого и серого цвета доминируют здесь в верхней части (196-210 м).

В рытской свите палеонтологические остатки представлены сабеллидитидами, которые обнаружены в виде обрывков в препаратах вместе с акритархами. Комплекс акритарх представлен, главным образом, гладкими оболочками рода *Leiosphaeridia* тип А, В (20-60 мкм), *Leiosphaeridia dehisca* Paškev. Впервые здесь появляется *Teophipolia lacerata* Kirjan. Обнаружены также обрывки растительной ткани и органического вещества.

Следует обратить особое внимание, что отложения рытской свиты в данном регионе, биостратиграфически определенные как возрастные аналоги ровенского горизонта, по объему, строению и минеральному составу пород существенно отличаются от ровенской свиты Волыно-Подолии (Кирьянов, 1969, 1971). В аналогах ровенского горизонта восточной части Подлясско-Брестской впадины, как правило, нет глауконита. Отсутствуют фосфаты, пирит, каолинит. Более характерны вкрапления доломита и сидерита. Глинистое вещество хлорит-гидрослюдистое. Слюдистые компоненты представлены в основном зеленым биотитом, реже мусковитом и красно-бурыми пластинками типа иденгсита (?).

Страдечская свита (C_1 str). Терригенные отложения этого возраста распространены значительно шире, чем рытские. Мощность их значительна (85-115 м); она увеличивается к востоку и юго-востоку, и лишь в участках последующего размыва сокращена до 38 м (6-к). Представлена свита песчаниками, алевролитами и глинами, для которых характерны светло-серая, серая, зеленовато- и голубовато-серая окраска, непостоянное, а иногда обильное содержание глауконита, пирита, карбонатов (в основном сидерит), мусковита, вкраплений каолинита, гидрослюдистое или каолинит-гидрослюдистое глинистое вещество, полевошпатово-кварцевый и реже кварцево-аркозовый состав кластогенных компонентов. В.А. Коркутисом (Проблемы нефтеносности..., 1976) в разрезе ряда скважин обнаружены также 4-5 прослоев (3-20 см) конгломерата, представленного окатанной галькой фосфоритов, зеленовато-серых и охристых глин.

Объем рассматриваемого стратиграфического подразделения определен по вертикальному распределению характерного комплекса акритарх.

Нижняя граница страдечской свиты совпадает с кровлей пород ровенского возраста (рытской свитой) и, нередко, маркируется в основании гравелитами или гравелитистыми песчаниками, в составе которых, кроме явно доминирующего кварца, много выветрелых зерен полевых шпатов, обломков темно-зеленой глины с глауконитом, гранитоидных пород, иногда фосфатов. Очень четко она устанавливается по палеонтологическим данным. На этом уровне впервые появляются *Granomarginata prima* Naum., *Tasmanites tenellus* Volk., которые имеют диапазон распространения по всему разрезу страдечской свиты. Верхняя граница свиты проведена по кровле слоя пестроцветных алеврито-глинистых пород и красноцветных глин верхней толщи. Ранее на этом уровне был выявлен резкий контакт "синих глин" с покрывающими отложениями. По данным А.С. Махнача (1958), он подчеркивается размытой поверхностью "синих

глин", а также наличием в ряде разрезов (Кобрин и др.) железисто-каолиновой коры выветривания мощностью до 10-12 м. Видимо, такой характер контакта присущ восточным разрезам страдечской свиты. На остальной части территории, где имел место менее длительный перерыв между осадками балтийской серии и вышележащими отложениями нижнего кембрия он проявился лишь в частичном ожелезнении пород кровли.

В большинстве разрезов страдечская свита с признаками перерыва расчленяется на две толщи, соответствующие двум крупным седиментационным ритмам (или циклам второго порядка). Нижний из них в свою очередь представлен двумя более мелкими ритмами (равны первой и второй пачкам).

Подошву ритмов, как правило, слагают песчаники (от мелко- до крупнозернистых и разнозернистых). Выше в разрезах преобладают алевролиты и глины. Последние в кровле ритмов пестроцветные или красноцветные, каолинизированные с гидроокислами железа. Соотношение основных типов пород в разрезе ритмов различных районов впадины неустойчивое (см. рис. 19).

Такое же строение, как в типовом разрезе, аналоги лонтоваского возраста имеют и в восточной части впадины (3-к, 4-к, 11-к, 22-к и др.). К западу из разрезов постепенно выклиниваются слои нижней пачки страдечской свиты.

В принятом нами объеме отложения лонтоваского возраста соответствуют в западных районах белорусской части Подлясско-Брестской впадины балтийской серии в ее первоначальном понимании (Махнач, 1958; Синичка и др., 1970; Зиновенко, Махнач, 1972). На остальной территории превышают объем серии (s. str.) за счет нижней пачки страдечской свиты и могут сопоставляться с ровенской и стаходской свитами Волыно-Подолии, ломоносовской и лонтоваской свитами Прибалтики (Коркутис, 1971). Ранее эта часть пограничных слоев докембрия и кембрия из-за неясности возраста не включалась в состав балтийской серии (Зиновенко, Махнач, 1972). В связи с этим считаем необходимым дать для пород нижней пачки страдечской свиты более подробную характеристику. Это разно-, крупно- и мелкозернистые олигомиктовые и кварцево-аркозовые песчаники (полевых шпатов от 10-15 до 35-40%) светло-серого и зеленовато-серого цвета. Последние постоянно содержат аутигенный глауконит (от 2-4 до 10-15%) и чешуйки мусковита. В крупно- и разнозернистых песчаных породах они отсутствуют или крайне редки. Полевые шпаты (несдвойникованные калишпаты, решетчатый микроклин) глубоко выветрелые. Редки зерна плагиоклаза. В составе акцессориев преобладает голубовато-зеленый амфибол, апатит, гранат, циркон. Участками в песчаниках имеются бурые карбонатные стяжения (сидерит или анкерит), развивающиеся нередко по глаукониту, а в основании - многочисленные зерна лейкоксенизированного ильменита и лейкоксена. Породы слабо сцементированные. Цемента практически нет, реже он порового или пленочного типа (5-8%), глинистый с небольшим количеством карбоната. Мелкозернистые песчаники с тонкой горизонтальной и пологонаклонной (до 20°) слоистостью, более грубозернистые разности - с неравномерной горизонтальной, косой, реже линзовидно-горизонтальной слоистостью. Отмечаются прослои с крупной однонаправленной косой текстурой.

Из приведенных данных видно, что песчаные породы нижней пачки страдечской свиты имеют тот же минеральный состав, что и аналогичные отложения, детально описанные в литературе в составе балтийской серии (Махнач, 1958; Синичка и др., 1970; Коркутис, 1971; и др.). Таким образом, по литологическим критериям и последовательности напластования в разрезах, не изученных палеонтологически, они не могут включаться в состав котлинской свиты. Наглядно это видно по разрезам скважин 6-к, 17-к, 22-к (см. рис. 19), в которых одновременно вскрываются породы котлинского, ровенского и лонтоваского горизонтов.

В породах страдечской свиты встречено значительное количество акритарх, представленных следующими видами: *Granomarginata prima* Naum., *G. squamacea* Volk., *Leiomarginata simplex* Naum., *Tasmanites tenellus* Volk., *Leiosphae-*

ridia тип А, *L.* тип В. Помимо акритарх, рассматриваемые отложения содержат многочисленные пиритизированные ходы червей, горизонтальные биоглифы, выполненные алевритом, конусообразные растительные остатки, нити органического вещества, остатки *Dvinia* Gnilov. Распределение органических остатков в разрезе лонтоваских отложений может быть показано на примере скв. Верхнедвинск (см. рис. 16). Встречены остатки *Sabellidites cambriensis* Jan., *Sabellidites* sp. Из верхней толщи страдечской свиты в скв. 1-к (Высокое) и 4-к (Кобрин) В.В. Кирьяновым определены остатки *Platysolenites antiquissimus* Eichw., *Serpulites* (?) *petropolitanus* Jan., *Onuhpionella antiquissimus* Eichw. (Синичка и др., 1970). Э. Пости в скв. 17-к *Platysolenites* sp. обнаружены на гл. 778,1 и 706,8 м, что свидетельствует о наличии их в нижней и верхней толщах лонтоваского возраста.

Как отмечалось выше, к балтийской серии следует, видимо, относить и алеврито-песчаную пачку, залегающую выше пестроцветных алевролитов и глин лонтоваского возраста. В большинстве разрезов она представлена коричнево-розовыми, розовыми и серовато-розовыми песчаниками с прослоями крупнозернистых алевролитов. Незначительную часть разреза составляют линзы и маломощные слои зеленовато-серой глины. Песчаники неслоистые, кварцевые и полевошпатово-кварцевые (ортоклаз, микроклин, редко плагиоклаз до 10-15%), разной крупности зерна, то в основном среднезернистые или мелкозернистые с прослоями (0,5-0,1 м) средне- и разнозернистых. Алевролиты полевошпатово-кварцевые, неравномерно слюдистые (мусковит и хлоритизированный биотит) с линзовидной и линзовидно-горизонтальной текстурой. Для терригенных пород в целом характерен глинистый, железисто-глинистый и участками карбонатный цемент (5-10%) порового типа. Отмечено незначительное содержание окисленного глауконита, зерна турмалина, рутила, циркона. Глины алевритовые тонкоплитчатые и листоватые гидрослюдистого состава, часто с нарушенной первичной слоистостью, обусловленной жизнедеятельностью трубчатых червей. Алевритовые биоглифы ориентированы параллельно плоскости наслоения. В скважинах 20-к, 21-к предполагаемые аналоги этой части разреза нижнего кембрия сложены чередующимися прослоями песчаников, алевролитов и глин. Рассмотренная пачка пород хорошо выделяется и по промыслово-геофизическим данным. На основании их установлено, что мощность ее в известных нам разрезах изменяется от 9 (на западе) до 30 м (на юго-востоке).

Окончательно вопрос о верхней границе балтийской серии центральных, западных и юго-восточных районов впадины, стратиграфическом положении и возрасте названной пачки может быть очевидно решен только в результате изучения растительных микроостатков. В настоящее время в исследуемых разрезах описываемой пачки органических остатков не обнаружено.

Высоковская серия

Под названием высоковской серии (C_{VS}) нами выделена выдержанная по площади глинисто-терригенная толща мощностью 210-242 м. Залегает она между кварцевыми песчаниками среднего кембрия и образованиями балтийской серии. Соответствует III-V пачкам нижнего кембрия схемы Г.В. Зиновенко и А.С. Махнача (1972). Стратотипической местностью серии является район г. Высокого Каменецкого района Брестской области, где в непосредственной близости рядом скважин вскрыты на полную мощность породы кембрия и докембрия.

Отложения высоковской серии занимают несколько меньшую площадь по сравнению с балтийской. Как видно из строения типового разреза, набора и состава пород, а также по палеонтологическим остаткам серия может быть подразделена на три свиты (снизу вверх): спановскую, бугскую и ставскую.

Спановская свита (C_l sp.) в большинстве разрезов равна объему III пачке схемы Г.В. Зиновенко и А.С. Махнача (1972). Наименование получила от р. Спановки (правого притока Буга), где скважиной 17-к вскрыт ее стратотип. Нижняя граница спановской свиты совпадает с кровлей балтийской се-

рии и проводится по подошве мощной монотонной толщи алевролитов или песчаников преимущественно мономинерально-кварцевого состава. Верхняя граница свиты менее отчетливая. Она устанавливается по смене пестроцветных ожелезненных листоватых глин или выветрелых алевролитов "сахаровидными" мелкозернистыми песчаниками с базальным карбонатным цементом основания бугской свиты. Наиболее ярко признаки перерыва между спановской и бугской свитами выражены в скв. 20-к (глуб. 959-965 м). Здесь в кровле спановской свиты залегают слабосцементированные интенсивно каолинизированные крупнозернистые песчаные алевролиты с многочисленными стяжениями окисленных железистых карбонатов и пирита. На этом уровне в породах других разрезов отмечаются также многочисленные крупные каверны выщелачивания.

Стратиграфические аналоги спановской свиты на западе и северо-западе изученной территории по сравнению с районом типового разреза (скв. 17-к) имеют более дифференцированное строение (скв. 1-к, 10-к, 1-оп, 20-к, 21-к и др.) и полнее отражают условия седиментации осадков рассматриваемого возраста. Как правило, значительно большую часть их составляют песчаники мелкозернистые алевритовые нередко полевошпатово-кварцевые, прослоями полосчатые или однотонные красноцветные (розовато-бурые, кирпично-красные, розовато-сиреневые), с тем или иным количеством гидроокислов железа, глинистым и карбонатно-глинистым цементом. Довольно часто в верхней части свиты отмечаются прослои пестроцветных и полосчатых алевролитов и алеврито-глинистых пород, неравномерно слюдистых, участками с большим количеством красно-бурого биотита. Без всякой закономерности по разрезу встречаются редкие прослои средне- и разнозернистых песчаников. Отдельные из них содержат крупные зерна темно-зеленого глауконита неправильной и округлой формы, обломки глин. Терригенные компоненты в средне- и разнозернистых песчаниках, в отличие от мелкозернистых, хорошо окатаны. Характерны также прослои, интенсивно обогащенные органическим веществом, рутил-турмалин-цирконовая ассоциация акцессорных минералов, разнообразные типы слоистости. В песчаниках она крупная, горизонтальная, однонаправленная косая (25-30, реже 30-35°), мелкая, косая, перекрестная, мульдообразная, параллельная пологонаклонная, а в алевролитах и глинах преимущественно неясная горизонтальная, пологоволнистая.

Органические остатки в породах свиты не обнаружены. Имеются лишь следы жизнедеятельности илоедов, встречающиеся крайне редко, крупные горизонтальные (в основании свиты) и вертикальные биоглифы.

Мощность свиты на всей площади ее распространения остается в общем постоянной - 100-124 м, несколько уменьшаясь к северу до 75 м (скв. 27-к). Это свидетельствует о том, что граница бассейна спановского времени располагалась далеко за пределами его современного контура.

По положению в разрезе и литологическим критериям спановская свита, вероятно, может быть отнесена к люкатискому горизонту и сопоставляется с зоной Holmia Польши.

Бугская свита (C_1 bg) В рассматриваемом районе эти отложения соответствуют IV и нижней части V пачки схемы Г.В. Зиновенко и А.С. Махнача (1972). Название свита получила от р. Буг, в бассейне которой вскрыта многочисленными скважинами. Представлена она неравномерным переслаиванием песчаников, алевролитов и глин. Они образуют компактные слои мощностью от первых десятков сантиметров до 9-12 м или находятся в сложном переслаивании между собой. Нижняя и верхняя часть свиты часто сложена в основном сливными мелкозернистыми "сахаровидными" песчаниками и крупнозернистыми алевролитами, крепость которых обусловлена сочленением зерен в местах контакта, регенерационными каемками и заполнением пустот карбонатом, пиритом или битумами. Основание свиты иногда маркируется прослоем разнозернистого песчаника с крупными зернами серого кварца и обломками фосфоритов.

Песчаные породы свиты светло-серые, желтовато-серые и лишь в основании иногда с пятнами красно-бурого цвета за счет сгустков гидроокислов железа

и окисленных карбонатов ("железистые" оолиты), с неясной тонкой горизонтальной, линзовидно-волнистой и реже крупной волнистой слоистостью. Песчаники обычно мелкозернистые, редко мелко- среднезернистые и разнозернистые, кварцевые, но постоянно с небольшим содержанием ортоклаза, микроклина и кислого плагиоклаза.

Алевролиты серые, темно-серые, прослоями коричневые, полевошпатово-кварцевые и кварцево-аркозовые, постоянно с чешуйками мусковита, мелко- и реже крупно- и разнозернистые с обильным глинисто-карбонатным или карбонатным цементом (кальцит, доломит, сидерит), тонкослоистые. Прослоями обилен тонкоагрегатный каолинит.

Глины от голубовато-серых до темно-серых и коричневых, микрослоистые, листоватые. В составе глинистого вещества - гидрослюда, хлорит, каолинит.

Помимо охарактеризованных выше особенностей пород бугской свиты следует отметить: большое содержание в алевролитах и глинах карбонатных минералов; наличие прослоев сидерита (1-3 см); высокое содержание в алевролитах неравномерно выветрелых калишпатов, аутигенного каолинита; послойную концентрацию мусковита, скопления по плоскостям наслоения органических пленок темно-коричневого цвета; тонкорассеянный пирит или его стяжения; остатки песчаных фораминифер, хиолитов, неизвестных трубчатых образований с вертикальными ребрами, *Lingulella* sp., *Lukatiella* sp., *Volbortella tenuis* Schm.

Строение бугской свиты на территории впадины изменчиво (см. рис. 19). Однако благодаря комплексу характерных минералого-петрографических признаков свита расчленяется на две толщи (подсвиты) - нижнюю и верхнюю, мощность которых соответственно составляет 40-60 и 21-44 м. Породы этих толщ по макроскопическим признакам и минеральному составу сходны, но тем не менее для каждой из них характерны следующие отличительные особенности: нижняя толща - обилие сидерита, окисленных железистых доломитов, каолинита, многочисленных вертикальных ходов илоедов в песчаниках и алевролитах; верхняя толща - меньшее содержание в породах сидерита и доломита или отсутствие их, редкие зерна глауконита и горизонтальные рельефные слепки ходов илоедов. Палеонтологических остатков для обоснования возраста бугской свиты крайне мало. По строению и составу пород она может быть сопоставлена с гегевской и вирбалиской свитами Прибалтики. По стратиграфическому положению отложения бугской свиты, видимо, соответствуют вергальско-раусвенскому уровню нижнего кембрия или верхней части зоны Holmia и Protolenus Польши.

Ставская свита согласно, реже с признаками незначительного перерыва залегает на бугской свите и перекрывается на западе и юго-западе кварцевыми песчаниками и алевролитами орлинской свиты, а на севере и востоке - породами ордовика. В стратиграфическом разрезе скв. 31, дер. Ставы (от которой получила название свита) Высоковского района, Брестской области, как и на большей части территории своего распространения свита представлена толщей (29-47 м) тонкого чередования зеленовато-серых и светло-серых глинистых пород с алевритовыми и реже песчаными, контакты между которыми нередко неровные с элементами размыва, оплывания осадка. Отмечаются и складки оползания. К северу и востоку в разрезе свиты резко возрастает количество песчаных пород и одновременно уменьшается ее мощность до 10-16 м

Для пород типичных разрезов ставской свиты крайне характерно постоянное присутствие аутигенного глауконита, размеры которого часто превышают кластогенный материал; обилие следов жизнедеятельности организмов (прослоями горизонтальные ходы их полностью изменяют первоначальный облик, плоскости наслоения приобретают бугристо-неровную поверхность, а в разрезе - причудливо-комковатую или брекчиевидную структуру); цепочковидные скопления акцессорных (циркон, амфибол, реже турмалин, ставролит) и рудных (ильменит, лейкоксен) минералов; прослои, обогащенные сидеритом, тонкодисперсным пиритом или органическим веществом; углефицированные растительные остатки; тонкие органические пленки коричневого цвета; послойные скопления мусковита, серицита, редко биотита; частая трещиноватость пород, иногда с микросд-

вигами; преимущественно кварцевый состав обломочных компонентов песчаников и алевролитов, гидрослюдистое и гидрослюдисто-каолинитовое вещество; горизонтальная, линзовидно-горизонтальная, пологоволнистая, мелкая косая и косоволнистая слоистость. В верхней части разреза свиты имеются скопления тонкоагрегатного каолинита, а по трещинам и в цементе – выделения халькопирита, галенита, сфалерита.

Почти повсеместно в породах ставской свиты содержатся обломки и раковины беззамковых брахиопод. В.А. Коркутисом среди них определены *Lingulella* cf. *ferruginea* Salter, *Lingulella* sp., (cf. *exigia* Watten), *Lingulella* sp., (cf. *desiderata* Walcott). Первые два вида брахиопод, по заключению В.А. Коркутиса, широко распространены в среднем кембрии Финляндии, Швеции, Норвегии, Англии, Шотландии, где в целом характерны для отложений зоны Paradoxides. Однако в ряде скважин польской территории Подлясско-Брестской впадины вид *Lingulella ferruginea* Salter обнаружен из самых верхов отложений зоны Protolenus (Orlowski, 1973). Поэтому, видимо, данные палеонтологические остатки не могут быть использованы для определения возраста вмещающих пород. Не помог определенно установить стратиграфическое положение ставской свиты и комплекс акритарх, изученный пока только по разрезам двух скважин (10-к, 17-к). Представлен он преимущественно сферическими формами: *Granomarginata squamacea* Volk., *Tasmanites volkovae* Kirjan., *T.piritaensis* Posti et Jank., *Microconcentrica* (?) *deimenica* Jank., *Synsphaeridium svitjasium* Kirjan., *L. dehisca* Paškev., *Leiosphaeridia* sp. Единично встречаются шиповатые формы, среди которых определены: *Baltishpaeridium acerosum* Jank. et Posti, *B. cerinum* Volk., *B. insigne* (Frid.), *B. varium* Volk., *Baltishpaeridium* sp. sp. Многие из них имеют широкое вертикальное распространение и начинают свое развитие с лонтоваского или талсинского времени.

К. Менс, Э. Пиррус, Т. Янкаускас, изучавшие совместно с нами в полевых условиях разрезы кембрия Подлясско-Брестской впадины, считают, что по внешнему облику пород и косвенным признакам (обилию глауконита, нового бурного расцвета илоедов, частым находкам брахиопод) отложения ставской свиты могут быть сопоставлены с кибартайским горизонтом Прибалтики.

Эту точку зрения корреляции разделяют и авторы очерка (см. табл. 6, 7). Вместе с тем, вопрос о возрасте ставской свиты, а также границе нижнего и среднего кембрия нельзя считать окончательно решенным, ибо крайне мало проведено палеонтологических исследований.

ВОЛЫНО-ПОДОЛЬСКИЙ СКЛОН ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

ВЕНД ВОЛЫНИ

Волынская серия

К волынской серии на Волыно-Подолии относится очень сложно построенная эффузивно-пирокластическая толща с терригенной базальной пачкой, имеющая региональное распространение на юго-западном окончании Русской платформы. Эти магматические породы образуют типичную трапповую формацию, сходную с трапповой формацией Сибирской платформы.

Площадь современного распространения Волыно-Подольской трапповой формации составляет не менее 200 тыс. кв. км. Траппы имеют максимальное развитие на территории Волыни (свыше 120 тыс. кв. км) и меньшее – в сопредельных районах восточной Польши, юго-западной Белоруссии и Подолии.

На территории Волыни восточная граница современного распространения проходит от административной границы с Белоруссией через оз. Островское, Белое, г. Владимирец, Степань, Костополь, Славуту, Константинов, с. Лозовое.

На юго-востоке и юге граница проходит вдоль Днестра от с. Рашков, захватывая пограничные районы Молдавии, поворачивает на с. Кочубеев, г. Бучач, а оттуда в сторону гор Черновцы. К настоящему времени указанные пункты являются крайними точками на юге, где вскрыты вулканогенные породы. На западе и северо-западе такими пунктами являются Поморяны, Новый Витков, Литовеж, Овадно, Бережцы, Большие мощности (400–480 м) эффузивно-пирокластической толщи в некоторых из этих точек позволяют предположить ее распространение значительно западнее указанных пунктов, в некоторых местах, по-видимому, до западного ограничения байкальской платформы (до Польско-Детской борозды).

Необходимо учитывать, что восточная граница современного распространения трапповой формации является линией резкого размыва, до которого вулканогенные породы перекрывали значительную часть Белоруссии и весь запад украинского щита.

Единой точки зрения на стратиграфическое положение и возраст волынской серии нет. Объясняется это очень сложным внутренним строением серии и тем, что развитие представлений о волынской серии шло разными путями. Одни исследователи (П.Л. Шульга, О.В. Крашенинникова, Л.Г. Бернадская и др.) изучали ее нормально-осадочные образования. Другие (З.Г. Ушакова, Б.Я. Воловник, Б.И. Власов, В.С. Заика-Новацкий, К.Э. Якобсон и др.) в своих построениях учитывали специфические особенности формирования и строения волынской серии, как сложной вулканогенной толщи, генетически существенно отличающейся от обычных осадочных толщ.

Волынская серия занимает объем от кровли песчаников полесской серии до подошвы валдайской серии. П.Л. Шульга и Н.Е. Стрелкова (1973), следуя за О.В. Крашенинниковой (1956), включают в ее состав могилевскую свиту валдайской серии Преднестровья.

В составе волынской серии выделяются горбашевская и берестовецкая свиты.

Горбашевская свита. Для территории Волыни характерны два резко отличающиеся типа разрезов горбашевской свиты. В первом типе она сложена грубыми терригенными породами практически без примеси пирокластического материала и полностью отвечает как по составу, так и по характеру строения базальному горизонту волынской серии. Во втором типе количество грубых терригенных разностей резко сокращается, а переходы между полесской серией и горбашевской свитой визуально очень трудно уловимые.

Стратотипический разрез горбашевской свиты описан О.В. Крашенинниковой (1956) в районе с. Горбаши, где он сложен светло-серыми и розоватыми разнозернистыми, плохо отсортированными, местами сильно ожелезненными песками и слабоцементированными аркозовыми песчаниками, в которых наблюдаются прослои алевролитов и пиритизированных аргиллитовидных глин. Пески, песчаники и алевролиты на ряде уровней содержат большое количество грубого обломочного материала: гальку кварца, гранита, крупные, до 3-5 и 8-10 см в диаметре сравнительно хорошо окатанные обломки овручских кварцитов и различных по составу кварцитовидных песчаников.

В районе Ратно этот же тип разреза представлен коричневато-бурыми гравелитами и грубообломочными слабо сцементированными аркозовыми песчаниками с редкой, плохо окатанной галькой, линзами и прослоями мелкозернистого слюдистого песчаника. Обломочные зерна этих пород плохо окатаны, либо совсем неокатаны.

Второй тип разреза горбашевской свиты распространен в районе Рафаловки, Чарторийска, Гараймовки и Столина. В окрестностях Столина он представлен пачкой туфопесчаников, туфоалевролитов и туфоаргиллитов, песчаников, алевролитов и аргиллитов. Все глинистые породы слюдистые, часто встречаются крупные зерна кварца, реже гравийные. В нижней части слоя количество грубого материала уменьшается.

Верхняя часть разреза горбашевской свиты мощностью 10-17 м обычно сложена здесь пятнистыми сизовато-бурыми мелкозернистыми туффитами, содержащими прихотливо очерченные линзы и прослои розовых, зеленовато-серых алевритовых песчаников размером от 2-3 мм до 3-4 см.

В самой верхней части горбашевской свиты в контакте с вулканитами берестовецкой свиты пепловый материал составляет в среднем 40-50%, распределен неравномерно, концентрируясь в пределах мелких слойков, линз, пятен и гнезд в количестве до 90%. Пепловые частички, наряду с кварцем и полевыми шпатами, присутствуют в обломочной части пород и одновременно в виде разложенной бурой массы цементируют обломочный материал. Светлоокрашенные слойки сложены полевыми шпатами, кварцем, слюдой с незначительной (до 20%) примесью пепла. Таким образом, в контакте с берестовецкой свитой породы представлены туффитом.

На расстоянии 3-4 м от верхнего контакта горбашевской свиты располагаются мелкозернистые, но слабо сортированные полевошпатово-кварцевые песчаники, пепловые обломки в них составляют 2-5%, а цементирующая масса состоит из разложенного пеплового материала, сохранившего реликтовую флюидальную микроструктуру. На удалении в 18-20 м от контакта в песчаниках, алевролитах и аргиллитах встречаются лишь единичные обломки пепла и редкие остатки пепловой массы в цементе.

При всей условности указанного разделения нижняя часть горбашевской свиты во втором типе разреза более сходна с породами полесской серии. Она окрашена в кремовато-розовые тона, сложена мелкозернистыми песчаниками с редкими линзочками и маломощными прослойками гравелитов, крупнозернистых песчаников, песков и аргиллитов. Последние иногда преобладают в этой части разреза, которая, кроме того, характеризуется ограниченным количеством пеплосодержащих линз и гнезд, а также спорадически рассеянного пеплового материала. Породы горбашевской свиты сохраняют здесь ряд структурно-текстурных особенностей полесских отложений, к ним относится алевропели-

товая структура, массивная и неясно-слоистая текстура, присутствие линз, гнезд и пятен иной окраски и т.д.

По внешнему облику нижняя часть разреза свиты очень похожа на полесскую серию, только присутствие в ее подошве прослоев и сплошных интервалов не сцементированных песков с примесью грубого материала позволяет проводить нижнюю границу.

Мощность горбашевской свиты весьма непостоянна и изменяется от первых метров до 50 м.

Берестовецкая свита является очень сложно построенным эффузивным комплексом трапповой формации Волыно-Подолии, включающим излившиеся и пирокластические породы, распространенные на огромной территории. Залегают они либо на отложениях горбашевской свиты, либо непосредственно на кристаллическом фундаменте.

Берестовецкая свита описывалась многими авторами (Шульга, 1952; Крашенинникова, 1956; Стрілкова, 1972), которые дали различные варианты ее расчленения. Автору представляется, что на всей территории распространения берестовецкой свиты можно выделить три основных области, каждой из которых соответствует свой тип разреза (рис. 20, см. вкл.).

Область преимущественного распространения излившихся пород

Излившиеся породы базальтового состава (каменские эффузивы) без сопровождающей их пирокластики развиты главным образом в пределах Подолии, где они образуют сравнительно узкую (5–45 км) полосу, протяженностью более 300 м, приуроченную в основном к Подольской зоне глубинного разлома и оперяющим ее нарушением. Лавовые потоки имеют здесь мощность от 7,9 до 56,0 м и обычно залегают непосредственно один на другом, образуя сложные мощные покровы, разделенные только лавобрекчиями, без видимых следов перерыва между излияниями.

Судя по составу и строению разреза, в рассматриваемой области имел место трещинный тип излияний, который в ряде участков начинался незначительными эксплозиями вдоль зоны нарушения. Последнее обстоятельство подтверждается присутствием разложенного пепла основного состава в аркозах грушковской свиты под каменскими эффузивами.

Базальты (диабазы) каменского типа имеют массивную и миндалекаменную текстуры. В состав их входят плагиоклаз, моноклинный пироксен, магнетит, титаномагнетит, палагонит, мезостатическое вещество, апатит, лейкоксен и рутил, сфен, а также кварц, кальцит, хлорит, гидроокислы железа, редко пирит и каолинит. Структура пород – порфировидная или порфировая (гломеропорфировая) с интерсертальной, апоинтерсертальной, участками толеитовой массой, иногда диабазовая. В подошве и кровле отмечаются переходы к гиалоофитовой и пилотакситовой структурам.

Базальты с гиалопилитовой структурой основной массы сложены игольчатыми и лейстовидными микролитами плагиоклаза, погруженными в хлоритизированную основную массу, пронизанную рудной пылью.

Лавобрекчии сложены обломками гиалобазальтов с различным содержанием микролитов плагиоклаза, а в соответствии с этим светлосерые до черных. Границы обломков расплывчатые. В отдельных проявляется отчетливая пилотакситовая текстура или тонкая лимонитовая каемка, помогающая отличить обломки цементируемой и цементирующей лавы, имеющих одинаковый состав.

Особенности захоронения "каменских" диабазов, имеющих палеотипный облик, между пачками грубых терригенных пород, обладающими прекрасной проницаемостью для вод, их положение, как правило, выше базиса эрозии и относительно небольшие мощности создали оптимальные условия для широких и глубоких эпигенетических изменений, которые в конечном итоге и придали "каменским" диабазам палеотипный облик, никак не связанный ни с условиями их образования, ни с возрастом.

Область распространения пород смешанного эффузивно-пирокластического состава

Наиболее широкое распространение имеет эффузивно-пирокластическая толща, представленная многократно переслаивающимися в разрезе потоками лав и пластов туфов базальтового состава различной мощности и протяженности.

Местами присутствуют эффузивно-пирокластические породы среднего – андезитового и дацитового состава. Они вскрыты в северной части Брестской впадины среди толщи вулканогенных пород основного состава. Предполагаемая площадь их распространения около 1000 км^2 (Махнач и др., 1970).

Главные породы эффузивно-пирокластического комплекса – это базальты и туфы. Второстепенные – базальты палагонитовые, оливиновые, диабазы, андезиты-дациты и их туфы (менее 5%).

В базальтовых потоках проявляется отчетливая зональность. В верхних частях покровов среди тонко- грубопузыристых и плотных базальтов наблюдаются витрофировая, гиалопилитовая и гиалоофитовая структуры. С переходом от кровли или подошвы к центральным зонам потоков появляются толеитовая, апоинтерсертальная, интерсертальная структуры. В центральных зонах потоков отчетливо выделяются базальты с интерсертальной, микродолеритовой и долеритовой структурами, иногда с элементами порфировой или гломеропорфировой пойкилоофитовой.

По текстурным признакам выделяются массивные и миндалекаменные базальты. Последние характерны для краевых, фронтальных зон потоков, вблизи древних вулканических аппаратов слагают мощные покровы (до 60 м), содержащие 40–80% миндалин, выполненных хлоритами, цеолитами, анальцимом, халцедоном, кварцем, палагонитом и др.

Главными породообразующими материалами базальтов являются: плагиоклаз, моноклинный пироксен и псевдоморфозы иддингсита по оливину в оливинсодержащих разностях (1–5%). Рудные минералы (4–8%) присутствуют в качестве постоянной составной части. В переменных количествах отмечаются стекловатый мезостазис (2–5 до 60–92%), палагонит (1–2 до 25–30%), анальцим (2–3%), кварц, калиевый полевой шпат.

Пирокластические породы составляют в среднем 40–60% в общем объеме эффузивно-пирокластического комплекса. По масштабу распространения пирокластического материала трапповую формацию Волыно-Подолии можно сопоставить только с траппами Сибирской платформы, где средний КЭ также колеблется от 40 до 60–70% (Лурье, Обручев, 1955).

Детальное изучение размещения продуктов эксплозий показало, что в пределах изученной территории выделился ряд локальных районов распространения агломератовых туфов и шлаковых брекчий с бомбами и лапиллями. Площади таких районов не более 2–5 до 7 км^2. В различные стороны от этих участков происходит постепенная или быстрая смена грубообломочного материала крупно-средне-мелкообломочным. На расстоянии 6–10 км от вулканических центров распространены преимущественно уже мелкотонкообломочные туфы.

Пачки пирокластов, слагающие вулканогенные постройки, характеризуются ритмическим наслоением: в основании ритмов залегают агломератовые, бомбово-лапиллиевые или грубо-крупнообломочные туфы. С удалением от жерловин четкость ритмов стирается, исчезают продукты грубой пирокластики и возрастает роль мелкообломочного материала. Мощность жерловых и околожерловых пирокластических фаций (20–30 м) быстро уменьшается до 1–3 м и мелких гнезд. В жерловых и прижерловых зонах широко распространены явления спекания, гематизации обломков, образующих пласты и линзы обожженных плотных буровато-красных пород.

В пределах описываемой области встречены следующие типы пирокластических пород основного состава: 1 – агломератовые туфы и шлаковые туфобрекчии с бомбами и лапиллями; 2 – грубообломочные – крупнообломочные (псефитовые) туфы; 3 – среднеобломочные (псаммитовые) туфы; 4 – мелкотонкообломочные (пелитовые) туфы; туффиты и туфопесчаники.

В зависимости от характера эксплозивного материала обломки классифицируются на две группы: 1) выброшенные в твердом состоянии; 2) выброшенные в пластичном и полужидком состоянии (бомбы, лапилли).

В первой группе обломков наблюдаются угловатые формы, для второй – характерны причудливые фигурные очертания, грушевидная эллипсоидальная, сплющенная формы с элементами вращения и скручивания. Многие бомбы и лапилли состоят из миндалекаменных базальтов, окруженных шлаковой рубашкой или из стекол и шлаков.

Туфы крупно–средне–мелко–тонкообломочные сложены обломками пузыристых шлаков, разнообразных по структуре и составу базальтов, вулканических стекол, изредка интрузивных траппов и эффузивов среднего и кислого составов. В связи с этим по составу выделяются четыре разновидности туфов: 1) витро–литокластические; 2) лито–витрокластические; 3) литокластические; 4) витрокластические.

К наиболее распространенному типу обломков всех разновидностей туфов, особенно средне–мелко–тонкообломочных, относятся стекловатые обломки. По форме и пористости среди стекловатых обломков выделяются три основные группы: 1) выброшенные в пластичном состоянии; 2) выброшенные в полупластичном состоянии и обильно (до 80%) насыщенные газовыми пузырьками; 3) частицы обломочного происхождения, характеризующиеся остроугольными выпукло–вогнутыми ограничениями.

Среди подавляющего количества обломков основного состава в районах Ратно, Жиричей, Чарторийска, Заложцев и др. встречены редкие обломки эффузивов среднего и кислого состава – андезитовых порфиритов и фельзит–порфиров, выделяющихся по реликтовым перлитовой и андезитовой структурам. Максимальная мощность эффузивно–пирокластической толщи достигает 490 м (скв. Овадно–1).

Область преимущественного распространения пирокластических пород вне площади распространения излившихся пород

Эти пирокластические породы образуют на территории Волыно–Подолии два поля.

Граница первого из них на востоке совпадает с линией современного распространения трапповой формации, на севере и западе проходит вблизи пунктов Рясники, Ровно, Мирогоща, Кременец, Вишневец, Буданов. На юге пирокластические породы постепенно выклиниваются южнее широты г. Хмельницкого. Мощности разрезов пирокластических пород колеблются от 3–6 до 120 м. Пирокластические породы представлены мелко–среднеобломочными туфами и туффитами с прослоями тонкообломочных туфов и туффитов. В ряде районов встречаются пачки, линзы и гнезда крупно–грубообломочных и агломератовых туфов.

Второе поле пирокластических пород расположено обособленно на северо–востоке и сливается со Столинской полосой южного района Белоруссии, выделенной А.С. Махначем и Н.В. Веретенниковым (1970).

Максимальные мощности до 200 м известны в районе Столина, Ганцевичей, Клецка.

Эффузивно–пирокластические образования всех описанных основных полей распространения берестовецкой свиты являются возрастными аналогами и в силу специфических условий формирования не могут быть расчленены на более дробные подразделения, так как асинхронная эффузивно–эксплозивная деятельность многочисленных вулканических аппаратов исключает возможность проведения изохронных стратиграфических границ внутри берестовецкой свиты.

Возрастным аналогом части (возможно, верхней) берестовецкой свиты являются "каменские диабазы" Подолии. Нормально осадочных аналогов ее в Подолии не имеется, так как большую часть времени формирования берестовецкой свиты Подолия была областью интенсивного размыва. В Белоруссии аналогом волынской серии в целом является, по–видимому, вильчанская серия.

А.С. Махнач и др. (1974, 1975) в разрезе волынской серии Брестской впадины выделяют горбашевскую, ротайчицкую и лиозненскую свиты. Ротайчицкая свита Брестской впадины близкой мощности и того же состава, что и на Волыни, с добавлением в разрезе средних эффузивов и их туфов, что свидетельствует только о дифференциации трапповой магмы, а не об изменении условий формирования. В соответствии с правилом приоритета, за ней следовало бы сохранить название берестовецкой.

Лиозненская свита залегает с размывом на берестовецкой по положению в разрезе и составу является (во всяком случае ее нижняя часть) аналогом чарторыйской свиты Волыни и могилевской свиты Подолии, т.е. относится уже к валдайской серии и не может включаться в волынскую. Это очень четко видно при изучении разрезов многочисленных скважин от Подолии до Брестской впадины.

Валдайская серия

На Волыно-Подолии валдайская серия залегает с трансгрессивным и небольшим угловым несогласием на вулканитах берестовецкой свиты, а в Приднестровье местами на кристаллическом фундаменте.

Структурный план отложений валдайской серии резко отличается от структурного плана полесской и волынской серий. Перестройка структурного плана фиксируется также и внутри валдайской серии, совпадая по времени с началом формирования каниловской свиты, хотя возможно, что первый этап перестройки относится еще ко времени формирования нагорянской (колковской) свиты.

Удовлетворительной схемы стратиграфии валдайской серии для территории Волыни до настоящего времени не имелось. Лучше обстоит дело в Приднестровье, где многочисленные обнажения и буровые скважины дали возможность расчленить валдайские образования вплоть до слоев. К сожалению, эти слои не имеют регионального распространения на всей территории Волыно-Подолии и поэтому стратиграфическая схема валдайской серии Приднестровья не может быть принята за основу для Волыни.

На Волыни валдайская серия четко разделяется на две части: нижневалдайскую в составе чарторыйской (нижне- и верхнечарторыйская подсвиты), розничской и колковской свит, и верхневалдайскую, в объеме каниловской (котлинский горизонт) свиты. Полученные материалы дают также возможность провести корреляцию выделенных подразделений с разрезами Подолии.

Чарторыйская свита. Название дано по с. Чарторыйск на Волыни. Стратотип свиты вскрыт скв. 315 в с. Розничи, в 2,0 км к северу от пос. Колки, на глуб. 337,6-397,5 м, мощность 59,9 м. Свита разделяется на две подсвиты (см. рис. 20).

Нижнечарторыйская подсвита, гл. 369,0-397,5 м, мощность 28,5 м, представлена двумя пачками пород

	Мощность, м
369,0-370,8. Пачка буровато-табачных тонколистоватых вулканомиктовых аргиллитов с мелкими линзочками песчаников и алевролитов. Постоянная тонкая смена окраски, гранулометрического состава и различных типов слоистости, обуславливают причудливый текстурный рисунок пачки	1,8
370,8-397,5. Пачка темно-коричневых вулканомиктовых аргиллитов и алевролитов, чередующихся с прослоями, линзами и гнездами крупнозернистых песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов, количество которых к низу пачки возрастает и они становятся преобладающими в разрезе (с гл. 377,0 м) или их отношении к глинистым разностям 1:1.	26,7

Как и в стратотипическом разрезе, нижнечарторыйская подсвита на всей территории своего распространения слагается своеобразной буровато-коричневой пачкой разнозернистых терригенных пород с существенной примесью пе-

реотложенного пеплового материала, обуславливающего специфический сизовато-бурый оттенок всей пачки.

По мере продвижения к юго-востоку вдоль наиболее погруженной части нижневалдайской впадины (скв. 350 в районе Клевани, скв. 1-Г и 2-Г в Ровно) грубый материал уступает место в разрезе более тонкому. Здесь в глинистой и мелкозернистой вмещающей массе уже редко встречаются только небольшие линзочки и гнезда, сложенные гравийными обломками и галькой, а также отдельные гравийные обломки и галька. Набор и состав пород остаются прежними, меняются только их количественные соотношения.

Разнозернистые вулканомиктовые песчаники и вулканомиктовые алевролиты нижнечарторыйской подсвиты сложены слабо сортированными, угловатыми обломками кварца и полевых шпатов (преимущественно микроклина), количество которых резко меняется, достигая 60-80%. В подчиненном количестве встречаются плагиоклаз, ориетированные листочки биотита, мусковита, гидратированных слюд; из акцессорных минералов - циркон, гранат, рутил, турмалин, анатаз и полуразложенные обломки пепла основного состава. Большая часть пеплового материала заполняет промежутки между кластическими зернами, т.е. имеет цементный характер, что объясняется незначительными размерами пепловых частиц.

Мощность нижнечарторыйской подсвиты непостоянная, она увеличивается с северо-запада на юго-восток от 28 до 51 м.

Верхнечарторыйская подсвита, гл. 337,6-369,0 м, мощность 31,4 м, представленная пачкой тонкого чередования темно-серых аргиллитов алевролитов и розовато-серых песчаников. Общая окраска пачки темно-серая, за счет чередования прослоев она приобретает полосчатый облик. Слоистость горизонтальная, волнистая, косая, линзовидная, резко перекрещивающаяся. Песчаники и алевролиты обычно образуют не слойки, а линзы, раздувы, гнезда самой прихотливой формы. Песчаники кварцево-полевошпатовые, мелко-крупнозернистые, иногда с уплошенной галькой кислых эффузивов и реже кварца размером от 1-2 до 4 см, с гравийными зернами.

Аргиллиты и алевролиты слюдистые. Во всех разновидностях пород редко встречается мелкая (от 0,5 до 1,0 см) галечка кварца и полевых шпатов. Местами в аргиллитах встречаются структуры, напоминающие "конус в конус", но весьма неотчетливой формы, скорее похожие на небольшие валики и впадины.

Особенностью верхнечарторыйской подсвиты является обильная пиритизация слагающих ее пород. Пятна и гнезда шариков пирита концентрируются преимущественно в слойках аргиллитов, или на их границах, придавая им серовато-черную до непрозрачности окраску.

Мощность отложений верхнечарторыйской подсвиты в полных разрезах Волыни довольно стабильная и изменяется в незначительных пределах от 31 до 40 м.

Чарторыйская свита не везде представлена обеими подсвитами, так как в западной и юго-западной части Волыни она, как правило, значительно срезана и на нижнечарторыйскую подсвиту с размывом налегает каниловская свита.

По мере продвижения с запада и северо-запада к юго-востоку чарторыйская свита приобретает некоторые новые особенности. Во-первых, в этом направлении увеличивается ее мощность с 60 до 80-90 м. Преобладающая масса обломков представлена уже хорошо окатанными, а не угловато-окатанными обломками тонкого пепла основного состава буровато-желтой и зеленоватой окраски.

В разрезах скважин 350, 1-Г, 2-Г (на уровне верхнечарторыйской подсвиты) и многих подольских (16901-16902 и др. - на уровне ломозовских слоев) появляется эпигенетический глауконит в виде почковидных агрегатных скоплений в цементе песчаников, который развивается по вулканическому стеклу.

Наряду с кремнисто-глинистым, пепловым и др. появляется и приобретает широкое развитие карбонатный цемент базального, порового и пойкилитового типов.

Отложения могилевской свиты Подолии в составе ольчадаевских, ломозовских, ямпольских и лядовских слоев, которые являются аналогами чарторыйской свиты Волыни, в значительной мере отличаются от последних по составу, но в то же время имеют многие общие черты.

Гравелиты и разнозернистые песчаники ольчадаевских слоев по составу не имеют аналогов в основании нижнечарторыйской подсвиты, представленной преимущественно переотложенным пирокластическим материалом.

Но уже на уровне ломозовских слоев, залегающих на ольчедаевских, появляется переотложенный пирокластический материал, который иногда концентрируется в маломощных слойках вулканомиктовых алевролитов. С этого же уровня в составе цемента появляется и сигнетический глауконит. Для ломозовских и лядовских слоев, также как и для чарторыйской свиты в целом, характерно широкое развитие текстур подводного оползания.

Небезынтересно отметить, что во многих разрезах Подолии ольчедаевские слои сливаются с ломозовскими, а ямпольские – с лядовскими, т.е. в региональном плане наиболее четко проявляется деление могилевской свиты, как и чарторыйской, на две части.

Из отложений чарторыйской свиты Е.А. Асеевой были определены два разнородных комплекса органических остатков, соответствующих нижнечарторыйской и верхнечарторыйской подсвитам.

В глинистых породах нижнечарторыйской подсвиты обнаружены *Gloeocapsomorpha* sp., *Orygmatosphaeridium induratum* Aseeva, что позволяет Е.А. Асеевой сопоставить ее с ломозовскими слоями Подолии. Подобный же комплекс был встречен в основании нижнечарторыйской подсвиты в скв. 350. Однако, в верхней части ее разреза уже содержатся микрофоссилии, подобные встречающимся в нерасчлененных лядовско-ямпольских слоях Подолии. Это *Leiosphaeridia pelucida* (Schep.), *L. minor* (Schep.), *L. aperta* (Tim.), *L. laccata* (Tim.), *Leiosphaeridia laminarita* (Tim.). Встречены также кольцевидные образования *Circumiella* Aseeva.

В отложениях верхнечарторыйской подсвиты довольно много органических остатков, но распределены они крайне неравномерно как по разрезу, так и по латерали. Во всех разрезах присутствуют: *Leiosphaeridia aperta* (Tim.), *L. pelucida* (Schep.), *Orygmatosphaeridium flexuosum* (Tim.) и слоистые образования *Stratimorphis plana* Aseeva (in coll.), а в скв. 350 и *Orygmatosphaeridium rubiginosum* Andr. Кроме того, в скв, 310 и 315 встречены: *Leiosphaeridia* sp. I, *L. gigantea* (Schep.), *L. minor* (Schep.), *Orygmatosphaeridium induratum* Aseeva, *Leiosphaeridia acis* (Tim.), *Stictosphaeridium sinapticuliferum* Tim., *Asperatopsophosphaera partialis* Schep., *As. magna* Schep., *Leiosphaeridia bituminsa* Tim.

А.Е. Асеева считает, что указанные комплексы ближе всего к комплексам объединенных ямпольско-лядовских слоев Подолии.

Проведенное нами сопоставление разрезов чарторыйской свиты с одновозрастными образованиями в Подолии, с учетом особенностей их строения, состава, места, занимаемого в разрезе, наиболее частых фациальных замещений, показало, что нижнечарторыйской подсвите отвечают ольчедаевские и ломозовские слои, а верхнечарторыйской – ямпольские и лядовские. Это сопоставление подтверждается также приведенными палеонтологическими данными.

Значительно сложнее провести сопоставление валдайской серии особенно ее нижней части, Волынской и Оршанской впадин, так как они разделены поднятием, где отложения волынской и валдайской серий размыты. Сложность сопоставления усугубляется и стратиграфическими построениями белорусских геологов, которые выше вильчанской серии в пределах Оршанской впадины выделяют отложения волынской серии в составе горбашевской, свислочской и смоленской свит (Бессонова и др., 1972); горбашевской, ротайчицкой и лиозненской свит (Махнач и др., 1974, 1975). Горбашевская свита так же как и на Волыни, выделяется в качестве базального горизонта. Сомнения в правомерности выделения этой части разреза верхнего докембрия Оршанской впадины в волынскую серию впервые было высказано К. Э. Якобсоном (1971).

Нам представляется, что следующие обстоятельства не позволяют принять точку зрения белорусских геологов.

1. Основной рубеж внутривендского комплекса, на котором произошла коренная перестройка структурного плана, отвечает верхней границе волынской (=вильчанской) серии, которая наиболее четко определяется по окончанию вулканизма волынского времени. Появление переотложенного вулканогенного материала является наиболее надежным критерием для фиксирования этой границы.

2. Горбашевская, свислочская (=ротайчицкая), смоленская (=лиозненская) свиты сложены нормально осадочными терригенными породами с примесью переотложенного вулканогенного материала, за счет чего в их разрезе появляются прослои и линзы вулканомиктовых пород (Бессонова и др., 1972). Горбашевская свита Оршанской впадины является базальным горизонтом валдайской серии, а по своему грубому составу, примеси переотложенного вулканогенного материала сопоставляется белорусскими геологами с базальным горизонтом волынской серии Украины. Здесь следует заметить, что ни в одном из разрезов горбашевской свиты Украины нет переотложенного вулканогенного материала, а имеется только сингенетический. Кроме того, очень часто базальные горизонты имеют много общих черт, независимо от их возраста. Литологически сходные породы встречены во многих разрезах валдайской серии Украины.

3. Валдайская серия Волынской впадины в составе чарторыйской, розничской, колковской и каниловской свит, "волынская" и валдайская серии Оршанской впадины в составе "горбашевской", свислочской (=ротайчицкой), лиозненской, гдовской и котлинской свит имеют близкие составы, одинаковые структурно-текстурные признаки, для них характерна обильная пиритизация. Уже в самых нижних частях разреза появляется карбонатно-доломитовый цемент и глауконит, что совместно с палеонтологическими остатками указывает на их морское происхождение.

4. Эти толщи в Волыни и в Оршанской впадине занимают одинаковое положение в разрезе и их суммарные мощности близки.

5. В основании валдайской серии в Подолии, на Волыни и Оршанской впадине содержится одинаковый комплекс микрофитофоссилий: *Kildinella sinica* Tim., *Leiosphaeridia parva* As., *L. aperta* (Schep.), *Pterospermopsimorpha* sp. (Асеева, 1976), которые встречены в могилевской свите Подолии, чарторыйской свите Волыни и лиозненской свите Оршанской впадины (скв. Богушевск-2, глуб. 748 м).

Приведенное убедительно показывает, что отложения, выделенные белорусскими геологами в волынскую серию: горбашевская, свислочская (=ротайчицкая), смоленская (=лиозненская) свиты – относятся к валдайской серии и хорошо в общем сопоставляются с одновозрастными отложениями Украины.

Чарторыйской свите Волыни, по-видимому, соответствуют горбашевская, свислочская (=ротайчицкая) свиты Оршанской впадины и зубово-полянская свита Московской синеклизы. Подобное сопоставление сделано и Л.Ф. Солонцовым (1975).

Розничская свита. Название дано по с. Розничи на Волыни. Стратотип свиты вскрыт скв. 310 на восточной окраине с. Розничи, в 1,0 км к северо-востоку от пос. Колки, на гл. 258,0–297,6 м, мощность 39,6 м. Разрез свиты следующий:

	Мощность м
290,5–297,6. Крупнозернистые вулканомиктовые песчаники и гравелиты буровато-желтой неоднородной окраски, с галькой до 1–2 см кварца, полевых шпатов, основных и кислых эффузивов. В этой пачке имеются маломощные прослои, линзы и гнезда темно-коричневых вулканомиктовых аргиллитов и сизовато-бурых слоистых вулканомиктовых алевролитов	7,1
275,4–290,5. Пачка темно-коричневых вулканомиктовых алевритовых массивных аргиллитов, легко разрушающихся до дресвы.	

Мощность, м

В верхней части пачки до гл. 281,0 м часто встречаются зеленовато-серые аргиллиты. В пачке содержатся прослои, линзы и гнезда серых и зеленовато-серых мелкозернистых, очень крепких кварцевых песчаников и алевролитов. В песчаниках, алевролитах и аргиллитах примесь крупных зерен кварца и полевых шпатов, гравийных зерен кварца и кислых эффузивов. Встречена также мелкая галька того же состава. Общий облик пачки пестрый, за счет чередования участков коричневого и серого цвета. Имеются следы многочисленных микрооползней. На глуб. 289,7-290,2 м песчаники крупнозернистые, переходящие в гравийные, светло-серые, очень крепкие, с галькой до 1 см в диаметре полевых шпатов, кварца, основных и кислых эффузивов 15,2

258,0-275,4. Монотонная пачка вишнево-коричневых, слюдистых, глинистых алевролитов неясно слоистых, легко разрушающихся до дресвы. В отдельных участках в виде тонких (до 1 см) слойков и мелких пятен алевролиты осветлены до зеленоватых. В верху пачки 0,5 м алевролитов табачной окраски, что указывает на кору выветривания 17,4

Граница между розничской и чарторыйской свитами всегда четкая и проводится по подошве груботерригенных пород в основании розничской свиты на Волыни или по подошве бернашовских песчаников на Подолии. Среди гравелитов и конгломератов часто встречаются слойки и линзы темно-коричневых вулканомиктовых слюдистых песчаников и алевролитов. Состав их полевошпатово-кварцевый, до 10-15% составляют окатанные обломки желтовато-бурого вулканического пепла основного состава с хорошо сохранившейся флюидальной и пузыристой микроструктурами. Слюды - биотит и мусковит (до 10-15%) - концентрируются в виде параллельных полос. Листочки биотита сильно разложены, осветлены, слабо изогнуты. Цемент каолинитовый типа выполнения пор. В наиболее полных разрезах верхняя, глинистая часть розничской свиты сложена двумя пачками глинистых пород. Завершает разрез розничской свиты монотонная пачка вишнево-коричневых слюдистых алевролитов и аргиллитов, быстро разрушающихся в воздухе до дресвы. Изредка встречаются тонкие (до 1,0 см) лизны зеленоватых слюдистых алевролитов. В кровле розничской свиты наблюдаются тонколистоватые глины табачного цвета (до 0,5 м), напоминающие кору выветривания. Алевролиты и аргиллиты с полураковистым изломом розничской свиты по внешнему виду, структурно-текстурным особенностям, окраске подобны так называемым "бронницким туфам" из бронницких слоев Подолии, но практически не содержат пирокластики. Особенностью розничской свиты является значительная пиритизация, главным образом, аргиллитов и алевролитов, повсеместное присутствие каолинитового цемента в песчаниках. В незначительных количествах присутствуют зерна фосфорита и глауконита, который наиболее широко развит в районе Ровно, где встречаются и в составе цементирующей массы. Здесь же отмечается и наибольшая пиритизация и карбонатизация.

На северо-западе Волыни среди крупнообломочного материала розничской свиты преобладают кислые эффузивы - микрофельзиты, гранофиры, порфириты. В разрезах района Ровно уже преобладает существенно кварц-полевошпатовый материал, но обломки кислых пород, хотя и намного реже, встречаются повсеместно. В разрезах бернашевских слоев Подолии обломки кислых пород встречаются крайне редко, грубый обломочный материал кварц-полевошпатового состава. Это указывает на различные области сноса: если на юге обломочный материал поступал за счет разрушения пород VIII, то на севере - за счет разрушения вулканогенных образований волынской серии. Промежуточные по составу отложения вскрыты в районе г. Ровно (скв. 1-Г и 2-Г).

Мощность розничской свиты на Волыни непостоянна и изменяется от 17 до 48 м.

Содержание акритарх и других органических остатков в породах розничской свиты крайне неравномерно. Е.А. Асеевой из керна скважин 310, 315 выделены и определены *Kildinella hyperboreica* Tim., *K. sinica* (Tim.), *K. jacutica* Tim., *Leiosphaeridia minor* (Schep.), *L. pelucida* (Schep.), *L. densa* (Tim.), *Favеolatosphaeridium induratum* Aseeva, *F. minutum* Aseeva, *Trematoaphaeridium holtedalii* Tim., *Tr.* sp., *Sinsphaeridium sorediforme* Tim., *Symplassosphaeridium* sp., а также большое количество спиралевидных образований *Volyniella valdaica* Schep. emend As., *Volyniella* sp.

Встречены также отпечатки трубчатых проблематичных организмов.

По заключению Е.А. Асеевой, подобный комплекс микрофоссилий характерен для зиньковских слоев ярышевской свиты Подолии.

Сопоставление разрезов розничской свиты Волыни с одновозрастными образованиями валдайской серии Подолии с учетом всех имеющихся данных показало, что розничской свите отвечают бернашовские, бронницкие и зиньковские слои ярышевской свиты.

По характерным литологическим признакам и стратиграфическому уровню розничской свите Волыни, очевидно, соответствуют отложения смоленской (=лиозненской) свиты Оршанской впадины, которая с размывом залегает на свислочской (=ротайчицкой) свите (Бессонова и др., 1972).

Колковская свита, завершающая разрез нижнего валдая, в районах с наибольшей (порядка 100 м) мощностью (с. Колки, скв. 310 и 315) состоит из нескольких невыдержанных по латерали пачек пород. В районе Ровно (скв. 1-Г и 2-Г) мощность отложений свиты сокращается до 30 м, в Подолии ее средняя мощность составляет 50-60 м.

Название свиты дано по пос. Колки на Волыни. Стратотип вскрыт скважиной 310 на восточной окраине с. Розничи, в 1,0 км к северо-востоку от пос. Колки, на гл. 150,5-258,0 м, мощность 197,5 м. Свита состоит из трех пачек (глубина, м).

Мощность, м

Нижняя пачка, гл. 258,0-240,0 м, мощность 28 м.

258,0-250,2. Песчаники массивные и тонкослоистые, сизовато-бурые, со слойками алевритов и аргиллитов, с гл. 255 м появляются слойки и линзы (мощностью 0,5-5,0 см) серых гравийных и крупнозернистых песчаников. Гравелиты и крупно-разнозернистые песчаники сложены угловато-окатанными гальками и зернами микроклина, кварца, реже плагиоклаза, пластинками осветленного, слабоплеохроичного, гидратированного биотита и мусковита 7,8

250,2-240,0. Пестрые буровато-коричневые слоистые, тонкослоистые глинистые алевролиты и аргиллиты. 10,2

Средняя пачка, гл. 240,0-204,7 м, мощность 35,3 м.

