



**Палеогеография
и литология
венда и кембрия
запада
Восточно-Европейской
платформы**

3267

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



Палеогеография и литология венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
МОСКВА
1980



Academy of Sciences of the USSR

Order of the Banner of Labour Geological Institute

Soviet-Polish working group

Cambrian-precambrian boundary problem

PALAEOGEOGRAPHY AND LITHOLOGY OF VENDIAN AND CAMBRIAN OF THE WESTERN PART OF THE EAST-EUROPEAN PLATFORM

Палеогеография и литология венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. Колл. авторов: В.Я. Бессонова, А.П. Брангулис, В.А. Великанов, М. Вихровска, Б.М. Келлер, В.В. Кирсанов, В.В. Кириянов, Л.В. Коренчук, К. Лыдка, К.А. Менс, Э.А. Пиррус, А.Ю. Розанов, Н.М. Чумаков, Л. Юсковякова, К. Яворовский, Т.В. Янкаускас. — М.: Наука, 1980. 00 с.

Работа посвящена обсуждению вопросов палеогеографии и литологии верхнего докембрия и нижнего кембрия запада Восточно-Европейской платформы. Основой для такого рассмотрения являются палеогеографические карты, составленные для дробных стратиграфических подразделений (4 — для докембрия и 4 — для кембрия). По серии карт удается восстановить палеогеографические обстановки, выявить характер бассейна и особенности осадконакопления. В приложении дано описание пород вендских и кембрийских отложений.

Редакционная коллегия:

академик *А.В. Пейве* (главный редактор),
В.Г. Гербова, *В.А. Крашенинников*,
чл.-корр. 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*

ПРЕДИСЛОВИЕ

В процессе проведения совместных польско-советских исследований по верхнедокембрийским и кембрийским отложениям Восточно-Европейской платформы была разработана новая стратиграфическая схема венда и нижнего кембрия, основанная на вертикальном распределении комплексов акритарх и других органических остатков, которые были подробно изучены и монографически описаны. Эти результаты изложены в двух предыдущих работах. Одна из них посвящена вопросам палеонтологии, во второй излагаются результаты стратиграфических исследований (Палеонтология..., 1979; Стратиграфия..., 1979).

Выделение дробных стратиграфических подразделений и трассирование их на огромных площадях Восточно-Европейской платформы позволили авторам перейти к составлению литолого-палеогеографических карт для сравнительно узких стратиграфических интервалов. Составлено четыре карты для докембрия (вильчанский, волинский, редкинский и котлинский уровни) и четыре для кембрия (ровенский, лонтовасский, талсинский и вергальско-раусвенский уровни). Наличие пробных карт позволяет восстановить весь ход развития древнего вендо-кембрийского бассейна на Восточно-Европейской платформе и составить полное представление о тех перестройках и преобразованиях, которые имели место на рубеже докембрия и кембрия.

Исходным материалом для литолого-палеогеографических схем послужили макеты отдельных субрегионов, авторами которых явились Б. Арень, В.Я. Бессонова, А.П. Брангулис, В.А. Великанов, В.И. Власов, В.В. Кирсанов, В.В. Кирьянов, И.В. Климович, К. Лендзён, К.А. Менс, Л.Т. Пашкявичене, Э.А. Пиррус, Л.В. Пискун, А.Ю. Розанов, В.Ф. Сакалаускас, Н.М. Чумаков и Т.В. Янкаускас.

Редакторами карт были: В.Я. Бессонова, А.П. Брангулис, В.А. Великанов, В.И. Власов, В.В. Кирсанов, В.В. Кирьянов, К.А. Менс, А.Ю. Розанов, Н.М. Чумаков, Т.В. Янкаускас.

Хотя участники польско-советских работ при проведении совместных исследований не ставили перед собой задачу всестороннего литологического изучения верхнедокембрийских и кембрийских отложений Восточно-Европейской платформы, редакторы настоящей книги сочли рациональным осветить некоторые особенности, интересные вопросы строения осадочных и вулканогенно-осадочных толщ венда и кембрия. Был составлен небольшой раздел настоящего тома: опро-

сы литологии отложений венда и кембрия западной части Восточно-Европейской платформы. В составлении этого раздела принимали участие В.А. Великанов, М. Вихровска, Л.В. Коренчук, К. Лыдка, Э.А. Пиррус, М. Юсковякова, К. Яворовский.