222-240. Мелко-среднезернистые алевритовые песчаники, неравномерно окрашенные в кирпично-, вишнево-, сизовато-бурые цвета. Иногда песчаники пятнистые "оспенные" в связи с рассеянной сыпью (до 1-3 мм в диаметре) темно-бурой окраски. На гл. 233,4 м в песчаниках появляются уплощенные катуны темно-бурых аргиллитов. В верхней части появляются слойки средне-крупнозернистых до гравийных песчаников светлой розовато-серой и серой окраски. Обломочный кварц представлен кварцем, полевыми шпатами, редко кварцитом, микрофельзитом, гранофиром.

222,0-204,7. Алевролиты с прослоями зеленовато-серых слюдистых аргиллитов и к концу интервала со слойками, линзами сизовато-бурых песчаников. Алевролиты массивные сизовато-, коричневато-бурой окраски, слюдистые с указанными сероцветными слойками аргиллитов имеют пестрый облик. Встречаются катуны бурых аргиллитов. Зеленовато-серые аргиллиты имеют алевролитовую структуру. Глинистая масса гидрослюдисто-каолинитового состава.

Верхняя пачка, глуб. 204,7–150,5 м.

204,7–183,8. Песчаники коричневато–, кирпично–бурые, массивные мелко–среднезернистые. В отдельных участках появляется неотчетливая тонкая слоистость, обусловленная присутствием тонких (от 1–3 до 5 мм) слойков темно–бурых и зеленовато–серых слюдистых аргиллитов.

183,8–150,5 – пестроцветные, тонколистоватые аргиллиты блеклой буровато–коричневой, зеленовато–серой окраски, тонко переслаивающиеся с кремовато–розовыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками (не более 30%).

Составом обломочного материала отличается колковская свита в скв. 2–Г (Ровно), где в песчаниках присутствует большое количество переотложенного и разложенного пепла основного состава, обломки кварцевых пород и фельзит–порфиров, а также единичные зерна глауконита. Доломит в цементе образует не только ромбоэдрические зерна и сплошные массы, но и оолитовые образования. В местах с сокращенными мощностями колковская свита, по–видимому, представлена только нижним ритмом, так как залегающая на ней трансгрессивно каниловская свита срезает верхние части разреза.

Из верхней глинистой пачки (глуб. 115,5–139,7 м) колковской свиты в скв. 350 (с. Грабов), сопоставляемой с калюсскими слоями нагорянской свиты Подолии, Е.А. Асеевой определены: *Leiospharidia minor* (Schep.), *L. araneosa* (Andr.), *Asperatopsophosphaera magna* Schep., *As. partialis* Schep., *Stictosphaeridium sinapticuliferum* Tim. Характерным является массовое присутствие лентовидных водорослей *Oscillatorites wernadskii* Schep. и огромного количества пленок с пенистой поверхностью.

В целом видовой состав акритарх из колковской свиты в скв. 350, так же как и в подольских разрезах, почти не отличается от видового состава каниловской свиты.

Каниловская свита. Разрез валдайской серии завершает каниловская свита, представленная пачкой сероцветных аргиллитов и алевролитов, иногда с песчаниками в основании.

Аргиллиты тонкослоистые до листоватых, слюдистые, характеризуются повсеместным тонким (мощности слойков от долей миллиметра до 2–5 см) переслаиванием с алевролитами. Алевролиты образуют слойки, линзы, гнезда и желваки. Взаимное распределение указанных разновидностей обуславливает горизонтальный, волнистый, линзообразный, выклинивающийся типы слоистости.

В некоторых разрезах эта глинистая пачка залегает на нижнем валдае (скв. 310, 315 и др.), в других – в основании появляются песчаники от алевритовых до крупнозернистых.

Обычно это сероцветные разнозернистые полевошпатово–кварцевые песчаники, местами сильно каолинизированные. Иногда это крупнозернистые песчаники с зернами кварца диаметром до 3–4 мм и угловатыми обломками аргиллитов (скв. 5, с. Б. Обзыр). На Ратновском выступе фундамента и его склонах в основании пачки песчаников общей мощностью 35 м залегает метровый пласт грубозернистого аркозового песчаника.

Таким образом, основание каниловской свиты на Волыни может быть представлено самыми разнообразными терригенными породами, что обусловлено сменой условий осадконакопления и источников сноса.

В каниловской свите Е.А. Асеевой определены: *Leiosphaeridia pelucida* (Schep.), *L. minor* (Schep.), *Stictosphaeridium sinapti culiferum* Tim., *Trachysphaeridium tenerum* As., *Asperatopsophosphaera partialis* (Schep.), *As. magma* Schep. Кроме акритарх, много фрагментов водорослей *Vendotaenia antiqna* Gnilov., трихомы водорослей *Oscillatorites wernadskii* Schep., спиралевидные

образования *Volyniella canilovica* Aseeva. Подобный комплекс характерен и для каниловской свиты Подолии.

Мощность каниловской свиты весьма непостоянна. В пределах Волыни она изменяется от первых метров до 150–200 м, а в районе Завадовка–Перемышляны превышает 300 м, здесь она с размывом залегает на породах волынской серии.

Каниловская свита трансгрессивно перекрывается отложениями нижнего кембрия.

Заключая описание валдайской серии, необходимо отметить:

В составе валдайской серии Волыни выделяются четыре свиты: чарторыйская, розничская, колковская и каниловская, которые отражают четыре этапа осадконакопления валдайского времени. Каждая из этих свит, кроме каниловской, имеет ритмичное строение как на Волыни, так и в Подолии, а колковская (=гдовская) и в Оршанской впадине.

При большом сходстве внутреннего строения и состава валдайской серии Волыни и Подолии имеются и некоторые отличия, которые объясняются фациальными замещениями, обусловленными различными источниками сноса и неодинаковыми условиями осадконакопления в едином обширном валдайском бассейне.

ВЕНД ПОДОЛИИ

В пределах исследуемой территории выделяются два района распространения верхнедокембрийских отложений.

К первому из них относятся Подолия и Северная Молдавия, занимающие в современной геотектонической структуре западный и юго-западный склоны Украинского щита. Самостоятельность этого района определяется отсутствием или фрагментарным распространением сокращенных и обычно маломощных разрезов волынской серии и полнотой и дифференцированностью валдайской серии.

Второй район – Волынь и северная часть Прикарпатья – включает рифейский Волыно-Полесский прогиб и незначительные территории в пределах смежных структур. В современной геотектонической структуре этот район отвечает Львовскому палеозойскому прогибу и северо-западному склону Украинского щита, включая горсто-грабеновую зону Припятского вала. Этот район характеризуется развитием полесской серии, наиболее полными и мощными разрезами волынской серии, слабо дифференцированными и сокращенными по мощности разрезами валдайской серии.

ПОДОЛИЯ И ПРИЛЕГАЮЩИЕ РАЙОНЫ МОЛДАВИИ

Терригенные толщи венда, залегающие в Подольском Приднестровье на складчатом раннедокембрийском основании, давно служат предметом пристального внимания геологов. На протяжении многих десятилетий, однако, они считались немыми в палеонтологическом отношении и взгляды на их возраст были крайне противоречивыми. В разное время превалировала точка зрения о докембрийском, кембрийском, ордовикском и силурийском возрасте этих толщ. Лишь в конце 60-х годов были получены палеонтологические данные (Заика-Новацкий и др., 1968; Палий, 1969), подтверждающие наличие среди них отложений одновозрастных с позднедокембрийским Эдиакарским комплексом Южной Австралии.

История геологического изучения древних осадочных толщ Подолии неоднократно рассматривалась. Следует отметить лишь, что наиболее значительный вклад в изучение стратиграфии и условий залегания рассматриваемых отложений был внесен исследованиями Р.Р. Выржиковского, Н.И. Ларина, Л.Ф. Лунгерсгаузена, К.Э. Якобсона, П.Л. Шульги, Г.Х. Дикенштейна, О.В. Крашенинниковой, М.Ф. Стащука, В.С. Заики-Новацкого. Первые местные детальные схемы расчленения, основанные на литологических принципах, были получены

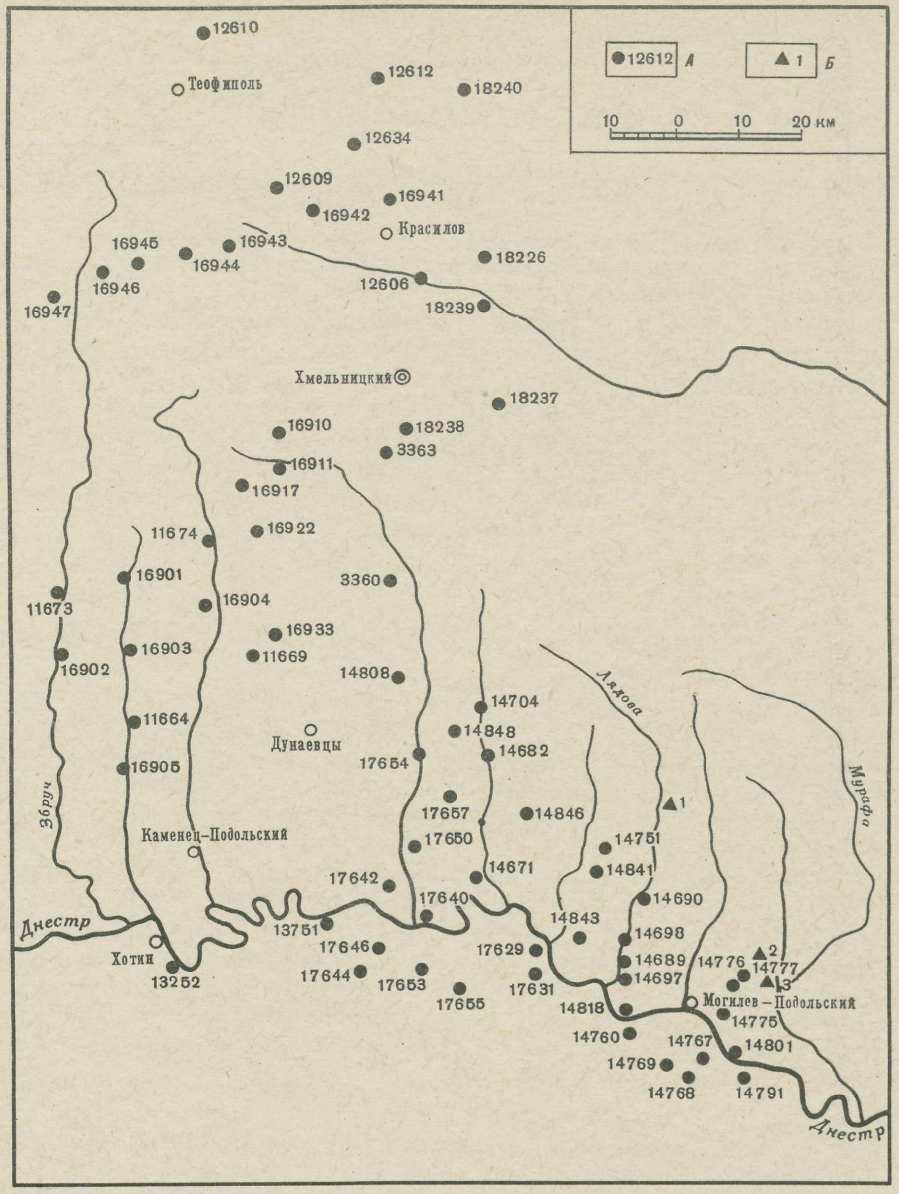


Рис. 21. Карта фактического материала по венду Подолии

А – скважины; Б – обнажения грушкинской свиты (1 – с. Высший Ольчедаев, 2 – с. Салки, 3 – с. Грушка)

для региона уже в 30-е годы. В основе своей некоторые из них не потеряли местного значения до сих пор.

К началу 70-х годов в процессе средне- и крупномасштабного геологического картирования и поисковых работ (П.Д. Букатчук, В.А. Великанов, Э.Я. Жовинский, В.И. Почтаренко, А.Г. Ролик, А.М. Ханисенко) накопился новый обширный материал, послуживший основой современных взглядов на последовательность формирования древних толщ и их корреляцию с другими регионами. Анализ и систематизация этого материала отчасти уже выполнены и освещены (Заика-Новацкий и др., 1971; Заика-Новацкий, 1972; Великанов, 1976), отчасти еще не закончены.

Исключительно благоприятные условия изучения и полнота разрезов венда Подольского Приднестровья, богатейшие естественные выходы в пределах ко-

торого дополняются сотнями скважин, пробуренных в процессе поисково-съемочных работ от р. Збруча на западе до р. Русаны на востоке и от г. Хмельницкого на севере до г. Сороки-Ямполь на юге (рис. 21), позволяют рассматривать Подольский разрез как один из эталонов венда Восточно-Европейской платформы.

Волынская серия

В основании осадочного чехла Подолии, непосредственно на образованиях кристаллического фундамента залегают вулканогенно-осадочные образования волынской серии.

По литолого-фациальным и генетическим особенностям образования волынской серии рассматриваемой территории невыдержаны, могут быть выделены два основных типа ее разрезов: 1) терригенный или эффузивно-терригенный, поскольку местами в него включены базальтовые покровы, 2) туфогенно-терригенный с базальтовыми телами или без них. Разрезы первого типа описаны под названием грушкинской (=грушковской) свиты, разрезы второго типа традиционно рассматриваются как берестовецкая свита.

Разрез грушкинской свиты полно обнажен на юго-востоке Подолии в низовьях р. Лозовой, по р. Мурафе, на участке левого берега Днестра у с. Пороги, частично по р. Лядове в районе с. Высший Ольчедаев. На огромной территории Среднего Приднестровья разрезы грушкинской свиты вскрыты многочисленными картировочными и поисковыми скважинами.

В качестве стратотипического признан (Заика-Новацкий и др., 1972) разрез, обнаженный в устье глубокой промоины правого склона долины р. Мурафы, в 1,5 км западнее впадения р. Лозовой, у с. Грушка. Здесь на мигматитах подольского чарнокитового комплекса (архей – нижний протерозой) залегают (снизу вверх):

	Мощность, м
Нижняя подсвита. Темно-бурый щебнистый гравелит, характеризующийся отсутствием сортированности и очень плохой окатанностью обломочного материала – обломков нижележащих пород, кварца, полевого шпата. Цемент глинисто-железистый	1
Буровато-светло-серый очень плотный неравномернозернистый до гравийного полевошпато-кварцевый песчаник. Кластический материал плохо окатан. Цемент кварцево-глинистый, базального типа	0,4
Бурый с линейно-горизонтальными обособлениями или расщепляющимися осветленными полосами "мусорный" песчаник. Обломочный материал полевошпато-кварцевого состава, окатан очень плохо. Цемент песчано-глинистый. Характерна послойная трещиноватость, очевидно, подчеркивающая визуально неразличимую слоистость породы	6–6,5
Верхняя подсвита. Алевролит зеленовато-серый, песчанистый, с редкими крупными обломками кварца и полевых шпатов. Переход к нижележащей пачке постепенный как в отношении структурных особенностей пород, так и окраски	5–5,3

Выше залегает песчаник ольчедаевских слоев могилевской свиты.

Бурая несортированная толща нижнегрушкинской подсвиты в описанном разрезе, а также в других обнажениях по рекам Лозовой и Мурафе некоторыми исследователями (Крашенинникова, 1956; и др.) была принята за кору выветривания кристаллических пород. Сейчас ясно, что происхождение этой толщи иное. Преобладающими в ней являются породы, возникшие в результате перемещения и слабой дифференциации дезинтегрированного элювия и делювиально-пролювиальных процессов. В пользу этого говорят отсутствие в осадочной толще структурно-текстурных признаков подстилающих пород фундамента, секущих пегматитовых и кварцевых жил, которые очень характерны для фундамента, а также наличие прерывистой пластовой трещиноватости, по-видимому, подчер-

кивающей скрытую слоистость. В этом же районе на южной окраине сел. Бронница вскрыт разрез эффузивно-терригенного типа (глубина, м).

Нижняя подсвита

70,0–69,5. Песчаник буро-коричневый, грубозернистый, аркозовый, с обломками гранита, трещиноватый.

Верхняя подсвита

69,5–69,0. Аргиллит шоколадно-коричневый, с зеленовато-серыми пятнами, плотный, с незначительной примесью кварцевых зерен.

69,0–65,2. Базальт зеленовато-серый, плотный, с обильными кальцитовыми миндалинами неправильной формы в кровле и в подошве и редкими сферическими миндалинами хлоритового состава – в середине покрова.

65,2–64,5. Аргиллит шоколадно-коричневый, плотный, тонкослоистый, с примесью (около 15%) зерен кварца средних и крупных размеров.

64,5–62,3. Песчаник серый с зеленоватым оттенком полевошпато-кварцевый, средне- и крупнозернистый, на глинистом базальном цементе.

62,3–61,0. Шоколадно-коричневый плотный песчанистый алевролит. В середине интервала содержит прослой (20 см) зеленовато-серого, местами бурого полевошпато-кварцевого песчаника с обильным глинистым цементом базального типа.

Выше залегает разрез могилевской свиты типичного строения.

Во многих случаях на юго-востоке Подолии и на севере Молдавии зафиксированы процессы химического разложения базальтов с образованием коры выветривания. Общая мощность всего базальтового покрова в пределах указанного района достигает 35 м.

Анализ различно построенных полных разрезов грушкинской свиты показывает, что положение базальтового покрова совершенно однозначно определяется вклиниванием его в породы верхней толщи волынской серии и замещением всего объема ее (скв. 14773 – с. Бронница, скв. 14776 – с. Григоровка, скв. 14769 – юго-восточнее с. Савка, скв. 14760 – с. Мерешовка, скв. 14818 – с. Серебрия и др.).

Аналогичное положение занимают базальтовые тела, развитые в юго-западной Подолии, где они вскрыты рядом скважин в районе городов Гусятин, Городок, Чемеровцы. Здесь обычно развиты два лавовых покрова, разделенных конгломератами или разнозернистыми песчаниками, мощностью 2,2–4,4 м, содержащими окатанные гальки и гравий гранитов и базальтов; мощность верхнего из них, увеличивающаяся к западу, составляет 15–40 м, а мощность нижнего – 15–25 м.

Таким образом, на всей территории Подолии лавовые покровы занимают в разрезе волынской серии одинаковое место и являются одновозрастными. Всюду базальтовые покровы обнаруживают зональное строение, присущее наземным излияниям. В кровле базальтового покрова, излившегося на участки возвышенной суши, как правило, присутствует кора выветривания, свидетельствующая о перерыве между волынской и валдайской сериями. На всех участках Подолии и Молдавии, где распространены базальтовые покровы, обращает на себя внимание отсутствие пирокластического материала во вмещающих базальтовые тела породах, что является еще одним из признаков сходства их и говорит о трещинном характере излияний.

К северо-западу в бассейнах рек Калюса, Жвана, Карайца и Лядовы грушкинский тип разреза серии имеет те же принципиальные особенности своего строения, которые свойственны охарактеризованным выше разрезам юго-востока Подолии и севера Молдавии. Верхняя часть разреза построена здесь преимущественно зеленовато-грязно-серыми разнозернистыми неслоистыми полевошпато-кварцевыми песчаниками с большим содержанием (до 40%) базального глинистого цемента, нижняя – красно-бурыми грубозернистыми аркозовыми песчаниками, гравелитами, брекчиевидными породами с глинистым или песчано-глинисто-железистым цементом. Породы нижней толщи элювиально-делювиального происхождения, в песчаниках верхней толщи заметны следы сортировки, свидетельствующей о вероятном участии в их накоплении водной среды.

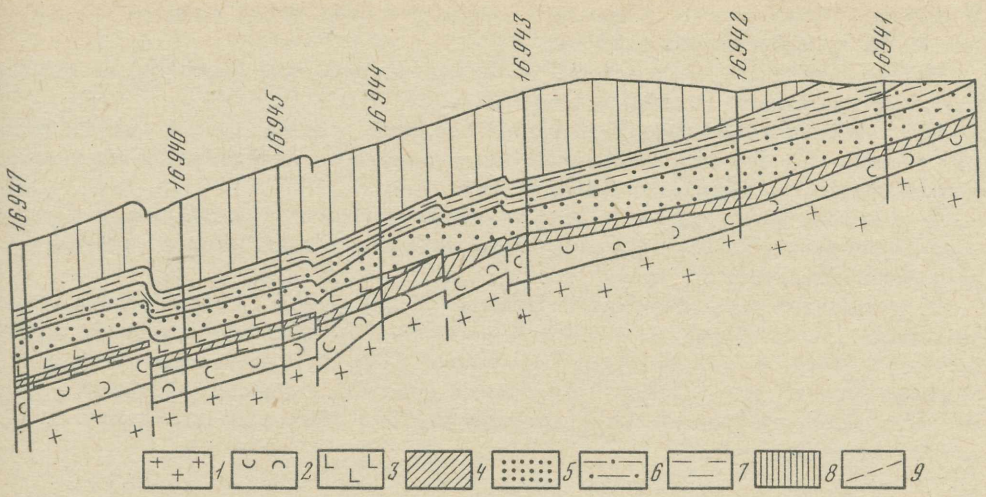


Рис. 22. Схематический разрез верхнедокембрийских отложений севера Подолии (профиль Подволочиск–Красилов)

1 – кристаллический фундамент; 2 – туфогенные породы, туфы берестовецкой свиты; 3 – нормально–осадочная толща берестовецкой свиты; 4 – базальты берестовецкой свиты; 5 – могилевская свита; 6 – ярышевская свита; 7 – нагорянская свита; 8 – каниловская свита; 9 – разрывные нарушения

Распространение грушкинской свиты в Подольском Приднестровье в целом фрагментарно. Верхняя подсвита ее часто отсутствует, нижняя также встречается локально, выполняя понижения в рельефе кристаллического основания. На правом берегу Днестра к западу устья р. Лядовы волынская серия вообще отсутствует.

Терригенно–туфогенные разрезы волынской серии (Берестовецкая свита) распространены на севере Подолии, в междуречье Днестра, Горыни, Южного Буга. Здесь непосредственно на породах кристаллического фундамента залегает толща пирокластических образований, известная как бабинские слои изяславской свиты (Крашенинникова, 1956).

А.М. Ханисенко, по данным которого приводится описание пирокластической толщи, установлено, что на севере Подолии (район городов Подволочиска и Красилова) последняя очень устойчива по мощности (75–80 м) и внутреннему строению (рис. 22). Сложена эта часть разреза туфами литокластическими и витролитокластическими от лапиллиевых до тонкообломочных разностей. Туфы имеют смешанный состав: одновременно присутствуют частицы, выброшенные в пластичном и полупластичном состоянии, обломки ювенильных и предшествующих извержений, со следами и без следов транспортировки. В основании туфовой толщи встречаются иногда маломощные (до 1–2 м) грубообломочные вулканогенно–осадочные образования. Лишь на крайнем севере Подолии (район городов Теофиполь – скв. 12610, Базалия – скв. 12634 и др.) и под туфогенной толщей наблюдается довольно мощная (до 15 м) пачка разнозернистых аркозовых песчаников и гравелитов, соответствующая, очевидно, горбашевской свите Волыни. Выше разрез имеет следующее строение: 1 – пачка зеленовато–серых тонко– и косослоистых алевролитовых туфов мощностью 10–15 м; 2 – пачка пятнистоокрашенных грубообломочных туфов, отличающихся присутствием значительной примеси терригенного материала (до 25–30% обломков кварца и полевых шпатов в отдельных прослоях), нечеткой косой слоистостью и постепенными переходами окраски и гранулометрического состава на границах прослоев. Мощность этой пачки около 40 м.

Верхняя часть пирокластической толщи сложена мелкообломочными и алевролитовыми туфами, фиолетовыми, зеленовато–серыми с отчетливой грубой слоистостью и примесью терригенного материала мелкой и тонкой размерности.

В районе г. Подволочиска в кровле пирокластической толщи развита маломощная пачка бурых пелитовых туфов.

Формирование туфогенной толщи происходило в водном бассейне, покрывавшем всю территорию Волыни и север Подолии.

Оба описанных типа разрезов волынской серии связаны узкой (по-видимому, не шире 10–15 км) переходной зоной широтного направления, контролируемой разломом Теребовля–Хмельницкий.

К югу и юго-востоку от зоны переходных разрезов составные части волынской серии на основании многочисленных скважин увязываются с типовыми разрезами грушкинской свиты.

В отложениях волынской серии Подолии Е.А. Асеевой (1976) обнаружен комплекс микрофоссилий, характерной особенностью которого является преобладание мелких *Kildinella sinica* Tim. (около 50%) при очень ограниченном видовом составе всего комплекса. Нижняя подсвита грушкинской свиты и соответствующий ей уровень берестовецкой свиты в микропалеофитологическом отношении не изучены.

Валдайская серия

Отложения, отнесенные к валдайской серии, на большей части территории Подолии отделены от волынской серии размывом, которому во многих случаях предшествовал и перерыв в осадконакоплении. В Подольском Приднестровье и на севере Молдавии валдайская серия ложится часто непосредственно на кристаллический фундамент. Полный разрез ее прекрасно обнажен в каньоне Днестра на участке от г. Сороки до устья рек Студеницы и Тернавы, а также в долинах его левобережных притоков. Отдельные части валдайского разреза вскрываются также на крайнем севере Подолии в долине р. Горыни и ее левого притока Вилии.

В наиболее полных разрезах валдайская серия перекрыта балтийской серией нижнего кембрия, причем переход между ними очень постепенный и литологически выражен неотчетливо. Ближе к границе Украинского щита валдайская серия трансгрессивно перекрывается отложениями ордовика, а в области неглубоко погруженного склона (до 350–400 м) кровлей ее служат отложения мела.

Комплекс отложений валдайской серии был детально расчленен Н.И. Лариным и И.А. Светозаровой (1942), а Л.Ф. Лунгерсгаузеном (1939) подразделен на две свиты: могилевскую (внизу) и ушицкую. Впоследствии (Шульга, 1964) в ушицкой свите были выделены (снизу вверх) ярышевская, нагорянская и каниловская свиты, состоящие из более дробных стратиграфических единиц – слоев (табл. 8; рис. 23–24).

Могилевская свита. Древнейшая часть осадочного чехла Подольского Приднестровья, от кристаллического основания внизу до подошвы лядовских слоев вверху была названа Л.Ф. Лунгерсгаузеном (1939) "могилевской свитой". Составные ее части получили наименование (снизу вверх) ольчедаевского, ломозовского и ямпольского горизонтов.

По первоначальным представлениям (Лунгерсгаузен, 1939, 1940) в объем нижнего подразделения могилевской свиты – "ольчедаевского горизонта" включалась и толща пород, которая рассматривается в данной работе как грушкинская свита.

Вместе с тем выяснилось, что с могилевской свитой в ее прежнем понимании тесно связаны вышележащие лядовские слои. Эта связь проявляется в постепенных переходах между ними, иногда однообразном литологофациальном составе всей толщи, образующей в таких случаях единое геологическое тело, не поддающееся дробному расчленению, общности минерального состава, идентичности содержащихся в них растительных микроостатков. Будучи в большинстве разрезов представленными глинистыми породами, лядовские слои венчают трансгрессивный седиментационный цикл, начинающийся грубообломочными отложениями ольчедаевских слоев.

Таким образом, по сравнению с первоначально установленным объем могилевской свиты оказывается сокращенным снизу за счет выделения из ее состава грушкинской свиты и увеличенным сверху за счет присоединения лядовских слоев.

На территории Подолии распространено несколько типов разрезов могилевской свиты. Стратотипический разрез ее развит в бассейнах рек Лядовы, Жвана, Калюса. Этот разрез имеет четко выраженное четырехчленное строение и хорошо вскрывается долиной р. Лядовы.

Ольчедаевские слои представлены серыми и розовато-серыми разнозернистыми и аркозовыми или полевошпато-кварцевыми песчаниками, гравелитами, с подчиненными им прослоями мелкогалечных конгломератов. Перечисленным разновидностям ольчедаевских слоев свойственно массивное сложение, значительная плотность, невысокая пористость. Довольно часто в них различается косая слоистость дельтового типа с непостоянным направлением падения слойков.

В песчаниках преобладают кварц (в среднем 45–50%), микроклин (20–25%), плагиоклаз (3–5%), гидробиотит (2–3%). В единичных шлифах Ю.К. Пийяром отмечалось присутствие вулканического стекла и обломков кварцевого порфира. Наиболее распространенный состав цемента – глинисто-кварцевый, кремнистый и регенерационно-кварцевый. Мощность ольчедаевских слоев достигает 44 м.

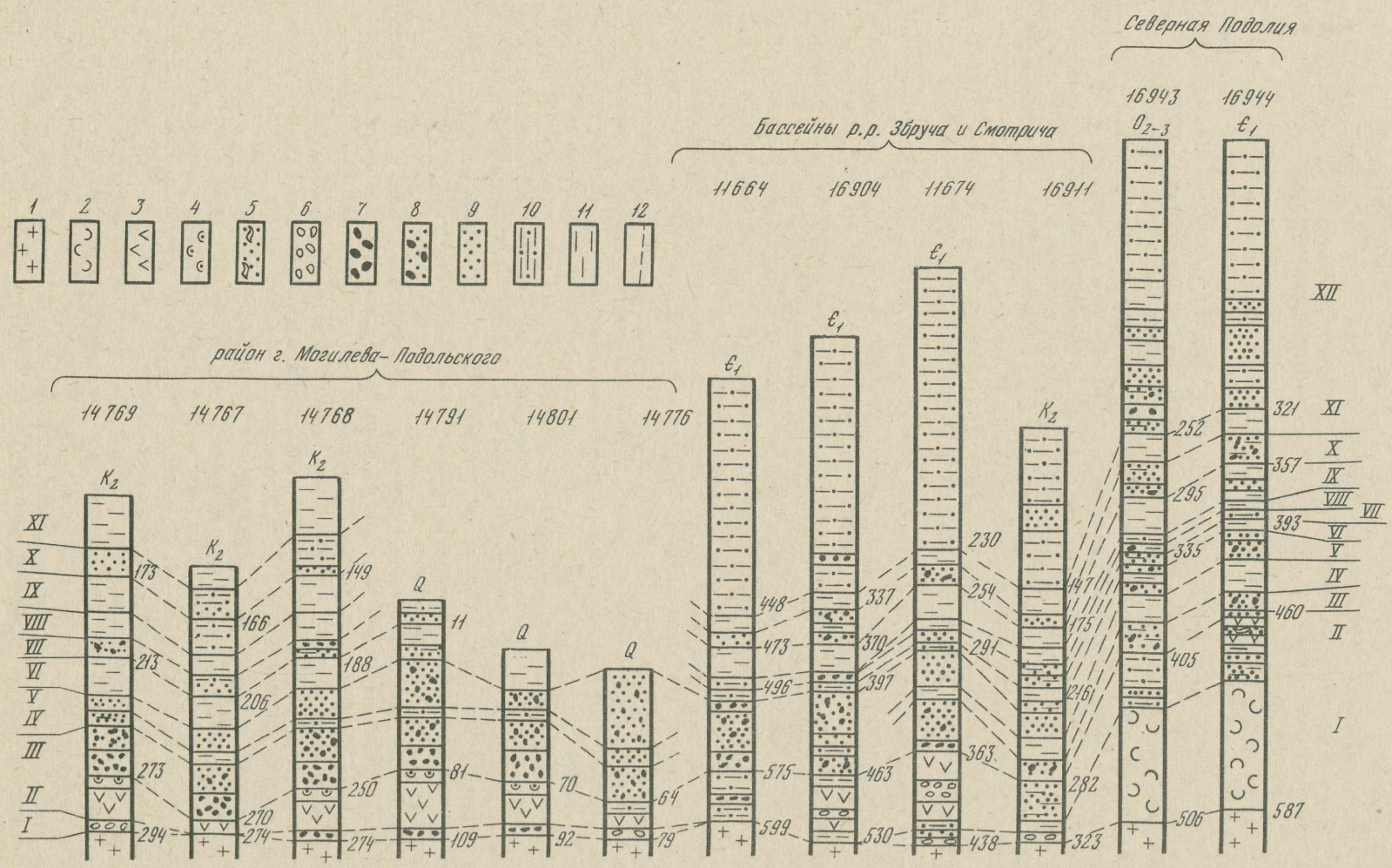
Типовая фация ольчедаевских слоев сформировалась в обстановке древних речных систем и дельтового веера. Главными источниками питания, судя по ассоциации акцессоров (гранат, циркон, монацит, кордиерит), общей с минеральной ассоциацией пород подольского чарнокитового комплекса, явились участки Украинского щита, непосредственно прилегающие к области аккумуляции.

Ломозовские слои в области распространения типовых разрезов могилевской свиты представлены тонким ритмичным чередованием темно-серых и пепельно-серых в различной степени алевритистых и слюдистых аргиллитов (до слюдяных пород – микалитов) с подчиненными им прослоями песчанистых алевролитов, тонко- и мелкозернистых песчаников. Толщина слойков 1–3 мм. Иногда песчаники присутствуют в виде более мощных (до 20–30 см) прослоев и линз. Породам присуща пологоволнистая или почти прямолинейная горизонтальная слоистость, наличие мелких дисгармоничных складок, деформирующих небольшие по мощности (10–15 см) пачки и образовавшихся в результате подводного оползания еще не литифицированного осадка. Границы с выше- и нижележащими слоями в стратотипическом районе выражены отчетливо и резко. Мощность слоев в области распространения типовых разрезов могилевской свиты достигает 30 м, но обычно составляет 12–15 м.

Речная система, действовавшая активно в ольчедаевское время, в ломозовское время утратила свое значение. Накопление глинистой фации ломозовских слоев происходило в бассейне с застойным гидродинамическим режимом (обилие пиритовых стяжений и линз), который поддерживался наличием многочисленных поднятий фундамента.

Ямпольские слои литологически относительно однородны и представлены толщей светло-серых, частично каолинизированных (диккитизированных) полевошпато-кварцевых песчаников. Песчаники характеризуются часто отчетливой косой слоистостью, с переменным направлением наклона косых слойков, а также мелкой волнистой слоистостью, типичной для зоны прибрежных волнений моря.

В вертикальном разрезе структурные и текстурные особенности песчаников ямпольских слоев невыдержаны, в связи с чем отдельные пачки в ее составе проследить на значительные расстояния не представляется возможным. Для песчаников ямпольских слоев очень характерны скопления своеобразных округлых отпечатков, встречающихся преимущественно в верхних частях разреза в пачках "слоеватого" песчаника, содержащего тонкие прослойки глинистого материала. Органическая природа этих давно описанных в литературе окаменелостей доказана В.С. Заикой-Новацким и В.М. Палием (1968). Эти организмы (*Nemiana simplex* Palij) принадлежали к донным формам и населяли прибрежные отмели моря (Заика-Новацкий, Палий, 1968; Палий, 1975).


Северная Подолия
16943
16944
O_{2-3}
ϵ_1
Бассейны р.р. Збруча и Смотрича
11664
16904
11674
16911
район г. Могилева-Подольского
14769
14767
14768
14791
14801
14776
K_2
Q
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12
XII
XI
X
IX
VIII
VII
VI
V
IV
III
II
I
252
321
357
295
393
335
460
405
147
175
216
282
230
254
291
363
448
473
496
575
599
337
370
397
463
530
438
323
173
213
273
294
166
206
270
274
149
188
250
274
11
81
109
70
92
64
79
506
587

По минеральному составу песчаники ямпольских слоев отличаются от песчаников ольчедаевских слоев значительно меньшим общим содержанием полевых шпатов и увеличением роли плагиоклаза. В редких шлифах Ю.К. Пийяром отмечены обломки кварцевых порфиров. Цементирующее вещество песчаников ямпольских слоев представлено в основном эпигенетическими минералами – диккитом и гидрослюдами, регенерационным и роговиковым кварцем, кальцитом, пиритом, флюоритом, даллитом, сфалеритом, галенитом. Флюоритовый цемент в отдельных пластах (мощностью до 1–1,5 м) достигает высоких содержаний (15–28%) – район с. Велика Кужемва на р. Ушице, с. Виноградное на р. Батыр и др.

Мощность слоев в типовых разрезах 15–20 м, иногда до 35–40 м. Характер слоистости и волноприбойных знаков, имеющихся на поверхности ямпольских песчаников, широкое распространение фаунистических остатков, указывает на то, что ямпольские слои сформировались в условиях мелкого моря, недалеко от его береговой линии.

Лядовские слои образуют достаточно устойчивую в литолого-фациальном отношении толщу в пределах всей Подолии мощностью от 5–6 до 27–30 м. В большинстве разрезов они представлены тонкослоистыми слабослюдистыми аргиллитами (алевритистыми аргиллитами). В различных частях разреза на поверхностях наслоения аргиллитов иногда отмечаются сапропелевые пленки в форме овальных пятен с неровными закругленными краями величиной до 1–2 см. Очень характерно присутствие согласных со слоистостью пиритовых линз и выклинивающихся прослоев мощностью до 1,5–3 см. Пирит образует как мономинеральные стяжения с радиально-лучистой текстурой, так и цемент в песчаниковых прослоях, встречающихся среди аргиллитов. В средней части разреза иногда отмечаются маломощные прослои бентонитовых глин.

С нижележащими ямпольскими слоями лядовские слои на большой части территории Подолии связаны постепенными переходами. Представления некоторых исследователей (Лунгерсгаузен, 1939, 1940; Лунгерсгаузен, Никифорова, 1942; Крашенинникова, 1956; Дикенштейн, 1957) о наличии стратиграфического несогласия и глубокого перерыва между лядовскими и ямпольскими отложениями нашими наблюдениями не подтвердились.

Микроскопическое изучение (Копелиович, 1965) показало, что аргиллиты и алевролиты лядовских слоев сложены дисперсно- и тонкочешуйчатым агрегатом гидрослюд с примесью гидратизированного, хлоритизированного или каолинизированного биотита и обломочных зерен кварца и полевого шпата. В песчаниковых разностях разреза главными минералами являются кварц (30–55%), микроклин (20–35%), плагиоклаз (3–5%), мусковит, гидробиотит. Акцессорными минералами (циркон, монацит, турмалин, гранат) они бедны. Минералы цемента представлены регенерационными кварцем и микроклином, кальцитом, гидрослюдой, каолином и пиритом. И по составу терригенных компонентов, и по составу цемента лядовские слои сходны с отложениями могилевской свиты. Мощность лядовских слоев достигает 30 м. В фациальном отношении лядовские слои являются отложением мелкого моря, отличающегося достаточно четко

Рис. 23–24. Сопоставление разрезов верхнедокембрийских отложений Подолии

1 – породы кристаллического фундамента; 2 – туфы, туфогенные породы; 3 – базальты; 4 – кора выветривания базальтов; 5 – лавобрекчии; 6 – брекчии, конгломераты, гравелиты; 7 – грубо- и крупнозернистые песчаники; 8 – разнозернистые песчаники; 9 – мелко- и тонкозернистые песчаники; 10 – алевролиты; 11 – аргиллиты; 12 – глубина залегания контактов свит по скважинам. I – нижнегрушкинская подсвита и ее аналоги; II – верхнегрушинская подсвита; III – ольчедаевские слои; IV – ломозовские слои; V – ямпольские слои; VI – лядовские слои; VII – бернашевские слои; VIII – бронницкие слои; IX – зиньковские слои; X – джуржевские слои; XI – калюсские слои; XII – каниловская свита

Таблица 8

Сводный разрез венда Подолии

Серия	Унифицированная стратиграфическая схема из Вост.-Европ. платформы 1962–1965 гг.	Фитема (система)	Горизонт	Серия	Свита	Слои подсвиты	Литологическая характеристика и мощность (в м)	Палеонтологическая характеристика: ископаемые и биоглифы (по В.М. Палию)	Палеонтологическая характеристика: акритархи и водоросли (по Е.А. Асеевой и М.Б. Гниловской)
Валдайская	Котлинский горизонт		Верхневалдайский (котлинский)		Каниловская	Комаровские	Преимущественно темно-серые аргиллиты, до 50	Биоглифы: *Harlaniella podolica, Paleopascichnus delicatus*	*Asperatopsophosphaera bavlensis, Asp. medialis, Leiosphaeridia reticulata, L. paleacea, L. aperta, L. brevifaldis, L.* sp., *Bavlinella faveolata, Volyniella canilovica, Tyrasotaenia podolica, Vendotaenia antiqua.* Трихомы водорослей
						Поливановские	Переслаивание темно-серых аргиллитов и тонкозернистых песчаников, до 40		
						Надднестрянские	Пестроцветные песчанистые алевролиты, до 25		
						Кривчанские	Зеленовато-серые алевролиты, полимиктовые тонкозернистые песчаники, до 50		
						Староушицкие	Пестроцветные слюдистые аргиллиты и алевролиты, до 20		
						Кулешовские	Переслаивание зеленовато-серых аргиллитов, алевролитов и полимиктовых песчаников, до 25		
						Шебутинецкие	Пестроцветные аргиллиты и алевролиты, до 25		
						Пилиповские	Переслаивание серо-зеленых аргиллитов, алевролитов и полимиктовых песчаников, до 30		
						Калюсские	Темно-серые битуминозные аргиллиты с конкрециями фосфоритов, до 50	*Nemiana simplex*	*Asperatopsophosphaera partialis, Asp. magna, Leiosphaeridia asapha, L.* cf. *paleosea, Nucellosphaeridium* sp., *Vendotaenia antiqua, Oscillatorites wernadskii.* Трихомы водорослей

2305

2305

Волынская	Гдовский горизонт	Венд	Нижневалдайский (редкинский)	Валдайская	Нагорянская	Джуржевские	Олигомиктовые, иногда глауконитсодержащие песчаники, аргиллиты, алевролиты, до 35		
					Ярышевская	Зиньковские	Зеленовато-серые аргиллиты, изредка фосфатизированные, до 30	*Bronicella podolica*	*Kildinella* cf. *jacutica, K. hyperboreica, Leiosphaeridia undulata, L. asis, Nucellosphaeridium* sp., *Trematosphaeridium holtedahlii, Tr. arbustus, Volyniella valdaica.* Слоевища водорослей
						Бронницкие	Шоколадно-коричневые и зеленые туфогенные аргиллиты, до 20		
						Бернашовские	Разнозернистые песчаники с глауконитом аргиллиты, прослои монтмориллонитовых глин, до 20	*Cyclomedusa plana, C.* cf. *plana, C. sereb-rina, C.* sp., *Tirasiana disciformis, T. coniformis, Nemiana simplex*	*Leiosphaeridia laminarita, L. aperta, L.* sp., *Orygmatosphaeridium rubiginosum, O. flexuosum, Stictosphaeridium implexum, Tetraedrixium* sp., *Volyniella valdaica.* Трихомы водорослей
	Берестовецкий горизонт				Могилевская	Лядовские	Пестроцветные слюдистые аргиллиты, до 30		
						Ямпольские	Разнозернистые полевошпато-кварцевые песчаники, до 40	*Nemiana simplex, Cochlichnus* sp.	*Leiosphaeridia bituminosa, L. laccata, L. papyracea, L.* sp., *Stictosphaeidium implexum, Asperatopsophosphaera partialis, Orygmatosphaeridium rubiginosum, Leiominuscula laesa, Volyniella valdaica, V. jampolica, Bavlinella faveolata, Turuchanica alara.* Трихомы водорослей
						Ломозовские	Темно-серые слюдистые аргиллиты, мелкозернистые песчаники, до 30		*Leiosphaeridia laccata, L. bituminosa,, L. incrassata, L. minutissma, Leiominuscula rugosa, Stictosphaeridium sinapticuliferum, St. implexum, Orygmatosphaeridium flexuosum, Goryniella callifer, Circumiella mogilevica*
	Горбашевский горизонт					Ольчедаевские	Разнозернистые аркозовые песчаники, гравелиты, до 45		*Kildinella sinica, Leiosphaeridia parva, L.* sp.
					Грушкинская (берестовецкая)	Верхняя	Аргиллиты, алевролиты, иногда с одним-двумя покровами		
						Нижняя	Пестроцветные грубозернистые аркозовые песчаники, гравелиты, конгломераты, туфы, туффиты, туфогенные породы, до 80		

выраженными признаками застойности и сероводородного заражения (тонкая горизонтальная слоистость аргиллитов, обилие сингенетических линз и прослоев пирита, битуминозных пленок и т.п.).

На выступах фундамента, имевшихся в области распространения стратотипа могилевской свиты, разрез последней частично сокращен: из него могут выпадать ольчедаевские (район сел. Струга, Ровное и др.), а иногда и ломозовские слои (Бернашевское, Немийское, Соколецкое локальные поднятия и др.).

Исследованиями Е.А.Асеевой (1976) в могилевской свите Подолии установлен комплекс микрофитофоссилий, резко отличающийся от волынского комплекса. Этот комплекс объединяет три подкомплекса, имеющих, по мнению Е.А.Асеевой, местное самостоятельное значение.

Первый из них связан с ломозовскими слоями и характеризуется появлением большого количества новых форм, прослеживающихся выше по разрезу: *Leiospheridia aperta* (Schep.) Aseeva, *L. laccata* (Tim.) Aseeva, *L. minor* (Schep.) Aseeva, *L. pelucida* (Schep.) Aseeva, *Asperatopsophosphaera* sp., *Stictosphaeridium* sp.

Виды-индикаторы: *Leiominuscula rugosa* Naum., *Leiosphaeridia bituminosa* Tim., *Circumiella mogilevica* Aseeva. Для того подкомплекса характерны, кроме того, слоистые образования *Stratimorphis plana* Aseeva, а также фрагменты растительных тканей с пенистой поверхностью и лентовидных водорослей типа *Oscillatorites*.

Второй подкомплекс микрофитофоссилий приурочен к ямпольским слоям. Среди акритарх в нем отмечаются следующие виды: *Leiosphaeridia aperta* (Schep.) Aseeva, *L. laccata* (Tim.) Aseeva, *L. asapha* (Tim.) Aseeva, *L. minor* (Schep.) Aseeva, *L. pelucida* (Schep.) Aseeva, *L. bituminosa* Tim., *L.* sp., *Asperatopsophosphaera medialis* Schep., *Leiominusula laesa* Chep., *Orygmatosphaeridium* sp., *Baylinella faveolata* Schep. В состав комплекса входят также спиралевидные образования *Volyniella jampolica* Aseeva и *V. valdaica* Schep., фрагменты тканей нитевидных водорослей.

В лядовских слоях содержится третий подкомплекс микрофитофоссилий: *Leiosphaeridia aperta* (Schep.) Aseeva, *L. minor* (Schep.) Aseeva, *L. pelucuda* (Schep.) Aseeva, *L. laminarita* (Tim.) Aseeva, *Stictotosphaeridium* sp., *Orygmatosphaeridium rubiginosum* Andr., *Or. flexuosum* (Tim.), *Volyniella* sp.

Ярышевская свита. К ней относятся бернашовские, бронницкие и зиньковские слои. Рассматривавшиеся прежде в составе этой свиты лядовские слои, учитывая их тесную связь с нижележащими отложениями, из объема ярышевской свиты нами исключены (Великанов, 1976).

Бернашовские слои. В Подольском Приднестровье, к востоку от р. Студеницы и в северной Молдавии, развит стратотипический разрез бернашовских слоев, прекрасно вскрытый обнажениями по рекам Калюсу, Лядове, Серебрии, Немии, Дерло, Броннице, Мурафе, берегам Днестра от устья р. Мурафы до с. Серебрия и от с. Ожево до Калюс. Этот тип разреза по своему составу может быть подразделен на три пачки, возможность обособления которых была намечена впервые М.Ф.Стащуком (1958).

Нижняя пачка сложена мелко- и среднезернистыми зеленовато-серыми полевошпато-кварцевыми или аркозовыми глауконитосодержащими глинистыми песчаниками, чередующимися с прослоями алевролитов, мощностью до 0,3 м. В верхней части пачки песчаники обычно массивные, равномернозернистые, в нижней, иногда с довольно отчетливой косой слоистостью, неравномернозернистые, с примесью грубого обломочного материала. Характерной особенностью нижней пачки бернашовских слоев является присутствие в ее нижней половине 1-2 прослоев салатово-зеленых бентонитоподобных монтмориллонитовых глин суммарной мощностью до 0,7-0,8 м. Мощность всей нижней пачки 5-6 м.

Средняя пачка бернашовских слоев представлена тонкослоистыми зеленовато-темно-серыми или темно-серыми до черных слюдистыми аргиллитами, в кровле содержащими иногда тонкие прослои песчанистых алевролитов и тонкозернистых песчаников. Пачка отличается повышенной фосфатностью (содер-

жание P_2O_5 достигает 5%) и иногда гипсоносна (Борщев Яр, г. Могилев-Подольский). Мощность средней пачки не велика и редко превышает 3-4 м.

Верхняя пачки сложена разнозернистыми (крупно- и грубозернистыми) зеленовато-серыми глауконитсодержащими олигомиктовыми песчаниками, часто с хорошо выраженной косой слоистостью и массивным сложением, благодаря интенсивному развитию регенерационного кварцевого или базального кальцитового цемента. В верхней части пачки массивный песчаник сменяется более мелкозернистым плитчатым песчаником, на поверхностях наслоения которого нередко имеются отпечатки симметричных знаков ряби.

В подошве верхней пачки в ряде случаев наблюдается прослой внутриформационных конгломератов, мощностью до 0,5-0,6 м, не имеющий сколько-нибудь значительного площадного распространения. В песчаниках низов верхней пачки в последние годы установлен разнообразный комплекс бесскелетных организмов - *Tirasiana dosciformis* Palij, *T. coniformis* Palij, *Cyclomedusa sereb-riana* Palij. В обнаженных районах с. Серебрия в бернашовских песчаниках обнаружен первый для венда Евразиатского континента представитель Эдиакарской фауны - *Cyclomedusa plana* Claeset Wade (Заика-Новацкий, 1968; и др.).

Другой тип разрезов бернашовских слоев отличается отсутствием выдержанных по простиранию пачек и более или менее однородным песчаниковым составом. Разрезы этого типа распространены в среднем и нижнем течении р. Ушицы и на многих участках украинской и молдавской части правобережья Днестра. Часто в разрезах этого типа различаются отдельные элементы трехчленного типового разреза.

По минеральному составу мелко- и среднезернистые разности песчаников, характерные для нижней части разреза, приближаются к аркозам (25-30% микроклина и плагиоклаза в близких количественных соотношения), крупно- и грубозернистые песчаники верхней пачки по составу еще олигомиктовые (5-15% полевых шпатов, среди которых превалирует микроклин); характерная особенность этих песчаников - присутствие значительных количеств глауконита, иногда выделений фосфата. Ассоциация акцессорных минералов не отличается от комплекса акцессориев могилевской свиты. Вместе с тем Ю.К. Пийяром в шлифах отмечается повышенное содержание обломков кварцевых порфиров и базальтов. Цемент песчаниковых пород - гидрослюдистый, хлорито-гидрослюдистый, регенерационно-кварцевый, каолинит-диккитовый, кальцитовый или смешанный. Формирование бернашовских слоев по В.П. Курочке (1959) происходило в условиях прибрежного и подвижного морского мелководья. Средняя пачка типового разреза сформировалась в условиях залива-лагуны.

Бронницкие слои. Наиболее полные разрезы бронницких слоев в естественных выходах наблюдаются в нижнем течении рек Калюса, Батыга, Жвана, по р. Карайцу (сс. Ровное - Нишивцы), Лядове (сс. Жеребиловка-Ярышев). По Днестру бронницкие слои вскрываются на участках от устья р. Мурафы до г. Могилева-Подольского и от с. Ожево до устья Хребтиевского ручья. В долине р. Бронницы, от которой происходит название слоев, разрезы их неполны и взаимоотношения с перекрывающими зиньковскими слоями наблюдать не удается. К западу от линии Волочиск-Чемеровцы-Купин (на р. Смотрич) - Комаров (на Днестре) - Бричаны бронницкие слои отсутствуют.

Бронницкие слои обычно состоят из двух пачек. Нижняя представлена грубослоистыми очень плотными пелитоморфными породами - туфогенными кремнистыми аргиллитами шоколадно-коричневой, реже светло-зеленой окраски, имеющими массивную или неясно-слоистую текстуру и типичный раковистый излом. Часто наблюдается неоднородность окраски, подчеркивающая слабо выраженную слоистость и скрытую трещиноватость и имеющая пятнистый характер. Мощность ее в наиболее полных разрезах достигает 8-10 м.

Верхняя пачка, составляющая обычно большую половину общей мощности слоев, представлена тонкослоистыми аргиллитами монотонной шоколадно-коричневой окраски в нижней части и с зелеными согласными со слоистостью прослоями - в верхней. С вышележащими зиньковскими слоями аргиллиты верхней пачки связаны постепенными переходами и за условную границу меж-

ду ними принят всюду выдержанный в Приднестровье маломощный прослой (несколько сантиметров) светло-серой, бледно-зеленой, голубой бентонитовой глины, положение которого совпадает с границей существенной смены окраски пород.

Бронницкие слои содержат отпечатки мягкотелых животных неизвестной систематической принадлежности, описанные как *Bronicella podolica* (Zaika-Nov.) (Заика-Новацкий, Палий, 1974). Мощность слоев на севере Подолии, как правило, не превышает 10 м. В Подольском Приднестровье и на Молдавском берегу Днестра к югу от г. Могилева-Подольского мощность бронницких слоев увеличивается, достигая в районе г. Сороки и с. Каменка 30-40 м (по данным П.Д. Букатчука).

Микроскопическими исследованиями (Копелиович, 1965) установлено, что основную массу плотных пород нижней пачки слагает агрегат, состоящий из мельчайших кремнистых частиц, образовавшийся вследствие полной перекристаллизации и окаменения первичного пеплового материала. В сплошной тонкозернистой массе различаются отдельные крупные пепловые частицы и развивающиеся по ним выделения глауконита, а содержащийся в переменном количестве (1-20%) терригенный материал (кварц, полевые шпаты, биотит, хлорит) локализован в микропластики толщиной в доли миллиметра. По соотношению вулканогенного материала и терригенных продуктов и своим петрохимическим характеристикам породы нижней пачки бронницких слоев должны рассматриваться как пепловые туфы и туффиты кислого состава.

Зиньковские слои. Выходы зиньковских слоев на дневную поверхность широко распространены по рекам Ушице, Калюсу, Жвану, Карайцу, Лядове, в приустьевых частях рек Серебрии и Немии. По Днестру выходы зиньковских слоев известны на участках с. Садковцы – г. Могилев-Подольский – устье р. Лядовы, с. Ожево – с. Большой Берег. В скважинах уверенно прослежены на всей территории Подольского склона щита.

На всей территории Подолии зиньковские слои представлены однообразной толщей алевритистых аргиллитов и алевролитов с линзами и маломощными прослоями тонкозернистого глинистого песчаника в верхней части. Породам свойственны неясно-слоистая текстура, тонкошероховатый излом, мелкооскольчатая отдельность и слюдистость. В нижней половине толщи часто встречаются прослои и линзы алевролитов массивного сложения, отличающихся повышенным содержанием P_2O_5. Фосфатоносными являются и мелкие стяжения (с содержанием P_2O_5 до 10%), образующие иногда послойные скопления в средней и верхней частях разреза.

Мощность зиньковских слоев в полных разрезах от 14 до 32 м.

Исследованиями А.В. Копелиовича (1965) установлено, что породы зиньковских слоев сложены микрообломочными зернами кварца, микроклина, плагиоклаза, листочками слюд и хлорита. В значительном количестве (20-40, а иногда до 80%) присутствуют обломки хлоритизированных вулканических стекол и зерна хлорита с агрегатной или колломорфной структурой, образовавшейся за счет разрушения вулканических стекол основного состава. Из аутигенных минералов обычно присутствуют глауконит, титанистые минералы, а также кальцит, прорастающий породу и замещающий терригенные и более ранние аутигенные минералы.

Бронницкие и зиньковские слои соответствуют этапу мощного вулканизма, очаги которого, судя по закономерному увеличению мощностей на юго-восток, располагались на территории Добруджи. Поступающий из этой области пепловый материал, а также сносимые со щита обломочные продукты осаждались в мелководном бронницко-зиньковском море, отличавшимся спокойным гидродинамическим режимом и близким к нормальному газово-солевым составом воды. К бронницко-зиньковскому уровню приурочен наиболее богатый комплекс микрофитофоссилий, который Е.А. Асеевой (1976) рассматривался как маркирующий. Индикаторными его видами являются акритархи *Kildinella hyperboreica* Tim., *K. jacutica* Tim., *Trematosphaeridium holtedahlii* Tim., *Tr. arbustus* Aseeva, *Orygmatosphaeridium flexuosus* (Tim.) Aseeva, *Volyniella valdaica* Schep., *Leios-*

phaeridia aperta (Schep.) Aseeva, *L. laccata* (Tim.) Aseeva, *L. asapha* (Tim.) Aseeva, *L. pruniformis* Aseeva, *Stictosphaeridium* sp., *Asperatopsophosphaera partialis* Schep. С зиньковскими слоями связаны также находки проблематичных остатков в виде гофрированных трубочек, мешковидные образования (спорангии), водорослевые слоевища, в том числе дихотомирующие.

Нагорянская свита объединяет джуржевские и калюсские слои – генетически единую толщу.

Джуржевские слои. Полные разрезы джуржевских слоев вскрываются по берегам Днестра у сел. Кременное, Нагоряны, Ленкауцы, Калюс, Мерешовка, Липчаны, Наславча, Ожево, по р. Ушице – от сел. Барбухи до Соколец, по Калюсу – от с. Новой Ушицы до устья. Хорошие выходы джуржевских слоев отмечаются также в нижних течениях рек Жвана, Карайца, Лядовы.

В восточной части Подольского Приднестровья и на севере Молдавии джуржевские слои имеют, как правило, трехчленное строение. Нижняя пачка их представлена зеленовато-серыми неравномернозернистыми или кальцитизированными песчаниками, часто с обособленным пластом крупно-грубозернистого массивного полевошпато-кварцевого песчаника в основании. В песчаниках встречаются отпечатки *Nemiana simplex* Palij. Мощность нижней пачки 3,5–4,0 м. Средняя глинистая пачка обычно представлена переслаиванием зеленовато-серых (в обнажениях – буроватых) аргиллитов и алевролитов и тонкозернистых глинистых песчаников. Песчанистые прослои по объему составляют обычно не более 20–30%. Мощность средней пачки до 10–11 м.

Верхняя пачка сложена зеленовато-серыми мелко- или тонкозернистыми тонкослоистыми глауконитсодержащими песчаниками, в отдельных прослоях интенсивно кальцитизированными. В междуречье Лядовы и Карайца в составе верхней пачки имеется прослой конгломерата переменной мощности, грубообломочный материал которого представлен катунами аргиллитов и алевролитов средней пачки.

К западу от р. Жван джуржевские слои разделены на две пачки. Нижняя пачка сложена из полевошпато-кварцевых песчаников с отпечатками *Nemiana simplex* Palij (скв. 3363, район с. Баламутовка; 3,5–4 м). Верхняя представлена довольно ритмичным переслаиванием зеленовато-серых или белых тонкозернистых песчаников с голубовато- или зеленовато-серыми аргиллитами и алевролитами.

Третий тип разреза джуржевских слоев распространен в междуречье Збруча и Смотрича и отличается преобладанием песчаников, более грубозернистых, "чистых" в нижней части и более мелкозернистых глинистых, с прослоями аргиллитов, в верхней. Мощность джуржевских слоев здесь 15–20 м.

Наконец, последний, четвертый тип разрезов джуржевских слоев распространен – к северу от широты г. Хмельницкого. Здесь всюду уверенно прослеживается нижняя песчаниковая пачка мощностью 5–8 м. Верхняя часть разреза литологически не выдержана. Ближе к краю щита она имеет преимущественно глинистый состав (пестроокрашенные аргиллиты и алевролиты с прослоями тонкозернистых песчаников), в западном направлении она замещается песчаниками (до 8–10 м).

Наиболее характерные мощности джуржевских слоев в разрезах разного типа близки 12–15 м. В редких случаях мощность резко возрастает до 30–40 м.

По минеральному составу песчанистые породы джуржевских слоев в целом сходны с отложениями могилевской свиты. В нижней части разреза, по данным А.В. Копелиовича (1965), преобладают олигомиктовые песчаники с каолинит-диккитовым, регенерационно-кварцевым и базальным кальцитовым цементом, которые часто присутствуют совместно, в верхней – кварцевые и олигомиктовые песчаники с гидрослюдисто-хлоритовым цементом. В верхней части джуржевских слоев содержатся обособленные пласты глауконитосодержащих песчаников с галькой переотложенных фосфатизированных аргиллитов и первичными фосфатными отложениями, свидетельствующими о морских условиях формирования осадков, характер слоистости этих песчаников типичен для прибрежно-морских отложений.

Калюсские слои. Обнажения калюсских слоев широко представлены в долине Днестра на участках селений Мерешовка – Текловка, Рудковцы – Лоевцы, а также в долинах рек Даниловки, Ушки, Ушицы, Калюса и также в приустьевых частях долин рек Карайца, Лядовы, Наславчи.

Калюсские слои в отличие от всех нижележащих стратиграфических подразделений почти всегда очень выдержаны по составу и в большей части своего разреза сложены темно-серыми и серо-черными тонкослоистыми аргиллитами, состоящими по А.В.Копелиовичу (1965) из дисперсно- и тонкочешуйчатого агрегата глинистых минералов (преимущественно гидрослюды) с примесью гидратизированных чешуек биотита. В переменном количестве (3–15%) в глинистой основной массе присутствуют тонкообломочный материал, представленный слюдами, хлоритом, кварцем, полевым шпатом и обогащающим отдельные микропрослойки, которые подчеркивают слоистую текстуру породы. Кроме того, в аргиллитах содержится повышенное по сравнению с другими слоями количество органического вещества, представленного обугленными остатками водорослей и бесструктурных битуминозных продуктов, тонкие линзовидные обособления пирита и микроскопические округлые выделения фосфатов. В средней части калюсской толщи часто встречаются эпигенетические карбонатные образования с текстурой "конус в конус", обычно залегающие в виде линзообразных тел мощностью 1–50 см согласных со слоистостью или секущих слоистость под различными, обычно пологими углами.

Характерной особенностью калюсских слоев является их фосфоритоносность. Фосфориты образуют конкреции, расположенные согласно со слоистостью на определенных уровнях, количество которых составляет 14–15. Наиболее крупными, диаметром до 15–20 см, шарообразными конкрециями с прекрасно выраженной радиальной лучистой структурой обычно построены 6–7 средних рядов. Книзу располагаются несколько уменьшающиеся по величине тоже сфероидальные стяжения. Расстояние между уровнями конкреций в среднем 0,8–1,0 м, между отдельными конкрециями в пределах одного уровня 2–3 м. Верхние уровни фосфоритовых конкреций особо интересны, поскольку участвующие в их строении конкреции вмещают в своих полостях усыхания обильную сульфидную (преимущественно свинцово-цинковую) минерализацию.

Фосфоритоносная пачка в калюсских слоях занимает строгий стратиграфический уровень, локализуясь в средней части разреза, и в связи с этим может служить прекрасным маркирующим горизонтом.

Взаимоотношения калюсских слоев с нижележащими джуржевскими характеризуются постепенными переходами. Верхняя граница калюсских слоев повсюду в Подолии выражена отчетливо, поскольку вышележащие пилиповские слои каниловской свиты залегают на них с размывом и перерывом. В течение этого перерыва калюсские слои подвергались континентальному выветриванию, результатом которого явилось образование в их кровле своеобразной коры выветривания, представленной тонкослоистой пластичной глиной голубовато-светло-серого, беловато-желтого цвета или зоны осветления аргиллитов мощностью от 0,1–0,2 до 2–3 м. Следствием размыва являются значительные колебания мощностей калюсских слоев (от 0 до 50 м). Максимальные мощности слоев связаны с узкой (до 10 км) зоной, примерно совпадающей с полосой выходов калюсских слоев на домеловой срез (рис. 25).

Е.А.Асеевой (1976) в нагорянской свите обнаружен комплекс микрофитофоссилий, в котором преобладают крупные оболочки с пенистой поверхностью *Asperatopsophosphaera magna* Schep. Aseeva, *bavlensi* Schep., *Nucellosphaeridium* sp. Более мелкие оболочки тоже шагреневые или пенистые – *Leiosphaeridia asapha* (Tim.) Aseeva, *Asperatopsophosphaera medialis* Schep. В калюсских слоях описаны встречающиеся в изобилии трихомы водорослей *Oscillatorites wernadskii* Schep., микроостатки *Vendotaenia antiqua* Gnilov., *Vendotaenia* sp., *Pilitela composita* Aseeva, лоскутовидные пленки-слоевища, по структуре идентичные *Laminarites antiquissimus* Eichiw.

Каниловская свита. Каниловская свита залегает на подстилающих образованиях нагорянской свиты трансгрессивно, с размывом, который фиксируется

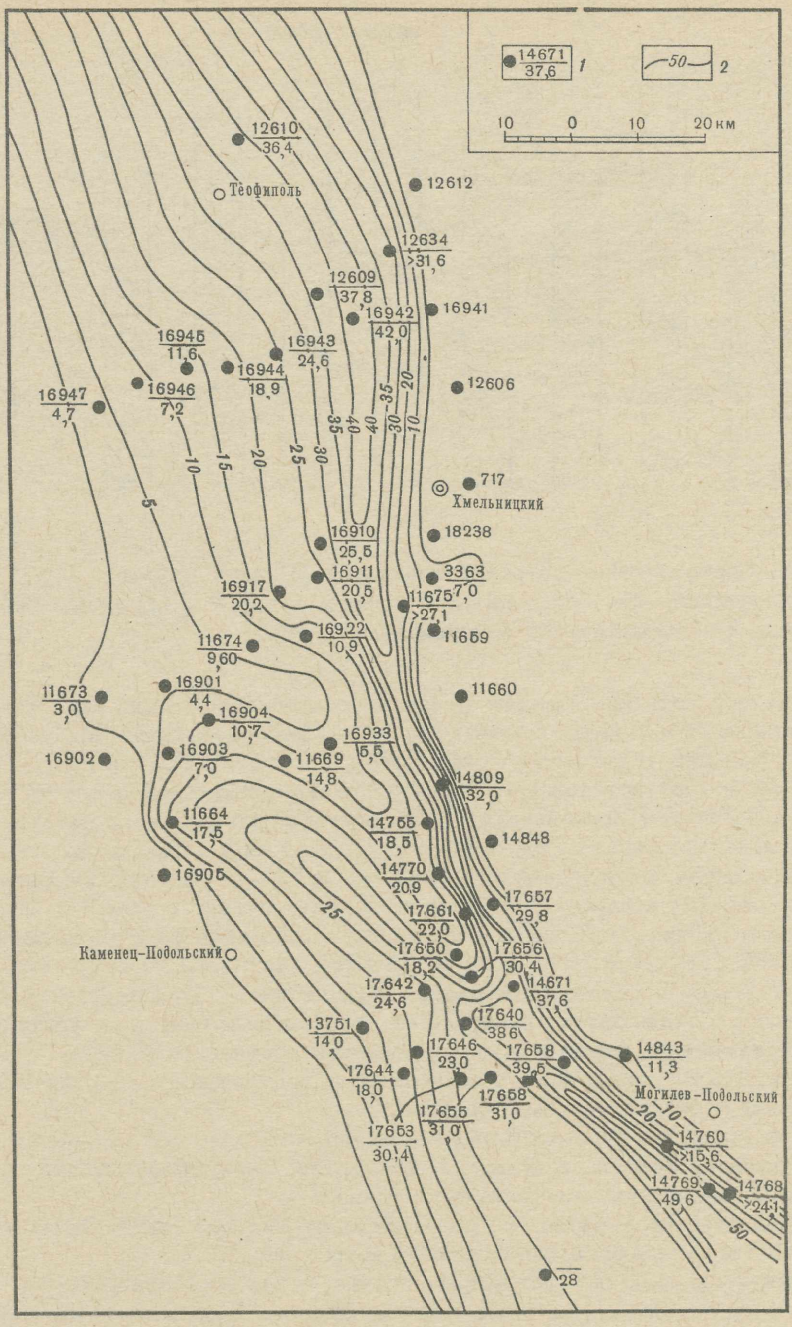


Рис. 25. Схематическая карта изомощностей калюсских слоев
1 – номер скважины и мощность калюсских слоев; 2 – изопахиты, проведенные через 5 м

на территории Подолии повсеместно, но глубина которого различна: в большинстве случаев он распространен на ту или иную часть калюсских слоев, н нередко затрагивает и джуржевские слои (западнее среднего течения р. Збруча и низовьев р. Смотрича). Имеются также примеры более значительного стратиграфического несогласия: на юго-западе Подолии в района г. Бучача и с. Завадовки каниловская свита залегает на могилевской или непосредственно на кристаллическом фундаменте (Заика-Новацкий и др., 1971). Отложению каниловской свиты предшествовал перерыв в осадконакоплении, о региональ-

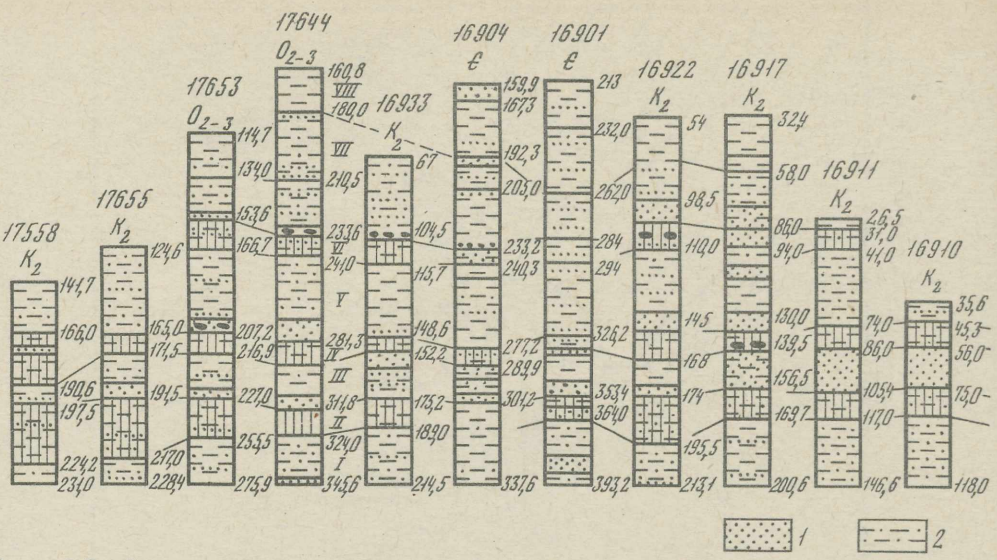


Рис. 26. Сопоставление разрезов каниловской свиты Подолии

1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – аргиллиты; 4 – примесь галечного материала; 5 – маркирующие пестроцветные уровни

ном характере которого говорят признаки субаэральной коры выветривания на подстилающих отложениях, отмеченные рядом исследователей для различных участков Подолии (Крашенинникова, 1956; Курочка, 1959; и др.). Указанные явления облегчают установление нижней границы каниловской свиты и вместе с тем подчеркивают принципиальную важность этого рубежа, значение которого для юго-западной окраины платформы соразмеряется с границами волынской и валдайской серии и последней – с балтийской серией нижнего кембрия.

До последнего времени было распространено мнение о том, что дробное расчленение каниловской свиты невозможно. Детальная ее стратиграфия Л.Ф.Лунгерсгаузена (1939) и М.Ф.Стащука (1958) построена на отдельных, ограниченных по площади обнаженных разрезах Подольского Приднестровья (долины рек Ушицы и Студеницы и прилегающие участки Днестра) и не учитывала фациальных изменений отложений и структурных особенностей территории. Эти частные предложения не могли, естественно, претендовать на роль схемы, обобщающей особенности всего региона.

Анализ новейших буровых данных показал, что возможности расчленения разреза каниловской свиты в целом на Подолии шире, чем предполагалось, хотя они и не одинаковы для различных районов.

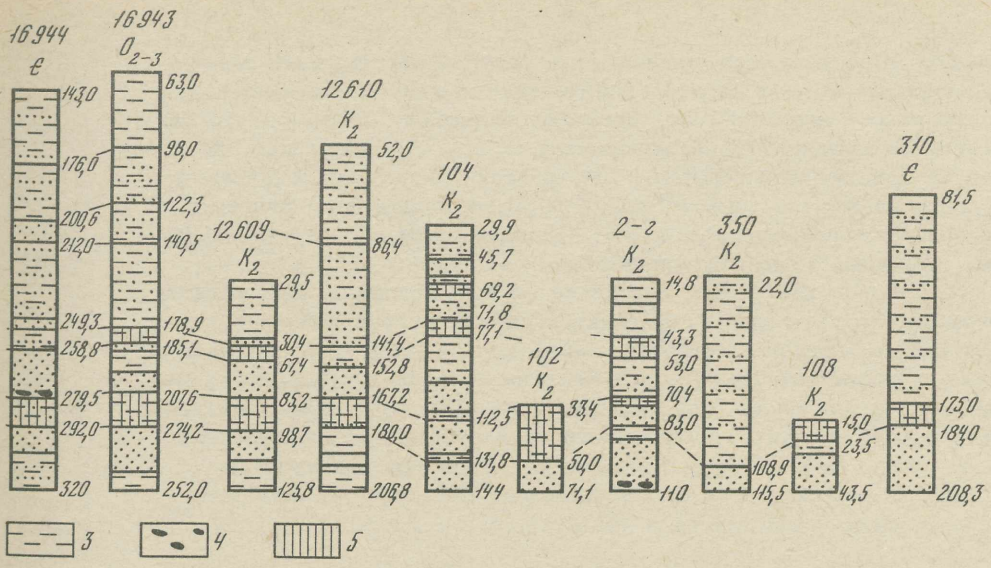
По указанным возможностям на территории Подолии могут быть выделены несколько типов разрезов каниловской свиты (рис. 26).

Первый – типовой, хорошо вскрыт долинами рек Жарновки, Ушицы, Студеницы и на прилегающих участках каньона Днестра и является территориально наиболее распространенным. Разрезы этого типа по скважинам прослеживаются до р.Смотрич на западе, до р.Случь на севере, а также на украинском и молдавском правобережьях Днестра.

В разрезах первого типа, в зависимости литологического состава и макроскопических признаков достаточно уверенно выделяется восемь более дробных подразделений, которые по аналогии с нижележащим разрезом валдайской серии рассматриваются в ранге слоев. Последовательное прослеживание их позволило увязать эти слои с выделенными М.Ф.Стащуком (1958) и Г.Х.Дикенштейном (1957) в обнаженных разрезах каниловской свиты "горизонтами". Здесь выделяются:

Мощность, м

Пилиповские слои, представленные грубым переслаиванием аргиллитов, алевролитов и тонкозернистых глинистых песчаников



Мощность, м

серо-зеленой окраски. Часто в подошве (до 5 м) рассматриваемых слоев залегает массивный, сливной песчаник или конгломерат . . . 19-28

Шебутинецкие слои представлены неритмичным переслаиванием аргиллитов, алевролитов и песчаников, в котором глинистые породы по объему резко преобладают и имеют характерную фиолетово-коричневую окраску и тонкогоризонтальную структуру. Песчаниковые прослои, мощность которых, как правило, не превышает 0,2-0,3 м, по объему составляют не более 10-15% всей массы пород 12-25,5

Кулешовские слои, представленные ритмичным переслаиванием зелено-серых аргиллитов, алевролитов и песчаников с мощностью отдельных слоев 10-20 см, находящихся в примерно равных объемных соотношениях. Нижняя часть толщи более песчанистая; в основании рассматриваемой толщи наблюдается обособленный пласт зеленовато-серого мелкозернистого полимиктового песчаника.

Староушицкие слои представлены обычно шоколадно-бурыми, в отдельных прослоях серо-зелеными тонкослоистыми слюдистыми аргиллитами, дающими переходы к алевролитам и тонкозернистым песчаникам. Для слоев характерна мелкая дисгармоничная складчатость, образовавшаяся в процессе конседиментационных деформаций 6,5-19,5

Кривчанские слои. Нижняя часть разреза в большинстве случаев сложена мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками, верхняя представлена относительно ритмичным переслаиванием зеленоватых аргиллитов или алевролитов и зеленовато-светло-серых тонкозернистых песчаников, находящихся примерно в равных количественных соотношениях 40-48

Надднестровские слои (от с. Надднестрянка), в составе которых преобладает шоколадно-коричневый с серо-зелеными прослоями песчанистый алевролит с характерной мелкой перекрестной слоистостью и обилием тонкой слюды на плоскостях наслоения. Подчиненное значение имеют встречающиеся по всему разрезу прослои тонкозернистого полимиктового песчаника мощностью до 0,3-0,4 м 13,2-23,1

Поливановские слои представлены переслаиванием темно-серых, часто с зеленоватым оттенком тонкослюдистых аргиллитов и светло-серых или зеленовато-серых тонкозернистых песчаников.

Мощность, м

Одна из отличительных особенностей слоев – неритмичный характер переслаивания и резкое преобладание песчаного материала, который либо в виде примеси обогащает глинистые прослои, либо образует обособленные пласты мощностью до 7–10 см, редко до 0,4 м. Благодаря чередованию песчанистых и глинистых прослоев в породе выражена слоистость, то горизонтальная прямолинейная, то разнонаправленная косая. Часто наблюдаются плойчатые текстуры, связанные с подводнооползневыми явлениями 19–40

Комаровские слои в отличие от подстилающих характеризуются ритмичным тонким переслаиванием аргиллитов, алевролитов и песчаников. Окраска толщи темно-серая. Глинистая составляющая резко преобладает 70–80% общей массы породы. Нижняя граница комаровских слоев, как правило, нерезкая, верхняя – с балтийской серией кембрия литологически также не всегда отчетливая и фиксируется по появлению глауконита в песчаниковых прослоях. Мощность комаровских слоев в разрезах, лежащих под кембрием или ордовиком, колеблется в пределах 20–50

Таким образом, литологические особенности пород каниловской свиты в ее типовом разрезе дают возможность сгруппировать охарактеризованные дробные подразделения в части, каждая из которых начинается песчаниками в основании, сменяется кверху преимущественно алевролитами и аргиллитами, имеет в своем составе (за исключением верхней) пестроцветную пачку и может рассматриваться как нормальный осадочный ритм.

Разрезы второго типа вскрыты в междуречье Збруча и Смотрича при геологосъемочных работах, проведенных под руководством А.М.Ханисенко в 1968–1971 гг. Из дробных подразделений типового разреза всегда выделяются комаровские и поливановские слои. Что же касается всей нижележащей части каниловской свиты, то установить полную идентичность ее с описанными выше слоями типового разреза удается лишь в редких случаях из-за неповсеместного распространения пестроцветности в слоях, соответствующих маркирующим уровням стратотипа. Вместе с тем в разрезах рассматриваемого типа достаточно надежно могут быть обособлены аналоги пилиповско-шебутинецкого, кулешовско-староушицкого и кривчанско-надднестровского уровней.

Разрезы третьего типа свойственны северной части Подолии и Южной Волыни (до широты г.Ровно). С типовыми разрезами их сближает наличие характерных пестроцветных пачек или элементов их, используемых в качестве маркирующих при корреляции. Благодаря им хорошо дифференцируется нижняя часть каниловского разреза; выделение аналогов пилиповского, шебутинецкого, кулешовского, староушицкого уровней Подольского Приднестровья не вызывает затруднений. Некоторые фациальные отличия этих разрезов сводятся к непостоянному положению песчанистой пачки в вертикальном разрезе аналогов пилиповских слоев и полному опесчаниванию кулешовского уровня (скв. 16944 и др.). Благодаря последнему в отличие от типовых приднестровских разрезов в северной части Подолии наиболее мощная песчаниковая толща (от 14 до 22 м) занимает совсем иное стратиграфическое положение, располагаясь ниже маркирующего "кривчанского" песчаника.

На всей огромной территории распространения рассмотренных типов разрезов каниловской свиты в целом можно уверенно проследить четыре характерных составных части, отвечающих пилиповским–шебутинецким, кулешовским–староушицким, кривчанским–надднестрянским и поливановским–комаровским слоям типового разреза, которые следует рассматривать в качестве подсвит.

Исследованиями А.В.Копелиовича (1965) и Ю.К.Пийяра установлено, что минеральный состав пород каниловской свиты в разрезах рассмотренного типа существенно отличается от пород нижележащих свит отсутствием аркозов, особенно характерных для волынской серии и могилевской свиты, а также по-

явлением очень характерных полимиктовых ассоциаций, содержащих обломки эффузивов (в том числе кислых), кремнистых пород, метаморфических сланцев и железистых кварцитов в таких больших количествах (до 40% в некоторых разновидностях песчаников пилиповских и кущешевских слоев), какие никогда не наблюдаются в нижележащих стратиграфических подразделениях. Это свидетельствует о том, что в каниловское время, наряду со старой областью сноса – Украинским щитом, большую роль приобретает новая область питания, построенная молодыми горными сооружениями байкалид, располагавшимися на месте нынешнего Предкарпатского прогиба.

В каниловской свите Е.А.Асеевой (1976) установлен комплекс акритарх, близкий выделенному из калюсских слоев, но отличающейся преобладанием гладких и пенистых оболочек средних размеров – *Asperatopsophosphaera partialis* Schep., *Leiosphaeridia minor* (Schep.) Aseeva, *L. pelucida* Schep., *Stictosphaerium* sp. и появлением типичных для каниловской свиты *Leiosphaeridia brevifaldis* Aseeva и *Volyniella canilovica* Aseeva. В верхней половине разреза свиты доминируют тонкие оболочки *Leiosphaeridia minor* (Schep) Aseeva, *L. pelucida* (Schep.) Aseeva, *L. araneosa* (Andr.) Aseeva. В комаровских слоях состав акритарх близок к комплексу из низов ровенской свиты нижнего кембрия.

В каниловской свите содержится большое количество растительного детрита и массовые скопления макроостатков водорослей *Vendotaenia antiqua* Gnilov., обнаруженные М.Б.Гниловской на различных уровнях каниловской свиты в разрезах Молдавии (скв. 1 – Болотино, Р-19 – Ферапонтьевка), на уровне комаровских слоев в районе с.Студеница и *Tirasotaenia podolica* Gnilov., встреченные тем же исследователем в комаровских слоях в районе с.Китайгорода по р.Тернаве, а также в указанных выше молдавских разрезах.

В.М.Палием (1975) из комаровских слоев описываются своеобразные следы жизнедеятельности организмов: *Volutichnus rigulosus* Palij и *Palaeopacichnus delicatus* Palij, отличающиеся как от нижневалдайских следов, так, особенно, и от следов из балтийской серии нижнего кембрия.

В заключение подчеркнем, что на данном этапе геологической изученности палеонтологический материал, несмотря на широкое распространение водорослевых остатков и микрофитофоссилий (1), не играет сколько-нибудь существенной роли для внутренней стратификации каниловской свиты. Поэтому схема, построенная на достаточно легко различимых литологических признаках, остается пока единственным средством установления последовательности напластования каниловских отложений и корреляции дробных подразделений свиты по указанным разрезам.

КЕМБРИЙ

На территории Украинской ССР отложения нижнего кембрия известны только в западных ее областях – в пределах Волыно-Подольского склона платформы. Они залегают там в различных геоструктурных условиях и почти повсюду перекрыты мощным чехлом более молодых осадочных образований. Глубина залегания кровли нижнего кембрия колеблется от 20 м на западном склоне Украинского щита до 3200 м в наиболее погруженных районах Львовского палеозойского прогиба. Лишь в окрестностях с.Китайгорода на р.Тернаве и с.Субочи на р.Днестр (против впадения в нее Тернавы) известны небольшие выходы нижних горизонтов балтийской серии. Этот район является единственным в европейской части СССР, где обнажаются пограничные отложения венда и балтийской серии.

Стратиграфическая полнота разрезов нижнего кембрия Волыно-Подолии, его литологический состав, палеонтологическая характеристика, условия залегания и степень изученности не одинаковы в разных районах. По указанным выше признакам, а главным образом на основании отличий в литологических и стратиграфических особенностях кембрийских толщ выделяются четыре таких

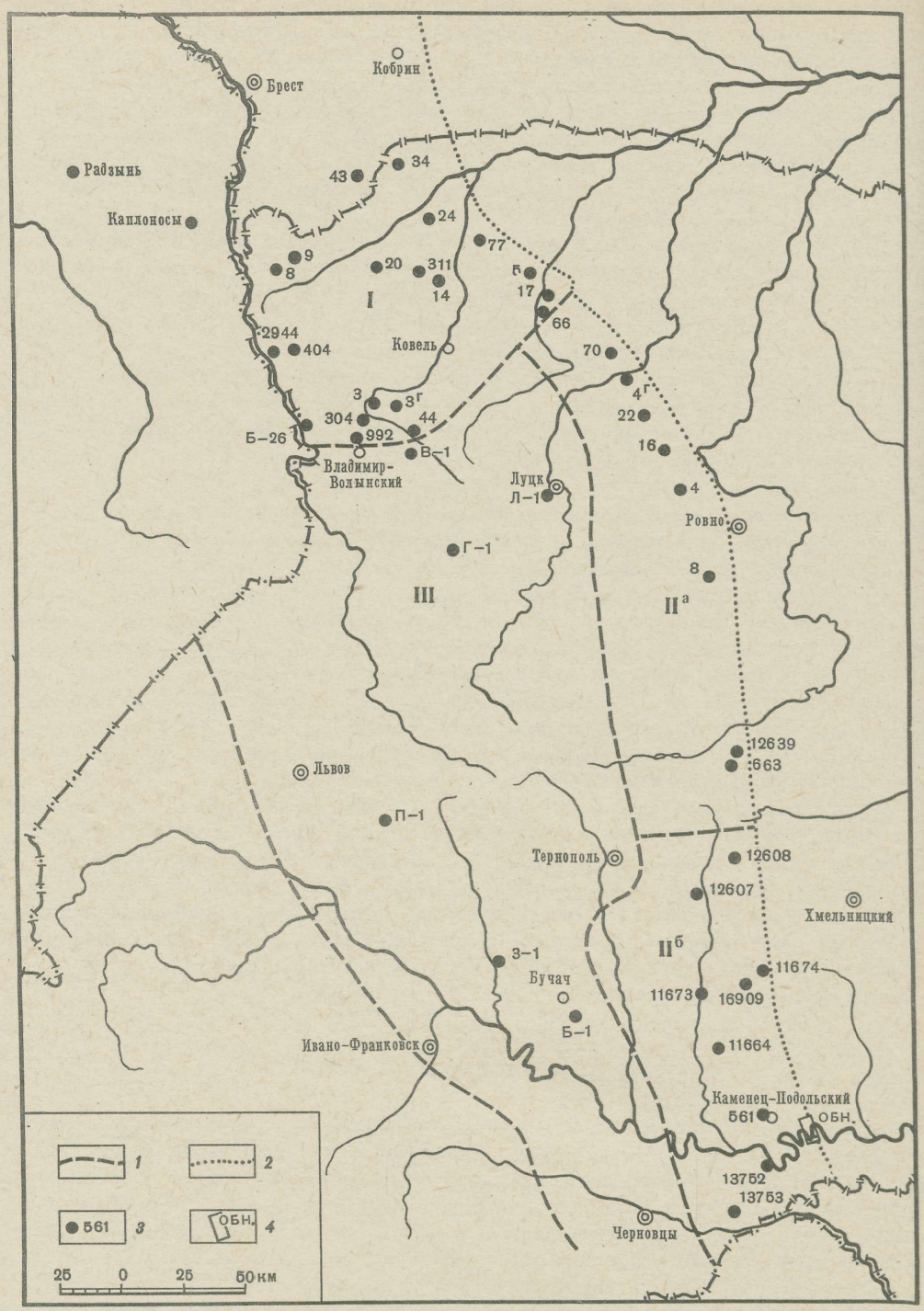


Рис. 27. Схема расположения изученных разрезов и геоструктурного районирования Волыно-Подольского склона Восточно-Европейской платформы

1 – границы районов; 2 – восточная граница распространения кембрийских отложений; 3 – скважины, вскрывшие нижнекембрийские толщи; 4 – выходы балтийской серии на дневную поверхность в бассейне р. Днестр

района. На обзорной карте (рис. 27) они обозначены римскими цифрами: I – Полесский выступ кристаллического фундамента (Северо-Западная Волынь); $II^{а}$ – волынская часть западного склона Украинского щита (бассейн р. Горыни); $II^{б}$ – Подольский выступ западного склона Украинского щита (бассейн среднего течения р. Днестра); III – Львовский палеозойский прогиб.

Следует отметить, что план структурных элементов Волыно-Подольского склона Восточно-Европейской платформы в кембрийский период, по-видимому, мало соответствовал современному. Поэтому указанные районы выделены в известной мере условно и не строго подчинены геоструктурному принципу.

Нижний отдел кембрия на Волыно-Подолии подразделяется на два крупных региональных литостратиграфических подразделения – балтийскую и бережковскую серии. В биостратиграфическом аспекте эти отложения принадлежат, в самых общих чертах, верхнему подъярусу алданского и ленскому ярусу унифицированной кембрийской схемы, принятой в СССР в 1956 г., томмотскому, атдабанскому и ленскому ярусам в стратиграфической схеме А.Ю. Розанова (1973), или зонам (сериям) Holmia–Callavia и Protolenus западноевропейской кембрийской шкалы.

В пределах первых двух из указанных районов нижнекембрийские отложения практически отличаются лишь стратиграфической полнотой их разрезов, в то время как по литологическим особенностям и палеонтологической характеристике они сходны между собой. Наблюдаемые литофациальные изменения в кембрийских толщах подчинены там иной закономерности, не связанной с границей между рассматриваемыми районами. На основании этих данных стратиграфия нижнекембрийских образований Северо-Западной Волыни и бассейна р. Горыни изложена ниже в едином очерке.

ПОЛЕССКИЙ ВЫСТУП КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА И ВОЛЫНСКАЯ ЧАСТЬ ЗАПАДНОГО СКЛОНА УКРАИНСКОГО ЩИТА

Территория указанных районов географически охватывает Волынское Полесье и северные окраины Волынского плато.

На востоке, в бассейне р. Горыни, достоверно известны только отложения балтийской серии. Они залегают там моноклинально (под углом 1–3°), постепенно погружаясь в сторону Львовского палеозойского прогиба. В Северо-Западной Волыни установлены также более высокие горизонты нижнего кембрия, и его разрез на этой территории является одним из самых полных на Украине. Характер залегания кембрийских толщ тесно связан там с многочисленными локальными тектоническими структурами. В районах поднятий эти толщи слагают сводовые части таких структур и залегают под мезозойскими отложениями, погружаясь затем под более древние, нижнепалеозойские образования. Эта общая картина залегания нижнекембрийских толщ в Северо-Западной Волыни усложняется, кроме того, линиями разломных тектонических нарушений.

Общая схема стратиграфического расчленения нижнего кембрия рассматриваемых районов, принятая на Украине, выглядит следующим образом (снизу): А – Балтийская серия: 1 – ровенская свита, 2 – стоходская свита; Б – Бережковская серия: 3 – доминопольская свита, 4 – любомльская свита, 5 – свитязьская свита.

Ниже приводится краткое описание указанных стратиграфических подразделений.

Балтийская серия

Отложения этого возраста распространены на всей рассматриваемой территории. Как и повсюду на Волыно-Подолии, они представлены исключительно терригенными образованиями: песчаниками, алевролитами, аргиллитами и глинами. В подавляющем большинстве разрезов в составе балтийской серии преобладают глинистые породы. Залегает она на каниловской свите верхнего докембрия (котлинский горизонт). Перекрывается, в зависимости от геоструктурных условий района, породами разного возраста: верхним мелом, нижнесилурийскими

известняками, молодовским горизонтом ордовика или песчаниками бережковской серии.

Нижняя граница балтийской серии проводится по подошве пачки глауконитово-кварцевых песчаников мощностью от 5,4 до 32 м, залегающих в ее основании. Иногда эта граница маркируется также гравелитами в подошве песчаников. В единичных разрезах (с. Теофиполь Хмельницкой области, скв. 12639) базальные песчаники серии замещаются очень маломощным (3 см) прослоем конгломератовидной породы, сложенной фосфатной галькой на глинистом цементе.

Изучение пограничных отложений каниловской свиты и балтийской серии позволяет прийти к выводу о том, что на большей части территории Северо-Западной Волыни на рубеже каниловского и балтийского времени, очевидно, имел место перерыв в осадконакоплении. Так, в разрезах скв. 34 (с. Домановo Волынской обл.), в скв. 43 (с. Ляховцы Брестской области) в кровле каниловской свиты залегает маломощный (0,1-1,6 м) прослой палево- и охристо-желтых глинистых пород каолинит-гидрослюдистого состава. Соотношение в них Fe_2O_3 и FeO составляет 1,8-2,0, тогда как в неизмененных породах каниловской свиты оно равно 0,6-0,7. Вероятно, такие литологические особенности верхних слоев каниловской свиты являются результатом их древнего выветривания. По-видимому, одновременно с образованием этой коры выветривания происходило также накопление желтовато-светло-серых рыхлых кварцевых песчаников, залегающих в кровле каниловской свиты в скважинах в с. Старая Выжевка (скв. 20, гл. 225,0-244,4 м) и в с. Нуйно (скв. 77, гл. 245-258 м) Волынской области. Пачка описанных песчаников в Северо-Западной Волыни, как и воронковская свита Ленинградской обл., является, очевидно, регрессивным циклом поздневалдайского осадконакопления.

Данные о перерыве в осадконакоплении на границе каниловской свиты и балтийской серии в бассейне р. Горыни приведены в работах О.В. Крашенинниковой (1956)[1] и Н.Е. Стрелковой (Стрелкова, 1972). Между тем на указанной территории могли быть, вероятно, отдельные районы, где осадконакопление в то время оставалось непрерывным. В качестве разреза, определяющего такой район, может служить скв. 12639 в с. Теофиполь.

Палеонтологически нижняя граница балтийской серии в рассматриваемых районах определяется по массовому появлению остатков сабеллидитид и ровенского комплекса акритарх, характеризующих нижнюю часть серии.

Верхняя граница балтийской серии также достаточно отчетливая. Она проводится в подошве залегающих выше песчаников бережковской серии и определяется пачкой пестроцветных алевролитов и аргиллитов в кровле стоходской свиты. Эта пестроцветная пачка представляет собой каолинитово-железистую кору с признаками субаэрального выветривания (Махнач, 1958; Кожич-Зеленко, Шульга, 1960; Кирьянов, 1968). Палеонтологически верхняя граница серии характеризуется исчезновением в залегающих выше породах плятисоленитов и др. и комплекса акритарх, которые определяют стоходскую свиту.

Среди пород балтийской серии на рассматриваемой территории наблюдается общее закономерное увеличение количества песчано-алевритового материала в направлении с востока на запад. Оно особенно отчетливо заметно в крайних западных районах (скв. 2944 в с. Бережцы Волынской области, скв. 4125 в с. Домачево Брестской области и др.), где песчано-алевритовые породы преобладают в ее составе.

Окаменелости в отложениях балтийской серии Северо-Западной Волыни и в бассейне р. Горыни довольно однообразны и представлены в нижней части обломками трубок сабеллидитид, а выше - остатками червеобразных организмов (плятисоленитов, серпулитов, онуфионелл). Почти в соответствии с распределением в разрезах остатков сабеллидитид и червеобразных организмов изменяется здесь характер акритарх. Они представлены в балтийской серии двумя комплексами, хорошо отличающимися один от другого.

---

[1] В стратиграфической схеме О.В. Крашенинниковой 1956 г. балтийской серии соответствует клеванская свита нижнего кембрия Волыни.

Мощность балтийской серии в наиболее полных разрезах достигает 140–150 м. По литологическим и палеонтологическим особенностям слагающих ее пород серия расчленяется на две свиты (снизу вверх): ровенскую и стоходскую.

Ровенская свита. Ее название происходит от названия г. Ровно, в районе которого она вскрыта значительным числом скважин, и предложено А.В. Хижняковым и Г.М. Помяновской в 1964 г. Современные грницы и объем свиты уточнены В.В. Кирьяновым (1968, 1969). Стратотипом свиты является скв. 4 глуб. 100,0–152,7 м в г. Клевани Ровенской области[1]. В преобладающем большинстве разрезов она установлена непосредственно под стоходской свитой. Лишь в крайних северо-восточных и восточных районах рассматриваемой территории ровенская свита встречена под отложениями верхнего мела и молодовским горизонтом ордовика.

Нижняя граница свиты совпадает с описанной выше нижней границей балтийской серии. Верхняя ее граница в подавляющем большинстве разрезов достаточно четкая и проводится по подошве конгломератовидной породы, залегающей в основании стоходской свиты. Прослоев этой породы нет в районах, где ровенская свита полностью сложена песчаниками. Там верхняя ее граница определяется сменой ровенских песчаников глинами и аргиллитами вышележащей стоходской свиты.

Признаки выветривания кровли рассматриваемых отложений были описаны ранее В.В. Кирьяновым, С.И. Добринецким и М.П. Кожич-Зеленко (1972) в районе с. Доманово. В ряде других пунктов (окрестности с. Ляховцы и г. Клевани) известны следы размыва ровенской свиты в виде гальки и катунов слагающих ее глинистых пород в составе базальной пачки стоходской свиты.

Палеонтологически верхняя граница ровенской свиты определяется по появлению *Platysolenites antiquissimus* Eichw. и массовых *Serpulites* (?) *petropolitanus* Yan.

Полная мощность ровенской свиты изменяется от 28,9 до 52,7 м. В большинстве разрезов в ее составе выделяются две пачки: нижняя, представленная глауконитово-кварцевыми песчаниками, и верхняя, сложенная алевритами с прослоями аргиллитов и песчаников.

Песчаники свиты зеленовато- и светло-серые, горизонтально- и косослоистые, в основной массе средне- и крупнозернистые; в нижней части свиты песчаники иногда грубозернистые, в основании переходят в гравелиты. Основной минеральный состав песчаников: кварц, полевые шпаты, глауконит и слюды. Среди минералов тяжелой фракции преобладают пирит и циркон. В отдельных пробах много карбонатов, лейкоксена с ильменитом и турмалина. В незначительном количестве встречаются анатаз, гранат, магнетит и некоторые другие минералы (Кирьянов и др., 1972). Гравийный материал представлен в основном обломками кварца, реже – мелкой фосфатной галькой размером до 7 мм в поперечнике.

Алевролиты и аргиллиты зеленовато-серые, тонкослоистые, редко – массивные, с небольшими гнездами глауконита и пирита. В бассейне р. Горыни среди них наблюдаются красновато-бурые прослои мощностью до 10 м. Основная масса пород представлена гидрослюдами и кварцем с примесями кальцита и каолинита.

Мощность обеих пачек изменчива и связана обратной зависимостью. В единичных разрезах в бассейне Горыни (район Теофиполя) нижней пачки песчаников в составе ровенской свиты нет. В Северо-Западной Волыни, наоборот, вся свита в отдельных разрезах (с с. Бередцы и Доманово) сложена почти исключительно песчаниками.

Палеонтологически ровенская свита характеризуется прежде всего появлением и широким распространением остатков сабеллидитид. Их находки связа-

---

[1] Детальные описания стратотипических разрезов всех рассматриваемых здесь региональных подразделений нижнего кембрия Волыно-Подолии приведены в "Стратиграфии УССР, т. 2" (1972).

ны, главным образом с глинистыми и алевритовыми породами. В распределении остатков сабеллидитид по вертикали разреза наблюдается следующая закономерность: в нижней части свиты они представлены мелкими экземплярами; в верхней ее половине эти остатки становятся более крупными, особенно в верхней трети разреза. Там они наиболее многочисленны и представлены такими формами: *Sabellidites* sp., *S. cambriensis* Yan., *S.* ex gr. *cambriensis* Yan. и *Sokoloviina costata* Kirjan. На этом уровне сабеллидитиды установлены почти во всех изученных разрезах ровенской свиты. Наряду с ними здесь отмечается появление очень редких *Serpulites* (?) *petropolitanus* Yan. Известны находки всего лишь двух экземпляров этой формы в верхах ровенской свиты (Брунс, 1957; Кирьянов, 1968). *Platysolenites antiquissimus* Eichw. в описанных отложениях нигде не установлены и, очевидно, их там нет.

С верхней пачкой ровенской свиты связан характерный комплекс акритарх. Он определяется преимущественно сферическими формами – *Leiosphaeridia* и *Asperatopsophosphaera*, что в известной степени сближает его с комплексом микрофитофоссилий, известным из верхней части валдайской серии Волыни. В отличие от последнего, в комплексе акритарх ровенской свиты преобладают толстостенные плотные оболочки рода *Leiosphaeridia* (тип С по классификации Н.А.Волковой, 1964), которые в верхневалдайских отложениях имеют подчиненное значение либо их нет там вовсе. В составе ровенского комплекса акритарх наиболее распространены *Leiosphaeridia dehisca* Paškev. (18–23%) и *Leiosphaeridia* sp. 1 (до 30%); многочисленны также *Asperatopsophosphaera medialis* Schep. (5–20%) и близкие к ним более мелкие *Asperatopsophosphaera* sp. (3–10%). В значительно меньшем количестве, чем в подстилающих отложениях, встречаются *Asp. magna* Schep. (0,5–5%) и *Leiosphaeridia* sp. 2 (до 10%). Довольно много форм широкого вертикального распространения – *L. minutissima* (Naum.) (6–9%) и *L. simplicissima* (Naum.) (3–6,5%). Единично встречаются также *L. gigantes* Schep. Особенно характерны для ровенской свиты своеобразные удлиненные формы – *Teophipolia lacerata* Kirjan. Они не встречаются ни в подстилающих, ни в покрывающих образованиях и их появление в препаратах достаточно уверенно определяет возраст исследуемых отложений. Содержание этих форм колеблется от 3–4% в препарате до 12–18% в комплексе. Своеобразным фоном ровенского комплекса являются многочисленные нити органического вещества (трихомы). Аналогичные или близкие к описанному комплексы акритарх изучены в образцах из скважин в с. Теофиполь (скв. 12639, глуб. 45,0–58,2 м), в с. Большой Обзыр Камень-Каширского района Волынской области (скв. 5, глуб. 252,4–279,0 м), в с. Сереховичи Ковельского района Волынской области (скв. 14, глуб. 323,9–354,2 м), в с. Бережница Маневичского района Волынской области (скв. 17, глуб. 210,1–247,1 м) и в с. Ляховцы (скв. 43, глуб. 244,6–244,8 м).

Стоходская свита. Ее название происходит от названия р. Стоход – правого притока Припяти, в бассейне которой вскрыты наиболее полные разрезы отложений этого возраста. Введено это название решением УРМСК от 6 августа 1964 г. Принятые ныне границы свиты и ее объем уточнены В.В.Кирьяновым (1968). Стратотипом свиты является толща, вскрытая в гл. 138,3–247,6 м скв. 5 в с. Большой Обзыр. В пределах рассматриваемой территории она везде залегает на ровенской свите балтийской серии и в большинстве разрезов перекрыта верхнемеловыми образованиями либо (в бассейне р. Горыни) молодовским горизонтом ордовика. Только в наиболее погруженных районах Северо-Западной Волыни стоходская свита установлена непосредственно под песчаниками нижней части бережковской серии.

Нижняя граница стоходской свиты проводится в подошве прослоя конгломератовидной породы, залегающего в ее основании, и определяется появлением *Platysolenites antiquissimus* Eichw. и массовыми *Serpulites* (?) *petropolitanus* Yan. Верхняя граница свиты совпадает с верхней границей балтийской серии. Полная мощность свиты изменяется от 71,4 до 109,3 м.

В стоходской свите резко преобладают глинистые породы: аргиллиты и уплотненные глины с маломощными редкими прослоями песчаников. Только на

крайнем западе территории и в верхней части некоторых разрезов свиты в других районах в ее составе существенную роль играют алевролиты и песчаники. Мощность базального конгломератовидного слоя в стоходской свите возрастает от 5–10 см в юго-восточных разрезах до 1,5 м на северо-западе территории.

По данным В.В.Кирьянова, С.И. Добрынецкого и М.П.Кожич-Зеленко (1972), гравийный и галечный материал в основании свиты представлен обломками буровато-серых фосфоритов, зеленовато-серых и серых аргиллитов и алевролитов и кварца размером от 0,7 до 3,5 см. Иногда встречаются относительно крупные (3–4 мм) зерна роговой обманки и пироксена. Обломки фосфатных и глинистых пород хорошо окатаны, уплощены. Гравийный и галечный материал имеет слоистое расположение. Цемент представлен более мелким кластическим материалом и кристаллическим кальцитом.

Аргиллиты и уплотненные глины, залегающие выше по разрезу стоходской свиты, серовато-зеленые, преимущественно однородные или неясно слоистые. В породе наблюдаются бурые пиритизированные ходы (?) червей в виде тонких (1,5–3 мм) ленточек, гнезда и отдельные зерна глауконита и пирита. Изредка встречается мелкая галька фосфоритов. Основную массу этих пород составляет глинистый агрегат волокнистого строения с частицами, намного меньше 0,01 мм. Основной его минеральный компонент – гидрослюда с незначительными примесями каолинита и карбонатов. По сравнению с глинистыми породами ровенской свиты аргиллиты и глины стоходской свиты обладают более интенсивной зеленой окраской и меньшим содержанием каолинита в их составе.

Песчаники стоходской свиты по своему характеру близки к таковым ровенской свиты. Их отличает лишь значительно меньшее содержание глауконита (до полного его отсутствия) и появление среди минералов тяжелой фракции шпинели, силлиманита, дистена, пироксена и роговой обманки, которых нет в песчаниках ровенской свиты.

Палеонтологически стоходская свита имеет очень отчетливую характеристику. Она определяется на описываемой территории, в первую очередь, появлением и широким распространением остатков *Platysolenites antiquissimus* Eichw. Появляются также редкие, но весьма своеобразные трубки *Onuphionella agglutinata* Kirjan. Многочисленными становятся *Serpulites* (?) *petropolitanus* Yan. Сабеллидитиды встречаются в значительном количестве только в самых низах свиты и представлены там *Sabellidites cambriensis* Yan., *Sabellidites* ex gr. *cambriensis* Yan. *Sokoloviina costata* Kirjan. и редкими *Paleolina* sp. (aff. *evenkiana* Sok.). Далее вверх по разрезу найдены только единичные экземпляры *Sabellidites cambriensis* Yan. В верхней, значительно большей по объему части свиты сабеллидитиды не установлены.

Акритархи в стоходской свите появляются лишь в 10–15, а иногда в 20 м выше ее основания. Они представлены существенно иными формами по сравнению с акритархами ровенской свиты. Основу рассматриваемого их комплекса составляют *Leiomarginata simplex* Naum. (8–25%), *Granomarginata prima* Naum. (3–5%), *Gr. squamacea* Volk. (8–12%), *Tasmanites tenellus* Volk. (4–22%), особенно обильные в верхней части свиты, и преимущественно крупные *Leiosphaeridia* sp. (80–100 мкм). В небольшом числе присутствуют *Leiosphaeridia* sp. 2 и формы широкого вертикального распространения – *L. simplicissima* (Naum.) (3–6,5%), *L. minutissima* (Naum.) (4–7%). Единично отмечаются скопления мелких гладких оболочек, систематическое значение которых является дискуссионным, а также своеобразные микрофитофоссилии *Ceratophyton vernicosum* Kirjan. Описанный комплекс акритарх по своему составу несомненно соответствует комплексу, который рассматривается в настоящей работе под названием лонтоваского.

В Северо-Западной Волыни он изучен в образцах из скважин в с. Большой Обзыр (скв. 5, глуб. 151,2–240,6 м), в с. Бережница (скв. 17, глуб. 123,5–196,7 м), в с. Сереховичи (скв. 14, глуб. 265,5–298,5 м), в с. Бережцы (скв. 2944, глуб. 772,9–837,4 м), в с. Видряница Камень-Каширского рай-

она Волынской области (скв. 24, глуб. 151, 151,5–181,5 м), в с. Доманово (скв. 34, глуб. 183,5–184,0 м), в с. Ляховцы (скв. 43, глуб. 204,4–209,4 м) и в с. Оса Владимир-Волынского района Волынской области (скв. 3, глуб. 211,9–217,5 м).

В отложениях, соответствующих стоходской свите, сходный комплекс акритарх был установлен на Волыни также Е.Д. Шепелевой (1969). Наряду с материалами по Северо-Западной Волыни, в ее работе приведены некоторые данные о бассейне р. Горыни, где этот комплекс Е.Д. Шепелева исследовала по образцам из скважины в г. Клевани (скв. 4, глуб. 77,0–96,5 м). Помимо указанных выше основных форм рассматриваемого комплекса, ею были отмечены также *Tasmanites bobrowskii* Waz. и *Baltisphaeridium clarum* Schep., которые в нашем материале из стоходской свиты не наблюдались. *T. bobrowskii* Waz. и представители рода *Baltisphaeridium* появляются, по нашим данным, в более высоких горизонтах кембрия Волыни, в доминопольской свите, представляющей нижнее подразделение нового цикла раннекембрийского осадконакопления – бережковской серии.

Бережковская серия

Название серии происходит от названия с. Бережцы Любомльского района Волынской области, где вскрыт бурением один из наиболее мощных и последовательных разрезов отложений этого возраста на Украине. Оно было введено в 1964 г. решением Совещания по уточнению стратиграфии верхнедокембрийских и палеозойских отложений Волыно-Подолии для обозначения толщи пород в Северо-Западной Волыни, которая рассматривалась тогда как свита нерасчлененного среднего-верхнего кембрия (Шульга, 1964). В действительности эта толща оказалась сложенной существенно разновозрастными образованиями: рачнекембрийскими, резко преобладавшими в ее составе, а также среднекембрийскими и раннеордовикскими (тремадокскими). Нижнекембрийская часть бывшей бережковской свиты была затем переведена в ранг серии с одноименным названием (Кирьянов, 1969). Стратотипом серии является скв. 2944, глуб. 441,3–747,0 м в с. Бережцы.

Площадь распространения бережковской серии несколько меньше площади распространения балтийской серии: ее нет в пределах волынской части западного склона Украинского щита и в крайних северных районах Полесского выступа фундамента. Как и балтийская серия, она представлена терригенными образованиями, но в ее составе преобладают песчаные породы, которые в отдельных интервалах разреза слагают более или менее однородные толщи до 100 м мощности.

На всей рассматриваемой территории бережковская серия подстилается балтийской серией. На Овадненском поднятии и в пределах северных приподнятых структур она залегает под верхнемеловыми образованиями и вскрыта там многими скважинами. Под более древними отложениями бережковская серия установлена лишь в единичных разрезах самых западных районов Полесского выступа фундамента, где наблюдается общее погружение палеозойских толщ в направлении Люблинского склона платформы. Так, в окрестности с. Корытница Владимир-Волынского района (скв. Б–26) она вскрыта под нижнекаменноугольными отложениями, а в селах Бережцы и Рымачи Любомльского района Волынской обл. (скв. 2944 и 404) – непосредственно под среднекембрийскими. В пределах весьма крупных погруженных структур Полесского выступа фундамента (Голобовской, Турской[1] и др.) бережковская серия залегает на значительных глубинах под отложениями верхнего мела, силура, ордовика и, вероятно, среднего кембрия, и скважинами там до сих пор нигде не установлена. В целом не изучены также структурные особенности залегания палеозойских толщ в этих районах. Между тем, кембрийские отложения, обладающие на Волыни высокими коллекторными свойствами, могут оказаться там

[1] Термин принадлежит А.Е. Бирюлеву.

(особенно на юго-востоке территории) перспективными для поисков в них нефтегазовых месторождений.

Нижняя граница серии отчетливая, проводится в подошве мощной пачки светло-серых, мелкозернистых, кварцевых песчаников и в отдельных разрезах носит (в виде катунов и гальки) следы размыва подстилающих пород. Палеонтологически рассматриваемая граница определяется исчезновением в этих песчаниках органических остатков, которые характерны для стоходской свиты балтийской серии. Верхняя граница бережковской серии, по сравнению с ее нижней границей, в тех немногих наиболее последовательных разрезах, которые были указаны ранее, литологически менее отчетлива, а главное - хуже изучена. Она устанавливается там по смене сероцветных пород серии залегающими выше пестрыми или почти белыми песчаниками среднего кембрия. Палеонтологически эта граница фиксируется по комплексу акритарх верхней части серии, который в покрывающие песчаники не переходит.

Литологически бережковская серия достаточно выдержана на всей рассматриваемой территории. Исключением являются разрезы окрестности поселка Доминополь Владимир-Волынского района, где в нижней части серии преобладают алевритовые породы. В других районах Северо-Западной Волыни эта часть серии представлена обычно мощной толщей песчаников. Минералы тяжелой фракции в породах бережковской серии характеризуются турмалиново-цирконовой их ассоциацией, что достаточно четко отличает эти отложения от балтийской серии (Кирьянов и др.,1972).

Палеонтологически серия определяется прежде всего остатками раннекембрийских трилобитов (*Schmidtiellus, Wolynaspis, Strenuaeva*), находки которых пока, хотя и немногочислены, но исключительно важны для широких стратиграфических корреляций. В этих отложениях появляются и получают широкое распространение типичные палеозойские роды акритарх (*Baltisphaeridium, Cymatiosphaera, Estiastra, Leiovalia* и др.). В них найдены также остатки (*Volborthella*) и брахиопод (*Glyptias, Lingulella*).

Полная мощность бережковской серии в Северо-Западной Волыни достигает 306 м. Внутри серии на различных уровнях устанавливаются признаки эрозионных несогласий. По литологическим особенностям слагающих ее пород в составе серии выделяются три свиты (снизу): диминопольская, любомльская и свитязьская.

Доминопольская свита. Ее название происходит от названия пос. Доминополь Владимир-Волынского района Волынской обл., в окрестности которого вскрыты наиболее полно палеонтологически охарактеризованные отложения этого возраста. Стратотипом свиты является скв. 2944, глуб. 617-2-747,0 м в с.Бережцы (Кирьянов, 1969). В Северо-Западной Волыни она залегает либо под верхнемеловыми отложениями, либо непосредственно под любомльской свитой.

Нижняя граница доминопольской свиты совпадает с нижней границей бережковской серии. Верхняя ее граница проводится в кровле маломощного (0,5 м) прослоя пестрых алевролитов и определяется по смене глинисто-алевритовых пород верхней части свиты залегающими выше светло-серыми кварцевыми песчаниками любомльской свиты. Палеонтологически эта граница определяется по исчезновению в покрывающих песчаниках акритарх, которые характерны для верхней части доминопольской свиты.

Полная мощность свиты составляет около 130 м. По литологическим особенностям слагающих ее пород в составе свиты выделяются две подсвиты: нижне- и верхнедоминопольская.

Нижнедоминопольская подсвита сложена преимущественно песчаниками. Эти песчаники светло-серые с пятнистой зеленоватой или розоватой окраской, в основном мелкозернистые, кварцевые, в отдельных прослоях слюдистые. В толще песчаников, особенно в нижней ее части, встречаются редкие тонкие прослои зеленовато-серых и красновато-бурых алевролитов, слюдистых по плоскостям наслоения. В основании нижнедоминопольской подсвиты, вскрытой скважиной 5 в с. Большой Обзыр, на глуб. 137,0-138,3 м зале-

гает прослой гравелита. По данным Г.А. Уженкова, он сложен окатанными обломками кварца и нижележащих глин, сцементированных разнозернистым песчаным материалом.

Среди минералов легкой фракции в описываемых песчаниках доминирует кварц. Содержание полевых шпатов невелико, но всегда постоянно (4–5%). В нижней части подсвиты отмечается несколько повышенное содержание слюдистых минералов. Тяжелая фракция песчаников характеризуется резким преобладанием циркона и турмалина. В небольших количествах присутствуют также анатаз, гранат, рутил, лейкоксен с ильменитом и некоторые другие минералы[1]. Прослои алевролитов среди песчаников нижнедоминопольской подсвиты обладают сходным минеральным составом. Красно-бурые их разности в нижней части подсвиты характеризуются также гидроокислами железа и разрушенными слюдами (Кирьянов и др., 1972).

Мощность нижнедоминопольской подсвиты в подавляющем большинстве разрезов довольно значительна. Там, где подсвита частично уничтожена предмеловым размывом, она колеблется от 21 до 79 м. Полная максимальная мощность подсвиты установлена в скв. 2944 в с. Бережцы и составляет 102 м. Такого же порядка мощности нижнедоминопольской подсвиты могут быть, очевидно, указаны для разрезов параметрических скважин Овадно-1 (Котык, Кык; 1971) и Стенжаричи-1, расположенных соответственно севернее и северо-западнее г. Владимир-Волынского. И только в районе поселка Доминополь ее полная мощность, по материалам структурной скв. Владимир-Волынский-1, не превышает 15 м.

Какие-либо органические остатки в породах нижнедоминопольской подсвиты до сих пор не известны.

Верхнедоминопольская подсвита определяется увеличением количества прослоев алевролитов до их преобладания в составе пород. С подстилающими отложениями она связана постепенным переходом.

Алевролиты находятся в неравномерном чередовании с песчаниками или слагают отдельные пласты от 0,4 до 4 м мощности. Встречаются также тонкие прослои, мелкие линзы и неправильной формы включения аргиллитов. Цвет глинистых и алевритовых пород зеленовато- и темно-серый. По гранулометрическому составу среди них выделяются разности от алевропелитовых до алевропсаммитовых. Нередко в породе наблюдаются биоглифы в виде неправильной формы трубок, заполненных песчаным материалом. Песчаники верхнедоминопольской подсвиты отличаются от нижележащих лишь более темной пятнистостью, обусловленной концентрацией на этих участках в составе цемента темных глинистых минералов.

В целом минеральный состав алевролитов и песчаников рассматриваемого стратиграфического подразделения тождествен составу пород нижележащей толщи (Кирьянов и др., 1972).

В отдельных разрезах (скважины в селах Бережцы, Овадно и в г. Владимир-Волынском) в верхней части и в кровле верхнедоминопольской подсвиты наблюдаются прослои пестроцветных алевролитов. В с. Доминополь (скв. 44) она завершается пачкой песчаников мощностью 9 м, для верхней части которой характерна очень слабая окатанность кластического материала, а в глинистой фракции цемента отмечается каолинит. Вероятно, эти породы подвергались выветриванию на рубеже доминопольского и любомльского времени.

Палеонтологически верхнедоминопольская подсвита характеризуется прежде всего обильным комплексом акритарх, основу которого составляют *Baltisphaeridium compressum* Volk. (12–15%), *B. ornatum* Volk. (6–7,5%), *B. orbiculare* Volk. (9–11%), *Micrhystridium pallidum* Volk. (3–18%), *M. tornatum* Volk. (2–

[1] На основании сходного минерального состава к нижнедоминопольской подсвите в бассейне р. Горыни условно отнесена маломощная (5–8 м) пачка песчаников, вскрытая там единичными скважинами выше глинистых пород стоходской свиты и залегающая под силурийскими мергелями и песчаниками молодовского горизонта ордовика.

5%), *Lophosphaeridium* sp. (1,5–4%), *L. tentativum* Volk. (1,5–2%), *Tasmanites bobrowskii* Waz. (4–12%), *Archaeodiscina umbonulata* Volk. (1–29%), *Leiomarginata simplex* Naum. (1–3,5%), *Granomarginata squamacea* Volk. (3–5%), *Leiosphaeridia simplicissima* (Naum.) (3–8%). Эти микрофоссилии встречаются во всех разрезах подсвиты. Вместе с тем между комплексами акритарх, определяющими верхнедоминопольскую подсвиту в с.Бережцы и в г.Владимир-Волынском, с одной стороны, и в районе с.Доминополь, с другой, наблюдается некоторое различие. Так, в рассматриваемых отложениях, вскрытых скважинами 2944 (глуб. 621,7–644,9 м) и 992 (глуб. 491,6–513,7 м), помимо указанных выше видов присутствуют также *B. brachyspinosum* Kirjan. (7–11%), *Cymatiosphaera? membranacea* Kirjan. (3–5,5%), *Pterospermopsimorpha wolynica* Kirjan (4–6,5%). В районе с.Доминополь (скв. 44, глуб. 282,5–303,0 м и структурная – Владимир-Волынский-1, глуб. 406,0–618,2 м) этих видов акритарх нет, но там вместо них отмечаются *B.cerinum* Volk. (3–8%), *B.papillosum* (Tim.) (0,5–4%), *Dominopolia lata* Kirjan. (0,5–3,5%), *M. villosum* Kirjan. (2–6,5%). В верхней части подсвиты в скв. 44 (глуб. 274,0–282,5 м) появляются также *D. longispinosa* Kirjan. (4–8,5%), *Pseudotasmanites parvus* Kirjan. (1,5–6%) и единичные *Tasmanites volkovae* Kirjan.

Следует отметить, с одной стороны, что для верхнедоминопольских отложений Волыно-Подолии в целом типичен, по-видимому, комплекс акритарх, характеризующий подсвиту в с.Бережцы и г.Владимир-Волынском. Некоторое его своеобразие в районе с.Доминополь представляет, вероятно, для территории Волыно-Подолии местное явление. С другой стороны, именно такой, как в Доминополе, видовой состав акритарх характерен для талсинского горизонта большинства других западных областей Восточно-Европейской платформы, в том числе и для Эстонии.

Указанное выше своеобразие комплекса акритарх верхнедоминопольской подсвиты в окрестностях с.Доминополь является, очевидно, результатом наблюдаемых там некоторых фациальных особенностей всей доминопольской свиты, по сравнению с другими ее разрезами в Северо-Западной Волыни. В этом районе значительно увеличивается количество глинистого и алевритового материала в составе пород доминопольской свиты, что приводит там к резкому изменению соотношения мощностей обеих ее подсвит. Кроме того, разрезы верхней подсвиты в окрестностях с.Доминополь являются единственными в Северо-Западной Волыни, где, помимо акритарх, установлены достаточно обильные остатки других типично морских организмов. Так, в интервале глубины 274,0–284,4 м скв. 44 найдены многочисленные *Volborthella tenuis* Schm. и обломки панцирей трилобитов, в том числе два полных головных щита *Schmidtiellus* sp. В интервале глубины 268,8–274,0 м этой же скважины вместе с массовыми *Volborthella tenius* Schm. найден также единичный экземпляр головного щита *Wolynaspis unica* N. Tchern. (Кирьянов, Чернышева, 1967).

Современные данные о доминопольской свите не позволяют достоверно расшифровать палеогеографическую природу ее фациальных особенностей в районе с.Доминополь. Однако не исключено, что эти особенности являются следствием существовавшего тогда на фоне общего рельефа дна талсинского морского бассейна Волыни более глубоководного его участка, имевшего вид узкой впадины субширотного направления и связанного с зоной Владимир-Волынского глубинного разлома, уже в то время, по-видимому, активного. Это предположение отчасти подтверждается данными бурения скв. Б-32 в с.Осередок Новый Владимир-Волынского района (в 8 км к западу от с.Доминополь). Она расположена непосредственно в зоне указанного разлома и вскрыла доминопольскую свиту в той же фации, что и в окрестностях с. Доминиполь. К сожалению, органические остатки в этих породах, залегающих там под верхнемеловыми отложениями и поэтому отчасти выветрелых, не установлены.

Мощность верхнедоминопольской подсвиты в Северо-Западной Волыни изменяется от 28 м в скв. 2944 в с.Бережцы до 117 м в структурной скв.

Владимир-Волынский-1 в районе с. Доминополь[1]. Следует отметить, что нижнедоминопольские песчаники являются базальными образованиями свиты и поэтому возможны, вероятно, любые соотношения мощностей обеих подсвит вплоть до полного замещения одной из них.

Любомльская свита. Ее название происходит от названия г. Любомль в Волынской области, в районе которого установлен наиболее полный разрез этих отложений. Стратотипом свиты является скв. 2944 (гл. 543,3–617,2 м) в с. Бережцы (Кирьянов, 1969). В пределах Полесского выступа фундамента любомльская свита везде залегает на доминопольской свите. На склонах местных поднятий (Овадненского, Шацкого) она залегает под верхнемеловыми образованиями, погружаясь затем непосредственно под породы свитязьской свиты.

Нижняя граница любомльской свиты проводится в подошве слагающих ее светло-серых, почти мономинеральных кварцевых песчаников. В с. Бережцы эта граница носит следы размыва залегающих ниже пород и маркируется там конгломератовидной породой с плохо окатанными обломками зеленовато-серого алевролита. Палеонтологически рассматриваемая граница во всех изученных разрезах устанавливается лишь по исчезновению в нижней части любомльской свиты акритарх, характерных для подстилающей алевролитовой толщи доминопольской свиты.

Верхняя граница любомльской свиты литологически также достаточно четкая и в большинстве разрезов проводится в подошве маломощной пачти пестроцветных алевролитов, залегающих в основании свитязьской свиты. Палеонтологически эта граница устанавливается по появлению выше указанных пестрых алевролитов комплекса акритарх, определяющего нижнюю часть свитязьской свиты.

Несколько иной характер имеет верхняя граница любомльской свиты в разрезе кембрийских отложений, вскрытых скважиной Б-26 в с. Корытница Владимир-Волынского района. Там она определяется поверхностью размыва в виде карманообразных углублений в кровле любомльских песчаников. Эти карманы заполнены галькой серых алевролитов и светло-серых песчаников размером от 0,6 до 3 см в поперечнике. Палеонтологически рассматриваемая граница устанавливается в этом разрезе по смене комплексов акритарх, характерных для верхней части любомльской и нижней части свитязьской свит.

Любомльская свита сложена почти исключительно песчаниками. Лишь в указанной выше скв. Б-26 в верхней части свиты (в 1,6 м ниже ее кровли) установлены три маломощных (0,2–0,3 м) пропластка темно-серых алевролитов.

Песчаники свиты светло-серые, преимущественно с желтоватым, реже с зеленоватым оттенком, в основном мелко- и среднезернистые, кварцевые, сахаровидные. Иногда наблюдается неясная горизонтальная или косая слоистость. Изредка встречаются тонкие прослои зеленоватых алевролитов, а также гнезда и линзы пепельно-серой каолинизированной глинистой породы. Темно-серые алевролиты в скв. Б-26 слоистые, с немногочисленными биоглифами в виде трубок, выполненных песчаным материалом.

Кластический материал в песчаниках представлен исключительно кварцем. Лишь в немногих пробах встречаются полевые шпаты, представленные единичными разрушенными зернами плагиоклаза. Глинистые минералы цемента в песчаниках представлены каолинитом с диккитом и кальцитом, либо с примесью гидрослюд. Небольшое количество цемента и его преобладающий тип (соприкосновения) обусловливают сахаровидный облик песчаников любомльской свиты. Содержание минералов тяжелой фракции в них очень незначительно: от следов до 0,2%. Среди этих минералов преобладают циркон и турмалин. Значительно меньше гидрогетита, анатаза, лейкоксена с ильменитом и лимонита. В незначительном количестве присутствуют гранат, рутил, ставролит и не-

---

[1] Выше дана нормальная мощность верхнедоминопольской подсвиты в скв. Владимир-Волынский-1. Ее вскрытая мощность составляет там около 450 м при углах падения, равных 60–65°.

которые другие минералы (Кирьянов и др., 1972). Таким образом, тяжелая фракция песчаников любомльской свиты характеризуется той же минеральной ассоциацией, что и подстилающие отложения.

Органические остатки в породах любомльской свиты до недавнего времени не были известны. В период исследований по проблеме, рассматриваемой в этой книге, был изучен ряд новых разрезов нижнекембрийских отложений на Волыни, в том числе и разрез скв. Б-26 в с.Корытница[1]. В прослоях темно-серых алевролитов, вскрытых скважиной в интервале глубины 445,6-447,0 м в верхней части любомльской свиты, был установлен комплекс акритарх. Его основу составляют *Baltisphaeridium dubium* Volk., *B. ornatum* Volk., *B. orbiculare* Volk., *Archaeodiscina umbonulata* Volk. и *Alliumella baltica* Vand. В незначительном количестве отмечаются также *Multiplicispharidium heterospinosum* Jank., *Baltisphaeridium compressum* Volk., *B. implicatum Fridrichsone* и *Dictyotidium* sp. В единичных экземплярах встречаются также *B. cerinum* Volk., *B. ciliosum* Volk., *Micrhystridium lanatum* Volk., *B. villosum* Kirjan., *Cymatiosphaera* sp. и *Estiastra minima* Volk. Акритархи последнего из указанных видов отмечаются лишь в отдельных препаратах при изучении большого их числа.

Анализ видового состава акритарх рассматриваемого комплекса позволяет отметить его определенное своеобразие по сравнению с комплексами этих органических остатков из подстилающих их покрывающих отложений. Так, в указанных темно-серых алевролитах любомльской свиты многочисленны *Baltisphaeridium dubium* Volk., которые на Волыни в других отложениях нижнего кембрия не известны[2]. Менее обильны, но также характерны только для этих алевролитов *Multiplicisphaeridium heterespinosum* Jank. Необычной, ранее в других комплексах не наблюдавшейся, является здесь ассоциация таких видов, как *B. cerinum* Volk., с одной стороны, и *B. implicatum Fridrichsone*, *B. ciliosum* Volk., *Pterospermella solida* (Volk.) и *Estiastra minima* Volk. – с другой.

Сравнительно небольшой палеонтологический материал (происходящий только из одной скважины) пока не позволяет делать какие-либо окончательные выводы о его биостратиграфическом значении. Между тем не исключено, что комплекс акритарх любомльской свиты определяет самостоятельную единицу местной биостратиграфической шкалы, соответствующую, по-видимому, рангу горизонта.

Полная мощность любомльской свиты изменяется от 71 до 79 м.

Свитязьская свита. Ее название происходит от оз. Свитязь в Северо-Западной Волыни, где вскрыты наиболее полно палеонтологически документированные отложения этого возраста. Стратотипом свиты является интервал глубины 288,0-365,0 м скв. 8 в с. Подманево Любомльского района. Повсюду в Северо-Западной Волыни свитязьская свита залегает на доминопольской свите. В сводовых частях локальных положительных структур свитязьские отложения либо размыты (Овадненское поднятие), либо перекрыты верхнемеловыми образованиями, погружаясь затем под толщу светло-серых и пестрых песчаников среднего кембрия. В отдельных разрезах крайних северо-западных районов Волыни свитязьская свита установлена также под нижнекаменноугольными отложениями. Нижняя ее граница в большинстве разрезов определяется сменой нижележащих любомльских песчаников алевролитами и аргиллитами рассматриваемой свиты и проводится в основании пачки пестроцветных глинисто-алевритовых пород мощностью от 0,2 до 1,3 м. В окрестностях с. Корытница в подошве свитязьской свиты залегает маломощный (0,1 м) прослой конгломерата (см. описание верхней границы любомльской свиты). Палеонтологически эта граница определяется по появлению комплекса акритарх, характерного для нижней части свитязьской свиты. Верхняя ее граница совпадает с описанной выше верхней границей бережковской серии. Полная мощность свитязьской свиты составляет 100-112 м.

[1] Скважина пробурена в 1973 г. под руководством А.Е. Бирюлева (Львовская экспедиция).

[2] В разрезе нижнего кембрия Эстонии этот вид характерен для более низкого стратиграфического уровня – люкатиских отложений.

В составе свиты преобладают алевролиты, которым подчинены прослои песчаников. Обратная картина наблюдается лишь на юге территории (в разрезе скв. 992 в г. Владимире-Волынском) (рис. 28, см. вкл). В строении свиты наблюдается определенная закономерность. Она заключается в том, что в нижней части свиты алевролиты более однородные не всегда отчетливо слоистые, главным образом серо-зеленые или зеленовато-серые, в отдельных прослоях (особенно вблизи основания свиты) глинистые. В верхней части свиты алевролиты тонкослоистые, часто плитчатые, более или менее ритмично чередующиеся с прослоями песчаников, слюдистые по плоскостям наслоения, преимущественно серые, иногда со слабым коричневатым оттенком. Обе описанные части свиты связаны очень постепенным переходом и мощности их сильно варьируют, так что едва ли есть основания рассматривать эти фациальные разности пород в качестве самостоятельных стратиграфических подразделений. Однако во всех разрезах нижняя из указанных пачек менее мощная, чем верхняя.

Кластический материал в алевролитах свитязьской свиты представлен главным образом кварцем, но в отдельных прослоях много полевых шпатов (до 15%). Цемент пород глинистый, реже карбонатно-глинистый, базальный, иногда содержит зерна пирита и глауконита. Цемент пород, слагающих пестроцветную пачку в основании свиты, насыщен бурыми гидроокислами железа. Значительная их примесь наблюдается также в алевролитах верхней части свиты, чем обусловлен коричневатый оттенок отдельных их прослоев. В алевролитах, особенно в нижней части свиты, многочисленны пиритизированные ходы илоедов, аналогичные таковым из стоходской свиты балтийской серии, но более тонкие и короткие.

Песчаники свиты серые и светло-серые, мелкозернистые, кварцевые, почти всегда с тонкими прослойками и линзочками алевролитов. Мощность прослоев песчаников непостоянна и колеблется от нескольких сантиметров до 6 см, а на юге территории до 22 м. Кластический материал в них представлен преимущественно кварцем. Среди полевых шпатов отмечается микроклин и редкие зерна разрушенного плагиоклаза. В отдельных прослоях песчаников наблюдается глауконит. Цемент в основном карбонатно-глинистый базального и порового типа (Кирьянов и др., 1972).

В нижней части свитязьской свиты в скв. 992 в г. Владимире-Волынском (глуб. 368,8-363,1 м) вскрыт прослой охристо-зеленой кварцево-оолитовой породы, напоминающей по внешнему облику железную руду "табачного типа". Оолиты слагают около 50% массы породы под микроскопом бурые, скорлуповато-концентрического строения. Форма оолитов большей частью овальная или удлиненно-овальная, реже округлая. Их средний размер составляет 0,25 × × 0,15 мм или 0,25 × 0,23 мм. Зерна кварца окатанные или полуокатанные, несколько меньших размеров, чем оолиты (0,04-0,1 мм) и часто являются центром нарастания последних. Своеобразным ядром в оолитах иногда служат также зерна полевого шпата (ортоклаза) и акцессорных минералов. По данным А.Н. Ляшенко, концентрические оболочки оолитов сложены гетитом. Цемент породы контактово-поровый, карбонатный. Наблюдаются единичные, мелкие (около 0,5 см по длинной оси), окатанные включения глинистой породы тонковолокнистого строения и с примесью бурых гидроокислов железа.

По внешнему облику и стратиграфическому положению в разрезе нижнего кембрия Волыни этот прослой, очевидно, соответствует прослоям "бурых железняков", залегающих в нижней части курземской свиты Западной Латвии по стратиграфической схеме Э.К. Лиелдиены и А.И. Фридрихсоне и в основании курсаской свиты по схеме А.П. Биркиса и др. (1972). Прослой описанной породы в составе нижней части свитязьской свиты, вместе с преобладающими в этой части песчаниками, свидетельствует, по-видимому, о продолжительных мелководных (возможно, островных) условиях ранневергальского морского бассейна в районе Владимира-Волынского в отличие от других, более глубоководных в то время районов северо-западной Волыни.

Содержание минералов тяжелой фракции в породах свитязьской свиты составляет от 0,26 до 0,85%, а в отдельных прослоях за счет пирита и сидерита до 2,76%. В составе тяжелой фракции постоянно присутствует циркон,

много лейкоксена. Турмалин отмечается лишь в отдельных пробах. Местами много гидрогетита. В верхней части свиты сильно возрастает количество пирита и сидерита. В небольшом количестве встречаются ильменит с магнетитом, рутил, анатаз, брукит и некоторые другие минералы (Кирьянов и др., 1972).

По данным изучения акритарх, в разрезе свитязьской свиты установлены три их комплекса, последовательно сменяющие друг друга. Первый из этих комплексов тяготеет к нижней литологической пачке свиты, но иногда охватывает также нижнюю (различную по мощности) часть верхней ее пачки. В составе комплекса резко преобладают представители родов *Baltisphaeridium, Micrhystridium: B. ciliosum* Volk. (9–47%), *B. compressum* Volk. (7–18%), *B. ornatum* Volk. (2–6,7%), *B. orbiculare* Volk. (4–6,7%), *B. varium* Volk. (1–4,5%), *B. implicatum Fridrichsone* (1,5–4%), *Baltisphaeridium* sp. I (0,5–1,5%), *M. lanatum* Volk. (2–8%), *M. dissimilare* Volk. (6–11%), *M. parvum* Volk. (0–3%), *M. spinosum* Volk. (3–5,5%), *M. lubomlense* Kirjan. (3–5–5%) *M. villosum* Kirjan. (0,5–1,5%). Немногочисленны, но очень характерны для этого комплекса *Estiastra minima* Volk. (1,5–6%) и *Leiovalia tenera* Kirjan. (1,5–4%). Из нижележащих отложений сюда переходят довольно частые *Granomarginata squamacea* Volk. (3–7%), *Tasmanites* sp. (aff. *bobrowskii* Waz.) (2–4%) и более редкие *Pterospermella solida* (Volk.) (0,5–2%) и *Cymatioaphaera* sp. (0,5–2,5%). В нижней части толщи, характеризуемой этим комплексом, отмечаются также единичные *Dictyotidium* sp. Своеобразным фоном рассматриваемого комплекса служат *Alliumella baltica* Vand., численность которых в отдельных пробах достигает более половины его состава.

2305

Описанный комплекс определяет вергальский возраст вмещающих его отложений и изучен в Северо-Западной Волыни по скважинам в с. Бережцы (скв. 2944, глуб. 525,3–543,3 м), в с. Подманево (скв. 8, глуб. 321,7–260,0 м), в г. Владимире-Волынском (скв. 992, глуб. 360–380,5 м) и в с. Корытница (скв. В–26, глуб. 418,6–443,7 м). Таким образом, мощность вергальских отложений на рассматриваемой территории колеблется от 18–20 до 40 м.

С этими же отложениями Полесского выступа фундамента связаны и другие окаменелости. Так, в низах свиты установлены остатки трилобитов *Strenuaeva primaeva* (Brögg.) (скважины в с. Подманево, интервал глубины 358,9–359,8 м, и в с. Корытница, глуб. 439 м). Вместе с ними в скв. 8 найдены также раковины брахиопод *Lingulella* sp. и *Glyptias* sp., а несколько выше (интервал глубины 335,4–335,8 м) – *Westonia finlandensis* Walkott, которые в Швеции характеризуют верхи зоны (серии) Holmis. По всей толще пород, вмещающих рассматриваемый комплекс акритарх, отмечаются остатки фораминифер *"Lykatiella"*.

Второй комплекс акритарх свитязьской свиты характеризуется появлением довольно многочисленных *Deunffia dentifera* Volk. (6–8,5%) и *Synsphaeridium switjasium* Kirjan. (2–6%). Широкое распространение получают там *Tasmanites volkovae* Kirjan. (4–21%) и *Micrhystridium villosum* Kirjan. (8–14%). Возрастает содержание *M. lubomlense* Kirjan. (6–14%), *T. bobrowskii* Waz. (4–7,5%) и *Cymatiosphaera* sp. (3–5,5%). В состав этого комплекса входят также практически все виды акритарх из подстилающих отложений свитязьской свиты, но в значительно меньших процентных соотношениях. Особенно малочисленными становятся такие широко распространенные в нижележащих отложениях бережковской серии виды, как *Baltisphaeridium compressum* Volk., *B. ornatum* Volk. и *B. orbiculare* Volk. Они отмечаются в составе рассматриваемого комплекса лишь в единичных экземплярах. *Estiastra minima* Volk. встречаются единично только в отдельных пробах. Исключение составляют *Alliumella baltica* Vand., которые, как и ранее, служат основным фоном комплекса. В верхней части толщи пород свитязьской свиты, характеризуемой вторым комплексом акритарх, в скв. Б–26 (гл. 379 м) отмечаются также отдельные экземпляры *Ovulum lanceolatum* Jank. и *Ov. saccatum* Jank. Однако там резко сокращается содержание *D. dentifera* Volk. (0–1,5%). В целом благодаря по-

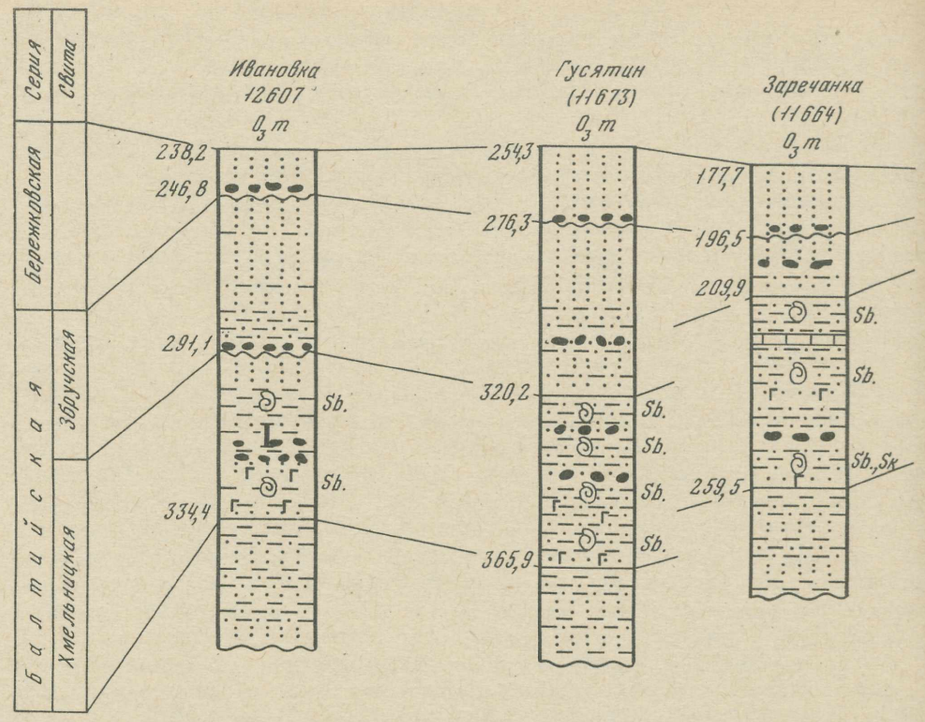


Рис. 29. Схема сопоставления основных разрезов нижнего кембрия Подольского выступа западного склона Украинского щита

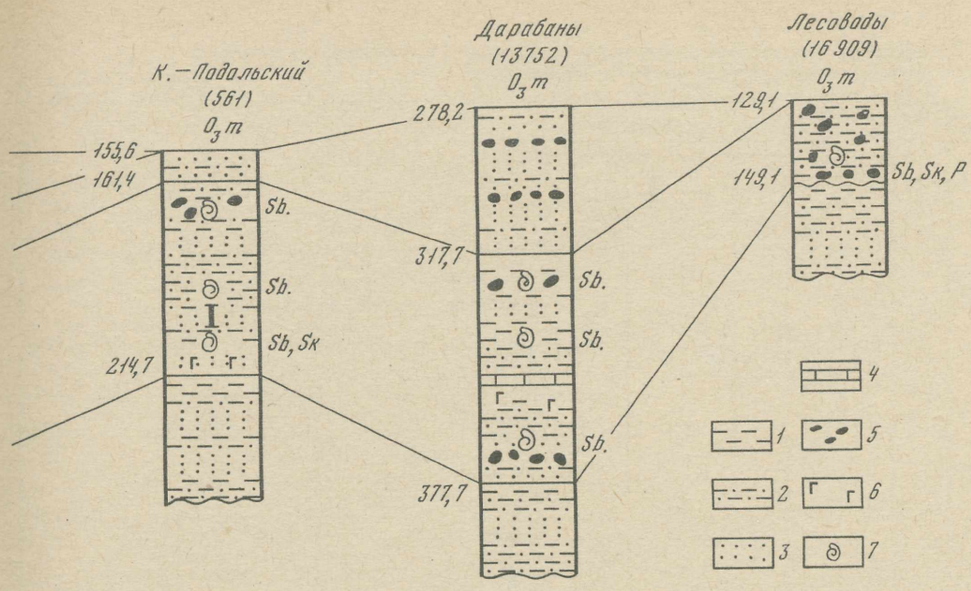
1 – аргиллиты; 2 – алевролиты; 3 – песчаники; 4 – прослои известняков;

явлению и широкому распространению *D. dentifera* Volk., *S. switjasium* Kirjan. и многочисленным *T. volkovae* Kirjan. различие между первым и вторым комплексами акритарх очень отчетливое и их смена в разрезе свитязьской свиты устанавливается без труда.

Второй комплекс акритарх определяет несомненный раусвенский возраст вмещающих его отложений и изучен в Северо-Западной Волыни по скважинам в с. Бережцы (скв. 2944, глуб. 390,5–500,9 м), в г. Шацке (скв. 9, глуб. 289,3–301,8 м) и в с. Корытница (скв. Б-26, глуб. 379–412 м). Таким образом, мощность толщи, которая в этом районе может быть датирована, как несомненно раусвенская, достигает 40 м. Следует, однако, отметить, что в скважине в с. Подманево указанный комплекс не был обнаружен, несмотря на весьма детальный отбор проб в соответствующей части разреза свитязьской свиты.

Третий (верхний) комплекс акритарх характеризуется резким обеднением как видового состава, так и количественного содержания акритарх. Здесь отмечаются лишь немногочисленные *Baltisphaeridium ciliosum* Volk. (3–8,5%), *B. compressum* Volk. (1,5–5,5%), *B. ornatum* Volk. (0–2%), *B. orbiculare* Volk. (2–3,5%), *B. implicatum* Fridrichsone (1–3%), *Micrhystridium lubomlense* Kirjan. (1–3%) и *M. villosum* Kirjan. (2–4,5%). *Tasmanites volkovae* Kirjan. встречаются единично и преимущественно в обломках. Примерно в тех же количествах, что и ниже, отмечаются *Synsphaeridium switjasim* Kirjan и *T. bobrowskii* Waz. Резко возрастает содержание лейсферидий (до 27–31%). Количество *Alliumella baltica* Vand. очень варьирует в различных пробах: от 4 до 17%.

В целом при послойном изучении свитязьской свиты смена второго ее комплекса акритарх третьим происходит очень постепенно, что особенно от-



5 – конгломераты и гравелиты; 6 – глауконит; 7 – местонахождения органических остатков: Sb. – *Sabellidites*, Sk. – *Sokoloviina*, P. – *Paleolina*. I – комплекс акритарх хмельницкой свиты

четливо выражено в разрезе свиты в с. Корытница. Описанный комплекс акритарх в Северо-Западной Волыни изучен по скважинам в с. Бережцы (скв. 2944, гл. 445,0–486,3 м), в с. Подманево (скв. 8, гл. 290,2–318,3 м), в г. Шацке (скв. 9, гл. 251–276 м), в г. Владимире-Волынском (скв. 992, гл. 286,2–323,9 м), в с. Корытница (скв. Б-26, гл. 354–374 м) и в с. Рымачи (скв. 404, гл. 387 м). Аналогичные ему комплексы акритарх в других районах Восточно-Европейской платформы пока не известны.

Приведенный выше сравнительный анализ видового состава третьего комплекса акритарх свитязьской свиты не позволяет прийти к однозначному решению вопроса о возрасте вмещающих его отложений. Так как в них не известны какие-либо другие окаменелости (кроме "*Lykatiella*"), то время формирования этих отложений может определяться лишь условно. Приняв их среднекембрийский возраст, мы вынуждены будем, с одной стороны, допустить существование в отдельных разрезах (с. Подманево) перерыва внутри свитязьской свиты, охватывающего отложения, характеризуемые вторым комплексом акритарх (несомненно раусвенские). Между тем, никакие литологические признаки такого перерыва на этом стратиграфическом уровне на Волыне неизвестны. С другой стороны, следовало бы, вероятно, ожидать, что начало среднекембрийской эпохи будет сопровождаться, в первую очередь, появлением новых компонентов среди акритарх рассматриваемого комплекса. Однако, как отмечалось, третий комплекс, по сравнению со вторым, характеризуется только количественным обеднением и исчезновением в разрезе целого ряда видов этих органических остатков. Поэтому нам представляется правильным предполагать раннекембрийский возраст рассматриваемого комплекса и вмещающих его отложений. Указанные его особенности объясняются, по-видимому, неоднородной палеогеографической обстановкой на территории Северо-Запад-

Таблица 9

Схема стратиграфии нижнего кембрия Полесского выступа кристаллического фундамента и волынской части западного склона Украинского щита

Единая шкала: Система	Единая шкала: Отдел	Зоны Западной Европы	Местные подразделения: Серия	Свита	Подсвита	Мощность (в м)	Литологический состав и палеонтологическая характеристика
Кембрийская	Средний-верхний					до 80	Толща светло-серых и пестрых песчаников с прослоями алевролитов, в верхней части коричневато-серых
	Нижний	*Protolenus*	Бережковская	Свитязьская		до 103	Верхняя пачка: неравномерное чередование серых алевролитов и светлосерых песчаников *Lingulella* sp., "*Westonia*", фораминиферы. Комплексы акритарх V и VI. Мощность пачки 40–60 м.
		Holmia Callavia					Нижняя пачка: алевролиты зеленовато-серые, книзу глинистые, с прослоями песчаников. В основании пестроцветы мощностью 0,2–1,3 м. *Strenuaeva primaeva* (Brogg.). *Clyptias* sp. (?) фораминиферы Комплекс акритарх IV Мощность пачки 15–40 м
				Любомльская		72–80	Песчаники светло-серые, кварцевые с линзами и гнездами каолинизированных пород: в основании конгломерат до 3 м мощности. Комплекс акритарх IVa
				Доминопольская	Верхнедоминопольская	30–117	Неравномерное чередование серых или зеленовато-серых алевролитов и светло-серых песчаников, в кровле пестроцветы до 0,5. *Schmidtiellus* sp., *Wolynaspis unica* N. Tshern., *Volborthella tenuis* Schm. Комплекс акритарх III
					Нижнедоминопольская	15–102	Песчаники светло–серые, кварцевые с прослоями более темных слюдистых алевролитов. Иногда в основании гравелиты мощностью до 1,3 м
		Балтийская		Стоходская		72–109	Глины и аргиллиты серо–зеленые с глауконитом и прослоями песчаников, в кровле пестроцветы до 12 м, в основании конгломерат мощностью 0,05–1,5 м. *Platysolenites antiquissimus* Eichw., *Serpulites* (?) *petropolitanus* Yan., *Onuphionella agglutinata* Kirjan., в нижней части Sabellidites sp., S. cambriensis Yan., *Sokoloviina costata* Kirjan., *Saarina* sp. (cf. *evenkiana* Sok.) Комплекс акритарх II
				Ровенская		29–53	Аргиллиты и алевролиты серые с прослоями песчаников, в нижней части – песчаники глауконитово кварцевые (3–32 м) с гравелитами в основании. *Sabellidites* sp., *S. cambriensis* Jan., *Sokoloviina costata* Kirjan. Комплекс акритарх I

Подстилающие отложения – каниловская свита (котлинский горизонт) верхнего докембрия

ной Волыни, связанной с обмелением отдельных участков раннекембрийского морского бассейна в начале раусвенского времени, распространившегося затем на весь этот район. Это хорошо согласуется также с литофациальными особенностями верхней части свиты (частое чередование тонких прослоев алевролитов и песчаников, повышенное содержание гидроокислов железа и др.). Таким образом, третий комплекс акритарх свитязьской свиты рассматривается в книге как фациальная модификация раусвенского и соответственно определяется возраст вмещающих его отложений.

Сопоставление основных конкретных разрезов нижнего кембрия Полесского выступа фундамента и волынской части западного склона Украинского щита, а также его сводный стратиграфический разрез показаны на рис. 29 и табл. 9.

ПОДОЛЬСКИЙ ВЫСТУП ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНОГО СКЛОНА УКРАИНСКОГО ЩИТА

Территория этого района расположена в виде относительно неширокой полосы в междуречье верховьев Южного Буга и среднего течения Днестра. Нижнекембрийские отложения залегают там, как и повсюду на склоне щита, моноклинально, с падением пластов на запад-юго-запад под углом 1-2°. В составе толщ этого возраста на указанной территории выделяются лишь балтийская и низы бережковской серии. Более высокие горизонты кембрия там не известны. Стратиграфическая схема кембрийских образований рассматриваемого района имеет следующий вид (снизу): А – балтийская серия: 1 – хмельницкая свита, 2 – збручская свита; Б – бережковская серия: 3 – толща светло-серых песчаников и конгломератов.

Балтийская серия

По характеру пород балтийская серия бассейна Днестра существенно отличается от одновозрастных образований Северо-Западной Волыни и бассейна Горыни. Здесь нет типичных "синих глин"; преобладают серые, темно-серые и пестрые алевролиты и аргиллиты, существенную роль играют песчаники и "автохтонные" конгломераты; отмечаются знаки ряби и следы жизнедеятельности роющих организмов. Залегает балтийская серия на породах каниловской свиты. В большинстве разрезов она установлена под молодовским горизонтом ордовика и лишь в крайних западных пунктах района ее покрывают образования бережковской серии. В окрестностях сел Китайгорода и Субочи Каменец-Подольского района Хмельницкой области балтийская серия выходит на дневную поверхность.

Нижняя граница серии устанавливается по тем же признакам, что и в бассейне Горыни и в Северо-Западной Волыни. Однако среди пограничных образований верхнего докембрия и кембрия здесь не известны столь явные сделы перерыва в осадконакоплении. Наоборот, в отдельных разрезах, особенно в обнажениях, она имеет характер постепенного перехода. Верхняя граница балтийской серии проводится по подошве базальных конгломератов, залегающих в основании бережковской серии.

Органические остатки в отложениях балтийской серии Подольского выступа фундамента известны преимущественно из нижней ее части. Они представлены там обломками трубок сабеллидитид и акритархами. Весьма многочисленны и разнообразны в этих отложениях биоглифы (ихниты). Мощность балтийской серии в наиболее полных разрезах рассматриваемой территории едва превышает 100 м.

По литологическим и палеонтологическим особенностям слагающих ее пород балтийская серия Подольского выступа фундамента подразделяется на две свиты (снизу): хмельницкую и збручскую.

Хмельницкая свита. Ее название происходит от названия г.Хмельницкого, к югу от которого установлено широкое распространение отложений этого воз-

раста. Стратотипом свиты является интервал глубины 317,7–377,7 м скважины в с.Дарабаны Хотинского района Черновицкой области (Кирьянов, 1965; Кирьянов, Крашенинникова, 1972). В восточном направлении она последовательно срезается збручской свитой нижнего кембрия и молодовским горизонтом ордовика.

Нижняя граница свиты совпадает с описанной выше нижней границей балтийской серии. Верхняя ее граница определяется по резкому увеличению песчаных прослоев в составе свиты и появлением среди них пропластков пестрых алевролитов. В некоторых разрезах в кровле хмельницкой свиты залегает пачка красновато-бурых глинистых алевролитов от 0,6 до 3,9 м мощности. Палеонтологически эта граница устанавливается по исчезновению сабеллидитид в кровле свиты и не всегда достаточно четкая. Полная мощность свиты изменяется от 36 до 60 м.

Как и на Волыни, в бассейне Днестра преобладают разрезы, в которых хмельницкая свита, подобно ровенской, имеет двучленное строение. Ее базальная пачка сложена главным образом неравномерно чередующимися пластами светлых зеленовато-серых глауконитово-кварцевых песчаников и темно-серых алевролитов мощностью от 0,1 до 8 м. В разрезе свиты в с.Лесоводы Городокского района Хмельницкой области базальная ее часть представлена лишь маломощным (0,1 м) прослоем конгломерата.

Пласт песчаников, залегающий в основании хмельницкой свиты, обычно однородный, тогда как вышележащие содержат гальку алевролитов, песчаников и бурых фосфоритов, которая часто концентрируется в основании этих пластов. Алевролиты нижней части свиты нередко известковистые и содержат тонкие (до 0,3 м) прослои псевдоолитовых известняков. В алевролитах описываемой части разреза появляются многочисленные мелкие остатки сабеллидитид. Мощность нижней пачки свиты изменяется от 0,1 до 30 м.

В верхней пачке алевролиты преобладают. Их окраска изменяется от зеленовато-серой на севере до темно-серой, почти черной на юге района. Алевролитам подчинены прослои аргиллитов и более светлых песчаников, количество которых возрастает к верху свиты. Как и подстилающие отложения, породы верхней части свиты вмещают гальку песчаников, алевролитов, аргиллитов и фосфоритов.

По минеральному и гранулометрическому составам и структурным особенностям породы хмельницкой свиты мало отличаются от таковых ровенской свиты. Они лишь более уплотнены, окрашены в темные тона и содержат известковистые разности среди алевролитов, образующие ряд переходов к известнякам (Кирьянов, Крашенинникова, 1972). Особенно характерны для хмельницкой свиты прослои конгломератовидных пород. Основная масса гальки и катунов в них по вещественному составу и структурно-текстурным особенностям не отличается от вмещающих пород, а отдельные из катунов содержат также обломки сабеллидитид. Наряду с многочисленными биоглифами указанные "автоконгломераты" свидетельствуют, очевидно, о мелководности раннебалтийского бассейна в подольской части западного склона Украинского щита и о недалеко расположенной его береговой линии в этом районе.

Палеонтологически хмельницкая свита характеризуется, прежде всего, обилием остатков сабеллидитид, среди которых отмечаются *Sabellidites* sp. (крупные и мало изученные формы), *S. cambriensis* Yan., *Sokoloviina costata* Kirjan. и *Paleolina* sp. (aff. *evenkiana* Sok.).В нижней части свиты многочисленны следы жизнедеятельности организмов, описанные В.М. Палием: *Didymaulichnus tirasensis* Palij, *Treptichnus triplex* Palij, *Bergaueria majir* Palij, *Cochlichnus* sp. и др. Комплекс акритарх в породах хмельницкой свиты обеднен в количественном отношении. По видимому составу он аналогичен таковому ровенской свиты Волыни и отличается от него лишь несколько меньшим содержанием *Leiosphaeridia dehisca* Paškev. (4–8,5%) и *Teophipolia lacerata* Kirjan. (1–2%), а также более многочисленными крупными формами лейосферидий. Этот комплекс изучен в скважинах в с.Ивановцы Волочисского района Хмель-

ницкой области (скв. 12608, глуб. 166,3–173,0 м), в с.Ивановка Подволочисского района Тернопольской области (скв. 12607, глуб. 315,5–317,0 м), в г.Каменец-Подольском (скв. 561, глуб. 200,0–201,2 м) и в с.Лесоводы (скв. 16909, глуб. 149 м).

Збручская свита. Ее название происходит от р.Збруч, в долине которой эти отложения были впервые установлены (Кирьянов, 1965). Стратотипом свиты является интервал глубины 246,8–291,1 м (скв. 12607) в с.Ивановка. В пределах района она везде залегает на хмельницкой свите и в большинстве разрезов установлена под молодовским горизонтом ордовика. Лишь в окрестностях сел Заречанки, Гусятина и Ивановки она перекрыта песчаниками бережковской серии.

Нижняя граница свиты проводится в основании толщи светло-серых кварцевых песчаников с частыми прослоями пестроцветных алевритовых пород. Верхняя ее граница совпадает с верхней границей балтийской серии. Полная мощность свиты изменяется от 13 до 44 м.

В составе свиты преобладают песчаники, которым подчинены прослои красновато-бурых и зеленовато-серых алевролитов. Во всей толще отмечаются многочисленные прослои конгломератовидных пород и следы жизнедеятельности организмов.

Песчаники светло-серые, иногда с зеленоватым или розоватым оттенком, преимущественно мелкозернистые, кварцевые, в отдельных прослоях известковистые. Их минеральный состав определяется кварцем, полевыми шпатами, слюдами, гидрослюдами и глинистыми минералами каолинитового ряда. Акцессорные минералы представлены цирконом, турмалином, минералами группы рутила и единичными зернами каллофана. Характерной особенностью песчаников збручской свиты является наличие вокруг зерен кварца гидрослюдистой пленчатой оболочки. Среди слюд преобладает хлорит, который обусловливает в отдельных прослоях зеленоватую окраску песчаников. В нем часто отмечаются вростки ярко-красного гематита, придающие песчаникам розоватый оттенок.

Алевролиты в песчаниках наблюдаются в виде мелких линз и прослоев мощностью до 1 м и по минеральному составу отличаются от песчаников аналогично большим содержанием глинистых минералов, бурых гидроокислов железа и карбонатов. Иногда распределение гидроокислов железа имеет в породе неравномерный характер и алевролиты приобретают пятнистую окраску. По данным термических исследований, глинистые минералы в породах збручской свиты представлены гидрослюдой с примесью каолинита.

Катуны и галька конгломератовидных прослоев в збручской свите имеют, как и в подстилающих отложениях, автохтонный характер. Изредка наблюдаются знаки ряби, трещины усыхания, а также многочисленные следы жизнедеятельности животных.

Палеонтологически свита почти не охарактеризована. Лишь в скважине в с.Ивановцы (12608, глуб. 144,2–147,7 м) установлены немногочисленные *Tasmanites tenellus* Volk., что дает основание определять лонтоваский возраст вмещающих отложений. Среди биоглифов отмечаются *Treptichnus triplex* Palij (несколько более мелкие, чем в хмельницкой свите экземпляры).

Бережковская серия

Эти отложения в бассейне р.Днестр вскрыты немногочисленными скважинами и еще мало исследованы. В изученных разрезах они представлены, по-видимому, нижней частью серии, со следами размыва залегают на породах збручской свиты и несогласно перекрыты молодовскими песчаниками ордовика или китайгородской свитой силура.

Нижняя граница серии в большинстве разрезов очень четкая и проводится по подошве пачки гравелитов и конгломератов мощностью 1,1–4,4 м. Верхняя граница серии определяется крупным стратиграфическим несогласием между описываемыми нижнекембрийскими терригенными породами и карбонатными

Таблица 10

Схема стратиграфии нижнего кембрия Подольского выступа западного склона Украинского щита

Единая шкала		Местные подразделения			Литологический состав и палеонтологическая характеристика
Система	Отдел	Серия	Свита	Мощность (в м)	
Кембрийская	Нижний	Бережковская		54 м	Алевролиты темно-серые с остатками хиолитов плохой сохранности (сем. Allathecidae и Sulcavitidae). Внизу пачка песчаников около 24 м
				? ?	
				8-22	Песчаники светло-серые с пачкой гравелитов или конгломератов в основании (до 4 м)
		Балтийская	Збручская	14-44	Песчаники светло-серые с прослоями красновато-бурых алевролитов и автохтонных конгломератов. Немногочисленные акритархи *Tasmanites tenellus*.
			Хмельницкая	43-60	Алевролиты и аргилиты серые с прослоями песчаников, автохтонных конгломератов и известняков; в нижней части - песчаники глауконитово-кварцевые. *Sabellidites* sp., *S. cambriensis*, *Sokoloviina costata*, *Paleolina* sp. (cf. *evenkiana*). Комплекс акритарх I
Подстилающие отложения - каниловская свита верхнего докембрия					

образованиями ордовика или силура с остатками фауны соответствующего возраста. Общая вскрытая мощность бережковской серии в бассейне Днестра составляет около 75 м. В составе серии в рассматриваемом районе преобладают песчаники. Только в скв. 13753 в с.Котылево, где, по-видимому, вскрыты наиболее высокие (для бассейна р.Днестр) ее горизонты, верхняя часть разреза бережковской серии представлена алевролитами.

Конгломераты и гравелиты основания серии сложены преимущественно угловато-окатанной галькой кварца (реже - полевого шпата) размером до 2-3 см, сцементированной разнозернистым песчаным материалом. Иногда в конгломерате в значительном количестве встречаются катуны серовато-зеленого глинистого алевролита от 2-3 до 5 см по продольной оси.

Песчаники, залегающие над конгломератами, светло-серые, почти белые, иногда с розоватым или зеленоватым оттенком, преимущественно среднезернистые, кварцевые, сахаровидные, реже полевошпатово-кварцевые, в отдельных прослоях слабо известковистые. По структурным особенностям и минеральному составу они близки к песчаникам нижнедоминопольской подсвиты северо-западной Волыни и так же характеризуются турмалиново-цирконовой ассоциацией минералов тяжелой фракции. В нижней части песчаников отмечаются редкие тонкие прослои бурых и зеленовато-серых алевролитов. Мощность этих песчаников достигает 20 м. Сходные по литологическим особенностям песчаники вскрыты также в с.Котылево (гл. 634,5-660,3 м). Однако скважина не достигла там из контакта с подстилающими отложениями балтийской серии.

Выше указанных песчаников в с.Котылево (глуб. 604,4–634,5 м) залегает толща темно-серых, почти черных алевролитов с прослоями светлых песчаников. В верхней ее части в алевролитах отмечаются обломки раковин хиолитов семейств Allathecidae и Sulcavitidae, характерных на Сибирской платформе, по заключению В.В. Миссаржевского, для более высоких горизонтов нижнего кембрия, чем суннагинский. Эти данные, а также положение описанных отложений бережковской серии в разрезе кембрия бассейна р.Днестр позволяют условно рассматривать их как аналоги доминопольской свиты Волыни. Сводный стратиграфический разрез нижнего кембрия Подольского выступа фундамента Украинского щита приведен на рис. 30 (см. вкл.) и табл. 10.

ЛЬВОВСКИЙ ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ПРОГИБ

Рассматриваемый геоструктурный район географически охватывает большую часть Волынского плато, западные отроги Подольской возвышенности (включая восточную часть Росточья) и заключенную между ними Верхне-Бугскую низменность.

Нижнекембрийские отложения на рассматриваемой территории залегают моноклинально и полого погружаются в сторону осевой части прогиба. В крайних восточных пунктах прибортовой его части глубина залегания нижнекембрийских толщ едва превышает 700 м (скв. Л-1, в районе г.Луцка), тогда как в центральных районах прогиба они установлены на глубинах более 3200 м (скв. П-1, в районе г.Перемышляны). В подавляющем большинстве разрезов установлено залегание нижнекембрийских толщ на каниловской свите верхнего докембрия. Что касается возраста перекрывающих отложений, то вопрос о них остается сейчас неясным, так как керновым материалом эта граница охарактеризована исключительно бедно. Вероятно, в западных разрезах прогиба, как и в Северо-Западной Волыни, нижнекембрийские толщи перекрываются среднекембрийскими (скв. Литовеж-1, Великие Мосты-30, Глиняны-1 и Перемышляны-1). В восточных, прибортовых разрезах они перекрыты отложениями нижнего силура и, по-видимому, ордовика (скв. Владимир-Волынский-1, Луцк-1, Горохов-1, Броды-1, Хмелевка-1 и др.).

За последнее десятилетие кембрийские отложения вскрыты во Львовском палеозойском прогибе более чем 20 параметрическими скважинами. Однако их стратиграфия там едва ли может считаться достаточно разработанной. Основной причиной этого является в первую очередь низкий выход керна по кембрийским толщам, который в лучшем случае составляет около 7% (скв. Владимир-Волынский-1). Оживленные дискуссии, поднимаемые на различного ранга совещаниях по вопросу о стратиграфии кембрия рассматриваемого субрегиона, по нашему мнению, лишены существенных оснований: сколь ни были бы хороши геофизические данные (электрокаротаж и др.) для решения вопросов промысловой геологии, они неприменимы, например, для изучения характера границ между вскрываемыми толщами, для палеонтологических исследований, с которыми связаны проблемы возраста и широкой корреляции этих толщ, ни тем более для решения той проблемы, которой посвящена данная книга. В связи с изложенным страграфия Львовского палеозойского прогиба приведена ниже схематично, в сравнении с данными по изучению нижнекембрийских толщ смежных территорий Волыно-Подольского склона платформы.

Наиболее изучена северная часть прогиба. Там для нижнекембрийских толщ может быть применена та же схема стратиграфии, которая разработана сейчас для Северо-Западной Волыни и бассейна р.Горыни. Однако детальное расчленение этих толщ возможно не во всех разрезах. На южной и западной окраинах прогиба могут быть выделены (в общих чертах) только балтийская и бережковская серии.

Балтийская серия

Верхняя и нижняя границы серии в прогибе везде пройдены баскерновым бурением. Отложения этого возраста могут быть выделены в скважинах в районе г. Владимир-Волынский (гл. 2435-2568 м), в районе г. Горохова (гл. 1992-2093 м), в районе г. Луцка (гл. 856-960 м), в районе г. Бучана (гл. 1604-1734 м), в районе с. Завадовка (гл. 2080-2215 м) и в некоторых других. Таким образом, мощность балтийской серии в Львовском палеозойском прогибе изменяется от 100 до 135 м, т.е. колеблется в тех же пределах, что и на смежных территориях Волыно-Подолии. В этой связи следует отметить, что в разрезе скв. Перемышляны-1 не происходит, очевидно, увеличение мощности аналогов балтийской серии[1] за счет наращивания стоходской свиты стратиграфически новой толщей, которой нет, как полагают некоторые исследователи (Богомягкова и др., 1974), в других районах Волыно-Подолии и смежной с ней территорией Восточной Польши. В составе комплекса акритарх, характеризующего эту толщу (гл. 3542-3669 м), существенную роль, по нашим данным, играют виды родов *Baltisphaeridium* и *Micrhystridium* (особенно в верхней ее части). Появление указанных органических остатков повсюду на платформе связано с талсинским горизонтом, т.е. с аналогами нижней части бережковской серии, и нет никаких оснований полагать, что в рассматриваемом разрезе дело обстоит иначе. Таким образом, аналоги балтийской серии в скв. Перемышляны-1 выделяются, по нашим данным, в интервале глубины 3669-3776 м.

В основании балтийской серии в прогибе, как и повсюду на Волыно-Подолии, залегает пачка базальных песчаников мощностью от 8 до 24 м. К сожалению, она почти нигде не охарактеризована керном, но хорошо выделяется по данным стандартного каротажа более высоким сопротивлением по сравнению с ниже- и вышележащими породами. Над ними залегает пачка темно-серых алевролитов, которые кверху сменяются серо-зелеными аргиллитами с прослоями алевролитов и песчаников. Породы содержат глауконит. По литологическим особенностям пород и на основании палеонтологических данных в составе серии могут быть выделены аналоги ровенской и стоходской свит. Граница между этими свитами устанавливается лишь в немногих разрезах, так как во всех скважинах она пройдена бескерновым бурением, а данные каротажа мало применимы для этой цели из-за близких физических параметров пород, слагающих балтийскую серию в целом.

Ровенская свита в отдельных разрезах содержит многочисленные остатки сабеллидитид. В темно-серых, грубослоистых алевролитах в скв. Владимир-Волынский-1 (глуб. 2534,2-2540,2 м) определены *Sabellidites* sp., *S. cambriensis* Yan., *Sokoloviina costata* Kirjan. и *Paleolina* sp. В аналогичных породах в нижней части серии остатки *S. cambriensis* Yan. найдены также в скв. Горохов-1 (глуб. 2064,5-2066,8 м) и Бучач-1 (глуб. 1702,8-1705,8 м). В указанном выше интервале скважины Владимир-Волынский-1 установлен также комплекс акритарх следующего состава: *Leiosphaeridia* sp., *L. dehisca* Paškev. *L. simplicissima* (Naum.), *Asperatopsophospaera* sp., *Asp. medialis* Schep., *Teophipolia lacerata* Kirjan. и большое количество трихом водорослей.

Стоходская свита по составу пород сходна с одновозрастными образованиями, вскрытыми скважиной в с. Бережцы. Она представлена более темными, плотными и, особенно в районе г. Бучача, несколько более грубозернистыми породами, но в отдельных прослоях наблюдается определенное сходство с "синими глинами".

В скв. Владимир-Волынский-1 в интервалах глубины 2489,2-2494,2 м и 2470,2-2474,5 м найдены *Platysolenites antiquissimus* Eichw. В последнем из указанных интервалов, а также в верхней части интервала 2508,0-2512,0 м установлены акритархи *Leiosphaeridia* sp., *Leiomarginata simplex* Naum., *Granomarginata prima* Naum., *Gr. squamacea* Volk., *Tasmanites tenellus* Volk., *Cerato-*

[1] В объеме аналогов ровенской и стоходской свит.

phyton vernicosum Kirjan. и трихомы водорослей. Сходный комплекс акритарх установлен также в скв. Бучач-1 (глуб. 1628,0–1630,5 м) и Перемышляны-1 (глуб. 3737,4–3739,8 м). Эти органические остатки там более углифицированы.

Несомненно, аналоги ровенской и стоходской свит слагают балтийскую серию и в других скважинах, вскрывших эту часть разреза кембрия Львовского палеозойского прогиба. Однако для их разделения, как указывалось, нет конкретных данных.

Бережковская серия

Верхняя граница серии, как и нижняя, в Львовском палеозойском прогибе везде пройдена бескерновым бурением и практически не изучена. Для тех разрезов, где бережковская серия перекрыта среднекембрийской толщей, не разработаны также критерии их разделения по данным каротажных диаграмм. Поэтому в таких разрезах уверенное определение мощности серии и ее верхнего подразделения – свитязьской свиты – невозможно. Между тем на смежных территориях Северо-Западной Волыни и Восточной Польши существует несомненно литологическое различие между пограничными толщами нижнего и среднего кембрия (Lendzion, 1962a; Кирьянов, 1969). Еще более не сходны с бережковской серией вышележащие горизонты среднего кембрия, вскрываемые в самых западных разрезах прогиба (скв. Перемышляны-1, Глиняны-1 и др.) и относящиеся, по-видимому, к зоне Paradoxides paradoxissimus. Они представлены там черными слюдистыми алевролитами с прослоями кварцитовидных песчаников и остатками беззамковых брахиопод.

Очевидно, временное отсутствие данных для разграничения бережковской серии и вышележащих среднекембрийских толщ в Львовском палеозойском прогибе не должно интерпретироваться как отсутствие реальных отличий между этими отложениями. Не принимая во внимание изложенное, а также упуская из виду, что бережковская серия имеет свой стратотип и, следовательно, строго определенный стратиграфический объем, отдельные исследователи без достаточных оснований наращивают эту серию в прогибе указанными выше новыми среднекембрийскими толщами. Так, в скв. Перемышляны-1 В.Б. Богомягкова, В.Н. Верниковский и А.В. Хижняков (1974) в состав бережковской серии включают более, чем двухсотметровую толщу вышележащих пород с брахиоподами среднего кембрия. Среднекембрийский возраст интерполируется затем этими исследователями на значительную верхнюю часть собственно бережковской серии, что также, безусловно, ошибочно.

Более или менее достоверная мощность бережковской серии в Львовском палеозойской прогибе может быть указана сейчас для разрезов, вскрытых скважинами Владимир-Волынский-1 (глуб. 2095–2435 м) (см. рис. 30), Горохов-1 (глуб. 1700–1992 м), Луцк-1 (глуб. 726–856 м), Бучач-1 (глуб. 1268–1604 м), Броды-1 (глуб. 1588–1898 м) и некоторыми другими. Из них практически полная мощность серии вскрыта в скважинах Владимир-Волынский-1, Бучач-1 и Броды-1 и изменяется от 310 до 450 м. Бережковская серия может быть выделена также в ряде других разрезов (Литовеж-1, Великие Мосты-30, Перемышляны-1 и др.). Хотя верхняя граница серии не определяется в этих разрезах достаточно точно, тем не менее ее мощность сохраняется там в указанных выше пределах.

Бережковская серия представлена в прогибе преимущественно песчаниками и алевролитами с преобладанием тех или других в различных частях разреза. По своему составу описываемые отложения, как и в других районах Волыно-Подолии, существенно отличаются от подстилающих пород балтийской серии. В некоторых разрезах кембрия северной части прогиба по литологическим особенностям пород, на основании изучения комплексов акритарх и данным сопоставления бережковской серии с аналогичным стратиграфическим интервалом кембрия северо-западной Волыни в ее составе могут быть выделены те же

свиты: доминопольская, любомльская и свитязьская. Наиболее четко эти стратиграфические подразделения устанавливаются в разрезе скв. Владимир-Волынский-1 (см. рис. 30). В южных и западных разрезах прогиба расчленение бережковской серии вызывает сейчас определенные трудности. Не исключено, что в результате дальнейшего ее изучения там может быть установлено некоторое своеобразие слагающих эту серию толщ и возникнет необходимость выделять в ее составе новые стратиграфические подразделения.

Доминопольская свита представлена обеими подсвитами: нижней и верхней. Границы свиты во всех скважинах пройдены бескерновым бурением. Помимо указанной выше скв. Владимир-Волынский-1, доминопольская свита может быть выделена в разрезах скважин Луцк-1 (глуб. 746-956 м), Горохов-1 (глуб. 1892-1992 м), Броды-1 (глуб. 1788-1898 м), Литовеж-1 (глуб. 3190-3338 м) и некоторых других. Таким образом, в северной части Львовского палеозойского прогиба наблюдается увеличение мощности свиты от 110 м в восточных до 148 м западных разрезах.

В верхнедоминопольской подсвите в скв. Владимир-Волынский-1 в интервале глубины 2326,4-2331,7 м найдена *Volborthella tenuis* Schm. Здесь же и ниже, до глубины 2346,2 м установлен комплекс акритарх следующего состава: *Leiosphaeridia* sp., *Lophosphaeridium tentativum* Volk., *Granomarginata squamacea* Volk., *Baltisphaeridium* sp., *B. compressum* Volk., *B. orbiculare* Volk., *B. ornatum* Volk., *B. brachyspinosum* Kirjan., *Micrhystridium pallidum* Volk., *Cymatiosphaera? membranacea* Kirjan. *Tasmanites bobrowskii* Waz. Рассматриваемый комплекс акритарх несомненно сходен с таковым стратотипа доминопольской свиты в с. Бережцы.

Обедненный комплекс акритарх близкого состава изучен также в породах интервала глубины 1514,6-1518,7 м скв. Бучач-1. Там в темно-серых алевролитах отмечены *Tasmanites* sp. (aff. *bobrowskii* Waz.), *Lophosphaeridium* sp. (aff. *tentativum* Volk.), *Baltisphaeridium* sp., *Micrhyastridium* sp. и *Cymatiosphaera ? membranacea* Kirjan. По-видимому, аналоги доминопольской свиты в этой скважине, как и в недалеко от нее расположенной скв. Завадовка-1, могут быть выделены соответственно в интервалах глубины 1466-1604 и 1944-2080 м.

В рассматриваемом стратиграфическом интервале на западе прогиба, в скв. Перемышляны-1 (гл. 3554-3669 м), залегает однородная толща серых алевролитов, в верхней части содержащих прослои аргиллитов и песчаников. Литологические особенности этой толщи не изучены. В нижней, преобладающей по мощности (гл. 3610,9-3641,0 м) ее части среди акритарх отмечаются, по нашим данным, *Leiosphariridia* sp., *Lophosphaeridium* sp., *Pterosphermopsimorpha* sp., *Baltisphaeridium* sp. (*B.* aff. *dubium* Volk.), *Micrhystridium* sp. Этот комплекс не дает оснований для непосредственного сопоставления вмещающих пород с доминопольской свитой других районов Волыно-Подолии, однако позволяет рассматривать эти отложения как аналоги бережковской серии. Выше, в интервале глубины 3564,4-3568,2 м, акритархи более разнообразны. Здесь отмечены *Leiosphaeridia* sp., *Baltisphaeridium* sp., *Baltisphaeridium* aff. *compressum* Volk., *Micrhystridium* sp., *M. spinosum* Volk., *M. tornatum* Volk., *Micrhystridium* ex gr. *lanatum* Volk. Некоторые виды в составе этого комплекса (*Micrhystridium* ex gr. *lanatum* Volk. и *M. spinosum* Volk.) позволяют предполагать более высокий, чем доминопольский, стратиграфический уровень вмещающих отложений. Это также подтверждает вывод о раннебережковском возрасте подстилающей толщи.

Любомльская свита сложена светло-серыми, мелкозернистыми, сахаровидными, часто кварцитовидными кварцевыми песчаниками. Как и в преобладающем большинстве разрезов смежной территории Северо-Западной Волыни, органические остатки в них не известны и свита выделяется в прогибе по стратиграфическому положению в разрезе серии. Толща песчаников любомльской свиты устанавливается в разрезах скважин Владимир-Волынский-1 (глуб. 2218-2310 м), Горохов-1 (глуб. 1830-1892 м), Ероды-1 (глуб. 1705-1788 м),

Литовеж-1 (глуб. 3094-3190 м) и некоторых других. В районе г. Луцка эти отложения практически уничтожены, по-видимому, последующим досилурийским размывом. Для любомльской свиты также наблюдается некоторое возрастание мощности в западном направлении.

Свитязьская свита в Львовском палеозойском прогибе представлена темно- и зеленовато-серыми алевролитами с прослоями светло-серых песчаников, а в отдельных разрезах (скв. Литовеж-1) - с многочисленными следами жизнедеятельности организмов (биоглифами). Границы свиты во всех изученных разрезах пройдены бескерновым бурением.

Наиболее достоверно эти отложения устанавливаются в скв. Владимир-Волынский-1 (глуб. 2095-2218 м). Там в прослоях алевролитов и песчаников, содержащих глауконит, в интервале глубины 2144,5-2147,0 м отмечен несколько обедненный комплекс акритарх следующего состава: *Leiosphaeridia* sp., *Baltisphaeridium* sp., *B. implicatum* Fridrichsone, *Micrhystridium pallidum* Volk., *M. parvum* Volk., *M. dissimilare* Volk. и *Tasmanites volkovae* Kirjan. По преобладанию последнего из указанных видов этот комплекс близок к комплексу акритарх средней части свитязьской свиты Северо-Западной Волыни и, следовательно, указывает на раусвенский возраст вмещающих отложений.

Свитязьская свита может быть также выделена в скважинах Горохов-1 (выше глуб. 1830 м), Броды-1 (выше глуб. 1705 м), Литовеж-1 (выше глуб. 3094 м) и некоторых других. Как указывалось, полная мощность свиты там достоверно не установлена, но, по-видимому, близка к тем ее значениям, которые известны в скважинах Бережцы и Владимир-Волынский-1.

ПОДЛЯССКАЯ ДЕПРЕССИЯ И ЛЮБЕЛЬСКИЙ СКЛОН ПЛАТФОРМЫ В ПРЕДЕЛАХ ПНР

ОБЗОР ПРЕДШЕСТВУЮЩИХ РАБОТ

Первые исследования стратиграфии и литологии кембрийских и вендских отложений в Польше были начаты в Свентокшишских горах. Первыми польскими геологами-исследователями здесь были изучены прекрасные выходы и карьеры, существовавшие еще в начале XX в.

Важнейшие современные представления, изложенные в более поздних работах, принадлежат Яну Чарноцкому (с 1919 по 1957 г.) и Яну Самсоновичу (с 1916 по 1962 г.). Этими учеными впервые были разработана биостратиграфия кембрия и дано палеонтологическое обоснование кембрийских отложений. Ими впервые введено в польскую литературу понятие рифея и выделен субхолмиевый горизонт нижнего кембрия. Посмертное издание работ Я.Чарноцкого (Czarnocki, 1957) содержит полный библиографический список. Список важнейших работ Я. Самсоновича собран в его последних статьях (Samsonowicz, 1962) и в статьях его учеников (Lendzion, 1972; Orlowski, 1960, 1974; Michniak, 1959, 1962a,; Michniak, Orlowski, 1963).

В Восточной и Северо-Восточной Польше на платформе кембрийские и докембрийские отложения на дневную поверхность нигде не выходят и поэтому их изучение началось только после проведения на этой территории глубокого бурения в поисково-геологических целях. Особенно интенсивно оно проводилось в 60-е годы; именно тогда впервые были вскрыты и изучены кембрийские и докембрийские отложения платформы.

В работе Б.Ареня и С.Павловского (Aren, Pawlowski, 1958) впервые дана краткая характеристика кембрия Северо-Восточной Польши. В последующих публикациях К. Лендзион (Lendzion, 1961, 1962б, 1963, 1968) по данным глубокого бурения приводятся литостратиграфические разрезы кембрия и докембрия и сделана первая попытка их корреляции. В эти же годы публикуются статьи Е.Зноско (Znosko, 1961, 1965a, b, c) по стратиграфии кембрия и синия на основании данных бурения в небольшом районе Восточной Польши, где проводились поиски железных руд (главным образом Подлясская впадина). Стратиграфия преимущественно базируется на литологии без палеонтологического обоснования, из-за чего эти разрезы быстро устарели.

Бурение в Балтийской синеклизе, в Подлясской впадине и на Любельском склоне платформы внесло новые данные по уточнению стратиграфии кембрия и венда. Появились обобщающие работы (Лендзион и др., 1965; Lendzion, 1968; Lendzion, Oberc, Zak, 1970a, b; Lendzion, Zak, Oberc, 1970; Tomchykowa, Lendzion, 1972; Aren, 1964, 1967). Печатается работа К.Лендзион (Lendzion, 1972), в которой дается полный (по тому времени) обзор фауны нижнего кембрия платформы в Польше и корреляция на основании биостратиграфии. С этих пор "немые" серии начинают занимать надлежащее место в биостратиграфической шкале.

Одновременно с развитием глубокого бурения Геологического института на платформе проводится глубокое бурение организациями нефтяной промыш-

ленности. Стратиграфия кембрия по этим скважинам изучается С.Орловским (Orlowski, 1973), В.Беднарчиком (Bednarczyk, Turnau–Morawska, 1975) и Р.Михняком (Michniak, 1959, 1962 a, b).

В Подлясской впадине впервые найдены отложения нижнего кембрия с Mobergella (Lendzion, 1972, 1974a, b, 1975a).

В Балтийской синеклизе встречены новыми скважинами жарновецкие слои и горизонт нижнего кембрия с фауной *Mobergella* (Lendzion, 1975a, b; 1976a, b), а на Любельском склоне платформы получены новые палеонтологические и палеоботанические материалы из пограничных слоев венда и нижнего кембрия с богатыми находками Vendotaenidae, *Platysolenites* и *Sabellidites* (Lendzion, 1972, 1975b; Aren, Lendzion, Jaworowski, 1975). Введено новое подразделение нижнего кембрия – климонтовский ярус вместо устаревшего понятия "субхолмиевый горизонт".

В начале 70–х годов подготовлены и изданы лито–фациальные атласы с картами венда и кембрия (Lendzion, 1974a; Juskowiakowa, Znosko, 1974).

Наконец, в самое последнее время подготовлена работа по стратиграфии, литологии и палеогеографии верхнего венда и нижнего кембрия, переданная в печать в 1977 г. в издательство Геологического института в Варшаве под заглавием "Избранные проблемы стратиграфии и литологии верхнего венда и нижнего кембрия на докембрийской платформе в Польше" – авторы: Арень, Ленд-зион, Яворовски, Вихровска).

СТРАТИГРАФИЯ

ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗОВ БУРОВЫХ СКВАЖИН

2305

В выборе разрезов скважин, помещенных в настоящей работе, решающими факторами было их расположение в пределах геологических структур, а также наибольшая полнота стратиграфической последовательности пород. Из нескольких десятков буровых скважин на платформе выбраны те, которые имели достаточно большой выход керна и, особенно, в наиболее древних слоях кембрия и наиболее молодых слоях венда. Кроме того, мы поместили разрезы, в которых доказано отсутствие в том или ином районе какого–либо стратиграфического горизонта, в одних случаях на поверхности кристаллического фундамента, в других в пределах полного разреза пограничных отложений докембрия и кембрия.

Разрезы описанных буровых скважин относятся к стратиграфическому интервалу между средним кембрием и кристаллическим фундаментом.

Описания буровых скважин обобщены и схематизированы. Главный упор в описаниях делается на литологическую изменчивость отложений и палеонтологические данные.

Профили охватывают скважины, расположенные в Подлясской депрессии и на Любельском склоне платформы (рис. 31). Материалы по Прибалтийской синеклизе вошли в другой раздел настоящей работы. Ссылки на них делаются в обобщающих разделах этой главы.

ПОДЛЯССКАЯ ДЕПРЕССИЯ

Окунев

На кристаллических породах фундамента залегают (глуб. в м):

Нижний кембрий

? Влодавская свита (рис. 32)

4240,6–4230,8. Разнозернистый песчаник, с прослоями крупнозернистого и мелкозернистого песчаника, местами залегающего под углом 30°. Встречаются редкие зерна полевых шпатов и глинистые катуны.

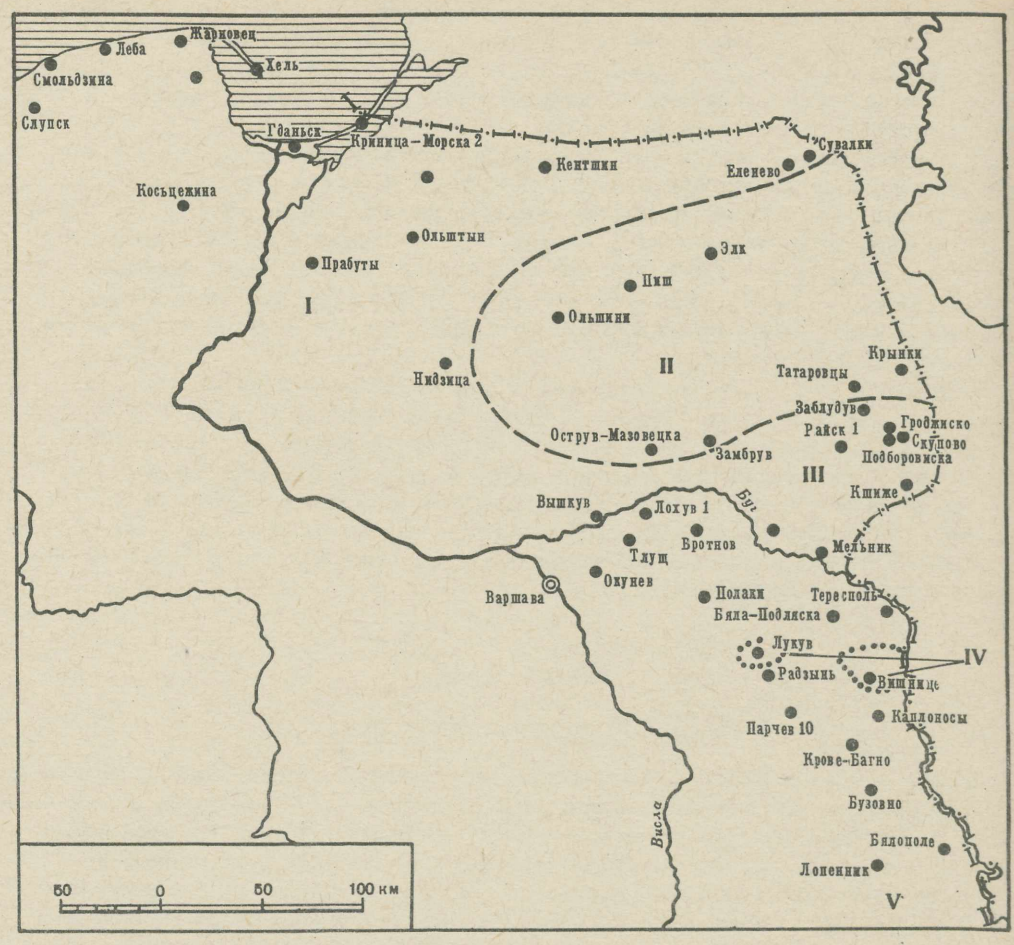


Рис. 31. Схема структурного районирования и местоположение скважин на территории ПНР

I – Балтийская синеклиза, II – Мазурско-Белорусская антеклиза, III – Подлясская депрессия, IV – Лукуво-Вишницкий горст, V – Люблинский склон платформы

4230,8–4216,0. Зеленовато-серый глинистый алевролит, с многочисленными чешуйками мусковита. Имеются прослои разнозернистого песчаника с глауконитом и зернами полевых шпатов.

Мазовецкая свита

4216,0–4200,5. Среднезернистый песчаник с прослоями разнозернистого песчаника с глауконитом и крупнозернистого песчаника с многочисленными зернами полевых шпатов, песчаники переслаиваются с глинистыми алевролитами со следами ползания организмов.

4200,5–4195,4. Серо-зеленый алевролитовый аргиллит, с неправильными прослоями среднезернистого песчаника с многочисленными зернами глауконита и полевых шпатов. Имеются тонкие прослои глинистого материала, залегающие под углом до 20°.

4195,4–4161,4. Серый, мелкозернистый и разнозернистый песчаник, с косо залегающими тонкими прослойками глинистого материала, с зернами глауконита и полевых шпатов.

4161,4–4125,6. Серый, плотный мелкозернистый песчаник, местами с мелкими конкрециями фосфоритов с зернами глауконита и отдельными вывет-

ренными зернами алюмосиликатов. Иногда в песчанике наблюдается косая слоистость. Редкие прослои глинистого алевролита имеют текстуру краксген.

На основании литологического сходства пород эти отложения были отнесены к зоне Platysolenites.

Завишиньская свита

4125,6–4101,4. Серый, мелкозернистый песчаник, с глауконитом, местами слабо заметны косые (до 5°) прослои с глинистыми катунами. В песчанике имеются прослои черного аргиллита. Здесь обнаружены *Hyolithellus* sp. 4101,4–4077,8. Серый, среднезернистый, в кровле мелкозернистый, плотный песчаник с глауконитом и мелкими выветренными зернами полевых шпатов, слоистость горизонтальная. Имеются редкие прослои и линзы аргиллита. Найдены *Mobergella* sp., *Mobergella* cf. *radiolata* Beng. На основании нахождения фауны эти отложения относятся к зоне Mobergella.

Радзыньская и каплоносская свиты

4077,8–4041,5. Неравномерное чередование сильно нарушенных алевролитов и песчаников с текстурой краксген.

4041,5–3991,5. Серый, мелкозернистый плотный песчаник, с прослоями разнозернистого и среднезернистого песчаника, слоистость, иногда лишь горизонтальная или косая (до 5°), имеются тонкие глинистые прослои и среди них редкие пропластки черных аргиллитов. В интервале от 4033,0 до 3039,0 м залегает жила диабаза. На контакте с диабазом песчаник сильно трещиноватый; трещины выполнены пиритом и кальцитом.

3991,5–3909,0. Темно-серый алевролит, с многочисленными чешуйками мусковита, с неправильными скоплениями песчанистого материала. Имеются прослои мелкозернистого и разнозернистого светло-серого песчаника. Текстура породы часто нарушена, обнаружена текстура краксген. Из органических остатков определены: *Holmia kjerulfi* Lnrs., *Strenuaeva primaeva* (Brögg.), *Lingulella* sp., *Botsfordia* sp. и акритархи *Baltisphaeridium* cf. *ciliosum, Mierhystridium lanatum*.

3909,0–3896,0. Серый, песчанистый алевролит, с тонкими прослоями глинистого алевролита. Здесь обнаружены: *Lingulella* sp. *Aluta* sp. и обломки *Protolenus* sp.

3896,0–3887,0. Черный алевритовый аргиллит, с тонкими прослоями светло-серого, мелкозернистого песчаника с *Lingulella* sp. и *Torellella* sp. Эти отложения оносятся к зонам Holmia и Protolenus. Выше залегают отложения среднего кембрия.

Вышкув

На кристаллических породах фундамента залегают:

Нижний кембрий

Вышкувская свита

2377,3–2290,3. Чередование серо-коричневых мелкозернистых и разнозернистых песчаников, иногда встречаются прослои крупнозернистого песчаника, а также редкие пропластки глинистого алевролита, со слабо выраженными следами ползания организмов. В песчанике обнаружены выветренные зерна полевых шпатов и редкие зерна глауконита.

Мазовецкая свита

2290,3–2258,3. Серо-зеленый местами глинистый алевролит с прослоями серо-зеленого, мелкозернистого песчаника с глауконитом. Порода с текстурами краксген. Обнаружены: *Serpulites petropolitanus* Yan. Эти отложения относятся к зоне Platysolenites.

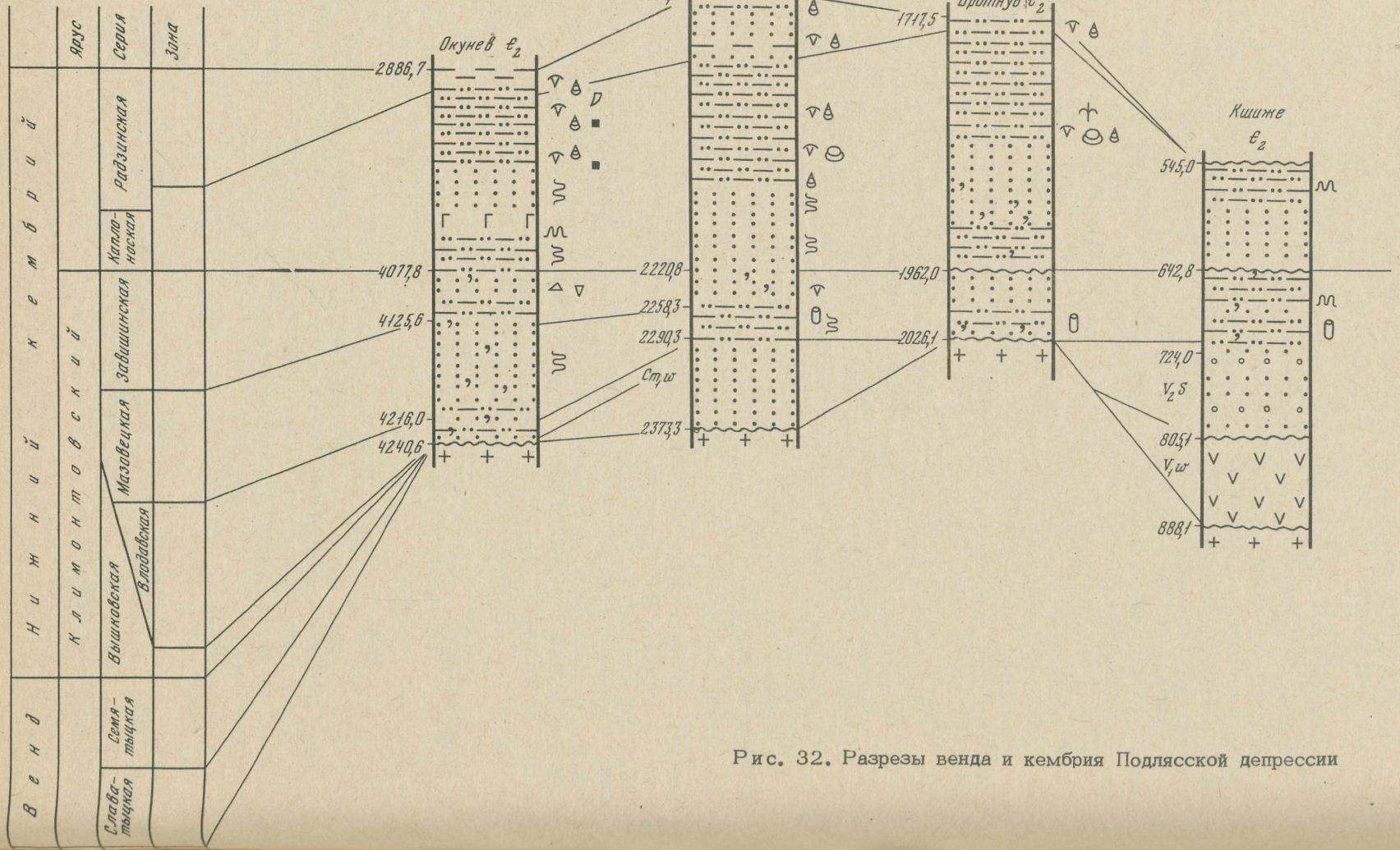


Рис. 32. Разрезы венда и кембрия Подлясской депрессии

Завишиньская свита

2258,3–2220,8. Серо–зеленый, мелкозернистый песчаник с многочисленными зернами глауконита. Иногда с мелкими зернами выветренных полевых шпатов. В нижней части нередко отмечаются прослои темно–серого алевролитового аргиллита со следами ползания организмов на поверхности пластов. Здесь обнаружены очень плохо сохранившиеся отпечатки *Mobergella* sp., внутренние ядра мелких конусовидных организмов, а также *Livia convexa* Lendzion. Отложения относятся к зоне Mobergella.

Радзыньская и каплоносская свиты

2220,8–2175,5. Светло–серый, мелкозернистый песчаник с многочисленными темно–серыми глинистыми прослоями. Встречены многочисленные текстуры краксген.

2175,5–2138,0. Светло–серый, мелкозернистый плотный песчаник, местами с примесью крупных зерен кварца. Имеются редкие мелкие ржавые пятна окиси железа. Редкие прослои зеленого глинистого материала.

2138,0–2018,0. Серо–зеленый алевролит, иногда переходящий в аргиллит с прослоями мелкозернистого, а внизу среднезернистого песчаника. Порода с нарушенной седиментационной текстурой, а также с многочисленными текстурами краксген. Здесь найдены многочисленные, плохо сохранившиеся отпечатки: *Holmia* sp., *Schmidtiellus* sp., *Lingulella* sp., *Botsfordia* sp. и *Lukatiella* sp. 2018,8–1994,5. Серый, мелкозернистый плотный песчаник, с горизонтальной слоистостью, содержащий зерна глауконита. Редкие тонкие прослои темно–серого алевролита. Здесь обнаружены: *Lingulella* sp., *Diplocraterion* sp.

1994,5–1980,8. Ржаво–зеленый алевролитовый песчаник, с многочисленными зернами глауконита, с мелкими ржавыми пятнами окиси железа. Здесь обнаружены очень плохо сохранившиеся остатки: *Lingulella* sp., *Acrotreta* sp. и Olenellidae.

1980,8–1959,5. Серый, мелкозернистый песчаник, с многочисленными мелкими ржавыми пятнами окисей железа и многочисленными зернами глауконита. Встречаются прослои темно–серого аргиллита. Текстура породы сильно нарушена сингенетическими деформациями. На поверхностях напластования следы ползания организмов. Фауна немногочисленна и представлена лишь обломками раковин: *Lingulella* sp., *Westonia* sp.

1959,5–1959,4. Темно–серый аргиллит с вишневыми пятнами и прослоями мелкозернистого песчаника с многочисленными светло–зелеными зернами глауконита. На поверхностях напластования трещины усыхания. Эти отложения относятся к зонам Holmia и Protolenus. Выше залегают отложения среднего кембрия.

Вротнув

На кристаллических породах фундамента залегают:

Нижний кембрий

Мазовецкая свита

2026,1–2004,1. Алевролитовый аргиллит, темно–серый, с коричнево–вишневыми пятнами и прослоями, с многочисленными пропластками мелкозернистого и крупнозернистого песчаника с многочисленными зернами полевых шпатов и глауконита. Обнаружены многочисленные экземпляры *Platysolenites antiquissimus* Eich., *Serpulites petropolitanus* Yan., а также *Onuphionella agglutinata* Kirjan.

2004,1–1962,0. Светло–серый, мелкозернистый песчаник, местами со скоплениями крупных зерен кварца и зерен полевых шпатов. Имеется ряд косых прослоев мелко– и крупнозернистого песчаника и нерегулярные прослои

глинистого материала. Редкие пропластки серо-зеленого и вишневого аргиллита с тонкими прослоями переполненными чешуйками мусковита. Эти отложения относятся к зоне Platysolenites.

Радзыньская и каплоносская свиты

1962,0-1910,0. Светло-серый, мелкозернистый песчаник, с редкими зернами глауконита, прослоями алевролита и с многочисленными текстурами краксген. Внизу интервала залегает разнозернистый коричневый песчаник (70 м) с катунами гематитового аргиллита, а также фосфатного алевролита.

1910,0-1871,4. Светло-серый, мелкозернистый песчаник, с зернами глауконита и редкими прослоями темно-серого алевролита.

1871,4-1836,0. Светло-серый, мелкозернистый песчаник, с очень редкими тонкими глинистыми прослойками. В нижней части встречаются редкие зерна глауконита.

1836,0-1737,5. Зеленовато-серый алевролит, переслаивающийся со светло-серым мелкозернистым песчаником. Здесь обнаружены обломки оленнелид, *Lingulella* sp., *Botsfordia* sp., *Torellella* sp., *Lukatiella* sp., а также многочисленные следы ползания организмов.

1737,5-1177,5. Серый, мелкозернистый песчаник, с глауконитом, переслаивающийся с серым алевролитом. На поверхности пластов многочисленные следы ползания организмов, а также окаменелости: *Ellipsocephalus* cf. *hoffi* (Schlotheim) и *Lingulella* sp. На основании фауны эти отложения отнесены к зонам Holmia и Protolenus. Выше залегают отложения среднего кембрия.

Мельник

На кристаллическом фундаменте залегают:

Венд

Славатычская свита

1728,0-1722,0. Конгломерат из пород фундамента и кварцитов
1722,0-1709,7. Базальт
1709,8-1703,8. Лавовый агтломерат
1703,8-1685,8. Базальт
1685,8-1647,2. Туфово-лавовый агтломерат
1647,2-1643,0. Базальт
1643,0-1620,4. Туфово-лавовый агтломерат
1620,4-1611,2. Базальт

Семятычская свита

1611,2-1606,3. Полевошпатово-кварцевый конгломерат с чешуйками мусковита. Цемент с примесью гематита.

1606,3-1600,3. Аркозовый песчаник, конгломератовидный, с крупными зернами полевых шпатов и кварца (диаметром до 3 см).

1600,3-1588,3. Аркозовые гравелиты и песчаники, розовые и вишнево-кварцевые, с примесью гематита. Отмечается косая слоистость.

1588,3-1576,3. Розовый аркозовый, разнозернистый песчаник, с прослоями конгломерата. Слоистость косая.

Нижний кембрий

Влодавская свита

1576,3-1556,0. Зеленовато-серый, мелкозернистый песчаник, с прослоями крупнозернистого и разнозернистого песчаника. В песчанике многочисленные зерна и тонкие прослои глауконита. В нижней части много зерен полевых шпа-

тов. В песчанике многочисленные пропластки зеленовато-серого коричнево-вишневого аргиллита. Здесь обнаружены редкие следы ползания червей. Эти отложения относятся к зоне Sabellidites.

Мазовецкая свита

1556,0–1533,1. Серо-зеленый, разнозернистый песчаник, с прослоями мелкозернистого и среднезернистого песчаника. Имеются прослои глауконита, а также редкие зерна и тонкие конкреции фосфоритов. В нижней части многочисленные зерна полевых шпатов. Эти песчаники содержат прослои алевролитов и зеленовато-серых аргиллитов. Имеются многочисленные следы ползания организмов. Найдены: *Platysolenites antiquissimus* Eichw. и акритархи *Granomarginata squamacea, G. prima, Tasmanites* cf. *tenellus*.

1533,1–1504,1. Зеленовато-серый аргиллит, с тонкими прослоями алевролитов, с чешуйками мусковита и мелко- и среднезернистых песчаников с зернами глауконита, а иногда с конкрециями фосфоритов. Здесь обнаружены: *Platysolenites antiquissimus* Eichw., *Onuphionella agglutinata* Kirjan. и акритархи *Granomarginata squamacea, G. prima, Micrhystridium tornatum, Tasmanites tenellus*. Вышеописанные отложения относятся к зоне Platysolenites.

Радзыньская и каплоносская свиты

1504,1–1352,0. Светло-розовый и коричнево-вишневый, мелкозернистый и разнозернистый песчаник, с редкими прослоями зеленовато-серого и фиолетового аргиллита и линзообразными скоплениями бело-зеленоватой и вишнево-красной глины. Цемент песчаников глинистый, иногда глинисто-каолиновый, железистый и доломитовый. В песчаниках обнаружены следы ползания и вертикальные ходы.

1352,9–1274,0. Серый алевролит, с прослоями мелкозернистого светло-серого песчаника. В этой пачке обнаружены текстуры краксген и раковины *Lingulella* sp., *Torellella* sp., а также обломок панциря трилобита из семейства Olenellidae.

1274,0–1247,3. Зеленовато-серый, мелкозернистый песчаник с глауконитом и горизонтальными тонкими прослойками глауконита. Песчаник переслаивается с алевролитами и серыми аргиллитами, с текстурами краксген. Из фауны обнаружены раковины: *Lingulella* ex gr. *nathorsti* (Lnrs). Эти отложения относятся к зоне Holmia, а в кровле, вероятно, и к зоне Protolenus. Выше залегают отложения среднего кембрия.

Кшиж

На кристаллических породах фундамента залегают:

Славатычская свита

888,0–865,6. Туфово-лавовый конгломерат и туф с пропластками базальта.
865,6–817,0. Базальт.
817,0–805,1. Туфово-лавовый агломерат.

Семятычская свита

805,1–803,0. Пестрый, среднезернистый песчаник, чередующийся с мелкозернистым песчаником.

803,0–796,0. Аркозовый конгломератовидный песчаник, с прослоями конгломерата.

796,0–784,0. Крупнозернистый аркозовый песчаник; прослои конгломерата с галькой диаметром до 4 см.

784,0–757,0. Аркозовый конгломератовидный песчаник, с прослоями мелкозернистого слюдистого песчаника.

757,0–748,0. Крупнозернистый аркозовый песчаник; прослои конгломерата с галькой диаметром до 3 см.

748,0–724,0. Пестрый, крупнозернистый аркозовый песчаник, местами со слюдой и гематитом. Частые прослои мелкозернистого песчаника.

Нижний кембрий

Влодавская свита

724,0–717,9. Коричневато-серый, мелкозернистый песчаник, с тонкими прослойками глауконита; встречаются прослои конгломератовидного песчаника и пестрого аргиллита. Эти отложения отнесены к зоне Sabellidites.

Мазовецкая свита

717,9–707,0. Коричневато-серый, средне- и крупнозернистый песчаник, с прослоями мелкозернистого коричневого песчаника с глауконитом и тонкими прослойками глауконита; редкие пропластки вишнево-коричневого аргиллита. Встречен *Platysolenites* cf. *iontova* Orik, *Platysolenites antiquissimus* Eichw.

707,0–662,0. Серо-зеленые аргиллиты и алевролиты, с прослоями крупнозернистого косослоистого песчаника, с глауконитом, иногда с тонкими прослойками глауконита. На поверхности пластов многочисленные следы ползания.

662,0–649,0. Глинистый алевролит, местами переходящий в вишнево-красный аргиллит, с многочисленными прослоями мелкозернистого и косослоистого песчаника, с глауконитом. Обнаружены многочисленные следы ползания.

649,0–642,8. Коричневый глинистый косослоистый алевролит, с большой примесью гематита. Эти отложения относятся к зоне Platysolenites.

Радзыньская и каплоносская свиты

642,8–591,0. Серый, мелкозернистый и разнозернистый песчаник в нижней части с немногочисленными каолинизированными зонами алюмосиликатов. Немногочисленные тонкие пропластки светло-зеленого аргиллита.

591,0–545,0. Порода, состоящая из нерегулярно переслаивающихся мелкозернистых серых песчаников с темно-серыми алевролитами и красно-коричневыми аргиллитами. Иногда на поверхностях напластований встречаются трещины усыхания. Здесь обнаружены редкие следы ползания организмов. Эти отложения отнесены к зоне Holmia.

Выше залегают отложения среднего кембрия.

Татаровцы

На кристаллических породах фундамента залегают:

Славатычская свита (рис. 33, см. вкл.).

620,6–509,8. Аркозово-туфовый конгломерат

509,8–487,2. Туф

487,2–486,2. Туфово-лавовый агломерат

486,2–480,0. Базальт

480,0–477,0. Базальтовый туф

477,0–471,0. Базальт

471,0–460,7. Выветренный базальт, а также выветренная базальтовая брекчия.

Выше залегают юрские отложения.

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕНДА И КЕМБРИЯ ПОДЛЯССКОЙ ДЕПРЕССИИ

Славатычская свита. К наиболее древним образованиям венда в Подлясской депрессии относится славатычская свита, известная в этой области только по результатам бурения. Несколько скважин прошли здесь вулканогенные пироксен-плагиоклазовые породы, а также подстилающие песчаники с примесью туфового материала (Juskowiakowa, Znosko, 1974). Эта серия состоит из многочисленных потоков базальтовой лавы, изливавшихся из большого числа жерловин, количество которых и точное их местоположение представляются неясными. Базальтовые потоки в различных горизонтах переслаиваются с туфогенным и конгломератовидным материалом. В подошве серии чаще всего залегают породы, сложенные обломками кристаллического фундамента с участием туфогенного материала.

Скважины, проходящие славатычскую свиту в Подлясской депрессии, сконцентрированы в подавляющем количестве лишь в районе Бялыстока-Бяловеж. Приведенные разрезы (см. рис. 33) буровых скважин Татаровцы, Кшиж-4 и Мельник являются характерными для славатычской серии Подлясской депрессии и иллюстрируют сходство их строения и различие в положении излияний.

Славатычская свита, описанная многими авторами (Aren, Lendzion, 1974; Juskowiakowa, Znosko, 1974; Lendzion 1962b; Znosko, 1965a), отнесена к нижнему венду. Никаких палеонтологических данных для ее характеристики не имеется.

Семятычская свита. Аркозовые песчаники семятычской свиты в области Подлясской депрессии залегают преимущественно на отложениях славатычской свиты, они не прослеживаются, однако, так далеко на север, как вулканические породы: в Татаровцах на славатычской свите залегает уже юра. Отложения семятычской свиты очень изменчивы в отношении гранулометрического состава. Разнозернистые и конгломератовидные песчаники переходят в крупно-, средне- и даже мелкозернистые, а затем снова появляются конгломератовидные песчаники. Такое повторение происходит циклически, но не правильно в отношении порядка залегания свит и их мощности. Седиментационное залегание является хаотическим, часто отмечается косая слоистость. В песчаниках преобладают кварц и полевые шпаты с небольшой примесью слюд; цемент глинисто-каолиновый или железистый.

НИЖНИЙ КЕМБРИЙ

Нижняя часть нижнего кембрия

Вышкувская свита. Выделенные в некоторых скважинах северо-западной части Подлясской депрессии отложения вышкувской свиты относятся к нижнему кембрию, являясь местной фацией отдела, они не представляют собой определенного фаунистического горизонта. Эта свита, возможно, соответствует жарновецкой свите, и это предположение отражено на представленных картах. Однако это не является окончательным решением проблемы, которое может быть дано лишь после комплексной обработки имеющегося материала.

Отложения вышкувской свиты имеют максимальную мощность 77 м и залегают непосредственно на кристаллических породах протерозоя. Они представлены различными песчаниками и состоят главным образом из зерен кварца с небольшой примесью глауконита и полевых шпатов. В песчанике обнаружены редкие прослои алевролита. Текстура песчаников беспорядочная и лишь местами заметна косая слоистость.

Из анализа имеющегося материала следует, что отложения вышкувской свиты относятся к зоне Sabellidites и частично к зоне Platysolenites.

Влодавская свита – зона Sabellidites. Отложения зоны Sabellidites в Подлясской депрессии не имеют палеонтологического обоснования. Они были выделены в немногих скважинах (Кшиж, Мельник, Зембры, Окунев) на основании

сопоставлений с отложениями влодавской свиты, залегающими в области любельского склона платформы. Причисленные здесь к влодавской свите отложения представлены кварцевыми песчаниками с многочисленными зернами глауконита и редкими зернами полевых шпатов. В скв. Окунев, помимо песчаников обнаружены также глинистые алевролиты. Влодавская свита в юго-восточной части депрессии налегает на отложения семятычской свиты венда, а в западной части депрессии на кристаллические породы протерозоя и архея.

Максимальная мощность влодавской свиты не превышает здесь 30 м.

Мазовецкая свита – зона Platysolenites. Отложения этой свиты сложены главным образом крупнозернистыми песчаниками, переслаивающимися аргиллитами и алевролитами. В области Подлясской депрессии они хорошо представлены и имеют хорошее палеонтологическое обоснование.

Для всей платформенной области в Польше наиболее типичные отложения мазовецкой свиты представлены именно на территории Подлясской депрессии и менее типично представлены они в северной части любельского склона платформы.

Литологические особенности мазовецкой свиты свидетельствуют о быстрой и неустойчивой седиментации. Часто она состоит из неправильного переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников; границы между отдельными типами пород иногда слабо обозначены. На поверхностях напластования обнаружены многочисленные следы ползания организмов. В этих отложениях появляются органические остатки, характерные для зоны Platysolenites, а именно: *Platysolenites antiquissimus* Eichw., *Serpulites petropolitanus* Yan., а также *Onuphionella agglutinata* Kirjan.

В центральной части Подлясской депрессии (скв. Тлушт, Полаки Рувцы) отложения зоны Platysolenites залегают на кристаллических породах протерозоя, в то время как в восточной части – на отложениях горизонта Sabellidites (Мельник, Кшиж) или на отложениях семятычской свиты (например, Заблудув, Райск-1, Подборовиска и др.).

Мощность мазовецкой серии кембрия от 0 до 150 м.

Завишиньская свита – зона Mobergella. Отложения зоны Mobergella, представленные завишиньской свитой, обнаружены лишь в западной части Подлясской депрессии.

Это мелко-, средне- и разнозернистые песчаники с большим количеством зерен глауконита с редкими прослоями алевролитов и аргиллитов. Фауна, найденная в этих отложениях, приурочена главным образом к песчаникам; в аргиллитах она встречается очень редко. Здесь обнаружены многочисленные *Mobergella* sp., *Mobergella* cf. *radiolata* Beng., а также трилобитоподобный экземпляр *Livia convexa* Lendzion. Максимальная мощность этих отложений достигает 48 м.

Средняя и верхняя часть нижнего кембрия

Каплоносская и радзыньская свита – зоны Holmia и Protolenus. Отложения каплоносской свиты представлены мелко- и разнозернистыми песчаниками, а в восточных районах – светло-розово-фиолетовыми песчаниками. В значительной части Подлясской депрессии песчаники этой свиты переслаиваются с алевролитами, аргиллитами или содержат нерегулярные глинистые прослои. В этих прослоях нередко наблюдаются текстуры кракстен; следы ползания организмов на поверхностях пластов встречаются значительно реже.

Макрофауны в отложениях этой свиты не обнаружено; на основании состава акритарх они были отнесены к зоне Holmia.

Отложения радзыньской свиты, которые в западной и центральной части Подлясской депрессии принадлежат к зонам Holmia и Protolenus, в северо-восточной части депрессии относятся только к зоне Holmia. Отложения радзыньской свиты сложены чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов с сильно нарушенной текстурой. В нижней части отложений обнаружены очень многочисленные текстуры кракстен. В мелкозернистых светло-серых песча-

никах, а также в темно-серых и коричневых алевролитах встречаются многочисленные зерна глауконита. В областях, где зона Protolenus отсутствует, в верхней части переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов появляются коричнево-вишневые тона. В результате частых обмелений и осушения дна водоема в этой части бассейна на глинистых поверхностях появились трещины, а на песчанистых поверхностях – следы усыхания.

В отнесении нижней части радзыньской свиты к зоне Holmia решающую роль имеет следующая фауна: *Holmia kjerulfi* Lnrs., *H. grandis* Kiaer, *Schmidtiellus* sp., *Strenuaeva primaeva* (Brögg.), Lukatiella. Верхняя часть отложений радзыньской серии относится уже к зоне Protolenus, на что указывает присутствие: *Protolenus* sp., *Ellipsocephalus* cf. *hoffi* (Schlotheim) и *Westonia* sp. Максимальная мощность каплоносской и радзыньской свит достигает 260 м.

ЛЮБЕЛЬСКИЙ СКЛОН ПЛАТФОРМЫ

Радзынь

На кристаллических породах фундамента залегают:

Венд

Семятычская свита

1669,5–1663,9. Пестрый, разнозернистый песчаник с железистым цементом, с прослоями алевролита.

1663,9–1657,9. Коричнево-вишневый разнозернистый песчаник с многочисленными зернами полевых шпатов. Имеются прослои ожелезненного алевролита с мусковитом.

1657,9–1651,9. Пестрый мелко- и разнозернистый песчаник с полевыми шпатами и прослоями алевролита салатно-зеленого цвета.

1641,9–1646,2. Пестрые алевролиты.

Любельская свита

1646,2–1644,0. Крупнозернистый песчаник с мусковитом и полевыми шпатами.

1644,0–1640,4. Серый слоистый алевролит со слюдой.

1640,4–1625,4. Темно-серый аргиллит с тонкими прослойками песчаника. Прослои разнозернистого песчаника с катунами аргиллита. Остатки водорослей *Vendotaenia* sp.

Нижний кембрий

Влодавская свита

1625,4–1616,5. Светло-серый, среднезернистый песчаник, с прослоями мелкозернистого песчаника и алевролита. В песчанике многочисленные зерна и тонкие прослойки глауконита и зерна полевых шпатов.

1616,5–1593,7. Зеленоватый алевритовый аргиллит, переполненный чешуйками темно-серого мусковита. Многочисленные прослои мелкозернистого и среднезернистого песчаника с многочисленными зернами и тонкими прослойками глауконита и зернами полевых шпатов. Из фауны здесь обнаружены *Sabellidites* sp., а также водоросли *Tyrasotaenia podolica* Gnilov., *Tyrasotaenia* sp. и следы *Planolites* sp. Эти отложения относятся к зоне Sabellidites.

Мазовецкая свита

1593,7–1521,7. Песчаник, преимущественно разнозернистый, с многочисленными зернами глауконита и полевых шпатов. Встречаются редкие тонкие прослои алевролита и аргиллита. Имеются многочисленные следы ползания организмов *Didymaulichnus* sp. и *Rusophycus* sp. и акритархи *Granomarginata squamaces Tasmanites* cf. *tenellus, Micrhystridium tornatum.*

1521,7–1464,3. Нерегулярное чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов. В песчаниках часто встречаются косонапластованные прослои, скопления, а также отдельные зерна полевых шпатов. На поверхностях напластований обнаружены многочисленные следы ползания организмов *Teichichnus* sp., *Rhizocorallium* sp., *Rusophycus* sp. *Treptichnus bifurcus Seilacher, Gyrolithes polonicus Fedonkin.*

Из фауны найдены: *Coleollella billingsi* (Syssoiev), *Platysolenites antiquissimus* Eichw. и акритархи *Granomarginata squamaceae, G. prima, Micrhystridium tornatum, Tasmanites* cf. *tenellus, Leiomarginata simplex.* Эти отложения представляют зону Platysolenites.

Радзыньская и каплоносская свиты

1464,3–1412,4. Серый, мелкозернистый песчаник, с очень редкими тонкими пропластками зеленого аргиллита. Имеются немногочисленные текстуры краксген, а также вертикальные ходы *Skolithos linearis* Hald., *Diplocraterion* sp.

1412,4–1349,8. Светло-серый мелкозернистый песчаник, с прослоями алевролитов и темно-серых аргиллитов, с редкими зернами глауконита и конкрециями фосфоритов. Текстура породы сильно нарушена, наблюдаются многочисленные текстуры краксген. Найдены акритархи *Baltisphaeridium compressum, Tasmanites bobrowskii.*

1349,8–1205,0. Светло-серый, мелкозернистый песчаник, с прослоями среднезернистого и разнозернистого песчаника, а также алевролита. До глуб. 1308,0 м имеются многочисленные зерна глауконита. Редкие следы ползания организмов. Текстура краксген. На глуб. 1265,9 м обнаружены *Syringomorpha nilssoni* (Torell). *Diplocraterion* sp. и акритархи *Baltisphaeridium cerinum, B. compressum, B. dubium, Micrhystridium lanatum, Archaeodischina umbonulata, Tasmanites bobrowskii.*

1205,0–1150,2. Зеленовато-серый алевролит с многочисленными прослоями песчаника с мелкими пятнами окиси железа. Имеются следы ползания организмов и следующие остатки фауны: *Strenuaeva primaeva* (Brögger), *Ellipsostrenua* cf. *gripi* Kautsky, *Volborthella* cf. *tenius* Schmidt., *Lingulella* sp. и акритархи *Baltisphaeridium compressum, Micrhystridium dissimilare, M. lanatum, M. spinosum, Lophosphaeridium truncatum.*

1150,2–1086,1. Серый, мелкозернистый песчаник с редкими зернами глауконита, чередующийся с темно-серым алевролитом. Некоторые прослои песчаников с нарушенной седиментационной текстурой. Имеются многочисленные следы ползания, а также текстуры краксген. Здесь обнаружены *Kingaspis (Kingaspis) borealis* Lendzion, *Ellipsocephalus* cf. *hoffi* (Schlotheim), *Lingulella* sp. и акритархи *Baltisphaeridium ciliosum, B. varium, Micrhystridium obscurum, M. spinosum, Deunffia dentifera, Pterospermopsis solida.*

1086,1–1067,8. Светло-серый, мелкозернистый песчаник с зернами и тонкими прослойками глауконита, в кровле и подошве с пропластками песчаника с текстурами краксген. Эти отложения относятся к зонам Holmia и Protolenus. Здесь найдены акритархи *Baltisphaeridium ciliosum, B. varium, Micrhystridium lanatum, M. notatum, M. obscurum, Deunffia dentifera.* Выше залегают отложения среднего кембрия.

Парчев-10 (рис. 34)

На кристаллических породах фундамента залегают:

Венд

Семятычская свита

2302,4–2292,2. Голубовато-серый конгломератовидный аркозовый песчаник. Обломки свежих и выветренных полевых шпатов достигают 1–2 см в диаметре; вверх размер обломков постепенно уменьшается.

2292,2–2280,7. Внизу конгломератовидная порода с обильным содержанием глинистого цемента. Выше появляются песчаники, пропластки алевролита со слюдой. Содержание в песчаниках полевых шпатов и грубозернистого уменьшаются снизу вверх. В самом верху (до 2 м) располагается кварцевый мелко- и среднезернистый песчаник с незначительным количеством полевых шпатов.

Любельская свита

2280,7–2271,5. Черные аргиллиты с прослоями кварцевых песчаников. Слоистость нерегулярная – от мелких тонких прослоек до прослоев песчаника мощностью до 75 см. Снизу вверх крупность зерен песчаника уменьшается. Внизу залегают пропластки крупнозернистого и среднезернистого песчаника с катунами аргиллита. В самой подошве 10 см мелкозернистого песчаника с тонкими прослойками аргиллита. В верхней части пачки содержание аргиллитов увеличивается.

2271,5–2257,5. Ченый аргиллит, чередующийся с кварцевым песчаником. В нижней части слоя толщина прослоев песчаника достигает 30–40 см. На поверхностях прослоев аргиллита остатки водорослей.

2257,5–2245,2. Внизу плотный кварцевый песчаник с полосками аргиллита (30 см). Выше черный аргиллит с прослоями песчаника до 5 см мощностью. Отмечаются остатки водорослей.

2245,2–2239,8. Черный аргиллит с горизонтальной слоистостью, содержащий остатки *Vendotaenia*.

Нижний кембрий

Влодавская свита

2239,8–2214,0. Светло-серый, мелкозернистый песчаник, с зернами и тонкими прослойками глауконита и редкими зернами полевых шпатов. Очень тонкие редкие прослойки глинистого алевролита с мусковитом.

2214,0–2175,7. Серый алевролит с прослоями светло-серого мелкозернистого и разнозернистого песчаника, содержащего зерна и тонкие прослойки глауконита и редкие зерна полевого шпата. Эти отложения относятся к зоне Sabellidites.

Мазовецкая свита

2175,7–2128,0. Серый, мелкозернистый, местами разнозернистый песчаник с зернами глауконита и полевых шпатов. В песчанике прослои зеленовато-серого глинистого алевролита.

2128,0–2072,8. Серо-зеленый алевролит с многочисленными пропластками мелкозернистого и разнозернистого песчаника с зернами глауконита, а иногда с конкрециями фосфоритов. Местами встречаются прослои алевролитов и аргиллита. Редкие текстуры кракстен. Встречены: *Platysolenites antiquissmus* Eichw., *Serpulites petropolitanus* Yan.

2072,8–2060,5. Алевритовый аргиллит, внизу зеленовато-серый, с нерегулярными пропластками мелкозернистого песчаника и мелкими конкрециями фосфоритов. В кровле располагается темновишневый песчаник. Эти отложения представляют зону Platysolenites.

Радзыньская и каплоносская свиты

2060,5–1940,0. Серый мелкозернистый песчаник с многочисленными прослоями алевролита и темно-серого аргиллита, с редкими мелкими конкрециями фосфоритов. До гл. 2013,3 м в песчанике наблюдается светло-вишневая окраска, а песчаник имеет горизонтальную полосчатость, обусловленную присутствием глинисто-железистого материала. Здесь обнаружены очень многочисленные текстуры кракстен, а также *Skolithos* sp.

1940,0–1793,0. Серый, мелкозернистый и разнозернистый песчаник, с редкими зернами глауконита и тонкими прослоями зеленовато-серых аргиллитов и темно-серых алевритовых аргиллитов.

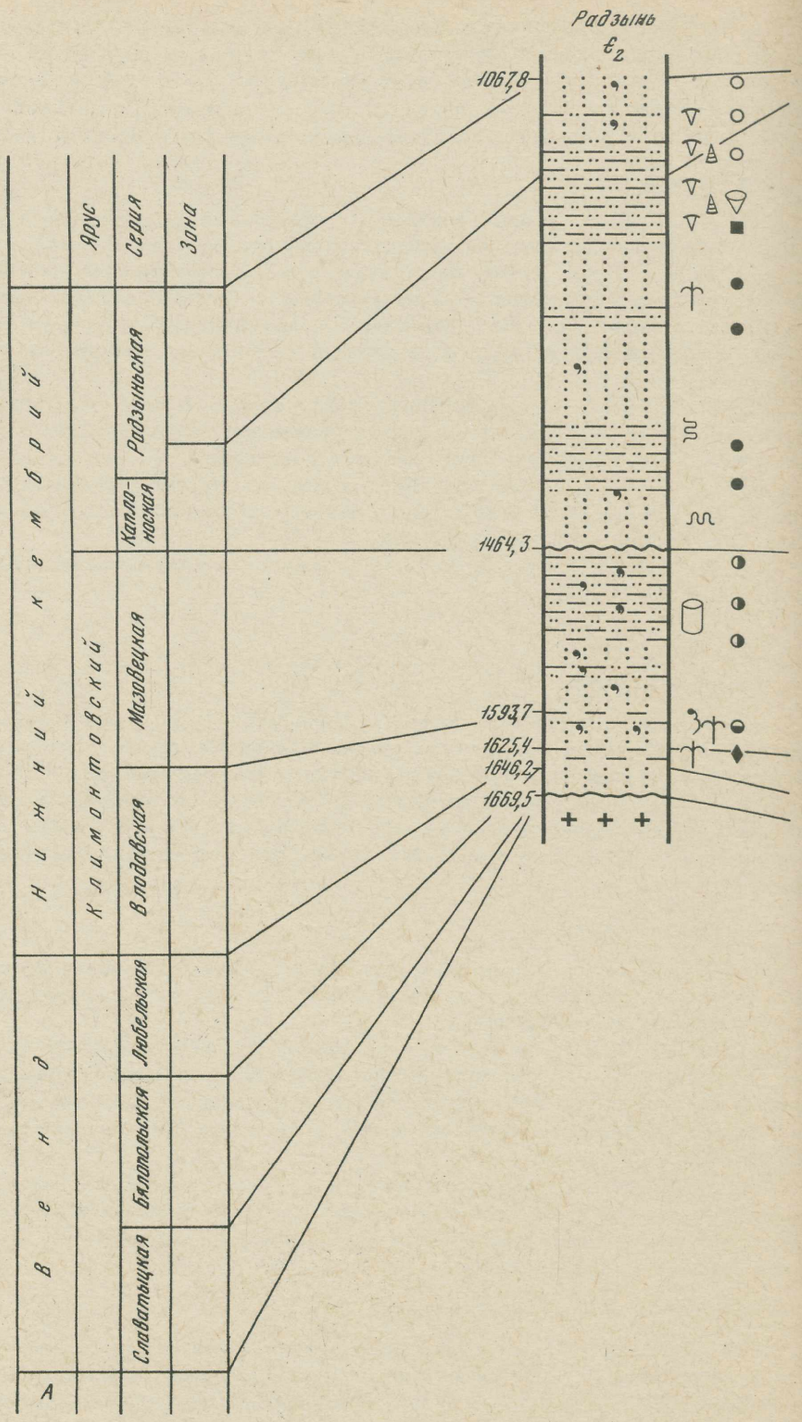
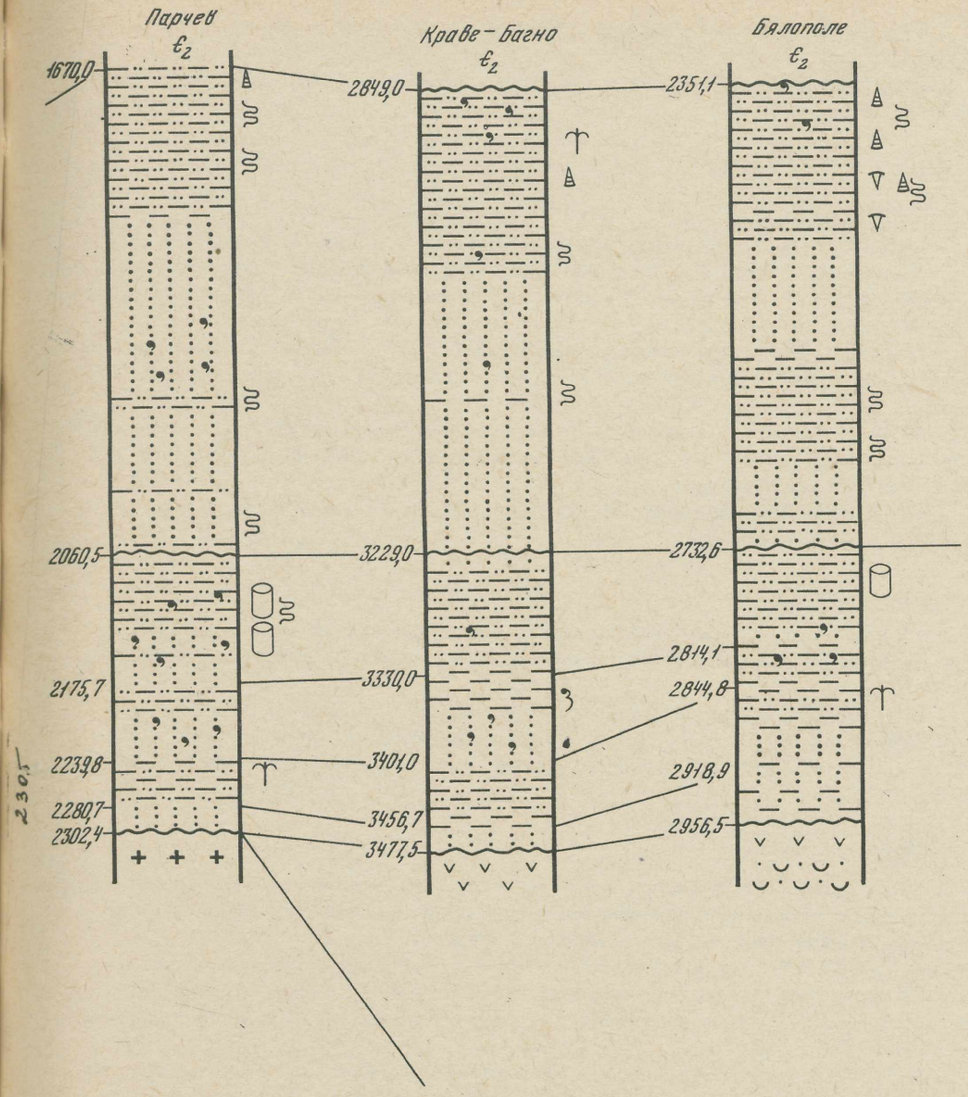


Рис. 34. Разрезы венда и кембрия на Любельском склоне Восточно-Европейской платформы по профилю Радзынь–Бялополе



1793,0–1670,0. Темно-серый алевролит, чередующийся со светло-серым мелкозернистым песчаником и тонкими пропластками аргиллита. Обнаружены многочисленные следы ползания организмов, а также текстуры краксген. Из фауны найдены *Lingullella* sp. Эти отложения отнесены к зонам Holmia и Protolenus.

Каплоносы

На кристаллических породах фундамента залегают:

Верхний рифей

Полесская свита

1877,0–1875,5. Коричневый конгломерат, состоящий из обломков песчаника и метаморфических пород.

1875,5–1871,0. Красный мелкозернистый песчаник, чередующийся с крупнозернистым.

1871,0–1830,5. Коричневый песчаник с прослоями алевролита и аргиллита.

1830,5–1811,2. Коричневый, мелкозернистый песчаник; слоистость косая – до 30°.

Венд

Славатычская свита

1811,2–1773,2. Крупнозернистый и среднезернистый аркозовый песчаник. Слоистость косая. В основании аркозовый конгломерат с хорошо обточенными валунами кварцитов, гранитоидов, метаморфических пород и пегматитов диаметром до 15 см.

1773,2–1456,0. Крупнокристаллический базальт, местами миндалекаменный, переслоенный туфом, туфово-лавовым агломератом и вулканический брекчией.

1456,0–1443,4. В основании вулканическая базальтовая брекчия. Выше туфово-лавовый агломерат с галькой порфира, диаметром до 15 см. Прослои туфа – до 10 см мощности.

1443,5–1439,6. Полосчатый туф с прослоями аркозового песчаника с обломками базальта.

Семятычская свита

1439,6–1428,9. Слоистый разнозернистый аркозовый песчаник, с прослоями алевролита. На поверхности пластов много слюды. Слоистость косая – до 25°.

1428,9–1401,4. В нижней части пачки на гл. 1425,3 м залегает аркозовый конгломерат (6 см). Выше следует аркозовый разнозернистый песчаник, с косой слоистостью. Полевые шпаты выветрелые, слоистость подчеркнута слюдой.

Любельская свита

1401,4–1391,8. Аргиллит, переслаивающийся мелкозернистым кварцевым песчаником с обломками полевых шпатов. Порода с сингенетическими нарушениями. Тонкая слоистость подчеркнута слюдой.

1391,8–1381,8. Зеленовато-серый алевритовый аргиллит, переслаивающийся с мелкозернистым светло-серым песчаником. Имеются остатки водорослей. В песчаниках незначительная примесь полевых шпатов и каолинового цемента.

1381,8–1352,8. Темно-серый, алевритовый аргиллит, с тонкими прослойками светло-серого песчаника. Многочисленные скопления пирита и мусковита. Найдены остатки водорослей *Vendotaenia* sp. и *Vendotaenia antuqua* Gnilov.

Нижний кембрий

Влодавская свита

1352,8–1347,8. Мелкозернистый и разнозернистый песчаник, с многочисленными зернами и тонкими прослойками глауконита и редкими зернами полевых шпатов.

1347,8–1339,3. Темно-серый аргиллит, в кровле вишневый, с редкими тонкими прослоями светло-серого песчаника. Здесь обнаружены: *Tyrasotaenia podolica* Gnilov., *Tyrasotaenia* Gnilov. Эти отложения относятся к зоне Sabellidites.

Мазовецкая свита

1339,3–1314,2. Зеленовато-серый и коричневый песчаник, разнозернистый, местами конгломератовидный, с многочисленными зернами глауконита, а

внизу с многочисленными зернами полевых шпатов. В песчанике тонкие прослои аргиллита и алевролита.

1314,2–1290,2. Темный зеленовато–серый глинистый алевролит, иногда постепенно переходящий в аргиллит, со скоплениями песчанистого материала с глауконитом. Встречены следы: *Teichichnus* cf. *rectus* Seilacher, *Planolites* sp. и акритархи *Granomarginata squamacea, G. prima.*

1290,2–1256,2. Светло–серый среднезернистый и мелкозернистый песчаник, с зернами глауконита и полевых шпатов. Иногда встречаются гальки фосфатного алевролита. Встречаются прослои алевролита и темно–серого аргиллита.

1256,2–1215,6. Серо–зеленый глинистый алевролит, местами полосчатый с мусковитом и скоплениями песчанистого материала с глауконитом. Встречены: *Platysolenites antiquissimus Eichw., Bergaueria* sp., *Rhizocorallium* sp., и акритархи *Granomarginata squamacea, G. prima, Leiomarginata simplex, Tasmanites tenellus.* Отложения этой свиты относятся к зоне Platysolenites.

Радзыньская и каплоносская свиты

1215,6–1188,6. Темно–вишневый песчанистый алевролит, с многочисленными прослоями пестрого и зеленовато–серого мелкозернистого песчаника с зернами глауконита и отдельными зернами полевых шпатов.

1188,6–1129,1. Вишнево–коричневый, мелкозернистый песчаник, с прослоями мелкозернистого песчаника (внизу) и алевролита. Встречены *Skolithos* sp.

1129,1–1067,0. Вишнево–коричневый, песчанистый алевролит, с многочисленными прослоями мелкозернистого песчаника. Порода седиментационно нарушена. Найдены акритархи *Leiosphaeridia cerebriformis, Pterospermopsimorpha* sp., *Baltisphaeridium* sp.

1067,0–997,0. Вишнево–коричневый мелкозернистый песчаник с прослоями разнозернистого и среднезернистого песчаника, иногда с косой слоистостью. В песчанике редкие пропластки зеленого и вишнево–коричневого алевролитового аргиллита. На глубине около 1023 м залегают железистые псевдоолиты. В нижней части пачки на поверхностях напластования обнаружены многочисленные следы ползания, а также *Hyolithellus* cf. *micans Billings, Hyolithida*.

997,0–927,5. Зеленовато–серая, вверху и внизу вишнево–коричневая песчаниково–алевролитовая порода с зернами глауконита. Текстура породы седиментационно нарушена, имеются текстуры краксген. Здесь обнаружены: *Holmia* sp., *Strenuaeva primaeva* (Brögg), *Lingulella* cf. *nathorsti* Lnrs, *Torellella* cf. *laevigata* Lnrs.

927,5–882,2. Темно–серый алевролит, нередко беспорядочно перемешан и переслоен со светло–серым мелкозернистым песчаником; имеются тонкие слойки глауконита, а также с пропласткой крупнозернистого песчаника с конкрециями фосфоритов. Здесь обнаружены многочисленные следы ползания, а также *Lingulella* cf. *nathorsti* Lnrs., *Westonia bottnica* (Wiman). Эти отложения относятся к зонам Holmia и Protolenus. Выше залегают отложения среднего кембрия.

Крове Багно

Венд

Славатычская свита

3501,0–3477,5. В основании темно–вишневый трещиноватый базальт (скважиной не пройден); выше выветренный базальт.

Бялопольская свита

3477,5–3456,7. В основании разнозернистый песчаник, выше мелкозернистый песчаник, с прослоями аргиллита.

Любельская свита

3456,7–3455,3. Глинистые алевролиты, переслаивающиеся с прослоечками, переполненными мусковитом.

3455,3–3440,5. Темные аргиллиты с *Vendotaenia*.

3440,5–3427,6. Темно–серые аргиллиты, переслаивающиеся со светло–серыми песчаниками.

3427,6–3401,0. Темно–серые аргиллиты с мусковитом, чередующиеся с песчаниками.

Нижний кембрий

Влодавская свита

3401,0–3354,0. Светло–серый мелкозернистый и среднезернистый песчаник с многочисленными зернами глауконита и тонкими прослойками глинистого материала, а иногда и глауконита.

3354,0–3333,0. Серый, алевролитный аргиллит, с многочисленными чешуйками мусковита и скоплениями песчанистого материала с зернами глауконита. Здесь обнаружен: *Sabellidites cambriensis* Yan. Эти отложения относятся к зоне Sabellidites.

Мазовецкая свита

3333,0–3260,0. Зеленовато–серый, серо–зеленый, алевролитовый аргиллит, с тонкими прослоями мелкозернистого серого песчаника с глауконитом.

3260,0–3229,0. Зеленовато–серый мелкозернистый песчаник, местами алевритовый, с многочисленными прослойками черного алевритового аргиллита с мусковитом. Эти отложения принадлежат к зоне Platysolenites.

Радзыньская и каплоносская свиты

3229,0–3010,0. В нижней части до глубины 3190 м светло–розовый песчаник с редкими прослоями темно–серого аргиллита и катунами зеленого глинистого материала. Пласт алевролито–песчаника с текстурами краксген. Вверху серый мелкозернистый песчаник, с глауконитом.

3010,0–2884,1. Темно–серый песчанистый алевролит с глауконитом, с частыми прослоями светло–серого мелкозернистого песчаника. Порода с многочисленными текстурами краксген. Здесь обнаружены редкие раковины *Lingulella* sp.

2884,1–2858,1. Серый, мелкозернистый песчаник, с зернами глауконита и тонкими прослойками темно–серого аргиллита. Найдены следы ползания организмов и *Skolithos* sp., а также водоросли, сходные с представителями рода *Epiphyton*.

2858,1–2849,0. Темно–серый аргиллит с прослоями светло–серого мелкозернистого песчаника. Эти отложения принадлежат к зонам Holmia и Protolenus. Выше залегают отложения среднего кембрия.

Бялополе

Венд

Славатычская свита

3017,6–2956,5. Базальт (скважиной не пройден).

Бялопольская свита

2956,5–2940,4. Темно–серый песчаник с каолином и мусковитом, переслоенный алевролитом и иногда аргиллитом. Слоистость местами нарушена.

2940,4–2918,9. Мелкозернистый песчаник с примесью каолинита в цементе с глинистыми катунами. В нижней части пачки переслаивается с алевролитом.

Любельская свита

2918,9–2896,5. Серый алевролит с мусковитом, выше – черный аргиллит, переслаивающийся с песчаником.

2896,5–2865,3. Аргиллит с тонкими прослойками мелкозернистого песчаника до 10 см мощностью. Слоистость иногда нарушена. Отмечены остатки водорослей.

2865,3–2844,8. Черный алевритовый аргиллит, с прослоями песчаника. Найдены остатки вендотенид.

Нижний кембрий

Влодавская свита

2844,8–2828,2. Черный алевритовый аргиллит с многочисленными прослоями мелкозернистого песчаника с глауконитом, а иногда с конкрециями фосфоритов.

2828,2–2814,1. Черный алевритовый аргиллит со скоплениями песчанистого материала с глауконитом. Эти отложения относятся к зоне Sabellidites.

Мазовецкая свита

2814,1–2732,6. Темно–серый алевритовый аргиллит с многочисленными прослоями серого мелкозернистого песчаника, с глауконитом. Иногда песчаник содержит мелкие конкреции фосфоритов. Здесь обнаружен *Platysolenites antiquissimus* Eichw. Эти отложения относятся к зоне Platysolenites.

Радзыньская и каплоносская свиты

2732,6–2698,0. Серый мелкозернистый песчаник, местами со скоплениями более крупных зерен кварца, а внизу – с катунами аргиллита и конкрециями фосфоритов. В песчанике многочисленные прослои зеленовато–серого и темно–вишневого аргиллита.

2698,0–2687,0. Серый разнозернистый песчаник с тонкими горизонтальными глинистыми прослойками.

2687,0–2581,6. Серый мелкозернистый песчаник с горизонтальными или косо наслоенными тонкими прослойками глинистого материала. Встречены многочисленные текстуры краксген.

2581,6–2571,3. Темно–серый аргиллит, иногда со скоплениями алевритового или песчаного материала.

2571,3–2480,3. Светло–серый мелкозернистый плотный песчаник с прослоями разнозернистого песчаника. Местами горизонтальная или косая слоистость песчаника подчеркнута тонкими глинистыми прослойками. Обнаружены редкие следы ползания организмов, а также текстуры краксген.

2480,3–2391,5. Черный алевритовый аргиллит, с многочисленными чешуйками и прослоями мусковита. Редкие прослои мелкозернистого светло–серого песчаника, с глауконитом. Часто встречаются текстуры краксген. Здесь обнаружены *Ellipsocephalus* sp., обломки трилобитов (Olenellidae) и брахиопод.

2391,5–2351,1. Светло–серый мелкозернистый песчаник, с глауконитом. Прослои глинистых алевролитов и темно–серых аргиллитов с многочисленными чешуйками мусковита. Часто встречаются структуры краксген. Найдена *Lingulella* sp. Эти отложения относятся к зоне Holmia, а в верхней части, возможно, и к зоне Protolenus. Выше залегают отложения среднего кембрия.

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РИФЕЯ, ВЕНДА И КЕМБРИЯ НА ЛЮБЕЛЬСКОМ СКЛОНЕ ПЛАТФОРМЫ

ВЕРХНИЙ РИФЕЙ

Полесская свита. Отложения полесской свиты были пройдены лишь одной скважиной Каплоносы в окрестностях Влодавы, расположенной в 15 км от советской границы; они встречаются на глубине 1811 м под славатычской свитой (Lendzion, 1963; Juskowikowa, Znosko, 1974). Эти отложения залегают на размытой поверхности кристаллического фундамента и содержат в подошве обломочный материал, состоящий из невыветренных гнейсов.

Песчаники полесской свиты преимущественно пестроцветные мелко- и разнозернистые с глинисто-алевролитовыми прослоями, имеют горизонтальную или косую слоистость.

Поскольку эта серия в Польше имеет незначительное распространение, то ее положение можно установить только при сопоставлении с разрезами, описанными в советской литературе (Махнач и др., 1976).

ВЕНД

Славатычская свита. Отложения славатычской свиты любельского склона платформы в сущности ничем не отличаются от аналогичных отложений Подлясской депрессии. Это базальты и сопутствующие им туфово-лавовые агломераты, а также конгломератовидные песчаники в подошве серии. На любельском склоне платформы фактического материала по славатычской свите получено очень мало: в Парчеве и Радзыне семятычская свита залегает непосредственно на кристаллическом фундаменте, а скважина Бялополе только вошла в базальт и была остановлена, как и остальные скважины в этой области.

Во всех известных пунктах Любельщины славатычскую свиту покрывают отложения семятычской свиты.

Семятычская свита. Аркозовые песчаники Каплоносов и Радзыня не отличаются от песчаников семятычской свиты в Подлясской депрессии; дальше к югу, в разрезах серии аркозовых песчаников и (больше) мелко- и среднезернистых кварцевых песчаников с большим содержанием голубоватого глинистого цемента, в котором заключены розовые полевые шпаты. Нижняя часть этой свиты более богаты полевыми шпатами, в то время как в верхней части преобладают кварцевые песчаники. В этом районе песчаники семятычской свиты столь сильно отличаются своим составом от обычных для нее аркозовых песчаников, что имеются все основания для выделения здесь, в отдельную бялопольскую свиту, имеющую тот же возраст, что и семятычская свита.

В верхних слоях этих двух свит обнаруживаются частые прослои алевролитов, по своему характеру близкие вышележащей любельской свите.

Любельская свита. Любельская свита везде залегает под нижним кембрием и в принципе представлена мелкозернистыми отложениями: аргиллитами, алевролитами и песчаниками. В подошве любельской свиты иногда залегают крупнозернистые песчаники с полевыми шпатами. Однако с подстилающими отложениями они обычно связаны постепенным переходом.

Наиболее характерными породами любельской свиты являются черные аргиллиты с остатками водорослей *Vendotaenia antiqua* Gnilov., *Vendotaenia* sp. Черные аргиллиты чаще всего содержат прослойки светлого мелкозернистого песчаника.

НИЖНИЙ КЕМБРИЙ

Во всех изученных разрезах любельского склона платформы отложения кембрия залегают на любельской свите венда согласно, без признаков размыва. Проведенная граница между вендом и кембрием основана на палеонтологических данных. В рассматриваемой области установлено присутствие климонтовского яруса и отложений зон Holmia и Protolenus, которые перекрыты породами среднего кембрия.

Нижняя часть нижнего кембрия

Отложения климонтовского яруса в области любельского склона платформы представлены влодавской свитой – зоной Sabellidites – и мазовецкой свитой – зоной Platysolenites, которые образуют нижнюю и среднюю зоны этого яруса. Верхняя зона этого яруса – зона Mobergella – во всей области любельского склона платформы отсутствует. Эту зону мы можем видеть в области Балтийской синеклизы и в Подлясской депрессии.

Влодавская свита – зона Sabellidites. К зоне Sabelllidites были причислены отложения нижней части мазовецкой свиты, которые в настоящее время были выделены как влодавская свита. Отложения влодавской свиты лучше всего развиты в области любельского склона платформы, где они достигают мощности 77 м (скв. Бусувно). Литологически влодавская свита состоит из двух частей. Нижняя часть представлена кварцевыми песчаниками с большим количеством зерен и тонких прослоек глауконита и с отдельными зернами полевых шпатов. Аргиллиты образуют здесь тонкие прослои. В верхней части влодавской свиты появляются темно-серые алевритовые аргиллиты с мусковитом и прослои разнозернистого песчаника с зернами глауконита.

Фауна в названных отложениях представлена *Sabellidites* sp. и *Sabellidites cambriensis* Yan., что хорошо документирует зону Sabellidites (Lendzion, 1972). В отложениях зоны Sabellidites, кроме того, обнаружены водоросли: *Tyrasotaenia* sp. и *Tyrasotaenia podolica* Gnilov., описанные Гниловской (Aren, Lendzion, 1974).

Мазовецкая свита – зона Platysolenites. Вышележащая зона Platysolenites, представленная отложениями мазовецкой свиты, достигает максимальной мощности 120 м. Мазовецкая свита здесь представлена главным образом зеленовато-серыми алевритовыми аргиллитами и алевролитами, с чешуйками мусковита и редкими прослоями мелко- и среднезернистого песчаника с зернами глауконита. Песчаники преобладают в нижней части серии. В этих песчаниках обнаружены многочисленные зерна глауконита и полевого шпата, а также конкреции фосфоритов.

Помимо характерных для этой зоны *Platysolenites antiquissimus* Eichw. и *Serpulites petropolitanus* Yan. на поверхностях пластов песчаника и алевролита отмечены следы ползания; кракстен встречаются здесь очень редко.

Средняя и верхняя части нижнего кембрия

Мазовецкая свита со слабо выраженными следами размыва перекрыта отложениями каплоносской и радзыньской свит. Каплоносская свита и нижняя часть радзыньской свиты относятся уже к зоне Protolenus (Радзынь, Каплоносы, Парчев-10).

Каплоносская свита – зона Holmia. Нижняя часть зоны Holmia, представленная отложениями каплоносской свиты, состоящей из мелкозернистых и разнозернистых серых и светло-коричневых-фиолетовых песчаников. В базальных слоях этой свиты часто появляется интенсивная коричневая окраска. Алевролиты и аргиллиты каплоносской свиты образуют немногочисленные прослои различной толщины. Текстура породы часто нарушена илоядными животными. Здесь обнаружены вертикальные ходы организмов, а также структуры кракстен.

Радзыньская свита – зоны Holmia и Protolenus. Верхняя часть зоны Holmia и зона Protolenus представлены радзыньской свитой: чередованием алевролитов, аргиллитов и песчаников с глауконитом. Отложения этой свиты обладают сильно нарушенной текстурой. Отсутствие фауны не позволяет утверждать повсеместное распространение зоны Protolenus в области любельского склона платформы. Обнаруженная в скважинах Каплоносы и Радзынь фауна *Kingaspis* (*Kingaspis*) *borealisis* Lendzion, *Ellipsocephalus* cf. *hoffi* (Schlotheim), *Lingulella* cf. *nathorsti* Lnrs., *Westonia bottnica* (Wiman), хотя и слабо, но все же документирует присутствие зоны Protolenus только в северной части названной области. Встречается ли она в остальных скважинах, неизвестно. Может быть, на остальной площади любельского склона платформы нижний кембрий заканчивается зоной Holmia. Эта зона обладает хорошей палеонтологической обоснованностью и включает следующие виды: *Holmia* sp., *Strenuaeva primaeva* (Brögg), *Ellipsostrenua* cf. *micans* Kautky, *Schmidtiellus* sp., *Volborthella* cf. *tenius* Schmidt, *Hyolythellus* cf. *micans* Billings.

КОРРЕЛЯЦИЯ ВЕНДА НА ПЛАТФОРМЕ В ПОЛЬШЕ

(рис. 35, см вкл.)

Осадочный чехол докембрийской платформы в Польше начинается отложениями, относящимися преимущественно к венду – стратиграфической единице, выделенной в самой верхней части докембрия Восточно-Европейской платформы. Первоначально выделенный "вендский комплекс" (Соколов, 1952) охватывал лишь две свиты: нижнюю – "аркозовую", и верхнюю – алевролито-аргиллитовую. В настоящее время к венду часто относят и нижележащую волынскую серию, сложенную главным образом эффузивными породами (Келлер, Крылов, 1974), которая залегает на полесской серии верхнего рифея. Таким образом, на кристаллическом основании и на рифейской осадочной серии под нижним кембрием залегают отложения венда, состоящие из двух комплексов пород: нижнего – эффузивного и верхнего – аркозового и глинисто-алевритового. Нижний комплекс носит название волынского, а верхний – валдайского.

Оба эти комплекса, чаще всего называемые в литературе сериями, в принципе имеют очень разнообразный петрографический состав. Новейшие литологические описания венда представила М.Юсковякова (Juskowiakowa, 1974). Нижней частью венда является здесь славатычская свита, хорошо коррелирующая с волынской серией.

В основании базальтовых покровов славатычской свиты в районе Бяловежи и окрестностях Влодавы залегают песчаники и конгломераты аркозового типа; на остальной территории базальтовые покровы залегают непосредственно на кристаллическом основании. Как указывает М.Юсковякова, базальты проявляются в виде покровов мощностью от нескольких десятков сантиметров до нескольких десятков метров (реже в виде интрузных форм) вместе с пирокластическими породами (туфы, туфово-лавовые агломераты) и вулканоэпикластическими конгломерато-песчанистыми породами. В конгломератах и песчаниках значительное участие принимают породы кристаллического основания, главным образом кварц и полевые шпаты. Многочисленные базальтовые покровы имеют различную площадь распространения и различную мощность. Они разделены пачками переслаивания терригенных пород, туфов и конгломератов.

Волынская серия, которая отождествляется со славатычской свитой, залегает в Польше узкой полосой вдоль границы с СССР на Подлясье и в Любельщине. Область распространения свиты (за исключением Подлясской депрессии – Стадники, Замбрув – и в северной части любельского склона платформы – Радзынь, Парчев-10) точно не определена из-за малого количества буровых скважин. Перерыв в распространении этой свиты установлен скв. Лукув, где на глуб. 906 м под карбоном был встречен кристаллический фундамент.

Максимальная мощность славатычской свиты, достигающая вместе с базальными аркозами 372 м, установлена в Каплоносах. Вулканогенные образова-

ния славатычской свиты лишены окаменелостей; стратиграфическое их положение установлено на основании их соотношения с подстилающими и покрывающими отложениями.

Семятычская свита залегает на эффузивной свите с резкой границей, которая выражается в появлении конгломератов и аркозовых песчаников, состоящих главным образом из кварца, полевых шпатов и слюды. Аркозовые и кварцевые песчаники этой свиты преимущественно разнозернистые, имеют отсортированную слоистость с большим количеством слюд, а также с пропластками конгломерата. Появляются также слои, окрашенные гематитом. Падение слоев доходит до 40°.

На любельском склоне платформы мощность семятычской свиты и одновозрастной ей бялопольской свиты в отдельных скважинах представляется следующим образом:

1. В Радзыне она составляет 23,3 м, от гл. 1669, 5-1646, 2 м. В этой скважине обнаружены ожелезненные песчаники и алевролиты с большим количеством мусковита. В основании разреза приурочены грубозернистые породы. Появляются прослои конгломерата с мусковитом, биотитом и полевыми шпатами – материалом из кристаллического фундамента, сложенного в этом месте гранитогнейсами.

2. В Крове Багно песчаники бялопольской свиты имеют мощность 20,8 м, от глуб. 3477,5-3456,7 м. В той скважине на всю бялопольскую свиту приходится лишь 1,65 м керна, а остальная мощность установлена на основании геофизических данных. Переход от любельской серии к бялопольской документирован керном, в котором обнаружен каолинизированный среднезернистый светлый песчаник.

3. В Каплоносах мощность этой свиты составляет 37,8 м, от глуб. 1439,2-1401,1 м. Это типичные разнозернистые аркозовые песчаники, каолинизированные, местами с тонкими прослойками алевролита, а в подошве с тонкими прослойками глинистого материала. Встречаются прослои аркозового конгломерата. Падение слоев достигает 30°.

4. В Бялополе мощность бялопольской свиты составляет 39,6 м, от глуб. 2952,5-3918,9 м. Это мелко- и среднезернистые песчаники с прослоями алевролитов. Породы слоистые, со следами многократных перемывов. Местами встречается крупнозернистый каолинизированный песчаник. В основании серии кроме песчаников имеются прослои темно-серого алевролита, а в самой подошве серии залегает зеленовато-серый аргиллит. В Бялополе бялопольская свита залегает на базальтах.

Из сравнения четырех приведенных скважин видно, что семятычская свита и ее аналог – бялопольская свита – на любельском склоне платформы имеют весьма изменчивые мощности. Породы семятычской свиты, выветренные не только на поверхности, но и на глубине, что доказывается каолинизацией цемента песчаников. Керны получены не из всех скважин, вследствие чего мы не можем полностью оценить влияние фундамента, состав пород рассматриваемых свит. Сопоставление разрезов показывает, однако, что в Радзыне аркозовые песчаники, залегающие на кристаллическом фундаменте, связаны с ним самым тесным образом. Здесь в основании осадочной свиты располагаются крупнообломочные породы, испытавшие недалекий перенос. В то же время в Бялополе и Каплоносах в подошве осадочной свиты располагаются алевролитовые и глинистые породы, связанные с подстилающей свитой эффузивных пород.

В северной части любельского склона платформы и в восточной части Подлясской депрессии семятычская свита залегает на эффузивной свите или на кристаллическом фундаменте, и лишь в Каплоносах она залегает на песчаниках полесской серии, относящейся к верхнему рифею.

В Подлясской депрессии данные о залегании аркозовой свиты неравномерны из-за малого количества скважин в юго-восточной части. Мощности семятычской свиты следующие:

1. В Бяло-Подляске аркозовые песчаники и аггломераты залегают на глубине 922,9-890,5 м и имеют мощность 32,9 м.

2. В Тересполе семятычская свита залегает на глубине от 1268,5 до 1231,0 м, т.е. имеет мощность 37,5 м. Свита представлена аркозовыми песчаниками с немногочисленными глинисто-алевритовыми прослоями.

3. В Мельнике на глубине от 1611,2 до 1573,2 м залегают аркозовые и разнозернистые песчаники и конгломераты мощностью 38 м. Здесь можно видеть чередование песчаников различной гранулометрии и окрашенных в светлые и коричневые тона. Слоистость горизонтальная и косая, очень разнородная, с многочисленными тонкими глинистыми и алевролитовыми прослоями со слюдой. Главными компонентами песчаников являются кварц и полевые шпаты.

4. В Райске верхняя граница семятычской свиты не является точно установленной из-за литологического однообразия пород и отсутствия биостратиграфических данных, которые в настоящее время не могут быть пополнены из-за преждевременной ликвидации кернов. Можно считать, что кровля семятычской свиты находится на глубине 766 или 796 м. Первая версия является более правдоподобной и дает мощность семятычской свиты около 40 м. В составе семятычской свиты преобладают разнообразные глинисто-алеврито-песчанистые и аркозовые породы.

5. В Заблудове мощность семятычской свиты составляет 50 м – от глубины 670 до 620 м; сложена она главным образом аркозовыми песчаниками.

6. В Подборовисках-1 семятычская свита, представленная аркозовыми песчаниками, с прослоями алевролитов, залегает на глубине от 704,0 до 604,0 м, т.е. имеет мощность 100 м.

7. В Гродзиске аркозовая свита залегает на глубине 721,0 до 614,0 м, т.е. имеет мощность 107 м. В Гродзиске, а также и в Подборовисках залегают породы семятычской (крушиняньской) свиты наибольшей для всего Подлясья мощности.

8. В Скупове аркозовая свита с прослоями песчаников и алевритов залегает на глубине от 696 до 597 м. Ее мощность составляет около 97 м.

9. В Кшижах аркозовая свита залегает под влодавской свитой нижнего кембрия на глуб. от 805,0 до 724,0 м и имеет мощность 81 м. Это главным образом аркозовые песчаники.

Имеющиеся данные отчетливо указывают на уменьшение общей мощности семятычской свиты с севера на юг, т.е. от Мазурско-Сувальского поднятия до Любельского склона платформы, а также на постепенное изменение фаций в этом направлении.

Некоторое увеличение мощности семятычской свиты в Каплоносах и бялопольской свиты в Бялополе зависит от факторов, о которых будет сказано ниже. Распределение мощности аркозов указывает направление переноса обломочного материала с Мазурско-Сувальского поднятия, где происходил размыв пород кристаллического основания. Кровля семятычской свиты не везде является четкой. Во многих точках в самой верхней части свиты встречаются прослои алевролитов и аргиллитов, образующих постепенный переход к нижележащей любельской свите.

Любельская свита отчетливо распознается только на любельском склоне платформы, хотя нельзя утверждать, что и в юго-восточной части Подлясской депрессии не сохранились некоторые остатки этой свиты; они не обнаружены до сих пор, вероятно, из-за отсутствия густой сети буровых скважин.

Эта свита тесно связана с перекрывающими песчано-глинистыми отложениями, но имеет небольшие отличия в литологии. Эти отличия не всегда выражены отчетливо. Бросается в глаза преобладание аргиллитов и более тонкое переслаивание, переходящее в микрослоистость. Микрослоистость, подчеркнутая темно-оливковым аргиллитом, достигает густоты в 100 отдельных прослоек на 1 см. Микрослоистость является нерегулярной, часто с седиментационными нарушениями. Мощность отдельных прослоек изменчива.

Пачки микрослоистой породы разной мощности иногда чередуются с крупнослоистым песчаником или алевролитом.

На поверхности аргиллитов в микрослоистых пачках часто встречаются пленки водорослей из группы Vendotaenides. Ранее эти остатки назывались лами-

наритами, а вмещающие слои в северо-западной части Восточно-Европейской платформы (Ленинградская область) обозначилась, как ламинаритовые слои. Позже она была названа котлинской свитой (по о. Котлин) и скоррелирована с каниловской свитой Украины (Келлер и др., 1974).

В Польше на любельском склоне платформы под наиболее древними слоями кембрия разбурены отложения с Vendotaenides, которые К.Лендзен (Lendzion, 1962а) сопоставила с "ламинаритовой" свитой, придав им название любельской свиты.

1. На любельском склоне платформы (в Радзыне) любельская свита залегает на глубинах от 1646,2 до 1625,4 м и имеет мощность 20,8 м. Она сложена аргиллитами с тонкими прослоями алевролитов и песчаников со следами илоядных животных. В нижней части свиты располагаются коричневые песчаники и алевролиты с полевыми шпатами, постепенно сменяющие подстилающую серию аркозовых песчаников.

2. В Кровем Багно на глубине от 3456,7 до 3104,0 м эта свита имеет мощность 55,7 м. Это зеленовато-серые слоистые песчано-глинистые отложения, выход керна здесь незначителен; в имеющихся пробах преобладают песчаники. По имеющимся образцам и данным можно составить представление о характере всей свиты. В интервале 3440,5 до 3435,8 м, где получено 3,6 м керна, проявляются характерные прослойки с Vendotaenides.

3. В Каплоносах, где выход керна составил 100%, присутствует очень примечательная микрослоистая свита: песчано-алеврито-аргиллитовая порода с мусковитом на плоскостях напластования и со следами водорослей Vendotaenides. Остатки водорослей образуют плотные скопления в виде пленок и часто сохраняют форму разветвленных растений. В нижней части много прослоев аркозовых песчаников. Мощность свиты 48,6 м (гл. 1401,4-1352,8 м).

4. В Бялополе на глубине от 2918,9 до 2837,0 м залегает любельская свита мощностью 81,9 м. Хороший выход керна из скважины позволяет изучить особенности седиментации и характер мелкой слоистости. Это типичная любельская свита с остатками флоры на поверхностях напластования микрослоистых аргиллитов.

В кровле любельской свиты (т.е. в нижнем кембрии) залегают глинисто-алевритовые породы и песчаники, с повышенным содержанием глауконита. В противоположность этому в остальной части любельской свиты и в бялопольской свите зерна глауконита до сих пор не были отмечены.

Соотношение венда с подстилающими отложениями лучше изучено там, где эффузивная серия залегает непосредственно на кристаллическом фундаменте, т.е. на снивелированной, слабо расчлененной поверхности, покрытой базальтами и сопутствующими породами. Обломочный материал базальных слоев сохранился там, где он выполняет углубления в кристаллическом фундаменте и на пенипленизированной поверхности. Эти отложения аркозовых песчаников, конгломератов, фангломератов. В этих отложениях имеется галька и гравий различной крупности и разнообразного минералого-петрографического состава: базальты, порфириты, гранитоиды, гнейсы, кварц, полевые шпаты и т. п.

Поверхность кристаллического фундамента на платформе после длительного периода выравнивания и выветривания была покрыта песчаными отложениями эпиконтинентального типа. К ним относятся породы полесской серии, сохранившиеся в скважине Каплоносы. В остальных районах исследованной области они были удалены перед началом вулканической деятельности венда.

В венде над эффузивной свитой залегают описанные выше отложения двух свит: семятычской или бялопольской и любельской, образующих валдайскую серию. На основании сопоставления с аналогичными образованиями СССР представляется, что эти две свиты тесно между собой связаны и образуют один стратиграфический горизонт, представляющий две фации: песчанистую и глинистую, Песчаники аркозового типа, снесенные с северной части Мазурско-Сувалского поднятия, дают большие мощности семятычской (крушимяньской) свиты на южном склоне поднятия (Гродзиско, Подборовиска, Скупово, Кшиж и др.); в цент-

ральной части Подлясской депрессии мощности семятычской свиты уменьшаются (Мельник, Тересполь и др.), а на любельском склоне платформы мощности семятычской или бялопольской свит уменьшаются значительно (Радзынь, Кровe Багно) и снова несколько увеличиваются (Бялополе). В то же время мощности любельской свиты с юга на север последовательно уменьшаются и, наконец, совершенно исчезают. Во многих пунктах переходы между семятычской (главным образом между бялопольской) свитой и любельской свитой постепенные; песчаники и аргиллиты с алевролитами, прежде чем установится монотонный разрез любельской свиты, образуют чередующиеся пачки.

Такие фациальные соотношения говорят о вторжении глинистой фации любельской свиты на песчаные образования семятычской свиты, значительные мощности которых за пределами Польши (на Украине) уже не отмечаются. Представляется правдоподобным, что по мере удаления от Мазуро-Сувальского поднятия песчаные отложения континентального типа уступают место морским глинистым отложениям, пришедшим с юга, где во время формирования бялопольской свиты уже господствовали условия морской седиментации.

Внезапное уменьшение мощности семятычской свиты и отсутствие любельской свиты в центральной части Подлясской депрессии можно предварительно истолковать как результат тектонической деятельности: это были периодические поднятия центральной части депрессии перед окончательным вторжением кембрийского моря на Мазурско-Сувальское поднятие.

Детальный литологический анализ и флористические исследования помогут в будущем решить эту проблему.

КОРРЕЛЯЦИЯ НИЖНЕГО КЕМБРИЯ НА ПЛАТФОРМЕ В ПОЛЬШЕ (рис. 35)

Отложения климонтовского яруса в Польше распространены по всей платформе, за исключением области поднятий (Мазурско-Сувальское, Луковско-Виницкое поднятия) и восточной части Балтийской синеклизы. Аналоги климонтовского яруса известны и в соседних областях СССР.

Климонтовский ярус подразделяется на три зоны (снизу вверх): 1) зону Sabellidites, 2) зону Platysolenites и 3) зону Mobergella. Этим зонам соответствуют три литологические свиты (снизу вверх): влодавская свита, мезовецкая свита и завишиньская свита. До сих пор в осадочном чехле Восточно-Европейской платформы зона Mobergella зафиксирована только на платформенной территории в Польше. Однако в последнее время в Московской синеклизе были установлены глебовские слои, которые советские геологи пытаются сопоставить с отложениями завишиньской свиты.

Отложения, условно отнесенные к климонтовскому ярусу, с максимальной мощностью в 260 м, находятся в западной части Балтийской синеклизы. Поскольку палеонтологические данные относятся лишь к верхней его части мощностью в 143 м и документируют лишь верхнюю часть зоны Mobergella, то отнесение к климонтовскому ярусу подстилающей толщи, не содержащей фауны, не является достаточным. Эти отложения, мощностью 117 м, выделенные в Подляской депрессии как жарновецкая или вышкувская свиты мощностью 77 м, являются особой фацией и не имеют палеонтологической характеристики. Седиментация этих отложений, вероятно, началась еще перед кембрием и продолжалась до времени Holmia.

Хорошая палеонтологическая документация по всем трем зонам имеется в западной части Подлясской депрессии, где максимальная мощность климонтовского яруса составляет 170 м. На территории любельского склона платформы стратиграфический разрез климонтовского яруса неполон. На этой территории отсутствует зона Mobergella, однако мощность двух нижележащих зон составляет 200 м.

Зона Sabellidites

Влодавская свита лучше всего развита на территории любельского склона платформы, где она достигает мощности 77 м. Эта свита литологически и фаунистически тесно связана с хмельницкой свитой Западной Украины. Влодавская свита состоит из двух частей. Нижняя часть представлена песчаниками разной гранулометрии, с многочисленными зернами глауконита и с нерегулярными прослоями, а также скоплениями материала глинистой фракции. Верхняя часть влодавской свиты представлена темно-серыми алевритовыми аргиллитами с многочисленными чешуйками мусковита, и с прослоями песчаника с глауконитом. Подобное разделение на две части наблюдается и в хмельницкой свите Волынско-Подольских разрезов. Великолепно обособляющиеся отложения влодавской и хмельницкой свит на любельском склоне платформы в Польше и на Украине, на остальных территориях Восточно-Европейской платформы выражены менее отчетливо. На этих территориях им соответствуют отложения нижней части горизонта лонтова, которые были выделены в отдельный ровенский горизонт.

Зона Platysolenites

Мазовецкая свита является аналогом стоходской свиты Украины и лонтоваской свиты (синих глин) остальных территорий Восточно-Европейской платформы.

Мазовецкая свита в Восточной Польше, где она развита наиболее полно, обладает характерными литологическими особенностями. Это преимущественно зеленовато-серые аргиллиты с многочисленными прослоями разнозернистого и мелкозернистого песчаника с многочисленными зернами глауконита и в нижней части с редкими зернами полевых шпатов. Иногда песчаники и преобладают, а аргиллиты отходят на второй план. В отложениях этой серии мощность мазовецкой свиты достигает 130 м. Для мазовецкой свиты характерны текстуры краксген, а также следы ползания организмов.

Палеонтологическая документация мазовецкой свиты и ее аналогов достаточно представительна. Как следует из принятого сопоставления, данный состав органических остатков однотипен для всей западной части Восточно-Европейской платформы. Подобные сходства намечаются и при анализе комплексов акритарх (Ягельская, Янкаускас, Кирьянов, Волкова и др.). Вместе с тем следует подчеркнуть, что основой расчленения кембрия является макрофауна, так как палеоботанический метод является еще недостаточно точным для биостратиграфии кембрия.

Зона Mobergella

Завишиньская свита мощностью 93 м была выделена в западной части Подляской депрессии и Прибалтийской синеклизе. Она представлена мелкозернистыми и разнозернистыми песчаниками, с частыми зернами глауконита. Эти песчаники переслаиваются с аргиллитами, образующие пласты различной мощности. Такое же переслаивание характерно для завишиньской свиты западной части Балтийской синеклизы, в то время как в Подлясской депрессии аргиллиты редки. Экземпляры *Mobergella*, часто находимые на платформе в Польше, впервые были описаны из отложений нижнего кембрия южной Скандинавии. *Mobergella holsti* (Moberg) описана также из отложений, являющихся, вероятно, аналогами зоны Holmia в западной Латвии, однако идентификация этого экземпляра является сомнительной. До сих пор достоверные указания на нахождение *Mobergella* ограничивались узкой зоной на юго-западном склоне платформы в Польше и в южной Скандинавии. Бассейн этого времени не распространялся на обширные пространства. Он был ограничен несколькими заливами, вдоль которых происходило соединение удаляемых морских бассейнов.

Кроме экземпляров *Mobergella*, в отложениях завишиньской свиты встречаются экземпляры *Livia* и *Cassubia*, являющиеся эндемичными видами. Они

имеют большое палеонтологическое значение, но не имеют значения при построении стратиграфической схемы кембрия.

Зона Holmia

Отложения зоны Holmia покрывали всю территорию платформы в Польше. Лишь после окончательного этапа формирования Восточно-Европейской платформы, в результате которого возникли Мазурско-Сувальское и Луковско-Вишнищкое поднятия, отложения зоны Holmia и более молодые отложения были удалены эрозией.

Встречающаяся в зоне Holmia фауна, за исключением немногих эндемичных видов, принадлежит североатлантической палеозоологической подпровинции. Некоторые из видов встречаются также в кембрии Гренландии, Англии, Уэльса и в различных регионах Скандинавии, а также на территории Северо-Восточной Европы.

Зона Protolenus

Отложения зоны Protolenus не имеют хорошего палеонтологического обоснования. Подобная ситуация существует и в классических разрезах кембрия Швеции и Норвегии, а также Англии и Уэльса (Hennigsmoen, 1956; Westergard, 1929; Cowie, 1960, 1964; Cowie and eth., 1972).

В целом мы видим, что отложения нижних горизонтов кембрия на платформе в Польше представлены достаточно полно и на основании палеонтологических данных могут быть подразделены на ряд зон. Они являются хорошо документированным и представительным эталоном, к которому могут быть привязаны отдельные местонахождения, развитые в других областях.

КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ

В отложениях венда Восточно-Европейской платформы корреляция разрезов скважин проводится главным образом на основании литологических признаков. Особенно надежные данные в этом направлении получаются при прослеживании маркирующих пластов и пачек, таких как пепловые туфы, аргиллиты с фосфоритовыми конкрециями и др. Палеонтологические данные (остатки Metazoa, вендотениевая флора) оказывают при сопоставлении разрезов большую помощь, но редкость нахождения остатков флоры и фауны не позволяет использовать их в полном объеме. Акритархи, встречающиеся в валдайской серии в массовом количестве, еще недостаточно изучены для проведения по ним детально сопоставления разрезов. Все это очень усложняет и затрудняет корреляцию венда по палеонтологическим данным.

Нижние горизонты венда, в пределах рассматриваемых регионов, имеют сравнительно ограниченное распространение. Они сохранились главным образом в древних, ныне разобщенных впадинах: Волынской, Подлясско-Брестской и Оршанской. Строение верхнедокембрийских отложений в этих впадинах различно, что наряду с почти полным отсутствием в них органических остатков весьма осложняет сопоставления. Для их корреляции используется два маркирующих уровня: ледниковый уровень вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований. Вместе или по отдельности они распространены на территории всех трех впадин.

Залегающие в основании рассматриваемого разреза ледниковые отложения наиболее полно представлены в Оршанской впадине, где они состоят из блоньской и вильчанской свит. Последняя, уменьшаясь в мощности, протягивается в южном направлении в пределах Припятского прогиба. К юго-западу от Припятского прогиба в Волынской впадине, являющейся древним продолжением Оршанской впадины, отложения, весьма сходные с ледниковыми, вскрыты рядом скважин (Кременец-1; Нижний Витков, Рафаловская-4п, Рафаловская-231 и др.). Эти отложения достигают мощности несколько десятков метров и представлены тиллоидами, ленточными глинами с вкрапленными камнями, тонкослоистыми глинами и песчаниками. Они не образуют сейчас непрерывной толщи пород, так как сохранились весьма фрагментарно, но занимают постоянное стратиграфическое положение, несогласно залегая между полесской серией рифея и базальными отложениями вышележащей волынской серии. Эти отложения, выделенные под именем вильчанской серии (Веретенников и др., 1972) или под именем бродовской свиты волынской серии (Котык, Марковский, 1974), по своим фациям и стратиграфическому положению можно достаточно уверенно параллелизовать с ледниковыми отложениями Оршанской впадины. Скорее всего они соответствуют их верхней, вильчанской свите.

За пределами Оршанской и Волынской впадин вендский ледниковый уровень установлен только на южном склоне Балтийского щита, в Ладожской впадине. Здесь между приозерской свитой с характерным кудашским комплексом микропроблематики и редкинской свитой несогласно залегает толща тиллоидов, песчаников и конгломератов, весьма близкая по литологическому облику к вильчанским (Чумаков, 1974).

Толща вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований, отвечающая второму корреляционному уровню, наиболее полно представлена в Волынской и Подлясско-Брестской впадинах, где она выделена под именем волынской серии. В основании серии здесь наблюдается перерыв; в нижней ее части располагается песчано-гравелитовая горбашевская свита, которая за пределы этих впадин не прослеживается. В Восточной Польше с горбашевской свитой хорошо сопоставляется базальная терригенная пачка славатычской свиты. Вышележащая часть волынской серии, сложенная эффузивами и туфами основного и реже среднего состава, известна на Волыни под именем берестовецкой[1], а в юго-западной Белоруссии под именем ротайчицкой свит. В Польше им отвечает основная, верхняя часть славатычской свиты. Все три свиты составляют единое геологическое тело, которое непрерывно прослеживается от северного борта Подлясско-Брестской до юго-восточного борта Волынской впадин. Применение для него разных наименований обусловлено не геологическими причинами, а особенностями истории ее изучения.

На юго-восточном борту Волынской впадины берестовецкая свита испытывает резкие фациальные изменения: уменьшается в мощности до нескольких десятков метров, замещаясь в значительной мере осадочными породами; в районе г. Хмельницкого переходит в грушковскую свиту, имеющую главным образом терригенный состав. Эта свита протягивается узкой полосой вдоль Днестра, почти через всю Подолию, слагая здесь базальную часть осадочного чехла. Отзвуки вулканической деятельности отразились на составе грушковской свиты в виде маломощных базальтовых покровов ("каменская свита"), имеющих локальное распространение и в виде примеси пеплового материала в осадочных породах.

Аналогичное, но более постепенное замещение вулканогенных пород волынской серии осадочными породами можно проследить к северо-востоку от Волынской и Подлясско-Брестской впадин. В Южной Белоруссии (в Клецко-Столинской мульде) из состава ротайчицкой свиты исчезают эффузивы; здесь она полностью состоит из туфов, туффитов и значительного количества туфогенных пород. Одновременно заметно сокращается ее мощность (до 100-200 м). В Центральной и Северной Белоруссии стратиграфическим аналогом ротайчицкой свиты и вообще волынской серии принято считать вулканогенно-осадочную свислочскую свиту, которая занимает сходное положение в разрезе (см. табл. 6).

Как уже отмечалось выше, в составе свислочской свиты с юго-запада на северо-восток, по мере удаления от центров волынского вулканизма постепенно уменьшаются количество и размер пирокластического и вулканомиктового материала и одновременно сокращается общая мощность свиты. Эта закономерность в общем подтверждает корреляцию свислочской и ротайчицкой свит. В то же время эти свиты не являются полными стратиграфическими аналогами, как было принято считать раньше, поскольку уже в базальной пачке свислочской свиты присутствуют обломки базальтов и андезит-дацитов ротайчицкой свиты. Это свидетельствует о том, что свислочская свита отвечает лишь самой верхней части ротайчицкой свиты, так как андезит-дациты известны лишь в верхней половине последней.

Валдайская серия венда обладает характерными особенностями литологического состава, которые дают возможность прослеживать ее на огромных площадях в пределах всей Восточно-Европейской платформы. Большая часть серии сложена слабоизмененными серыми, синевато-серыми и темно-серыми, нередко тонко- и микрослоистыми аргиллитами и алевролитами с многочисленными акритархами (главным образом лейосферидиями) и отпечатками вендотениевой флоры. На разных стратиграфических уровнях в этой толще пород рас-

---

[1] В состав берестовецкой свиты следует включать, очевидно, базальную пачку (10-20 м) чарторыйской свиты Б.И. Власова, поскольку по простиранию она сменяется толщей, включающей базальтовые покровы.

полагаются прослои и пачки полимиктовых кварцево-полевошпатовых песчаников, которые нередко могут быть прослежены от скважины к скважине на значительное расстояние. В основании таких пачек нередко наблюдаются размывы, в одних случаях незначительные, в других более отчетливые, приводящие к срезанию значительных по мощности пачек. Соответственно этим прослоям в составе валдайской серии может быть выделен ряд циклично построенных пачек, которые начинаются песчаниками, заканчиваются глинисто-алевролитовыми прослоями. В одних случаях валдайская серия делится на этом основании на два отчетливых цикла, отвечающие редкинскому и котлинскому горизонтам, в других – количество таких циклов увеличивается до трех, реже до четырех – пяти (см. Е.П. Брунс, 1963). Тем не менее, два цикла удается наметить достаточно отчетливо и соответственно особенностям их строения в составе валдайской серии удается выделить две подсерии: нижняя из них в литературе именуется редкинской, а верхняя серия чаще всего обозначается как котлинская; так как нередко котлинской свитой обозначается меньшая по объему свита глинисто-алевролитовых пород, то некоторые авторы называют ее поваровской (по Поваровскому разрезу в Московской синеклизе) или каниловской по каниловской свите Приднестровья. Названные две серии послужили основой для выделения двух стратиграфических горизонтов: редкинского и котлинского, – обладающих особой палеонтологической характеристикой.

Для прослеживания редкинских отложений на территории Восточно-Европейской платформы важное значение имеют два уровня. Корреляционное значение одного из них, сложенного пепловыми туфами, замещающимися монтмориллонитовыми глинами, впервые показано А.В. Копелиовичем (1965), изучившим бронницкие туфы Подольского опорного разреза венда. Эти маркирующие пласты протягиваются вдоль всего западного склона Украинского кристаллического массива и отчетливо зафиксированы в скважине Ровно. Пепловые туфы редкинского уровня, дающие возможность надежно скоррелировать разрезы Приднестровья и Волыни, хорошо прослеживаются также по всей Московской синеклизе, где отчетливо прослеживается три пачки этих характерных пород, обычно обозначаемых как β_1, β_2 и β_3 (Аксенов, Келлер, 1974). В пределах Белоруссии эти характерные пачки в разрезах не обособляются, что не дает полной уверенности в отнесении к редкинскому уровню смоленской и межанской свит. В восточных районах ПНР редкинские отложения, по-видимому, отсутствуют. Изучая строение валдайской серии в скажинах Ровно, Ризничи, Бережцы, Бялополье, можно видеть более или менее постоянный состав и выдержанную мощность (74–100 м) каниловской свиты и вместе с тем сильное сокращение мощности подстилающих редкинских отложений, заполняющих интервал между берестовецкой и каниловской свитами от 210 (Розничи) до 35 м (Бережцы). В этом направлении в результате предканиловского размыва из разреза выпадает сперва колковская, а затем и большая часть ризничской свиты.

Поэтому авторы польско-советской монографии пришли к заключению, что семятычская (бялопольская) и любельская свиты соответствуют каниловской свите Подолии и Волыни. Появление значительной по мощности толщи песчаных пород в несколько десятков метров мощностью (до 50–60 м) характерно и для многих разрезов Белоруссии и Прибалтики. В Ленинградской области эти песчаники были выделены давно под именем гдовских песчаников. Следует, однако, подчеркнуть, что мощность этих песчаников непостоянна и гдовские песчаники по существу представляют собой песчаную фацию котлинских отложений. Наиболее сложной проблемой в корреляции разрезов венда западной части Восточно-Европейской платформы является положение решминской свиты, сложенной красноцветными песчаниками и алевролитами. В центральной части Московской синеклизы мощность этих песчаников достигает 400–500 м. К западу она резко сокращается. На южных склонах Балтийского щита с решминскими песчаниками может сопоставляться воронцовская свита в несколько десятков метров мощностью. В подавляющем числе разрезов Белоруссии, Лит-

Таблица 11

Корреляционная схема верхнего докембрия западной части Восточно-Европейской платформы

Горизонты по Б. Аренцу и Б.М. Келлеру, см. главу ....)	Серии	Западный склон Украинского кристаллического массива: Подолия	Волынь	Юго-восточная Польша	Подлясско-Брестская впадина: Восточная Польша	Юго-западная Белоруссия	Оршанская впадина и юго-западная часть Московской синеклизы		Южный склон Балтийского щита	Московская синеклиза
Котлинский (каниловский)	Валдайская	Каниловская свита	Каниловская свита	Любельская свита Бялопольская свита	Любельская свита Семятычская свита	Котлинская свита Гдовская свита	Поваровская подсерия	Котлинская свита Гдовская свита	Воронковская (свита) Котлинская свита Гдовская свита	Решминская свита Котлинская (любимская) свита
Редкинский		Нагорянская свита	Колковская свита			Гирская свита	Редкинская подсерия	Межанская свита Смоленская (лиозненская) свита		Усть-Пинежская свита Плетеневская свита
		Ярышевская свита	Розничская свита							
		Могилевская свита	Чарторыйская свита							
Древлянский	Волынская	Грушкинская свита	Берестовецкая свита	Славатычская свита	Славатычская свита	Ротайчицкая свита	Свислочская свита			
			Горбашевская свита							
			Бродовская свита				Чаротская серия	Вильчанская свита		
								Блонская свита		
Кудашский								Лапичская (осиповичская) свита		

вы, Украины котлинская свита сменяется согласно залегающим с ней ровенским горизонтом. Обособленной пачки песчаников, соответствующих решминской свите, в этих разрезах нет. Имеющиеся данные позволяют сделать два предположения. Согласно первому из них, отраженному на корреляционной схеме, принятой Кишиневским совещанием 1974 г., решминской свите в западных разрезах Восточно-Европейской платформы отвечает перерыв. Другое предположение заключается в том, что по направлению к западу решминские песчаники замещаются глинисто-алевролитовыми породами котлинской свиты. Будущие исследования покажут, что из них является более правильным. Корреляция разрезов верхнего докембрия дана в табл. 11.

Корреляция разрезов кембрийских отложений западной части Восточно-Европейской платформы показана на рис. 36. Долгое время из-за бедности разрезов остатками макрофауны корреляция кембрийских отложений осуществлялась на основе литологических данных и каротажа. При этом внутри каждого из регионов (структурно-фациальных зон) такая корреляция осуществлялась достаточно точно, поскольку в пределах каждого из регионов имеется несколько хороших маркирующих уровней. Среди литологических маркеров Балтийской синеклизы можно указать такую, как сакаская пачка кварцевых алевролитов и песчаников, горизонт с железистыми оолитами, кибартайская пачка и другие.

Однако, если в пределах каждой из фациальных зон при корреляции сразу не было совершено больших ошибок, то определение возраста толщ и корреляция между регионами не могла быть осуществлена достаточно надежно. С этой точки зрения очень показательно, что на протяжении долгого времени бережковская серия Волыни расценивалась как средне-верхнекембрийская, а талсинско-вергальские отложения Балтийской синеклизы коррелировались с ломоносовской и лонтоваской свитами Северной Эстонии.

Только с введением в практику биостратиграфических работ акритарх мы получили реальную возможность для детальной корреляции в пределах всей Восточно-Европейской платформы.

Конечно, и ранее с помощью макрофауны, в отдельных случаях, было осуществлено и точное определение возраста, и достаточно точная увязка разрезов. Особенно это касается уровней с трилобитами, в большом количестве впервые обнаруженных К. Лендзион в скважинах ПНР, а также находок таких групп, как сабеллидиты, плятисолениты и вольбортеллы.

Выявленные устойчивые ассоциации акритарх в совокупности с макроостатками позволяют достаточно легко в пределах раннего кембрия прослеживать пять уровней и один уровень в основании среднего кембрия. Распределение органических остатков, которые являются обоснованием для прослеживания этих уровней, показано в книге "Палеонтология верхнедокембрийских и кембрийских отложений Восточно-Европейской платформы" (1979).

Отложения ровенского горизонта распространены достаточно широко почти на всех регионах кроме Балтийской синеклизы. С типовыми разрезами Украины остальные разрезы коррелируются по наличию ровенского комплекса акритарх и сабеллидитид. Основой этого комплекса являются лейосферидии с толстой оболочкой, такие, как *L. bicrura* Jank. и *L.dehisca* Paŝhkev., которые распространены во всем изученном регионе. В некоторых разрезах (Московская синеклиза, Ленинградская область) кроме этих форм встречаются *Micrhystridum tornatum* Volk. В некоторых местах в ровенском горизонте были встречены *Teophipolia lacerata* Karjan. и *Ceratophyton vernicosum* Kirjan. (Украина, Литва, Латвия, Ленинградская обл.).

Лонтоваский горизонт охватывает лонтоваскую свиту Эстонии, лежскую и глебовскую свиту Московской синеклизы, збручскую и стоходскую свиты Украины. Для горизонта характерны представители рода *Platysolenites* и зональные акритархи типа *Granomarginata squamacea* Volk. и *Gr. prima* Naum., которые повсеместно встречаются по всем разрезам лонтоваской свиты. Для верхней части свиты характерно появление *Tasmanites tenellus* Volk., которые встречаются во всем рассматриваемом регионе.

Особо следует остановиться на слоях с *Mobergella*, которым многими стратиграфами придавалось важное корреляционное значение. Т.В. Янкаускас установил, что эти слои на территории ПНР содержат талсинский комплекс акритарх; в то же время в глебовских слоях Московской синеклизы, которые относились к слоям с *Mobergella*, оказался более древний (лонтоваский) комплекс видов.

На корреляционной схеме слои с *Mobergella* занимают промежуточное положение между талсинским и лонтоваским горизонтами.

К талсинскому горизонту на основании единства комплекса акритарх и наличия Volborthella относилась люкатиская свита Эстонии, низы вентавской свиты Латвии, доминопольская и низы любомльской свиты Украины и т.д. Однако выяснилось, что несколько обедненный комплекс аналогичных актитарх присутствует в обнаруженных только в последние годы нижележащих овишской и сыруской свитах (Латвия и Эстония). Таким образом, объем толщ имеющих талсинский возраст значительно вырос. На территории ПНР к талсинскому горизонту, несомненно, относится каплоносская свита и ее аналоги и, как говорилось выше, возможно и зона Mobergella.

Переход от лонтоваских к талсинским отложениям очень резок. В составе микрофауны выше этого рубежа появляется ряд форм, не встречавшихся ранее. Особенно важно здесь появление трилобитов, таких как *Schmidtiellus, Wolynaspis, ? Fallotaspis,* многочисленных вольбортелл и других форм, свойственных зоне Holmia. В составе акритарх также происходят заметные изменения появляются акантоморфные акритархи, такие, как *Baltisphaeridium, Micrhystridium* и др.

Отложения вергальского горизонта распространены значительно шире. Почти везде, и даже в песчаных фациях переходных районов от Московской к Балтийской синеклизе, они содержат специфические акритархи и в ряде мест характерную *Strenuaeva primaeva*. Вергальский возраст имеют: низы радзиньской серии и свитязьской свиты, верхи вентавской и низы тебрской свит и значительная часть курземской (в эстонском смысле) свиты, лакайская свита и низы цирмской толщ.

Вергальский горизонт соответствует слоям с *Holmia* Восточной Польши. В нем встречены характерные для этих слоев *Holmia kjerulfi* и *H. grandis*. От талсинских слоев комплекс акритарх вергальского горизонта отличается наличием ряда представителей рода *Baltisphaeridium* и звездообразными оболочками рода *Estiastra*.

В восточной части рассматриваемого региона (Восточная Эстония, Ленинградская область, Московская синеклиза) вергальский и раусвеский горизонты сильно редуцированы, а может быть отсутствуют.

На схеме к вергальскому горизонту отнесены так называемые ижорские песчаники, однако истинный их возраст неясен (Янкаускас, 1974 в). На р. Ижоре в ижорских песчаниках встречены типичные нижнекембрийские акритархи, ряд эндемичных форм, свойственных ижорской свите и формы, характерные для ордовика. Возраст этого комплекса видов неясен и может рассматриваться или как нижнекембрийский или как ордовикский.

К раусвскому горизонту, вмещающему нижний кембрий, отнесены: основная часть вирбальской свиты, значительная часть тебрской свиты, верхни свитязьской свиты, верхни радзинской серии, т.е. все те отложения, которые относились к зоне Protolenus. Наиболее типичным признаком этих отложений является появление среди аркитарх *Deunttia dentifera* Volk. Наиболее молодым подразделением является кибартайский горизонт, выделенный в пределах Балтийской минеклизы. Этот горизонт выделяется достаточно уверенно и характеризуется появлением *Baltisphaeridium pseudofoveolatum, Lophosphaeridium variabile* и других форм. К нему отнесены: кибартайская свита Литвы, верха тебрской свиты Латвии и отложения зоны P. oelandicus Польши.

2305

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ВЕНДА И КЕМБРИЯ

В настоящей главе на основании обобщения всего материала по стратиграфии рассмотренных регионов мы попытаемся выделить стратиграфические горизонты. Эти подразделения на основании главным образом палеонтологических данных объединяют отложения разного фациального типа, что позволяет коррелировать выделенные ранее свиты и пачки. Горизонты, вошедшие в общую систему стратиграфических подразделений, принятую в СССР (Стратиграфическая классификация..., 1956, 1965), в стратиграфических шкалах Западной Европы обычно обозначаются как региональные ярусы.

В настоящей работе наиболее полное обоснование имеют горизонты кембрия, где их выделение основано на комплексах животных и растительных остатков. Повсеместное нахождение акритарх позволяет прослеживать эти горизонты в разрезах подавляющего типа буровых скважин. Поэтому выделенные в кембрии горизонты были рассмотрены и утверждены на заседании польско-советской рабочей группы по изучению пограничных слоев докембрия и кембрия в г. Таллине (1974г.). Значительно сложнее дело обстоит с выделением стратиграфических горизонтов в составе докембрийских отложений. Трудности их выделения и прослеживания связаны с двумя обстоятельствами. Во-первых, палеонтологическое обоснование горизонтов в докембрии в настоящее время нельзя признать для этого достаточным. Остатки многоклеточных животных приурочены здесь только к одному редкинскому горизонту, а вендотениевая флора характерна только для редкинских и котлинских отложений. Акритархи встречены здесь на всех уровнях, но имеют крайне простые черты строения и представляют один из самых трудных объектов исследования. Хотя в кембрии выделение комплексов акритарх, обладающих четкими диагностическими признаками, может быть дано с большой степенью надежности, выделение таких комплексов в докембрии является пока делом будущего. Во-вторых, выделение стратиграфических горизонтов в докембрии связана с тем, что разрезы верхов докембрия запада Восточно-Европейской платформы не являются полными и содержат крупные стратиграфические перерывы. Из ряда горизонтов, известных в восточной части платформы и на Урале в центральных западных ее частях, известны лишь некоторые. Так, например, выделение кудашского горизонта, очень хорошо обоснованного на Урале, в Оршанском прогибе спорно и к нему с известной долей условности может быть отнесена одна лапичская свита. Еще западнее, на территории Польши, выпадает из разрезов и редкинский горизонт. Естественно, что при рассмотрении общей последовательности горизонтов авторы принуждены выходить за рамки рассмотренной территории и обращаться к Уралу.

Указанные выше обстоятельства не дали возможности в 1974 г. вынести на обсуждение и стратиграфически обосновать горизонты докембрия. Только позже, на завершающей стадии работы появились дополнительные данные для их выделения, в связи с чем авторы взяли на себя смелость предложить их на суд читателей.

ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ

При рассмотрении подразделений докембрия авторы будут использовать общее стратиграфическое деление докембрийских отложений, принятое в СССР на ряде межведомственных совещаний, происходивших в Кишиневе (1974 г), Апатитах (1975 г.) и в Уфе (1977 г.).

Согласно принятому здесь делению, рифейские отложения с нижней границей 1650 млн. лет подразделяются на нижний рифей, средний рифей, верхний рифей и кудашские отложения. Выше следует венд, который одними геологами включается в состав рифейской группы, другими рассматривается как самостоятельное подразделение. Богатые фауны, представленные бесскелетными животными и специфическая вендотениевая флора делают венд подразделением, обладающим небывало полным для докембрия биостратиграфическим обоснованием. Кудашские и вендские отложения вместе обособлялись в литературе под именем терминального рифея или вендомия.

Перейдем теперь к рассмотрению конкретных стратиграфических горизонтов докембрия Восточно-Европейской платформы и Урала. При этом мы будем основываться не только на результатах авторов этой работы, но также на данных последних работ Е.М. Аксенова, А.П. Брангулиса, Ю.Р. Беккера, Е.П. Брунс, Н.А. Волковой, М.Б. Гниловской, А.А. Клевцовой, А.С. Махнача, И.Е. Постниковой, В.И. Козлова, В.Ф. Сакалаускаса, Б.С. Соколова, Л.Ф. Солонцова, К.Э. Якобсона, Т.В. Янкаускаса, а также в таких сводных работах, как "Стратиграфия СССР. Верхний докембрий" (1963), "Палеогеография СССР, том I" (1974) и "Геохронология СССР, том I" (1973), к ним могут быть прибавлены данные корреляционной схемы верхнего кембрия, составленной Е.М. Аксеновым и Л.Ф. Солонцовым к Кишиневскому совещанию 1974 г.

Всего в терминальном рифее Восточно-Европейской платформы мы имеем возможность выделить четыре горизонта: кудашский, сложенный в значительной своей части карбонатными породами с фитолитами; древлянский, характеризующийся преимущественно присутствием ледниковых отложений (тиллитов); редкинский, содержащий многоклеточных животных, и котлинский, охарактеризованный богатыми комплексами флоры. Рассмотрим последовательно каждый из трех этих горизонтов.

Кудашский горизонт выделен на Урале в полосе пород терминального рифея, протягивающейся к северу от селения Кудаш вплоть до верховьев р. Зилим. В бассейне этой реки, по данным Ю.Р. Беккера, наблюдается следующая последовательность осадочных толщ терминального рифея: на известняках и доломитах миньярской свиты верхнего рифея (бьянская подсвита) с многочисленными строматолитами, среди которых особенно характерны *Gymnosolen ramsayi* Steinm. и *Minjaria uralica* Krylov, залегают кудашские отложения, в составе которых выделяются две свиты:

1) укская свита, сложенная слоистыми светлыми и темно-серыми доломитизированными известняками и доломитами с *Linella ukka* Krylov. В основании располагается пачка светлых гравелитов и кварцевых песчаников и нередко с глауконитом, сменяющихся выше глинистыми известняками и мергелями. Мощность до 250 м;

2) бакеевская свита (Беккер, 1975). Согласно залегает на укской свите. Сложена зеленовато-серыми алевролитами и аргиллитами с пачками ожелезненных песчаников и гематитовых руд (до 5 м). Мощность 60 м.

Выше кудашского горизонта по р. Зилим залегает ашинская серия, относящаяся к венду и представленная здесь только нижними двумя свитами:

1) урюкская свита. Залегает с резким размывом и несогласием. Сложена аркозовыми и кварцевыми песчаниками и гравелитами. В нижней части песчаники светлые грубозернистые, переходящие в гравелиты, выше – желтовато-серые и розовые. Мощность 220 м.

2) басинская свита. Сложена алевролитами с подчиненными пачками мелкозернистых песчаников. Видимая мощность свыше 150 м.

На восточном крыле Башкирского антиклинория в районе Кривой Луки выше бакеевской свиты располагаются алевролиты, песчаники и тиллитоподобные породы (350–400 м), выделявшиеся здесь под именем криволукской свиты (Келлер, 1966а; Гарань, 1969; Козлов, 1973). По одним представлениям эта свита фациально замещает урюкские песчаники Зилимского разреза, по другим является доурюкской и в верховьях р. Зилим уничтожена размывом. Вопрос этот пока не получил окончательного решения. Важно, однако, что при всех обстоятельствах толща, заключающая тиллитоподобные конгломераты и соответствующая вышележашему древлянскому горизонту, лежит выше бакеевских отложений. Это положение является чрезвычайно существенным при всех дальнейших сопоставлениях.

Кудашский горизонт, заключающий карбонатные породы с характерным комплексом микрофиолитов "юдомского" типа, является важным корреляционным уровнем и хорошо прослеживается вдоль всего Урала. К нему относят в настоящее время верхнюю часть карбонатной клытанской свиты и вулканогенную басегскую серию Среднего Урала, верхнюю половину маньинской свиты Приполярного Урала, известняки и доломиты, выходящие по р. Уй на восточном склоне Урала.

Значительно труднее выделить кудашский горизонт в пределах Восточно-Европейской платформы. По восточному ее краю в пределах Волго-Уральской области отложения ашинской серии (по местной терминологии верхнебавлинской) с глубоким размывом залегают на различных толщах рифея, переходя даже иногда на нижний рифей. Кудашские слои и подстилающие их миньярские и инзерские толщи выпадают здесь из разреза. Такие соотношения наблюдаются на огромных площадях Восточно-Европейской платформы. Нахождение кудашских слоев можно предположить лишь в нескольких линейно-вытянутых прогибах (авлакогенах), таких как Пачелмский и Оршанский. Впрочем, и в этих наиболее прогнутых участках платформы присутствие кудашских слоев нельзя считать строго доказанным.

В юго-восточной части Пачелмского прогиба на доломитах и зеленовато-серых алевролитах и песчаниках иргизской свиты (41 м), имеющей K/Ar возраст по глаукониту 830–995 млн. лет, лежат светло-серые и розоватые доломиты с линзами сургучно-красных кремней, мощностью 81 м (белынская свита). В ней обнаружены микрофитолиты верхнего рифея (*Glebosites gentilis* Z. Zhur., *Nubecularites uniformis* Z. Zhur. и др.). Выше следует секретаркинская свита (до 100 м), сложенная красновато-коричневыми и зеленоватыми мергелями и глинистыми известняками с прослоями алевролитов и песчаников. В карбонатных прослоях этой свиты встречаются редкие микрофилиты, а в скв. Пугачев-10 Саратовского Заволжья – более богатый комплекс видов, состояший из форм, характерных для юдомских отложений Сибири и укской свиты Урала (*Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Nubecularites volgensis* Rev., *Vesicularites bothrydroformis* (Krasn.), *V. congermans* Z. Zhur. и др.). Отнесение секретаркинской свиты к кудашскому горизонту не может считаться надежно доказанным, так как в вышележащей веденяпинской свите, сложенной внизу песчаниками, а выше – чередованием песчаников и алевролитов с глауконитом (190 м). Возраст, установленный по этому минералу, оказался равным 700–750 млн. лет, т.е. соответствует верхнему рифею (анализ данных см. Б.М.Келлер, 1973, стр. 13). Такая же дата (698 млн. лет) получена и для аналогов веденяпинских слоев района Пугачева. С резким размывом на веденяпинской свите, иногда переходя на более древние отложения, располагается воронская свита красноватых кварцево-полевошпатовых песчаников с подчиненными пачками аргиллитов и алевролитов, до 300 м мощностью. На ней согласно лежит краснозерская свита (190 м), состоящая из чередования зеленоватых и темно-серых аргиллитов, алевролитов и песчаников. Обе эти свиты с размывом перекрываются кварцево-полевошпатовыми песчаниками с массой угловатых обломков подстилающих пород ("мусористые песчаники"). Эти песчаники обычно сопоставлялись с вильчанскими тиллитами Белоруссии и относятся

к древлянскому горизонту. Из приведенного разреза видно, что в пределах Пачелмского прогиба между слоями с микрофолитами юдомского типа внизу тиллитоподобных пород вверху располагаются песчано-глинистые толщи, образующие два цикла осадконакопления. Нижний из них, представленный веденяпинской свитой, охарактеризован глауконитовыми датами с максимальными значениями, отвечающими верхнему рифею. Верхний цикл, представленный воронской и краснозерской свитами, лишен каких-либо органических остатков или геохронологических датировок. Возраст как одного, так и другого неясен; наличие здесь кудашских отложений не вызывает сомнений, но точный объем горизонта в Пачелмском прогибе пока не может быть определен. Е.М.Аксенов и Л.Ф.Солонцов условно причисляли к кудашским слоям всю пачелмскую серию и секретаркинскую свиту. Б.М.Келлер ограничивал их объем кудашского горизонта воронскими и краснозерскими отложениями (Келлер и др., 1974).

С тех же позиций может быть рассмотрена и возможность нахождения кудашских слоев в Белоруссии. Анализируя разрез, приведенный на стр. 85, мы можем предположить, что кудашским слоям в Оршанском прогибе относятся доломиты лапичской свиты (до 82 м), заключающие по З.А.Журавлевой такие формы, как *Vesicularites reticulatus* Nar., *Ves. concretus* Z.Zhur., *Ves. lubatus* Reitl., *Ambogolamellatus horridus* Z.Zhur, *Nubecularites abustus* Z.Zhur. и фрагменты строматолитов с микроструктурой, характерной для *Boxonia grumulosa* Kom. Все эти фитолитовые структуры указывают на укский (юдомский) возраст вмещающих пород. На основании этих данных лапичская свита традиционно сопоставлялась с секретаркинской свитой Пачелмского прогиба; однако нахождение в ней наряду с микрофитолитами "юдомского" типа форм более молодого облика (*Renalcis* и др.) не исключает ее более молодого возраста. Возможно, ее положение где-то вблизи нижней границы древлянского горизонта является вероятным.

Подводя итог, мы можем отметить, что разрезы верхнего рифея и кудашского горизонта в пределах Восточно-Европейской платформы чрезвычайно фрагментарны. Только в пределах Пачелмского и Оршанского авлакогенов сохранились отдельные свиты и пачки полной последовательности пород, известной на Урале. В большинстве случаев точное возрастное положение этих пачек остается неясным. Предстоит дальнейшая работа с использованием всех имеющихся методов для уточнения их возраста.

Древлянский горизонт. На западе Восточно-Европейской платформы, в пределах Оршанской впадины на территории Белоруссии мы имеем один из наиболее полных разрезов венда, состоящего здесь из трех естественных частей. Нижняя из них сложена тиллитами (до 500м), средняя – основными эффузивами и туфогеннообломочными породами (430м), верхняя – песчаниками и алевролитами (340м); суммарная их мощность превышает 1250м. В капитальной работе А.С. Махнача и его соавторов (1976) эти три подразделения именуются вильчанской и валдайской сериями. В.Я. Бессонова и Н.М. Чумаков нижнюю серию называют чаротской (см. стр. 69), увеличивая ее объем за счет присоединения к ней лапичских доломитов.

Две нижние серии: вильчанская и волынская – отличаются одинаковыми особенностями географического распространения и структурного положения. Долгое время они рассматривались как единая волынская серия, и это объединение до сих пор не лишено основания. Действительно, в других регионах Восточно-Европейской платформы, за пределами Белоруссии, "вильчанская серия" состоит всего из одной свиты, мощность которой не превышает нескольких десятков метров (Волынь, Пачелмский прогиб). Тем не менее, выделение двух серий в типовом разрезе Белоруссии прочно вошло в литературу (Махнач и др., 1976). Только поэтому для двух серий вместе принуждены использовать не старый, привычный термин "волынские отложения" (Sensu lato), а называть их древлянскими отложениями, заимствуя это название у И.Е.Постниковой (1977), которая применила его к одновозрастным отложениям центральных районов Восточно-Европейской платформы. В пределах Смоленской области И.Е.Постникова относила к древлянским отложениям торопецкую свиту (43 м),

сложенную тиллитами и тиллитоподобными породами, и вышележащую ярцевскую свиту (30 м), в Белоруссии – вильчанскую и свислочскую свиты, а на Волыни – сергеевскую свиту. Волынские вулканогенные породы считались И.Е.Постниковой более древними; принимая современную корреляцию, мы имеем основание включать их в состав древлянских отложений. Во многих работах рассматриваемые отложения выделялись под именем нижнего венда.

Общий структурный план древлянских отложений (нижнего венда) унаследован от верхнего рифея. Вильчанская и волынская серии выполняют обширный Оршанский прогиб и широко распространены в Белоруссии и смежных районах ПНР, где известна толща эффузивов, выделенная под именем семятычской серии. Во многих других разрезах Восточно-Европейской платформы этих отложений нет, и аналоги их могут быть указаны в Пачелмском прогибе, и возможно, в пределах Волго-Уральской области.

Фации древлянских отложений неблагоприятны для нахождения органических остатков. В ней полностью отсутствуют остатки многоклеточных животных, а акритархи представлены угнетенными формами чрезвычайно мелкого размера

Выше древлянского горизонта располагается толща терригенных пород, которая советскими геологами выделялась под именем валдайской серии. Отложения эти лишены карбонатных прослоев и в ряде разрезов, приуроченных к осевой части Московской синеклизы (г. Котлас, Яренск, Тотьма) превышают 1000 м. На основании истории геологических и биостратиграфических данных в составе валдайских отложений могут быть выделены два горизонта – редкинский и котлинский.

Редкинский горизонт в пределах Восточно-Европейской платформы пользуется чрезвычайно широким распространением. Они сложены песчано-глинистыми отложениями, среди которых протягивается несколько пачек пепловых туфов, позволяющих проводить корреляцию разрезов на широких площадях.

Редкинская свита впервые была выделена Копелиовичем в 1951г. в скв. Редкино близ Калинина. Здесь она сложена толщей темных аргиллитов и туфоаргиллитов, в нижней части алевролитов и песчаников, общая их мощность достигает 159 м. Названная свита может служить типом для выделения редкинского горизонта, объединяющим по простиранию ряд свит на основании прослеживания маркирующих пачек и палеонтологических данных.

По наличию пепловых туфов в нижней части редкинских отложений горизонт хорошо трассируется по всем разрезам Восточно-Европейской платформы от Подольского Приднестровья на западе до Пермской области на востоке. Менее четко они устанавливаются в пределах Белоруссии, где к редкинской свите отнесены две свиты – смоленская и межанская, сложенные аргиллитами, алевролитами и песчаниками, суммарной мощностью 187 м. Западнее, в пределах Польши, редкинская подсерия выпадает из разреза, и на более древних образованиях кристаллического фундамента или волынских вулканогенных образованиях залегают аналоги каниловских отложений, т.е. следующие свиты: бялопольская, семятычская и любельская. Очень полный разрез аналогов редкинских слоев имеется в Приднестровье. Здесь к ним может быть отнесена толща терригенных отложений с подчиненными пачками пепловых туфов общей мощностью 250 м. Она расчленяется на три свиты (могилевскую, ярышевскую и нагорянскую), хорошо прослеживающихся во всем Приднестровье.

Структурный план редкинских отложений резко отличается от древлянского. Как было впервые подмечено Е.П.Брунс, редкинские отложения выходят за пределы авлакогенов и выполняют синеклизы, следуя контурам обширного эпиконтинентального бассейна.

Не только со структурной, но и с палеонтологической точки зрения редкинские отложения отвечают совершенно особому этапу развития эпиконтинентального бассейна Восточно-Европейской платформы. Именно в валдайской серии появляются и получают широкое распространение многоклеточные животные, представленные такими типами, как кишечнополостные, аннелиды, членистоногие (?) и другие группы, характерные для фауны эдикарского типа. Богатые и разнообразные фауны, состоящие из представителей этих групп животных, вне-

запно появляются в нижней половине валдайской серии и широко представлены в редкинской подсерии и ее аналогах. Пока наиболее богатые фауны редкинского горизонта известны в Архангельской области (Келлер и др., 1975; Келлер, Федонкин, 1976). Здесь были обнаружены птеридиниумы (*Pteridinium simplex* Gürich., *Pt. nenoxa* Keller), дикинсонии *Dickinsonia costata* Spriss, сцифомедузы (*Albumares brunsae* Fedonkin), сприггины и своеобразные трилобитоформы (*Vendomia menneri* Keller, *Onega stepanovi* Fedonkin) и др. Более или менее одновозрастным может считаться комплекс многоклеточных животных, встреченный в могилевской, ярышевской и нагорянской свитах Приднестровья (Палеонтология..., 1977). Комплекс этот включает кишечнополостных (*Nemiana simplex* Palij, *Bronicella podolica* Zaika-Nov., *Planomedusites grandis* Sok., *Tirasiana disciformis* Palij) и другие виды. Резкое отличие этой ассоциации видов от встреченной в Архангельской обл., видимо, связано с особенностями валдайского палеобассейна.

Редкость нахождения карбонатных пород не дает возможности составить полное представление о составе фитолитов редкинской свиты. Все же в прослоях карбонатных пород редкинской свиты Онежского п-ова (р. Сюзьма) З.А.Журавлевой были определены нубекуляриты (*Nubecularites antis* Z. Zhur., *Nubecularites varius* Z. Zhur.).

Комплекс растительных остатков редкинской свиты своеобразен и включает такие роды, как *Eoholynia, Candina* и *Orbisiana*; лишь в нагорянской свите Приднестровья появляется *Vendotaenia,* которая становится преобладающей в следующем котлинском горизонте.

Наконец, в редкинской свите впервые появляется относительно богатый комплекс акритарх, включающий многочисленные гладкие лейосферидии, относящиеся к нескольким видам.

В целом редкинский горизонт имеет четкие палеонтологические отличия, позволяющие обособлять его среди однообразных песчано-глинистых пород валдайской серии.

Котлинский горизонт подчиняется тому же структурному плану, что и подстилающие редкинские отложения. Он выполняет обширные синеклизы Восточно-Европейской платформы и распространен необычно широко. Вместе с тем на редкинском горизонте котлинские отложения залегают с размывом и иногда переходят на подстилающие отложения; местами они залегают непосредственно на породах кристаллического фундамента.

Котлинский горизонт сложен исключительно аргиллитами и алевролитами с подчиненными пачками песчаников. В основании котлинского горизонта выделяется песчаная пачка до 10–15 м мощности. В некоторых районах она становится более мощной и в северной части Оршанского прогиба возрастает до 65 м. Эти песчаники известны под именем гдовских. В центральной части Московской синеклизы (Котлис, Яранск, Рослятино, Тотьма) котлинский горизонт имеет наибольшую мощность и состоит из двух свит – любимской, сложенной аргиллитами и алевролитами (418 м), и решминской, представленной красноцветными песчаниками и алевролитами (до 422 м). Общая их мощность превышает 800 м. В Архангельской области на западном борту Московской синеклизы (скв. Усть-Пинега) мощность этих двух свит соответственно равна 272 и 159 м (суммарная мощность 431 м). В пределах южного склона Балтийского щита синеклизы (скв. Кейла, Эллавере, Нарва) котлинский горизонт сложен в нижней части гдовскими песчаниками (50 м), выше аргиллитами (53 м) и, наконец, воронковской свитой, состоящей из светлых кварцевых песчаников и аргиллитов (30 м). Обычно эти песчаники коррелируются с решминской свитой. В среднем Приднестровье к котлинскому горизонту относится каниловская свита, имеющая мощность около 200 м. Наконец, на территории Польши к котлинскому горизонту можно отнести три свиты: бялопольскую, семятычскую и любельскую.

Семятычская свита – это песчанисто-аркозовые отложения, состоящие преимущественно из кварца, полевых шпатов и слюды. Коррелируется она с гдовской свитой Белоруссии. Однако в связи с фациальным переходом семятычской свиты на Люблинском склоне платформы в свиту бялопольскую на том же

стратиграфическом уровне возникает затруднение в корреляции ее с соответствующими свитами Украины. Вероятнее всего, бялопольская свита сопоставляется с нижней частью каниловской свиты Волыно-Подолии.

В Подлясской впадине и в северной части Любельского склона платформы семятычская свита залегает с размывом на эффузивной славатычской свите или на породах кристаллического фундамента, и только в Каплоносах залегает прямо на песчаниках полесской серии. Мощность семятычской свиты сокращается с севера к югу с 80 до 20 м. В том же направлении наступает фациальное изменение свиты. Появляются толщи более мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов, составляющих бялопольскую свиту. Мощность ее возрастает к югу и в Лопеннике достигает 90 м.

Выше на Любельском склоне платформы залегает любельская свита, в одних случаях отделенная от подстилающих отложений местными размывами, в других – связанная с ними постепенным переходом. В переходных слоях отмечается появление прослоев аргиллитов и алевролитов. Выше глинистые прослои становятся преобладающими. На поверхностях их отмечается появление пленок водорослей из группы Vendotaenides. Любельская свита считается завершением венда в Польше, который на Любельском склоне платформы постепенно переходит в нижнекембрийские осадки климонтовского яруса с фауной сабеллидит.

Палеонтологические остатки в котлинском горизонте не столь эффектны, как в подстилающем редкинском. Прослои карбонатных пород и заключенные в них микрофитолиты, как правило, отсутствуют. Единственный образец, найденный в котлинском горизонте в пределах Белорусской ССР, только изучается. Многоклеточные животные из котлинского горизонта также до сих пор не отмечались, но обнаружены следы их жизнедеятельности, определенные как *Paleopascichmis* и *Harlaniella*. Одной из самых примечательных особенностей котлинского горизонта является повсеместное распространение в нем представителей рода *Vendotaenia*, к которым в самой верхней части горизонта присоединяется род *Tyrasotaenia*. Вместе с ними в большом количестве встречаются гладкие примитивные леосферидии, относящиеся к нескольким разновидностям.

Выше котлинского горизонта следует ровенский горизонт, вероятно нижнего кембрия, заключающий характерный комплекс акритарх и многочисленных сабеллидит.

О ВЕНДЕ И ПРИНЦИПАХ ЕГО ВЫДЕЛЕНИЯ

В заключение следует кратко остановится на принципах выделения вендских отложений и объеме этого подразделения. Хорошо известно, что в результате длительных дискуссий, проведенных в последние годы по границе докембрия и кембрия, было единодушно решено, что основным методом в проведении этой границы является палеонтологический метод. Только данные о необратимом поступательном развитии органического мира на этом рубеже могут дать твердую основу для трассирования этой границы. Все остальные критерии могут рассматриваться как вспомогательные. Тот же вывод был сделан и участниками коллективной работы, посвященной терминальному рифею, вышедший под редакцией В.В.Меннера (Вендомий..., 1974). В выводах этой работы сказано, что единственным принципом, на основе которого возможны выделение и прослеживание верхнего подразделения докембрия, является биостратиграфический принцип. Важное значение имеют при этом изучение вертикального распространения водорослевых проблематик (строматолиты, микрофитолиты), остатков многоклеточных животных и в меньшей степени акритарх и вендотениевой флоры. Прослеживание стратиграфических перерывов, несогласий и различных маркирующих уровней (пачки пепловых туфов, тиллиты и др.) является важным методом для сопоставления разрезов в пределах бассейна осадконакопления, но не может быть использовано для межконтинентальной корреляции.

Попробуем теперь подойти с этих позиций к определению объема венда. Нет сомнений, что основой этого подразделения на Восточно-Европейской платфор-

ме является валдайская серия, заключающая богатые комплексы бесскелетных животных. Как известно, Б.С.Соколов (1952) первоначально выделил венд в объеме одной валдайской серии и долгое время вендские и валдайские отложения считались синонимами (Соколов, 1956; Соколов, Дзевановский, 1957). Лишь позже к венду была причислена подстилающая волынская серия и даже пачелмская серия (Стратиграфия СССР. Верхний докембрий, 1963; Решение стратиграфического совещания..., 1966). Такое объединение было сделано на основании различных историко-геологических данных без учета имевшихся к тому времени сведений о вертикальном распространении остатков Metazoa. Считалось, правда, что эти остатки могут встречаться и в более древних отложениях (чарнии английского разреза). Новые данные (Соколов, 1975) показывают, однако, что представители этого рода встречаются в валдайской серии Восточно-Европейской платформы, а цифры изотопного возраста, полученные для английских находок, видимо нуждаются в уточнении. Вместе с тем, каких-либо находок многоклеточных животных в довалдайских отложениях не зафиксировано.

Венд, который в настоящее время авторы большинства современных работ, включает: 1) нижнюю часть, или древлянские отложения, структурно приуроченные к авлакогенам и не содоржащие остатков многоклеточных животных и 2) верхнюю часть, или валдайские отложения, имеющие иной структурный план и заключающие богатые фауны "эдикарского" типа.

Объединение в одно целое столь различных по своим структурным и палеонтологическим особенностям отложений вряд ли рационально. Вероятно, первоначальная точка зрения Б.С.Соколова по поводу объема венда была более правильной. Это подразделение, представляющее собою совершенно особый этап в

Таблица 12

Схема расчленения терминального рифея

Фитема	Подфитема	Серия	Горизонты	Свиты северо-запада Восточно-Европейской платформы	Микрофитолиты	Акритархи	Растительные остатки	Следы Metazoa и жизнедеятельности
Терминальный рифей	Венд	Валдайская	Котлинский	Нагорянская, каниловская, гдовская, котлинская, любимская, решминская	—	Много лейосферидий, относящихся к нескольким видам	*Tyrasotaenia Vendotaenia Aataenia*	Следы *Harlaniella dolica, Palaeopascichimis, Nemiana simplex* (нагорянская свита)
			Редкинский	Редкинская, плетневская, устьпинежская	*Nubecularites antis, N. varius*		*Eoholynia Candina Orbisiana*	*Nemiana, simplex, Bronicella, Tirasiana, Cyclomedusa, Pteridinium simplex, Dickinsonia costata* и др.
		?	Древлянский	Свислочская, волынская торопецкая, ярцевская	—	Очень мелкие лейосферидии		—
			Кудашский	Лапичская	*Vesicularites concretus, Ambigolammelatus horridus, N. abustus* и др.	Много представителей рода *Kildinella*, лейосферидии		—

развитии органического мира и прослеживающееся на разных континентах (Европа, Африка, Австралия, Северная Америка), следует ограничить в пределах Восточно-Европейской платформы одной валдайской серией. Подстилающие древлянские отложения, важной частью которых являются ледниковые образования, видимо, могут быть причислены к довендским образованиям. Чисто условно на основании сложившихся традиций в этой работе мы оставляем древлянские отложения в составе венда.

Подводя итоги, мы можем предложить на рассмотрение следующую схему (табл. 12) расчленения терминального рифея Восточно-Европейской платформы.

ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ РАННЕГО КЕМБРИЯ И ВОПРОС О ГРАНИЦЕ КЕМБРИЯ И ДОКЕМБРИЯ

Детальное изучение разрезов раннего кембрия Восточно-Европейской платформы показало, что основным методом расчленения и корреляции разрезов может быть биостратиграфический. Несмотря на то, что в большинстве случаев остатки фауны достаточно редки, работами Н.А.Волковой, В.В.Кирьянова, Т.В.Янкаускаса и других была показана возможность использования для этих целей акритарх; более или менее однозначные их комплексы устанавливаются в большинстве районов Восточно-Европейской платформы.

Первоначальная привязка комплексов акритарх проводилась в палеонтологически охарактеризованных разрезах. С этой точки зрения наибольшее значение имело изучение разрезов Эстонии (Волкова, 1968), Латвии (Биркис и др., 1970), Польши (Волкова, 1969) и Украины (Кирьянов, 1969). В дальнейшем было показано, что эти комплексы однозначно сменяют друг друга в разрезах разных частей платформы. В результате этих работ и исследования фаунистических остатков была разработана схема, используемая в настоящей работе.

Возможности увязки разрезов Восточно-Европейской платформы с другими разрезами Европы и Сибири способствовало обнаружение здесь широко распространенных групп, в основном трилобитов, таких как *Strenuaeva, Holmia, Kjerulfia* и т. п.

В настоящее время кембрийские отложения Восточно-Европейской платформы можно подразделять на горизонты, которые по своему смыслу вполне отвечают и оппель-зонам.

Ровенский горизонт, который рядом исследователей (В.В.Кирьянов, К.Лендзен) выделяется как зона Sabellidites, относится к раннему кембрию. Он характеризуется обычно обилием сабеллидитид, редкими *Platysolenites* и появлением среди акритарх частых шиповатых *Micrhystridium tornatum*. Весьма характерно также обилие специфического вида лейосферид, описанного Н.А.Волковой как *Leiosphaeridia* тип С. Бедность палеонтологической характеристики ровенского горизонта, с одной стороны, нередко затрудняет распознование в разрезах, с другой – не позволяет однозначно решать вопрос о его возрасте (отнесение к докембрию или кембрию). Стратотипом ровенского горизонта был выбран разрез ровенской свиты.

Лонтоваский горизонт характеризуется прежде всего широким распространением *Platysolenites*, в связи с чем ряд исследователей (В.В.Кирьянов, Б.Арень, К.Лендзен) выделяли лонтоваские отложения в зону Platysolenites. Здесь продолжают существовать все группы, характерные для ровенского горизонта, но вместе с тем появляется много новых элементов. Смена ровенских отложений лонтоваскими фиксируется появлением характерных акритарх *Granomarginata squamacea* Volk., *G. prima* Naum., *Leiomarginata simples* Naum., *Tasmanites tenellus* Volk. и др. Очень важно появление в лонтоваских отложениях сначала хиолитид, хиолительминтов и гастропод, а в верхней части – первых *Mobergella*. Последнее обстоятельство позволило выделить в верхах лонтоваского горизонта самостоятельное подразделение – глебовские слои или глебовский горизонт, достоверное распространение которых, правда, в настоящее время ограни-

чено лишь центральной частью Московской синеклизы (Розанов, 1973; Кирсанов, 1974).

Стратотипом лонтоваского горизонта является разрез карьера Кунда, где обнажена, по-видимому, только его средняя часть, так как низы здесь не вскрыты, а верхи уничтожены предталсинским размывом. Хорошим дополнением этого разреза служит разрез в г. Таллин, где хотя и существуют те же дефекты, однако верхняя часть лонтоваского горизонта, вероятно, присутствует в большем объеме.

Талсинский (=люкатинский) горизонт в целом характеризуется резким обновлением фауны и флоры. Для многих исследователей это служит основанием для того, чтобы рассматривать нижнюю границу кембрийской системы (Плисов и др., 1975; Хоментовский, 1974).

Действительно, здесь мы впервые имеем дело уже с трилобитами (*Schmidtiellus, Wolynaspis, ? Fallotaspis*), вольбортеллами и другими ископаемыми, типичными для зоны Holmia (s.l.) европейских разрезов. Особенно интересно нахождение в талсинском горизонте трилобита, напоминающего *Fallotaspis*. Комплекс акритарх люкатиского горизонта значительно богаче предыдущего и характеризуется прежде всего появлением большого числа видов рода *Baltisphaeridium* (*B. cerinum* Volk., *B. dubium* Volk., *B. orbiculare* Volk., *B. ornatum* Volk., *B. papillosum* (Timof.)), и ряда других форм, таких, как *Tasmanites bobrowskii* Waz., *Lophosphaeridium tentativum* Volk., *Archaeodiscina umbonulata* Volk.

Наиболее существенные изменения в составе фауны и акритарх, наблюдаемые на рубеже лонтоваского и талсинского времени, связаны, однако, более всего с перестройкой структурного плана в это время. Особо следует заметить, что нижняя часть отложений, относимых в разных районах к талсинскому горизонту, охарактеризована палеонтологически еще очень слабо. Фактически только в скважинах Польши (Тлущ, Прабуты, Костежина, Жарновец) в верхах зоны Mobergella (Lendzion 1972; 1975a, b) и в овишской свите скв. Овиши Западной Латвии обнаружены органические остатки. В низах овишской свиты (Брангулис и др., 1975) обнаружены только *Micrhystridium pallidum* Volk., *Baltisphaeridium cerinum* Volk., *Platysolenites* sp. В связи с этим большие сложности возникают при интерпретации положения слоев с *Mobergella*. В Польше эти слои, выделенные под названием зона Mobergella или завишинские слои (Lendzion, 1972; Арень, Лендзен, 1974), по данным Т.В.Янкаускаса, содержат уже "обедненный" талсинский комплекс акритарх. Здесь обнаружены четыре вида *Mobergella: M. radiolata* Bengtson, *M. turgida, B. engtson M. holdti* (Moberg.). В то же время в осевой части Московской синеклизы (скв. Рыбинск-5р) *Mobergella* sp. обнаружена совместно с акритархами лонтоваского комплекса и *Sabellidites cambriensis* Yan. и *Platysolenites antiquissimus* Richw. Таким образом, биозона Mobergella, по-видимому, охватывает и верхи лонтоваского горизонта (см. рис. 35). Типовыми разрезами зоны Mobergella (завишинская серия) являются разрезы скважин Тлущ (2367,1-2397,0 м), Прабуты (2864,2-2894,6). Тождественность комплекса мобергелл в скважинах Польши и Южной Скандинавии является основанием для достаточно уверенной корреляции этого уровня. Стратотип люкатинского горизонта в узком смысле, расположенный в окрестностях Таллина (Люкати), также дефектен, как и стратотип лонтоваского горизонта, так как нижняя его граница связана с перерывом, а верхняя с современным эрозионным срезом. Более того, в связи с обнаружением овишских, сыруских и анологичных им образований, стало необходимо выбрать новый разрез в качестве типового для более широкого талсинского горизонта (s.l.). Стратотипом талсинского горизонта был указан разрез скв. Вергале-46 (Биркис и др., 1970), однако в скв. Овиши мы имеем, вероятно, наиболее полный разрез талсинского горизонта.

Более молодой вергальский горизонт характеризуется еще более обильным комплексом акритарх, в составе которого впервые появляются *Baltisphaeridium ciliosum* Volk., *B. implicatum* Fridrichsone, *B. varium* Volk., *Alliumella baltica* Vanderflit, *Pterospermopsis solida* Volk., *Estriastra minima* Volk. и ряд

других форм. С отложениями вергальского горизонта связаны находки наиболее представительного комплекса трилобитов, в котором характерны *Strenuaeva primaeva* (Brogg), *Holmia kjerulgi, H. grandis* Kiaer.

Проведение границы талсинского горизонта и вергальского горизонта вызывает большие сложности, поскольку практически во всех разрезах между отложениями с талсинским и вергальским комплексами органических остатков присутствуют неохарактеризованные или очень бедно охарактеризованные отложения (сакаская пачка Латвии, любомльская свита Украины и т.п.).

Одни исследователи относят эти отложения к верхам талсинского горизонта, другие считают более правильным отнести их уже к вергальскому горизонту. Однако, как и в случае с овишской свитой и ее аналогами, по-видимому, следует иметь в виду возможность выделения двух самостоятельных стратиграфических подразделений в низах и верхах талсинского горизонта, т.е. выше и ниже собственно люкатиского уровня.

Стратотип вергальского горизонта был установлен в скв. Вергале-46, глуб. 1241-1393 м.

Вышележащий раусвеский горизонт, соответствующий в целом зоне Protolenus, характеризуется появлением таких трилобитов, как *Protolenus, Ellipsocephalus, Kingaspis* и т. д. Правда, находки трилобитов в раусвеском горизонте сделаны лишь в юго-западных разрезах его распространения на территории Польши (восточная Польша и Свентокшишские горы). Комплекс акритарх раусвеского горизонта в целом сходен с вергальским, но отличается появлением *Micrhystridium notatum* Volk., *M. obscurum* Volk., *Deunffia dentifera* Volk. и ряда других форм. Весьма характерной особенностью отложений раусвеского горизонта является распространение в нем большого количества беззамковых брахиопод, среди которых важно отметить массовое появление *Westonia*.

Отложениями раусвеского горизонта венчается разрез раннего кембрия. По-видимому, согласно они перекрываются отложениями кибартайского горизонта, который является аналогом нижней части зоны Paradoxides oelandicus европейских разрезов. Трилобиты этой зоны были обнаружены в скважинах Северо-Восточной Польши и в ряде прибалтийских скважин. В самое последнее время *Ellipsocephalus politomus* Lurs. был найден в нижней части типичной кибартайской пачки (скв. Лиепая), в результате чего отпал вопрос о возможности раннекембрийского возраста нижней части кибартайской пачки (Янкаускас, 1974а). Акритархи кибартайского горизонта незначительно отличаются от раусвенских, однако ряд форм появляется только с этого уровня: *Baltisphaeridium latviense* Volk., *B. pseudofaveolatum* Fridrichsone, *Lophosphaeridium variabile* Volk., *Pterosphermopsis vitrea* Volk. Стратотип кибартайского горизонта находится в скважине (Вергале-50).

Авторы настоящего исследования не ставили перед собой задачу разработки ярусной схемы раннего кембрия на материалах Восточно-Европейской платформы. Однако следует заметить, что выделенные горизонты по характеру общности присутствующих в них ископаемых могут быть сгруппированы следующим образом: 1) ровенский + лонтоваский; 2) талсинский + вергальский; 3) раусвеский. Промежуточное положение может занимать, правда, зона Mobergella.

Для первых двух горизонтов характерно наличие в больших количествах сабеллидитид и плятисоленитов, отсутствие трилобитов, а среди акритарх – отсутствие представителей *Baltisphaeridium*.

Второе сочетание (талсинский + вергальский) характеризуется широким развитием оленеллид, находками многочисленных *Volborthella tenuis* Schm. и появлением "палеоостракод".

Для раусвеского горизонта, как уже говорилось выше, характерно прежде всего появление типичных протоленид.

Именно поэтому ряд авторов настоящей монографии использует для этих "объединенных" категорий понятие ярусов (Розанов, 1973; Биркис и др., 1970; Биркис, Брангулис и др., 1972; Волкова, 1973; и др.), употребляя Сибирскую но-

менклатуру (томмотский, атдабанский и т.д.), где эти вопросы разрабатывались с большой детальностью (Хоментовский и др., 1969; Розанов и др., 1969, Розанов, 1972). В официально принятой МСК ярусной схеме употребляется алданский и ленский ярусы. Искусственность применения этой схемы вообще и особенно применительно к Восточно-Европейской платформе вытекает из работ многих исследователей, не только обособляющих нижнюю часть раннего кембрия (балтийский, томмотский ярусы и т. п.), но и относящих вторую половину ленского яруса к среднему кембрию (Суворова, 1964; Opik, 1967; Jell, 1974).

Из рассмотрения материалов по распределению органических остатков можно видеть, что если мы будем в вопросе о нижней границе кембрия ориентироваться на распределение скелетных ископаемых или появление традиционно кембрийских групп, то в качестве границы может быть предложено два варианта: подошва или кровля ровенского горизонта.

В ровенском горизонте появляются ископаемые, которые традиционно считаются раннекембрийскими: *Sabellidites cambriensis Platysolenites antiquissimus* и впервые достаточно обильные *Michystridium tornatum*. Правда, представления о кембрийском возрасте этих ископаемых складывались именно на материале Восточно-Европейской платформы.

"Более типичные" кембрийские ископаемые начинают появляться только с лонтоваского времени. Это прежде всего хиолиты, гастроподы, хиолительминты и, наконец, в верхней части – Mobergella. Второе соображение, которое тоже было принято во внимание, – это представление о возможности отнесения и сабеллидитид, и плятисоленитов к червям, что позволяет ряду исследователей не считать эти ископаемые типично скелетной фауной (Розанов и др., 1969; Плисов и др., 1975). Предложения о выборе границы кембрия и докембрия были подробно обсуждены на двустороннем симпозиуме в Таллине (Арень и др., 1975). Участники симпозиума подчеркнули при этом, что выбор этих уровней не означает, что мы можем предложить какой-либо из разрезов Восточно-Европейской платформы в качестве возможного международного стандарта границы кембрия и докембрия, поскольку лучшие разрезы вскрыты только скважинами и палеонтологическая характеристика пограничных отложений кембрия и докембрия на Восточно-Европейской платформе крайне специфична и бедна. Это особенно хорошо видно из того, что, например, в лонтоваском горизонте мы имеем лишь несколько видов скелетных ископаемых, в то время как, например, на Сибирской платформе томмотские отложения содержат богатый набор самых разных групп (не менее 100 видов) скелетных ископаемых. Комплекс акритарх лонтоваского уровня – это не более 10–12 видов.

В настоящее время мы почти не знаем за пределами Восточно-Европейской платформы находок *Platysolenites*[1]. Есть указание на находки *Saarina* в одном из разрезов юга Австралии (Дэли, 1976). В сибири из сабеллидитид известна в основном только *Paleolina* (немакит-далдынский горизонт).

Тем не менее, в западной части Восточно-Европейской платформы мы располагаем важным опорным разрезом, в котором можно наблюдать непрерывный переход от наиболее молодых слоев докембрия к кембрийским отложениям. Переход этот происходит в песчано-глинистых толщах, однородных в отношении своих фациальных особенностей. Важно также то обстоятельство, что именно на Восточно-Европейской платформе в верхах докембрия были открыты богатые комплексы бесскелетных *Metazoa*, одновозрастные эдикарской фауне Австралии. Корреляция выделенных нами горизонтов венда и нижнего кембрия с выделенными ранее в Сибири позволит более обоснованно наметить опорные точки для границы докембрия и выбрать одну из них в качестве основной.

---

[1] Пока единственно достоверной является находка *Platysolenites antiquissimus* в низах разреза Калифорнии.

ЛИТЕРАТУРА

Айзберг Р.Е., Бессонова В.Я., Гарецкий Р.Г., Климович И.В. Особенности формирования раннеплатформенных структур Белоруссии. – Изв. АН СССР, серия геол., 1975, 9.

Аксенов Е.М., Келлер Б.М. Русская платформа и смежные прогибы. – В кн.: Вендомий (терминальные рифей) и его региональные подразделения. (Итоги науки. Стратиграфия и палеонтология, т. 5). М.: Изд. ВИНИТИ, 1974.

Арень Б.В., Келлер Б.М., Розанов А.Ю., Урбанек А. Польско-советский симпозиум по проблеме "Граница кембрия и докембрия" (Таллин, 2–8 сентября 1974 г.). – Изв. АН СССР, серия геол., 1975, 4.

Арень Б.В., Лендзен К. Распространение и стратиграфия климонтовского яруса нижнего кембрия на платформе в Польше. – В кн.: Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Европы и Северной Азии. М.: Наука, 1974.

Асаткин Б.П. 1937. Докембрийские образования, кембрийские и нижнесилурийские отложения Ленинградской области. – Труды Ленингр. геол. треста, вып. 15.

Асеева Е.А. Микрофоссилии и водоросли из верхнего докембрия Подолии. – В кн.: Палеонтология и стратиграфия верхнего докембрия и нижнего палеозоя юго-запада Восточно-Европейской платформы. Киев: Наукова думка, 1976.

Беккер Ю.Р. О выделении бакеевских отложений в стратотипическом разрезе рифея. – Изв. АН СССР, серия геол., 1975, 6.

Бессонова В.Я. Рифейские и нижневендские отложения Оршанской впадины и смежных районов. Автореф. канд. дисс. Минск, 1968.

Бессонова В.Я. Новые данные о вулканогенно-осадочных образованиях вендского комплекса Оршанской впадины. – Докл. АН БССР, 13, 1969, № 2.

Бессонова В.Я., Веретенников Н.В. Некоторые особенности псефитового материала тиллитоподобных отложений могилевской свиты верхнего протерозоя зон Восточной и Центральной Белоруссии. – В кн.: Стратиграфия, литология и полезные ископаемые БССР. Минск: Наука и техника, 1966.

Бессонова В.Я., Голионко Г.Б. Тектоника и история геологического развития Оршанской впадины на платформенном этапе. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1973, 48, вып. 4.

Бессонова В.Я., Климович И.В., Крылов В.Н., Раскин М.М. Условия залегания и особенности строения докембрийского ледникового комплекса Белоруссии. – В кн.: Тектоника и проблемы формирования осадочного чехла Белоруссии. Минск: 1975.

Бессонова В.Я., Нарожных Л.И. Микрофитолиты доломито-терригенной толщи верхнего докембрия Белоруссии. – Докл. АН БССР, 1970, 14, № 1.

Бессонова В.Я., Синичка А.М., Голубцов В.К., Медведева М.Г. Опорная скважина № 2 Оршанской впадины. Минск, Наука и техника, 1972.

Бессонова В.Я., Чумаков Н.М. О ледниковых отложениях в позднем докембрии Белоруссии. – Докл. АН СССР, 1968, 178, № 4.

Бессонова В.Я., Чумаков Н.М. Верхнедокембрийские ледниковые отложения западных районов СССР. – Литол. и полезн. ископ., 1969, 2.

Биркис А.П., Богданова С.В., Волох А.Г., Ротенфельд В.М., Файтельсон А.Ш. Тектоника кристаллического фундамента Балтийской синеклизы и сопредельных территорий. – Сов. геология, 1972, 6.

Биркис А.П., Брангулис А.П., Волкова Н.А., Розанов А.Ю. Новые данные по стратиграфии кембрия западной Латвии. – Докл. АН СССР, 1970, 195, № 4.

Биркис А.П., Брангулис А.П., Волкова Н.А., Розанов А.Ю. Новые данные по стратиграфии кембрия Восточной Латвии. – Докл. АН СССР, 1972, 204, № 1.

Биркис А.П., Карпицкий В.Я. Верхнекембрийские платформенные образования на территории Западной Латвии. – В кн.: Вопросы региональной геологии При-

балтики и Белоруссии. Рига: Зинатне, 1969.

Богомягкова В.Б., Верниковский В.Н., Хижняков А.В. К стратиграфии кембрийских отложений Львовского палеозойского прогиба. – В кн.: Геология и геохимия горючих ископаемых, вып.41. Киев: Наукова думка, 1974.

Брангулис А.П., Волкова Н.А., Карпитская А.П., Розанов А.Ю. К стратиграфии древних толщ Куземского полуострова. – В кн.: Геология кристаллического фундамента и осадочного чехла. Рига: Зинатне, 1975.

Брангулис А.П., Кала Э., Мардла А., Менс К., Пиррус Э., Сакалаускас В.Ф., Фридрихсоне А.И., Янкаускас Т.В. Схема структурно-фациального районирования территории Прибалтики в венде и кембрии. – Изв. АН Эст. ССР, серия хим. геол., 1974, 23, № 3.

Брангулис А.П., Мурниекс А.Э., Фридрихсоне А.И. Кембрийская система. – В кн.: Стратиграфические схемы Латвийской ССР. Рига: Зинатне, 1976.

Брунс Е.П. Стратиграфия древних доордовикских отложений западной части Русской платформы. – Сов. геология, 1957, 59.

Брунс Е.П. Северо-западные, центральные и северные районы западной части Русской платформы. – В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Брунс Е.П. Русская платформа. – В кн.: Стратиграфия СССР. Кембрийская система. М.: Недра, 1965.

Вахер Р.М., Кууспалу Т.И., Пуура В.А., Эрисалу Э.К. О геологическом положении сульфидных рудопроявлений в районе Ульясте. – В кн.: Литология палеозойских отложений Эстонии. Таллин, 1964.

Великанов В.А. Стратиграфия верхнедокембрийских отложений юго-западного склона Украинского щита. – В кн.: Палеонтология и стратиграфия верхнего докембрия и нижнего палеозоя юго-запада Восточно-Европейской платформы. Киев: Наукова думка, 1976.

Вендомий (терминальный рифей) и его региональные подразделения. (Итоги науки. Стратиграфия и палеонтология, т.5). М., Изд. ВИНИТИ, 1974.

Веретенников Н.В. Тиллитоподобные породы верхнего докембрия Белоруссии и их генезис. – В кн.: Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. Минск: Наука и техника, 1968.

Веретенников Н.В., Верниковский В.Н., Клевцова А.А. Тиллиты в верхнем докембрии Белоруссии и северо-западной Украины (Волынь) и их значение для стратиграфии пограничных слоев рифея и венда. – В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР. Вып. 7. Львов, 1972.

Вигдорчик М.Е., Гарбар Д.И., Оганесова А.М., Кобаков А.Г. Онежско-Ладожский перешеек. – В кн.: Геологический путеводитель по каналу им. Москвы и Волго-Балтийскому водному пути им. В.И. Ленина. Л.: Наука, 1968.

Волкова Н.А. Фитопланктон древнейших отложений Северо-Западного Подмосковья и его стратиграфическое значение. – Изв. АН СССР, серия геол., 1964, 4.

Волкова Н.А. Акритархи докембрийских и нижнекембрийских отложений Эстонии. Труды ГИН АН СССР, вып. 188. М.: Наука, 1968.

Волкова Н.А. Распределение акритарх в разрезах Северо-Восточной Польши. Труды ГИН АН СССР, вып. 206. М.: Наука, 1969.

Волкова Н.А. Акритархи и корреляция венда и кембрия западной части Русской платформы. – Сов. геология, 1973, 4.

Волкова Н.А. Акритархи из пограничных слоев нижнего-среднего кембрия Западной Латвии. – В кн.: Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Европы и Северной Азии. М.: Наука, 1974.

Воловник Б.Я. Петрология и минералогия трапповой формации Волыно-Подолии. Автореф. канд. дисс. Львов, 1971.

Гарань М.И. Верхний докембрия западной структурно-фациальной зоны. – В кн.: Геология СССР, т. 12, ч. 1. М.: Недра, 1969а.

Гарань М.И. Докембрий (венд – нижний кембрий) Западной и Центральной структурно-фациальной зоны (Южный Урал.) – В кн.: Геология СССР, т. 12, ч. 1. М.: Недра, 1969б.

Гарецкий Р.Г., Зиновенко Г.В. История тектонического развития Подлясско-Брестской впадины. – В кн.: Вопросы геологии Белоруссии. Минск, 1974.

Гейслер А.Н. К вопросу о стратиграфическом расчленении и корреляции нижнекембрийских отложений северо-западной части Русской платформы. – Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, 11.

Геохронология СССР. Т. 1. Докембрий. Л.: Недра, 1973.

Давыдова Т.Н. О месте основного перерыва в разрезе кембрия и ордовика северной части Советской Прибалтики. – Изв. АН СССР, серия геол., 1961, 2.

Давыдова Т.Н. К стратиграфии отложений между "синими глинами" и пакерортскими слоями северной части Советской Прибалтики. Изв. АН СССР, серия геол., 1964, 8.

Дикенштейн Г.Х. Палеозойские отложения юго-запада Русской платформы. М.; Л.: Госгеолтехиздат, 1957.

Дэли Б. Новые данные об основании кембрия в Южной Австралии. – Изв. АН СССР, серия геол., 1976, 3.

Журавлева З.А. Онколиты и катаграфии рифейских отложений Южного Урала. – Сов. геология, 1967, 9.

Журавлева З.А. К вопросу о возрасте верхнедокембрийских отложений Хараулаха. – Изв. АН СССР, серия геол., 1974, 11.

Журавлева З.А., Чумаков Н.М. Катаграфии, онколиты и строматолиты позднего докембрия Восточной Белоруссии. – Докл. АН СССР, 1968, 178, № 3.

Заика-Новацкий В.С. Рифей и нижний палеозой Украины и Молдавии. Автореф. докт. дисс. Киев, 1972.

Заика-Новацкий В.С., Великанов В.А., Ковалъ А.П. Первый представитель эдиакарской фауны в венде Русской платформы (Верхний докембрий). – Палеонтол. журн., 1968, 2.

Заика-Новацкий В.С., Великанов В.А., Жовинский Е.Я. Стратиграфія лівобережжя Дністра. – В кн.: Стратиграфия УССР. Т. 2. Рифей–венд. Киев: Наукова думка, 1971.

Заика-Новацкий В.С., Великанов В.А., Ханисенко А.М. Грушкинская свита Волыно–Подолии. – В кн.: Материалы по геологии, гидрогеологии, геофизике и геохимии Украины, Молдавии, Казахстана, Забайкалья. № 8. Киев: Изд–во Киевск. гос. ун–та, 1972.

Заика-Новацкий В.С., Палий В.М. Новые данные относительно проблематических отпечатков из вендских отложений Подолии. – Палеонтол. сб. Львовск. геол. об–ва, 1968, 5, вып. 1.

Заика-Новацкий В.С., Палий В.М. Древнейшие ископаемые организмы в отложениях вендского комплекса Приднестровья. – Палеонтол. сб. Львовск. геол. об–ва, 1974, 2, вып. 1.

Зиновенко Г.В. Тектоническое строение Брестской впадины. – Докл. АН БССР, 1969, 13, № 5.

Зиновенко Г.В. История развития Брестской впадины в мезозое. – В кн.: Вопросы геологии территории БССР и некоторых смежных районов УССР. Минск, 1970.

Зиновенко Г.В., Махнач А.С. Карбонатные отложения ордовика Брестской впадины. – Докл. АН БССР, 1968, 12, № 11.

Зиновенко Г.В., Махнач А.С. История формирования Брестской впадины. – Докл. АН БССР, 1969, 13, № 6.

Зиновенко Г.В., Махнач А.С. Стратиграфия кембрийских отложений Брестской впадины. – Докл. АН БССР, 1972, 16, № 5.

Кала А.Э. О возрасте тискреских слоев по материалам острова Хийумаа. – Изв. АН ЭССР, серия хим. геол., 1972, 21, № 3.

Кала Э., Мардла А., Калк К. Литолого-фациальная характеристика отложений вендского комплекса и балтийского яруса Эстонии. – В кн.: Тезисы докладов VII научной конференции геологов Прибалтики и Белоруссии. Таллин, 1970.

Каплан А.А., Андреева О.Н., Чернышова Н.В., Горянский В.Ю. Первая находка палеонтологически охарактеризованных верхнедокембрийских отложений в Южной Прибалтике. – Докл. АН СССР, 1973, 209, № 6.

Каплан А.А., Фандерфлит Е.К., Горянский В.Ю. Кембрийские отложения Южной Прибалтики. – Изв. АН СССР, серия геол., 1972, 6.

Кауи Д.В., Розанов А.Ю. Отчет Международной рабочей группы о симпозиуме по проблеме границы кембрия и докембрия. – Изв. АН СССР, серия геол., 1973, 12.

Келлер Б.М. Вендский комплекс Урала. – Сов. геология, 1966, 5.

Келлер Б.М. Тектоническая история и формации верхнего докембрия (Итоги науки и техники. Серия Общ. геол., т. 5). М., Изд. ВИНИТИ, 1973.

Келлер Б.М., Крылов И.Н. Совещание по стратиграфии верхнего докембрия Русской платформы (Кишинев, 27 мая – 1 июня 1974 г.). – Сов. геология, 1974, 12.

Келлер Б.М., Крылов И.Н., Розанов А.Ю. О границе кембрия и докембрия на Урале. – Сов. геология, 1975, 7.

Келлер Б.М., Розанов А.Ю. О польско–советских работах по границе кембрия и докембрия. – Изв. АН СССР, серия геол., 1973, 2.

Келлер Б.М., Федонкин М.А. Новые находки окаменелостей в валдайской серии докембрия по р. Сюзьме. – Изв. АН СССР, серия геол., 1976, 3.

Келлер Б.М., Кратц К.О., Митрофанов Ф.П., Семихатов М.А. Совещание по методам расчленения докембрия. – Сов. геология, 1976, 2.

Кирсанов В.В. К вопросу о стратиграфии докембрийских отложений в приосевой части Московской синеклизы. – Докл. АН СССР, 1968а, 178, № 5.

Кирсанов В.В. Новые данные по стратиграфии докембрийских отложений центральных районов Русской платформы. – Изв. АН СССР, серия геол., 1968б, 4.

Кирсанов В.В. Вендские отложения центральных районов Русской платформы. – Изв. АН СССР, серия геол., 1970, 12.

Кирсанов В.В. К вопросу о стратиграфии пограничных слоев венда и кембрия в центральных районах Восточно–Европейской платформы. – В кн.: Биостратиграфия и палеонтология нижнего кем–

брия Европы и Северной Азии. М.: Наука, 1974.

Киръянов В.В. О кембрийских отложениях в Подольском Приднестровье. – В кн.: Геология и геохимия нефтяных и газовых месторождений, вып. 2. Киев: Наукова думка, 1965.

Киръянов В.В. Палеонтологические остатки и стратиграфия отложений балтийской серии Волыно-Подолии. – В кн.: Палеонтология и стратиграфия нижнего палеозоя Волыно-Подолии. Киев: Наукова думка, 1968.

Киръянов В.В. Схема стратиграфии кембрийских отложений Волыни. – Геол.ж. АН УССР, 1969, 29, вып. 5.

Киръянов В.В. Стратиграфия и акритархи нижнего кембрия Волыно-Подолии. Автореф. канд. дисс. Киев, 1971.

Киръянов В.В., Добринецский С.И., Кожич-Зеленко М.П. Область підземного виступу кристаллічного фундаменту північнозахідної частини Волині. – В кн.: Стратиграфия УССР, т. 3. Кембрий. Ордовик. Киев: Наукова думка, 1972.

Кирьянов В.В., Крашенинникова О.В. Західний схил Українського щита в області Подільского виступу фундамента. – В кн.: Стратиграфия УССР. т. 3. Кембрий. Ордовик. Киев: Наукова думка, 1972.

Киръянов В.В., Чернышова Н.Е. О нижнекембрийских отложениях Северо-Западной Волыни и находке древнейшего трилобита. – Изв. АН СССР, серия геол., 1967, 7.

Клевцова А.А. Стратиграфическое соотношение разрезов верхнедокембрийских отложений Русской платформы. – Изв. высш. учеб. завед., геол. и разведка, 1968, 9.

Клевцова А.А. Об основных чертах истории Русской платформы в рифее. – Изв. высш. учеб. завед., геол. и разведка, 1971, 7.

Клевцова А.А. Вендский комплекс Русской платформы и его проблематические остатки. – В кн.: Литология и стратиграфия палеозойских и мезозойских отложений Русской и Скифской платформ. М.: Наука, 1972а.

Клевцова А.А. Основные черты истории развития Русской платформы в венде. – Изв. высш. учеб. завед., геол. и разведка, 1972б, 8.

Кожемякина И.А. Могилевские отложения северо-востока Белоруссии и возможность использования их для целей подземного газохранения. Труды треста "Союзбургаз", вып. 7. М., 1968.

Кожемякина И.А. Геологическое строение восточного склона Белорусской синеклизы. Труды треста "Союзбургаз", вып. 10. М., 1971.

Кожич-Зеленко М.П., Шульга П.Л. Литология и вопросы стратиграфии доордовикских отложений Западной Волыни. – Изв. АН СССР, серия геол., 1960, 9.

Козлов В.И. К вопросу о строении укских и ашинских отложений верхнего протерозоя Южного Урала. – Изв. АН СССР, серия геол., 1973, 7.

Копелиович А.В. К характеристике палеозойских отложений северо-западного Подмосковья по долинам бурения в районе ст. Редкино. – В кн.: К геологии центральных областей Русской платформы. М.: Гостехиздат, 1951а.

Копелиович А.В. Некоторые вопросы стратиграфии нижнего кембрия центральных областей Русской платформы. – Докл. АН СССР, 1951б, 28, № 5.

Копелиович А.В. Древнейшие отложения осадочного покрова Подмосковья. – В кн.: Вопросы геологии и геохимии нефти и газа. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1953.

Копелиович А.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. Труды ГИН АН СССР, вып. 121. М.: Наука, 1965.

Коркутис В.А. Стратиграфия кембрийских отложений Южной Прибалтики. – В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, 1968.

Коркутис В.А. О первых находках нижнекембрийского рода *Volborthella* в Южной Прибалтике. – В кн.: Палеонтология и стратиграфия Прибалтики и Белоруссии. Сб. 3. Вильнюс, 1971.

Котык В.А., Марковский Б.М. Верхнепротерозойские отложения глубоко погруженной части Волыно-Подольской окраины Русской платформы. – В кн.: Тезисы докладов Совещания по верхнему докембрию (рифею) Русской платформы. М.: Наука, 1974.

Крашенинникова О.В. Древние свиты западного склона Украинского кристаллического щита. Киев: Изд-во АН УССР, 1956.

Курочка В.П. Циклы осадконакопления древнепалеозойских отложений Приднестровья и фациальная приуроченность к ним глинистых минералов, микроэлементов и некоторых полезных ископаемых. Автореф. канд. дисс. Минск, 1959.

Ларин Н.И., Светозарова Т.А. Стратиграфия песчано-сланцевой толщи силура Подолии. – В кн.: Агрономические руды СССР, т. 1, ч. 2. (Труды НИУ, вып. 100). М.; Л., 1932.

Лендзен К., Коробов М.Н., Розанов А.Ю. Находки трилобитов зоны Paradoxides oelandicus в Западной Латвии. – Изв. АН СССР, серия геол., 1973, 8.

Лендзен К., Михняк Р., Розанов А.Ю. Литостратиграфическая корреляция позднего докембрия и нижнего кембрия

Свентокшишских гор и северо-западной части Русской платформы. – Изв. АН СССР, серия геол., 1965, 8.

Лиелдиена Э.К., Фридрихсоне А.И. О стратиграфии кембрийских отложений Западной Латвии. – В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляции с другими регионами. Вильнюс, 1968.

Лоог А.Р., Менс К.А., Мююрисепп К.К. О границе лонтоваской и пиритиской свит нижнего кембрия Прибалтики. – Изв. АН ЭССР, серия физ.-мат. и техн. наук, 1966, 15, № 2.

Лунгерсгаузен Л.Ф. Этапы развития Подольской платформы и ее причерноморского склона. – В кн.: Труды нефтяной конференции 1938 г. Киев: Изд-во АН УССР, 1939.

Лунгерсгаузен Л.Ф. Геологическая эволюция Южного Приднестровья. – Сов. геология, 1940, 5–6.

Лунгерсгаузен Л.Ф., Никифорова О.П. О стратиграфическом отношении силурийских слоев Подолии к аналогичным слоям некоторых других мест Европы. – Докл. АН СССР, 1942, 34, № 2.

Лурье М.Л., Обручев С.В. Основные черты эффузивного вулканизма трапповой формации Сибирской платформы. – Материалы ВСЕГЕИ, вып. 7. Л.: Гостоптехиздат, 1955.

Люткевич Е.М. О стратиграфии палеозоя и триаса Прибалтики и о стратиграфической приуроченности к ней нефтегазопроявлений. – Труды ВНИГРИ, вып. 261. Л.: Недра, 1968.

Мардла А.К., Менс К.А., Кала Э.А., Каяк К.Ф., Эрисалу Э.К. К стратиграфии кембрийских отложений Эстонии. – В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, 1968.

Махнач А.С. Древнепалеозойские отложения Белоруссии. Минск: Изд-во АН БССР, 1958.

Махнач А.С. Докембрийские отложения района Барановичей, Клецка, Ганцевичей и условия их залегания. – Докл. АН БССР, 1963, 7, № 2.

Махнач А.С. Стратиграфическая схема позднего докембрия Белоруссии. – В кн.: Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности БССР. М.: Недра, 1966.

Махнач А.С. Эффузивные породы среднего состава вендского комплекса Брестской впадины. – Докл. АН БССР, 1968, 7, № 2.

Махнач А.С., Бессонова В.Я., Веретенников Н.В. Стратиграфическая схема верхнего докембрия Белоруссии и смежных районов. – Докл. АН БССР, 1970, 14, № 2.

Махнач А.С., Веретенников Н.В. Вулканогенная формация верхнего протерозоя (венда) Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1970.

Махнач А.С., Веретенников Н.В., Шкуратов В.И. Стратиграфическая схема верхнего протерозоя Белоруссии. – Докл. АН БССР, 1974, 18, № 5.

Махнач А.С., Веретенников Н.В., Шкуратов В.И., Асеева Е.А. Литолого-стратиграфический разрез и микропалеофитологическая характеристика отложений верхнего протерозоя скважины Богушевск-2. – В кн.: Литология, геохимия и перспективы на полезные ископаемые глубинных зон Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1975.

Махнач А.С., Веретенников Н.В., Шкуратов В.И. Стратиграфия верхнепротерозойских отложений Белоруссии. – Изв. АН СССР, серия геол., 1975, 3.

Махнач А.С., Веретенников Н.В., Шкуратов В.И., Бордон В.Е. Рифей и венд Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1976.

Менс К., Пиррус Э. Древняя кора выветривания ляминаритовых глин на северо-западе Русской платформы. 1. Мощность и зональность строения. – Изв. АН ЭССР, серия хим., геол., 1969, 18, № 4.

Менс К., Пиррус Э. Древняя кора выветривания ляминаритовых глин на северо-западе Русской платформы. 2. Характеристика химико-минералогических изменений и условий образования. – Изв. АН ЭССР, серия хим., геол., 1970, 19, № 1.

Менс К., Пиррус Э. О стратиграфии пограничных слоев венда и кембрия на северо-западе Русской платформы. – Изв. АН СССР, серия геол., 1971, 11.

Менс К., Пиррус Э. Новые данные о возрасте тискреских слоев по материалам северо-западных разрезов Эстонии. – Изв. АН ЭССР, серия хим., геол., 1972, 21, № 3.

Менс К., Пиррус Э. Вендские отложения Прибалтики и литогенетические особенности их формирования. – В кн.: Тезисы докладов Совещания по верхнему докембрию (рифею) Русской платформы. М.: Наука, 1974.

Менс К., Пиррус Э. Базальный конгломерат люкатиских слоев нижнего кембрия Эстонии. – В кн.: Геология кристаллического фундамента и осадочного чехла Прибалтики. Рига: Зинатне, 1975.

Менс К., Пиррус Э. Стратотипические разрезы кембрия Эстонии. Таллин: Валгус, 1976.

Муромцева В.А., Сакалаускас В.Ф., Янкаускас Т.В. Новые данные к геологии кембрия Южной Прибалтики. – Изв. АН СССР, серия геол., 1974, 7.

Мююрисепп К.К. Характеристика нижней границы пакерортского горизонта от

мыса Пакерорт до реки Сясь. – Труды ИГН АН ЭССР, вып. 3. Таллин, 1958.

Мянниль Р.М. К номенклатуре кембрийских отложений Прибалтики. – Изв. АН ЭССР, серия техн. и физ.-мат.наук, 1958, 7, № 4.

Мянниль Р.М. Кембрийская система. – В кн.: Геология СССР, т. 28. Эстонская ССР. М.: Госгеолтехиздат, 1960.

Наумова С.Н. Споры нижнего кембрия. – Изв. АН СССР, серия геол., 1949, 4.

Наумова С.Н. Спорово-пыльцевые комплексы рифейских и нижнекембрийских отложений СССР. – В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. (Междунар. геол. конгресс, 21 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 8). М.: Изд-во АН СССР, 1960.

Наумова С.Н. Зональные комплексы растительных микрофоссилий докембрия и нижнего кембрия Евразии и их стратиграфическое значение. – В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Центральной Евразии. (Междунар. геол. конгресс. 23 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 9). М.: Наука, 1968.

Некрасов Б.А. Эофитоновый, ижорский (фукоидный) и оболовый песчаники Ленинградской области. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1938, 16, вып. 2.

Паасикиви Л.Б. Геологическое строение и история развития Ханья-Локновского и Мынистского поднятий. – Вопросы развед. геофиз., 1966, 5.

Палеогеография СССР. Т. 1. Докембрий, кембрийский, ордовикский и силурийский периоды. М.: Недра, 1974.

Палеонтология верхнедокембрийских и кембрийских отложений Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1977.

Палий В.М. О новом виде цикломедуз из венда Подолии. – Палеонтол. сб. Львовск. геол. об-ва, 1969, 6, вып. 1.

Палий В.М. Ископаемые остатки Metazoa и следы жизнедеятельности в древней терригенной толще (венд-нижний кембрий) Подольского Приднестровья. Автореф. канд. дисс. Киев, 1975.

Палий В.М. Остатки бесскелетной фауны и следы жизнедеятельности из отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Подолии. – В кн.: Палеонтология и стратиграфия верхнего докембрия и нижнего палеозоя юго-запада Восточно-Европейской платформы. Киев: Наукова думка, 1976.

Пашкявичене Л. Микропалеофитологическая характеристика вендских и нижнекембрийских отложений Прибалтики. – В кн.: Материалы по стратиграфии Прибалтики. Вильнюс, 1976.

Пиррус Э. Находка шамозита в поздневендских отложениях Ленинградской области. – Изв. АН ЭССР, серия хим., геол., 1973, 22, № 1.

Плисов А.А., Горянский В.Ю., Фандерфлит Е.К., Сапожникова П.С. Новые данные о расчленении венда на северо-западе Русской платформы и его границе с кембрием. – В кн.: Геология кристаллического фундамента и осадочного чехла Прибалтики. Рига: Зинатне, 1975.

Постникова И.Е. Корреляция разрезов верхнего докембрия западного склона Урала и Восточно-Европейской платформы. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1972, 47, вып. 5.

Постникова И.Е. Верхний докембрий Русской плиты и его нефтеносность. М.: Недра, 1977.

Проблемы нефтеносности нижнего палеозоя Балтийского бассейна. – Труды ЛИТНИГРИ, вып. 32. Л.: Недра, 1976.

Решения Стратиграфического совещания по верхнему протерозою восточных районов Русской платформы. М.: ОНТИ ВИЭМС, 1966.

Рифей и венд Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1976.

Розанов А.Ю. Развитие археоциат и границы подразделений нижнего кембрия. – В кн.: Палеонтология. (Междунар. геол. конгресс. 24 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 7). М.: Наука, 1972.

Розанов А.Ю. Закономерности морфологической эволюции археоциат и вопросы ярусного расчленения кембрия. – Труды ГИН АН СССР, вып. 241. М.: Наука, 1973.

Розанов А.Ю., Миссаржевский В.В., Волкова Н.А., Воронова Л.Г., Крылов И.Н., Келлер Б.М., Королюк И.К., Лендзион К., Михняк Р., Пыхова Н.Г., Сидоров А.Д. Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия. – Труды ГИН АН СССР, вып. 207. М.: Наука, 1969.

Рухин Л.Б. Кембро-силурийская песчаная толща Ленинградской области. – Уч. зап. ЛГУ, серия геол.-почв., 1939, 4.

Рухин Л.Б. Стратиграфия и литология кембрийской песчаной толщи Ленинградской области и Прибалтики. – Науч. бюлл. ЛГУ, 1946, 9.

Сакалаускас В.Ф. Новые данные по стратиграфической схеме кембрийских отложений Южной Прибалтики. – В кн.: Тезисы докладов XIX научной студенческой конференции. Вильнюсского государственного университета. Вильнюс, 1966.

Сакалаускас В.Ф. Венд Литвы. – В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя. Проблематики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, 1968.

Семихатов М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. – Труды ГИН АН СССР, вып. 210. М.: Наука, 1974.

Синичка А.М., Зиновенко Г.В., Жицкая З.В. Геологические результаты по Туровской споровой скважине № 2. – В кн.: Вопросы нефтяной геологии и геофизики. Минск: Наука и техника, 1970.

Соколов Б.С. О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы. – Изв. АН СССР, серия геол., 1952, 5.

Соколов Б.С. Стратиграфическая схема нижнепалеозойских (додевонских) отложений северо-запада Русской платформы. – В кн.: Додевон Русской платформы. Л.; М.: Гостоптехиздат, 1953.

Соколов Б.С. Сравнительная характеристика доэйфельских отложений центральных и восточных районов Русской платформы. – Труды ВНИГРИ, вып.95. Геол. сб. № 2. Л.: Гостоптехиздат, 1956.

Соколов Б.С. Проблема нижней границы палеозоя и древнейшие отложения досинийских платформ Евразии. – Труды ВНИГРИ, вып. 126, № 3. Л.: Гостоптехиздат, 1958.

Соколов Б.С. Древнейшие отложения раннего кембрия и сабеллидитиды. – В кн.: Тезисы докладов на Всесоюзном симпозиуме по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Новосибирск, 1965.

Соколов Б.С. Венд севера Евразии. – Геол. и геофиз., 1971, 6.

Соколов Б.С. О венде. – Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып.232, М.: Наука, 1975.

Соколов Б.С., Дзевановский Ю.К. О стратиграфическом положении и возрасте осадочных толщ позднего докембрия. – Сов. геология, 1957, 55.

Солонцов Л.Ф. Верхнедокембрийские образования Рязано-Саратовского прогиба. Автореф. канд. дисс. Казань, 1975.

Солонцов Л.Ф., Аксенов Е.М. Основные подразделения позднего докембрия Восточно-Европейской платформы. – Труды Геол. ин-та, № 24. Казань, 1969а.

Солонцов Л.Ф., Аксенов Е.М. Рифей Восточно-Европейской платформы. – Изв. высш. учеб. завед., геол. и разведка, 1969б, 10.

Солонцов Л.Ф., Аксенов Е.М., Андреев С.П., Поликарпова Н.Т. К литологии и индексации песчаниково-алевролитовых пачек и пластов валдайской серии Московской синеклизы. – Труды Геол. ин-та, № 30. Казань, 1970.

Солонцов Л.Ф., Аксенов Е.М. О стратиграфии валдайской серии Восточно-Европейской платформы. – Изв. высш. учеб. завед., геол. и разведка, 1970, 6.

Стащук М.Ф. До стратиграфії терригенної товщи нижьопалеозойских відкладів Середнього Приднестровяя. – Геол. журн, АН УССР, 1958, 17, вып. 2.

Стратиграфическая классификация и терминология. М.: Госгеолтехиздат, 1956.

Стратиграфическая классификация. Терминология и номенклатура. Л.: Недра, 1965.

Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М.: Госгеолтехиздат, 1963.

Стратиграфия УССР. Т. 2. Рифей – венд. Киев, Наукова думка, 1971.

Стрілкова Н.С. Західнії схид Українського щита в бассейні р.Горині. – В кн.: Стратиграфия УССР. Т. 3. Кембрії. Ордовик. Киев: Наукова думка, 1972.

Суворова Н.П. Трилобиты – коринексохоиды и их историческое развитие. – Труды ГИН АН СССР, вып. 103. М.: Наука, 1964.

Тимофеев Б.В. Древнейшая флора Прибалтики и ее стратиграфическое значение. – Труды ВНИГРИ, вып. 129. Л.: Гостоптехиздат, 1959.

Ульст Р.Ж. Основные черты истории геологического развития Прибалтики в нижнем и начале среднего палеозоя. – Труды Ин-та геол. и полезн. ископ. АН Латв.ССР, 1958, 2.

Ушакова З.Г. Нижнепалеозойская траповая формация западной части Русской платформы. – Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, № 80. Л.: Госгеолтехиздат, 1962.

Фридрихсоне А.И. Уточнение подразделений кембрийской системы в Латвии. – В кн.: Региональная геология Прибалтики. Рига: Зинатне, 1974.

Хазанович К.К. О проблеме возраста ижорских (фукоидных) слоев кембрия северо-запада Русской платформы. – Изв. АН СССР, серия геол., 1962, 12.

Хазанович К.К. О некоторых спорных вопросах в стратиграфии кембрия Северной Прибалтики и Ленинградской области. – Изв. АН СССР, серия геол., 1968, 4.

Хазанович К.К. О намечающихся изменениях в унифицированной стратиграфической схеме кембрия и нижнего ордовика Русской платформы. – В кн.: Тезисы докладов VII науч. конф. геологов Прибалтики и Белоруссии. Таллин, 1970.

Хоментовский В.В. Принципы выделения венда как системы палеозоя. – В кн.: Этюды по стратиграфии. М.: Наука, 1974.

Хоментовский В.В. Венд. – Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып.243. Новосибирск: Наука, 1976.

Хоментовский В.В., Шеннфильъ В.Ю., Якшин М.С. О юдомском комплексе Сибири. – Геол. и геофиз., 1969, 3.

Чумаков Н.М. Вендское оледенение Европы и Северной Атлантики. – Докл. АН СССР, 1971, 198, № 2.

Чумаков Н.М. Лапландское оледенение. – В кн.: Этюды по стратиграфии. М.: Наука, 1974.

Чумаков Н.М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды. – Труды ГИН АН СССР, вып. 302. М.: Наука, 1977.

Шатский Н.С. Очерки тектоники Волго-Уральской области и снежной части западного склона Южного Урала. – Матер. к позн. геол. строения СССР, нов. серия, вып. 2(12). М.: Изд-во АН СССР, 1945.

Шепелева Е.Д. О стратиграфическом распространении некоторых микрофоссилий (акритарх) (Русская платформа) в вендских и нижнекембрийских отложениях. – Труды ВНИГНИ, вып. 74. М.: Недра, 1969.

Шепелева Е.Д. Стратиграфическое расчленение вендских отложений центральных районов Русской платформы по акритархам. – В кн.: Микрофоссилии СССР. Новосибирск: Наука, 1974.

Шкуратов В.И. История геологического развития территории Белоруссии в позднем протерозое. Автореф. канд. дисс. Минск, 1975.

Шмидт Ф.Б. О новых открытиях в области кембрийских образований в Эстляндии.– Зап. Академии наук, серия 7, 1888, 36, кн. 1.

Шульга П.Л. Схема стратиграфии палеозоя юго-западной окраины Русской платформы (Волынь и Подолия). – Геол. журн. АН УССР, 1952, 12, вып. 4.

Шульга П.Л. Нарада по уточнению стратиграфії верхньодокембрійських та палеозойських відклад в Волини-Поділля. (Львів, 12–13 лютого 1964 г.). – Геол. журн. АН УССР, 1964, 24, вып. 6.

Шульга П.Л., Кирьянов В.В. Палеонтологические остатки и проблематика верхов протерозоя и низов кембрия Волыно-Подолии и их стратиграфическое значение. – В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного симпозиума по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Новосибирск: Наука, 1965.

Шульга П.Л., Стрелкова Н.С. Нові дані з стратиграфії кореляції волиньскої серії Волино-Поділля. – В кн.: Тектоника и стратиграфия, вып. 3. Киев: Наукова думка, 1973.

Якобсон К.Э. Соотношение волынской серии и других подразделений верхнего докембрия на западе Русской платформы. – Сов. геология, 1971, № 2.

Якобсон К.Э., Аксенов Е.М., Солонцов Л.Ф., Беккур Ю.Р. Строение докембрийского осадочного чехла Русской платформы.– В кн.: Докембрий Русской платформы и ее складчатого обрамления. Л.: Недра, 1974.

Янишевский Т.Э. Об остатках трубчатых червей из кембрийской синей глины. – Ежегодн. Русск. палеонтол. об-ва, 1926, 4.

Янишевский М.Э. Об остатках трилобитов (*Schmidtiellus mickwitzi* F. Schm.) из кембрийской синей глины. – Ежегодн. Русск. палеонтол. об-ва, 1928, 6.

Янишевский М.Э. Кембрийские отложения Ленинградской области. – Уч. зап. ЛГУ, серия геогр., 1939, 25, вып. 1.

Янкаускас Т.В. Биостратиграфия нижнего кембрия Литвы. – Докл. АН СССР, 1972, 205, № 5.

Янкаускас Т.В. Акритархи песчаной кембрийской толщи Южной Эстонии. – В кн.: Материалы 3-й научной конференции геологов Литвы. Вильнюс, 1973.

Янкаускас Т.В. К стратиграфии кембрия Прибалтики. – В кн.: Региональная геология Прибалтики. Рига: Зинатне, 1974а.

Янкаускас Т.В. Корреляция кембрийских отложений Литовской ССР (по акритархам). – В кн.: Биостратиграфия и палеонтология кембрия Европы и Северной Азии. М.: Наука, 1974б.

Янкаускас Т.В. Палеонтологическое обоснование геологического возраста ижорской свиты кембрия Русской платформы. – Изв. АН СССР, серия геол., 1974в, 1.

Янкаускас Т.В. Новые данные к истории геологического развития территории Прибалтики в кембрийский период. – Изв. АН СССР, серия геол., 1975, 1.

Янкаускас Т.В., Пости Э. Микропалеонтологическая характеристика стратотипических разрезов нижнего кембрия Эстонии. – Изв. АН ЭССР, серия хим., геол., 1973, 22, № 2.

Яновский А.С. Вендский комплекс. Кембрийская система. – В кн.: Геология СССР. Т. I. Ленинградская, Псковская и Новгородская области. М.: Недра, 1971.

Aren B. Geologia wglebna wschodniej Polski na prxekroju Easty-Tyszowce. – Kwart. geol., 1964, 8, N 1.

Aren B. Paleozoik obnizenia podlaskiego.– Kwart. geol., 1967, 11, N 3.

Aren B., Lendzion K. Organic remains at the Vendian-Cambrian boundary in the platform sediments in Poland. – Bull. Acad. pol. sci. Ser. sci. terre, 1974, 22, N 1.

Aren B., Lendzion K., Jaworowski K. Litologiczeskaja i stratigraficzeskaja charakteristika platformonnych otlozenij wenda i osnowanija niznego kembrija w Polsze: Tezisy dokladow. Moskwa, 1975.

Aren B., Pawlowski S. Projektowe zalozenia geologiczne badan ogolnych podloza Nizu Polski, cz. 3. Strefa brzezna platformy wschodnio-europejskiej w Polsce. Warszawa. 1958.

Bednarczyk W., Turnau-Morawska M. Litostratigrafia osadow kambru i wendu w rejoni Leby. – Acta geol. pol., 1975, 25, N 4.

Cowie G.W. Notes on Lower Cambrian stratigraphy in the boreal regions. – Intern. Geol. Congr. Rept. 21st Sess. Norden. Pt 8. Copenhagen, 1960.

Cowie G.W. The Cambrian period. – Quart. J. Geol. Soc. London, 1964, 120 S.

Cowie J.W., Rushton A.W., Stubblefield C.J. A correlation of Cambrian rocks in the British Isles: Spec. Rept 2. Belfast: Geol. Soc. London, 1972.

Czrnocki J. Stratigrafia i tektonika Gor Swetokrzyskich. – Pr. towarz. nauk. Warsz., 1919, 28.

Czarnoski J. Stratigrafia i tektonika Gor Sweitokrzyskich. – Pr. Inst. geol., 1957, 18.

Henningsmoen G. The Cambrian of Norway. – In: El sistema cambrico, su paleogegrafia y el problema de su base: Symp. Mexico, 1956, pt 1.

Jell P.A. Faunal provinces and possible planetary reconstruction of the Middle Cambrian. – J. Geol., 1974, 82, N 3.

Juskowiakowa M. Utwory najmlodszego prekambru. In: Skaly Platformy prekambryjskiej w Polsce, czesc 2. Pokrywa osadowa. Warszawa: Inst. Geol., 1974.

Juskowiakowa M., Znosko J. Atlas litologiczno-paleogeograficzny obszarow platformowych Polski. Cz. 1. Proterozoik gorny, tabl. 1, 2. Warszawa, 1974.

Kajak K., Kala E., Mardla A. Vendi ja kambriumi piirkikihtidest Eestis. – VIII Eesti Loodusuurijate Paera ettekannete teerid. Tartu, 1967.

Lendzion K. Zagadnienia stratygrafii kambru na pograniczu Polski i ZAARR. – Pr. geol., 1961, 4.

Lendzion K. Eokabr i kambr. – In: Budowa geologiczna nizu Polskiego. Warszawa, 1962a.

Lendzion K. Paleozoik na anteklizie Slawatycz w swietle nowych wiercen. – Kwart. geol., 1962b, 6, N 4.

Lendzion K. Wystepowanie fauny trylobitowej w osadach kambru schodniej Polski. – Pr. grol., 1962c, 2.

Lendzion K. Eokambr i kambr zachodiego obrrezenia platformy prekambry jskiej Europy wschodniej. – Prace Inst. geol., 1963, 30, cz. 4.

Lendzion K. The Cambrian of the East-European platform in Poland. – Intern. geol. congr. Rept 23rd Sess. Czechoslowakiw. Proc. Sec. 9. Prague, 1968.

Lendzion K. Kambr subholmiowy w polnocno wrchodniej Polsce. – Kwart. geol., 1972, 16, N 3.

Lendzion K. Kambr. – In: Profile glebokich otworow wierniczych. (Inst. Geol. z. 13 – Tluszcz, IG 1). Warszawa, 1974a.

Lendzion K. Kambr. – In: Atlas litologiczno-paleogeograficzny obsarow platformowych Polski. 1:200 000. Cz. 1. Proterozoi. Warszawa, 1974b.

Lendzion K. Fauna of the Mobergella zone in the Polish Lower Cambrian. – Kwart. geol., 1975a, 19, N 2.

Lendzion K. Kambr. – In: Profile glebokich otworow viertniczych. (Inst. Geol. z 27. – Prabuty IG). Warszawa, 1975b.

Lendzion K. Kambr. – In: Profile glebokich otwotow wiertniczych. Warszawa, 1976a.

Lendzion K. Stratigrafia kambru zachodniej czesci syneklizy perybaltyckiej. In: Z badan geologicznych na Nizu Polskim, Tom. 2. (Biul. Inst. Geol., N 270). Warszawa, 1976b.

Lendzion K., Dadiez R., Witkowski A. W sprawie literatygrafii osadow wendu i kambru w rejonie Leby-Kwart. geol., 1977, 21, N 1.

Lendzion K., Oberc J., Zak Cz. Eokambr. – In: Budowa Geologiczna Polski. Tom 1. Stratigrafia, cz. 1. Prekambr- i paleozoik. Warszawa, 1968.

Lendzion K., Oberc J., Zak Cz. The Cambrian. North-East Poland. – In: Geology of Poland, Warszawa, 1970b, vol. 1, pt 1.

Lendzion K., Zak Cz., Oberc J. Kambr. – In: Budowa Geologiczna Polski. Warszawa, 1968, Tom. 1. Stratigrafia, cz. 1. Prekambr i paleozoic.

Mens K., Pirrus E. Vendi kompleksi ja kambriumi fadest Eestis. – In: VIII Eesti Loodusuurijate Paera ettekannete teesid. Tartu, 1967.

Metzger A.Th. Beitraege zur Paleontologie des nordbaltischen Silures im Aalandgebiet. – Bull. comm. Geol. Finlande, 1922, 56.

Michniak R. Notes on the petrography and micropaleophytology in the oldest strata of the Holy Cross Mts. – Bull.Acad. pol. sci., 1959, 7, N 6.

Michniak R. Petrograficzna charakterystyka granicznych warstw dolnego i srodkowego kambru wschodniej czwsci Cor Sw. – In: Ksiega pamiatkowa ku czci Prof. J. Samsonowicza. Warszawa, 1962a.

Michniak R. Prekambr i kambr wschodniej czesci Gor Swietokrzyskich. – In: Przewodnik XXXV Zjazdu PTG w Kielcach. Warszawa, 1962b.

Michniak R., Orlowski S. Uwagi o tablicy stratigraficznej prekambru i kambru w Gorach Swietokrzyskich. – Pr. geol., 1963, 11.

Michniak R., Rozanow A.J. Nowe dane o najnizszymdolnym kambrze gor Swietokrzyskich. – Pr. geol., 1969, 17, N 12,

Mickwitz A. Arhaikum, Kambrium, Silur. – In: Baltische Landskunde. Riga, 1911.

Opik A. Beitrag zur Stratigraphie und Fauna des Estnischen Unter-Cambriums (Eophyton Sandsteins). – Publ. Geol. Inst. Univ. Tartu, 1925, 3.

Opik A. Über den estlandischen Plauen Ton.– Publ. Geol. Inst. Univ. Tartu, 1926, 6.

Opik A. Studien über das eitnische Untercambrium (Estonium). – Acta et comment. Univ. Tartuensis, 1929, A15, N 2.

Opik A. Über Scolithus aus Estland. – Acta et comment Univ. Tartuensis, 1933, A24, N 2, p. 1–12.

Opik A. Cambrian (Lower Cambrian) of Estonia. – In: El Sistema Cambrico su paleogeogradia de su Base. I. Mexico, 1956.

Orlowski S. Stratigraphy of Lower Middle Cambrian Beds in the Vicinity of Sandomierz (Central Poland). – In: Intern. Geol. Congr. Rept 21st Sess. Norden. pt 8. Copenhagen, 1960.

Orlowski S. Kambr obnizenia podlaskiego. – Acta geol. pol., 1973, 23, N 2.

Orlowski S. Lower Cambrian biostratigraphy in the Holy Cross Mts, based on the trilobite family Olleniedale. – Acta geol. pol., 1974, 24, N 4.

Pirrus E. Moiitatused aleuroliidi panqastel.– Eesti Loodus, 1971, 3.

Pirrus E. Jalq kambriumimere hiidasukast.– Eesti Loodus, 1972, 8.

Samsonowicz J. Kambr i kambro-sylur Gor Swietokrzyskich. – Spraw. towarz. nauk. Warsz., 1916, 9, N 4.

Samsonowicz J. Lower Cambrian fossils from the Klimontow Anticlinorum of the Holy Cross Mts (Poland.). – In: Ksiega pamiatkowa ku czci Prof. J. Samsonowicza. Warszawa, 1962.

Schermerhorn L.J.G. Terminology of mixed coarse-fine sediments. – J. Petrol., 1966, 9.

Schmidt F. Untersuchungen über die silurische Formation von Estland. – Arch. Naturk. Liv. – Ehst. u Kurl. Ser. 1, 1858, 2.

Schmidt F. Über eine neuentdeckte Unter-Cambrische Fauna in Estland. – Mem. Acad. Sci. St-Ptersbourg, 7 Ser., 1888, 36, N 2.

Simonen Ahti. Cambrian sediments in Finland. – In: Ei sistema cambrico, su paleogeografia y el problema de su base. Symp. Mexico, 1956, pt 1.

Spencer A.M. Late Precambrian glaciation in the North Atlanticregion. – Geol. J., Spec. Issue, 1975, 6.

Tomczykowa E., Lendzion K. Stratygrafia dolnego paleozoiku Europy srodkowej. – In: Z badan polskich geologow za granica. (Biul. Inst. Geol., N 257). Warszawa, 1972, T. 3.

Znoszko J. W sprawie pozycji stratygraficznej eokambryjskich sparagnitow i niektorych mlodoprekambryjskich formacji. – Kwart. geol., 1961, 5, N 4.

Znosko J. Nowe dane o stratygrafii sinianu i kembru w polnocnowschodniej Polse. – Pr. geol., 1965a, 1.

Znosko J. Problem kaledonidow i granicy platformy prekambryjskie w Polsce. – Biul. Inst. Geol., 1965b, 188.

Znosko J. Sinian i kambr polnocno-wschodniej Polski. – Kwart. geol. 1965c, 9, N 3.

Westergard A.H. A deep boring through Middle and Lower Cambrian strata at Borgholm Isle of Öland. – Sver. geol. unders. (Arsb.) 1929, 22, N 5.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение (*Б.М. Келлер, А.Ю. Розанов*) 3

Южный склон Балтийского щита (*К.А. Менс, Э.А. Пиррус*) 7

Балтийская синеклиза (*Б., Аренъ, А.П. Брангулис, Н.А. Волкова, К. Лендзион, К.А. Менс, Р.К. Михняк, Л.Т. Пашкявичене, Э.А. Пиррус, А.Ю. Розанов, Т.В. Янкаускас* 42

Оршанская впадина и западная часть Московской синеклизы. (*В.Я. Бессонова, Н.М. Чумаков*) 69

Восточная часть Подлясско-Брестской впадины. (*В.Я. Бессонова, Л.В. Пискун*) 97

Волыно-Подольский склон Восточно-Европейской платформы 119

Венд Волыни (*Б.И. Власов*) . . . . . –

Венд Подолии (*В.А. Великанов*) 131

Кембрий (*Ь.В. Кирьянов*) 151

Подлясская депрессия и Любельский склон платформы в пределах ПНР (*Б. Аренъ, К. Лендзион*). 178

Корреляция разрезов (*Б. Аренъ, В.Я. Бессонова, В.А. Великанов, Б.М. Келлер, А.Ю. Розанов, Н.М. Чумаков*) 207

Стратиграфические подразделения венда и кембрия (*Б. Аренъ, Б.М. Келлер, К. Лендзион, А.Ю. Розанов*) 213

Литература 225

CONTENTS

Introduction (*B.M. Keller, A.Y. Rozanov*) 3

Southern slope of the Baltic Shield (*K.A.Mens, E.A. Pirrus*) 7

The Baltic syneclise (*B. Aren, A.P. Brangulis, N.A. Volkova, K. Lendzion, K.A.Mens, R.K. Michniak, L.T. Paškevičiene, E.A. Pirrus, A.Y. Rozanov, T.V. Jankauskas*) 42

The Orsha depression and western part of the Moscow syneclise (*V.Y. Bessonova, N.M. Chumakov*) 69

Eastern part of the Podlyask-Brest depression (*V.Y. Bessonova, L.V. Piskun*). 97

The Volyn-Podolian slope of the East-European platform 119
The Vendian of the Volyn region (*B.I. Vlasov*) . . . . . –
The Vendian of the Podolian region (*V.A. Velikanov*) 131
The Cambrian (*V.V. Kiryanov*) 151

The Podlyas depression and the Lubel slope of the platform within the Polish territory (*B. Aren, K. Lendzion*) 178

Correlation of sections (*B. Aren, V.Y. Bessonova, V.A. Velikanov, B.M. Keller, A.Y. Rozanov, N.M. Chumakov*) 207

Stratigraphic subdivisions of the Vendian and the Cambrian (*B. Aren, B.M. Keller, K. Ledzion, A.Y. Rozanov*) 213

Bibliography. 225

СТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКИХ И КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Утверждено к печати Геологическим институтом Академии наук СССР

Редактор *Ю.И. Воронин.* Редактор издательства *В.С. Ванин*
Художественный редактор *С.А. Литвак.* Технический редактор *Л.В. Русская*

ИБ № 16414

Подписано к печати 13.04.79. Т – 08720. Формат 70×108 1/16. Бумага офсетная № 1
Усл.печ.л. 20,7+1,3 вкл. Уч.-изд.л. 24,1. Тираж 800 экз. Тип. зак. 2305 Цена 3р. 80к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва, В-485, Профсоюзная ул., д. 90;
Московская типография № 9 Союзполиграфпрома, Москва, Волочаевская ул., д. 40

3р. 80 к.

3р. 80 к.

Стратиграфия верхнедокембрийских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы

IUGS
UNESCO

Стратиграфия верхнедокембрийских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы

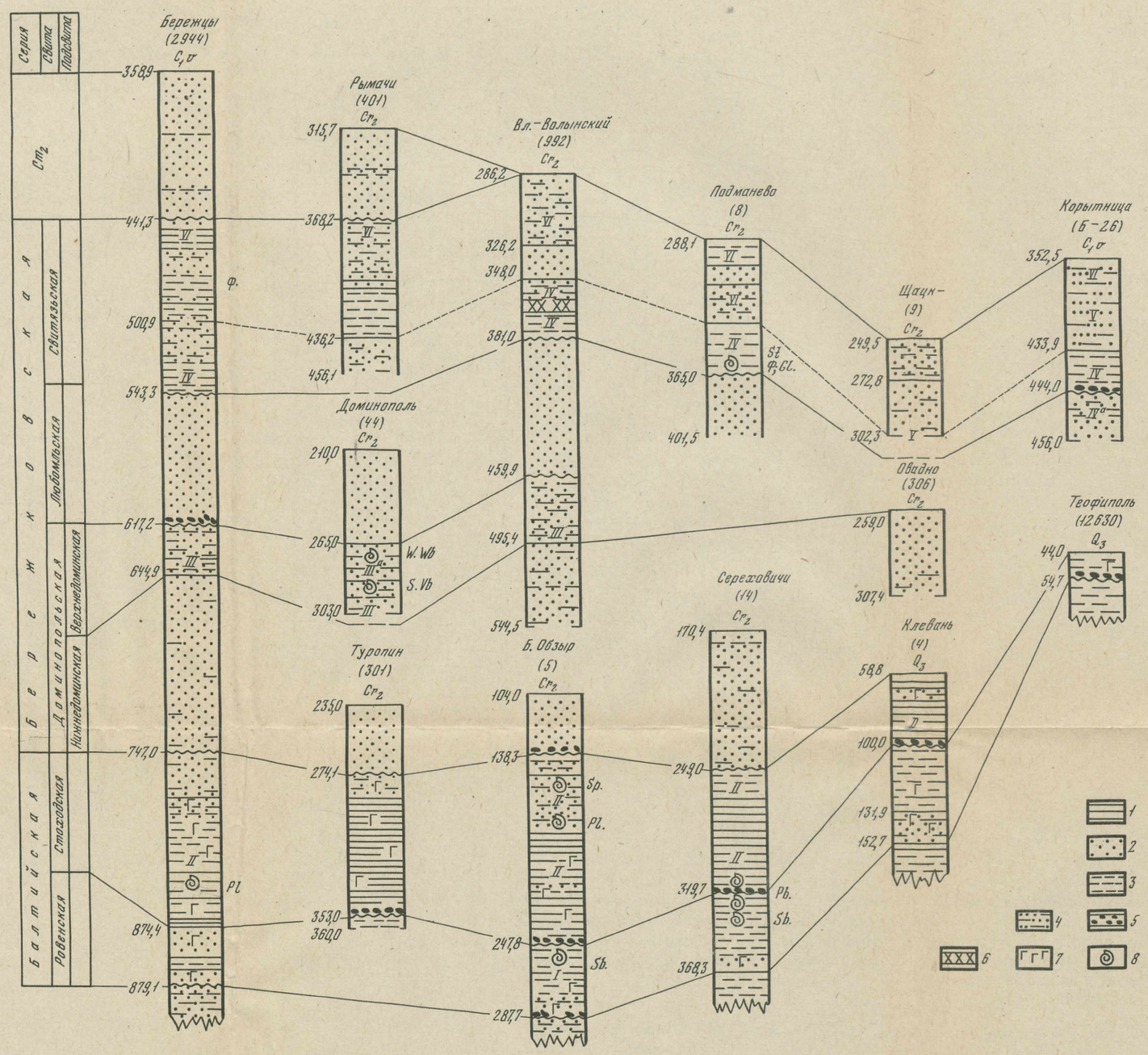


Рис. 28. Схема сопоставления основных разрезов нижнего кембрия Полесского выступа кристаллического фундамента и волынской части западного склона Украинского щита

1 – аргиллиты и глины; 2 – песчаники; 3 – алевролиты; 4 – переслаивание песчаников и алевролитов; 5 – конгломераты и алевролиты; 6 – прослои кварцево-оолитовых пород типа "табачных руд"; 7 – глауконит; 8 – местонахождение органических остатков: фораминиферы, S. – *Schmidtiellus*, St. – *Strenuaeva*, W. – *Wolynaspis*, Vb – *Volborthella*, Sb. – сабеллидитиды, Pl. – *Platysolenites*, Sp. – *Serpulites* (?), Gl. – *Glyptias*; I и II – комплексы акритарх ровенской и стоходской свит, IV, V, VI – комплексы акритарх свитязьской свиты

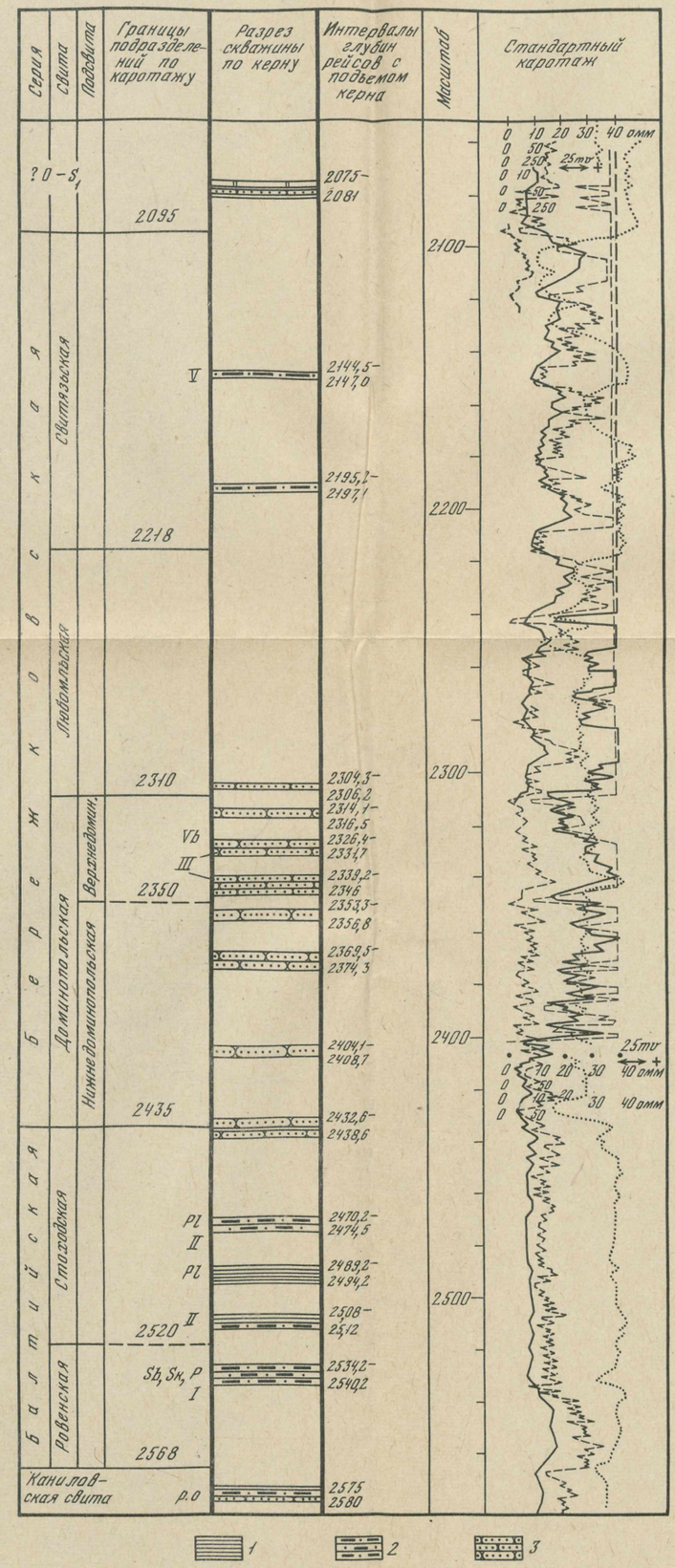
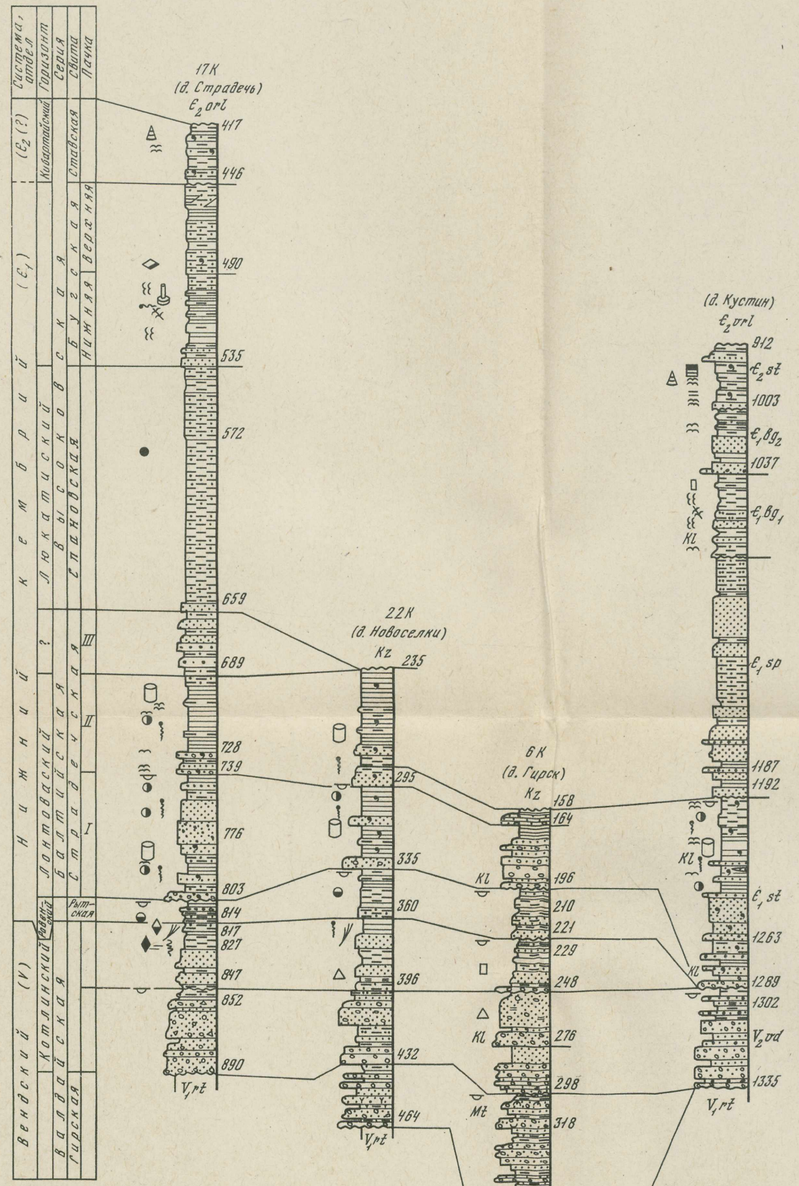


Рис. 30. Геологический разрез нижнекембрийских отложений в параметрической скважине Владимир-Волынский-1

1 – аргиллиты; 2 – алевролиты; 3 – песчаники; Sb. – *Sabellidites*; Sk. – *Sokoloviina*, P. – *Paleolina*, Pl. – *Platysolenites*, Vb. – *Volborthella*; I, II, III, IV – комплексы акритарх ровенской, стоходской, доминопольской и свитязьской свит



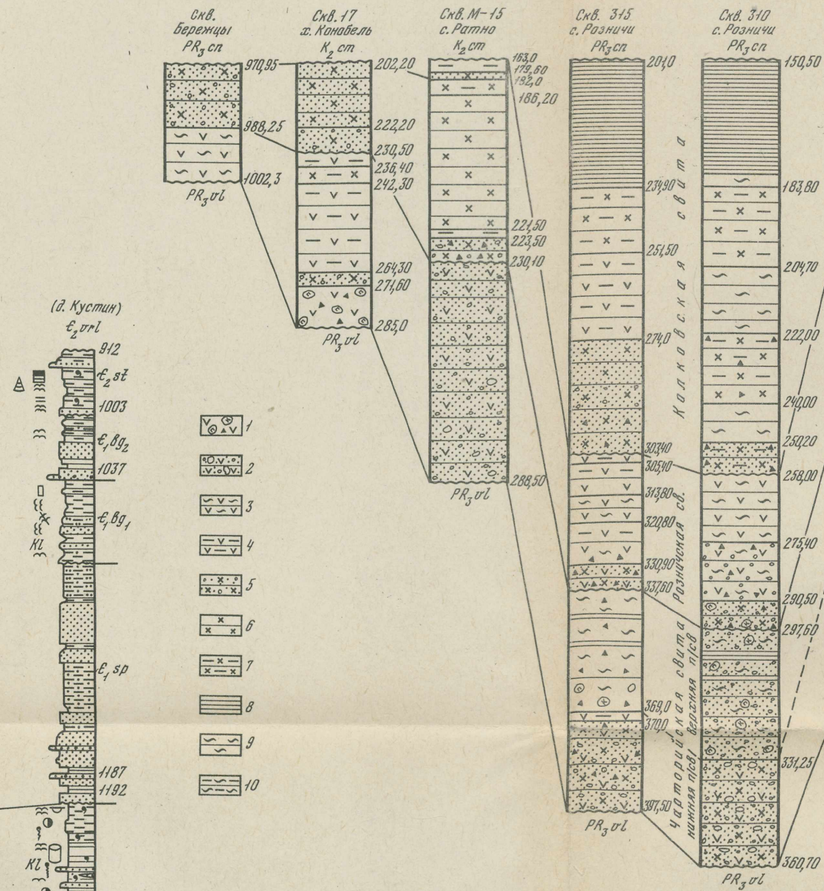


Рис. 20. Сопоставление разрезов вендских отложений Волыни

1 – вулканомиктовые гравелиты; 2 – вулканомиктовые крупнозернистые песчаники; 3 – вулканомиктовые алевролиты; 4 – вулканомиктовые аргиллиты; 5 – крупно- и разнозернистые песчаники; 6 – среднезернистые песчаники; 7 – алевролитовые песчаники; 8 – аргиллиты; 9 – алевролиты; 10 – аргиллиты и алевролиты

Рис. 19. Схема расчленения и корреляции основных разрезов венда и кембрия восточной части Подлясско-Брестской впадины

а – гравелиты, б – брекчии; 2 – 4 – песчаники: 2 – разнозернистые, 3 – крупнозернистые, 4 – средне- и мелкозернистые; 5 – алевролиты; 6 – глины (аргиллиты) массивные и неяснослоистые; 7 – глины (аргиллиты) ритмичнослоистые до ленточных; 8–9 – переслаивание: 8 – песчаников и алевролитов, 9 – глин и алевролитов; 10 – микалиты; 11 – примесь пирокластики; 12 – примесь переотложенного вулканогенного материала; 13 – перерывы; 14 – коры выветривания; 15 – складки оползания; 16 – кальцит; 17 – доломит; 18 – сидерит; 19 – глауконит; 20 – сульфиды; 21 – каолинит; 22 – монтмориллонит; 23 – сабеллидиты; 24 – плятисолениты; 25 – фораминиферы; 26 – вольбортелла; 27 – трубчатые образования (?) с вертикальными ребрами; 28 – брахиоподы; 29 – пиритизированные ходы червей (?); 30 – а – биоглифы горизонтальные, б – биоглифы вертикальные; 31 – текстуры "краксген"; 32 – вендотении; 34 – 38 – акритархи: 34 – котлинские, 35 – переходные, 36 – ровенские, 37 – лонтоваские, 38 – люкатиские; 39 – ПС; 40 – КС; 41 – ГК

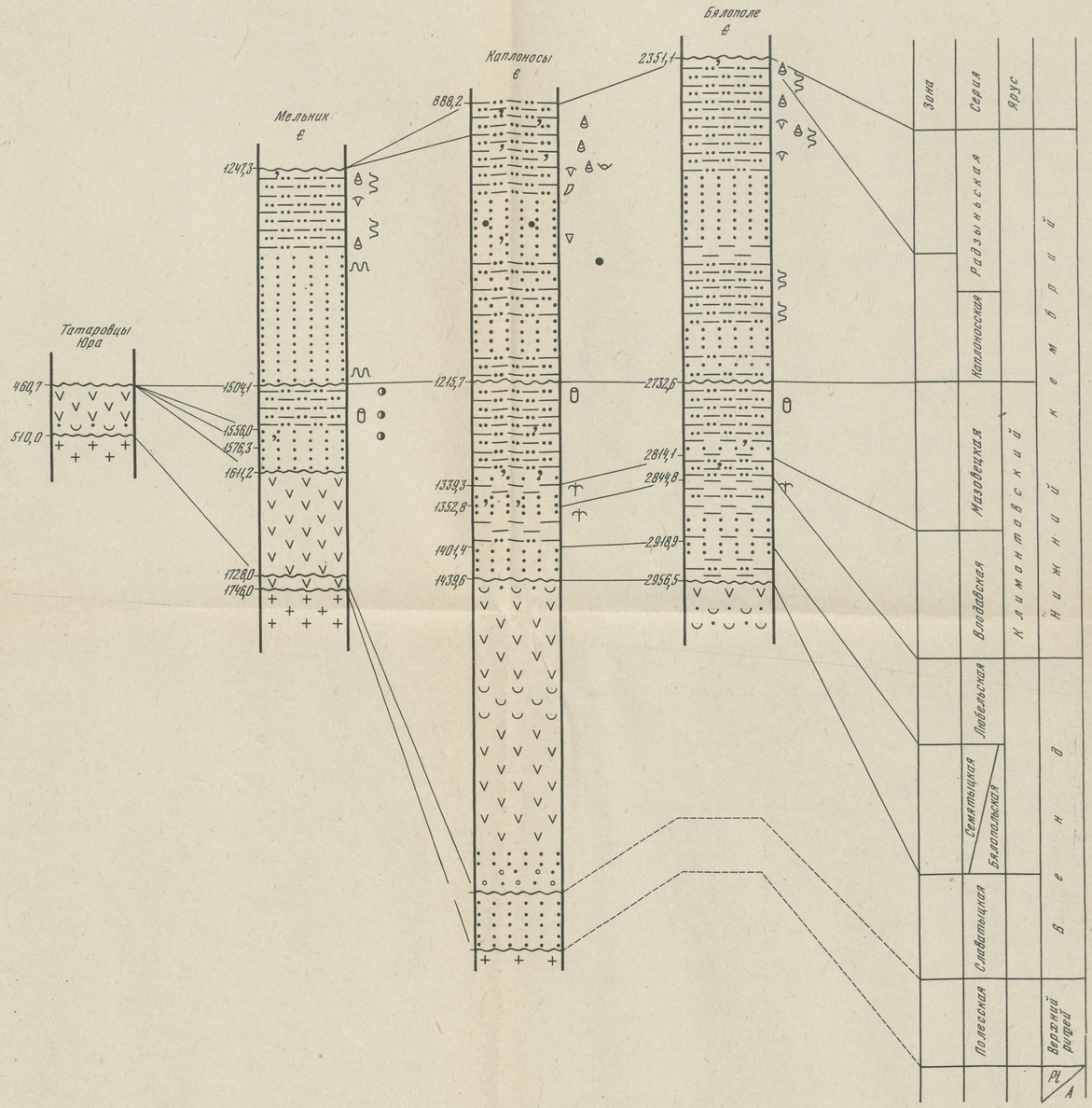


Рис. 33. Разрезы венда и кембрия по меридиональному профилю Татаровцы–Белополе

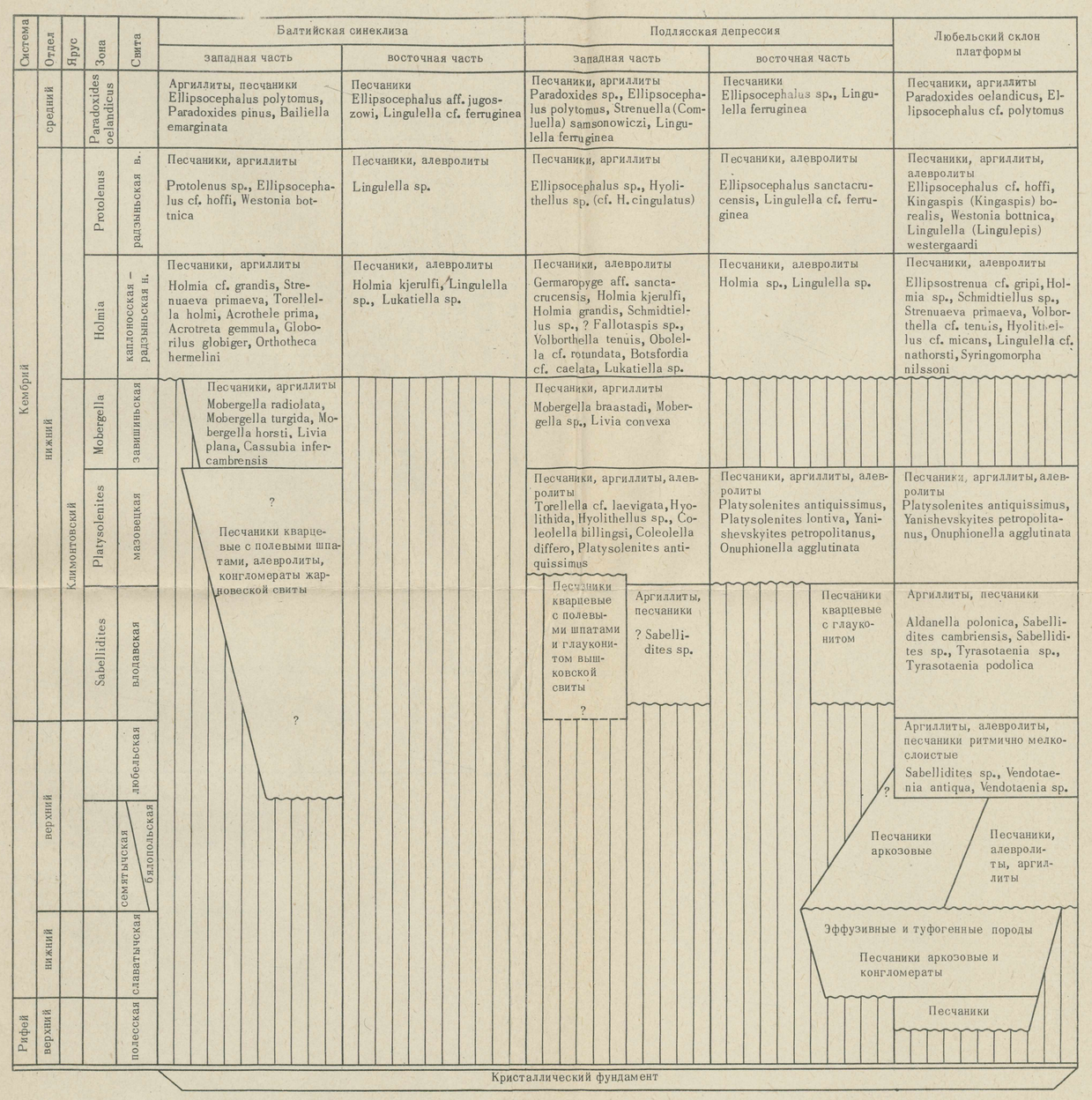


Рис.35. Схема корреляции верхнего докембрия и кембрия на платформе в Польше

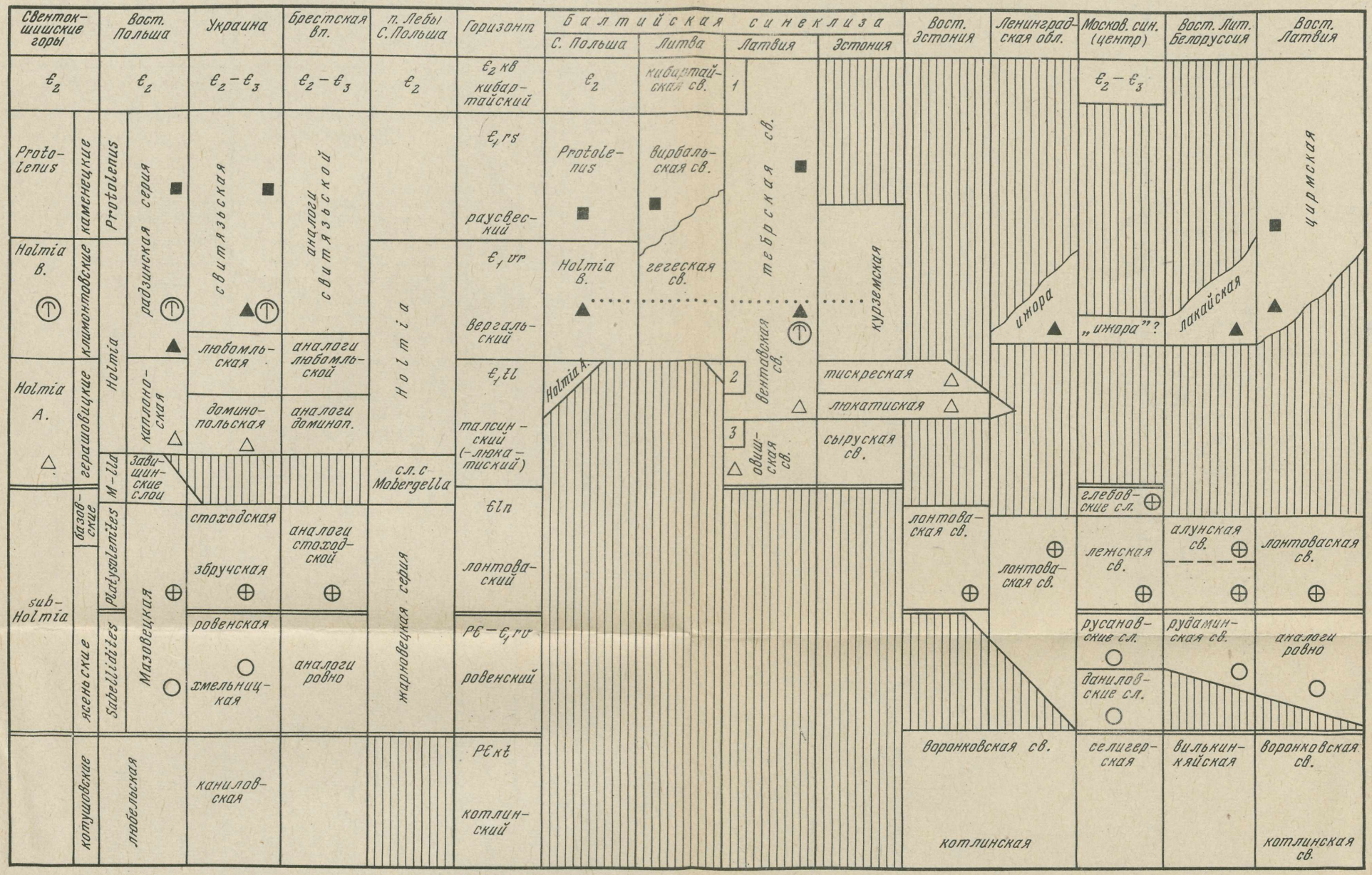


Рис. 36. Схема корреляции разрезов кембрия Восточно-Европейской платформы, принятая польско-советской рабочей группой в Таллине (1974) с дополнениями, сделанными в Минске (1975) и Москве (1976)

Кружки – акритархи ровенского горизонта; кружки с крестами – акритархи лонтоваского горизонта; белые треугольники – акритархи талсинского (люкатиского) горизонта; черные треугольники – акритархи вергальского горизонта; черные квадраты – акритархи раусвеского горизонта; якорь внутри круга – трилобиты *Strenuaeva primaeva*