Настоящий том совместных польско-советских исследований подразделяется на две части: первая из них посвящена вопросам палеогеографии и сопровождается серией литолого-палеогеографических схем, вторая включает рассмотрение некоторых особенно актуальных вопросов литологии осадочных и вулканогенно-осадочных толщ.

Часть I

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ВЕНДА И КЕМБРИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

ВВЕДЕНИЕ

В данном разделе монографии рассматриваются палеогеография для отдельных отрезков времени на рубеже кембрия и докембрия на западе Восточно-Европейской платформы.

Исходной основой выбора отрезков времени послужила стратиграфическая схема вендских и кембрийских отложений Восточно-Европейской платформы (Стратиграфия..., 1979), составленная участниками совместных работ (табл. 1, 2).

Несмотря на неравномерную и в ряде случаев явно недостаточную изученность стратиграфии и литологии вендо-кембрийских отложений рассматриваемой территории, изложенные в предыдущих монографиях материалы позволяют в большинстве субрегионов выделить основные стратиграфические подразделения и с той или иной точностью наметить их границы. При определении объемов стратиграфических подразделений, по которым составлялись литолого-палеогеографические схемы, наиболее важным являлся вопрос о корреляции их со стратотипическими разрезами. Последние без исключения расположены на описываемой территории. Корреляция подразделений позднего венда и раннего кембрия проводилась преимущественно на палеонтологической основе, контролируемой литологическими критериями, которые при корреляции ранневендских подразделений были определяющими.

Авторы отдают себе отчет в том, что примененная здесь корреляция в некоторых частях разреза может быть неточной, но в целом довольно логичное построение литолого-палеогеографических схем указывает, видимо, на отсутствие грубых ошибок.

Предлагаемые нами литолого-палеогеографические схемы составлены преимущественно для наиболее дробных в наших условиях стратиграфических единиц — горизонтов. Особенно выдержан этот принцип при рассмотрении палеогеографии пограничных слоев кембрия и докембрия. Горизонты обычно совпадают с естественными этапами геологического развития платформы и тем самым хорошо отражают особенности и направленность тектонического развития территории и связанный с ним ход процесса осадконакопления. Исходя из этих позиций, в венде удалось обособить четыре этапа (снизу вверх): блонско-вильчанский, волинский, редкинский и котлинский.

Блонско-вильчанский (нижнедревлянский) этап, характеризующийся покровным оледенением, завершает доплитное развитие Восточно-Европейской платформы по крайней мере в ее западной части. Волинский (верхнедревлянский) этап имеет переходный характер. Он начинается отложением мощных вулканогенно-осадочных толщ в ряде впадин и заканчивается распространением областей осадконакопления в пределы смежных щитов. С этим моментом связано начало трансгрессии, которая в последующее поздневендское время привела к возникновению обширных водных бассейнов и резкому сокращению площади щитов. Эта трансгрессия положила начало формированию Русской и Волыно-Подольской плит Восточно-Европейской платформы. На основании палеонтологических данных в составе верхнего венда выделены два горизонта. Каждый из этих горизонтов сложен специфическими образованиями, отражающими своеобразие осадконакопления соответственно в редкинском и котлинском бассейнах.

Т а б л и ц а 1. Стратиграфическая схема верхнего докембрия западной части Восточно-Европейской платформы

Горизонты (по Б. Арению и Б.М. Келлеру, см. Стратиграфия ..., 1979)	Серии	Западный склон Украинского кристаллического массива			Подляско-Брестская впадина		Оршанская впадина и юго-западная часть Московской синеклизы		Южный склон Балтийского щита	Московская синеклиза
		Подолія	Волинь	Юго-восточная Польша	Восточная Польша	Юго-западная Белоруссия				
Котлинский (каниловский)	Валдайская	Каниловская свита	Каниловская свита	Бялопольская свита	Семятычская свита	Гдовская свита	Поваровская подсерия		Котлинская свита Гдовская свита	Воронковская свита Решминская свита Котлинская (любимская) свита
Редкинский		Нагорная свита	Колковская свита			Гирская свита	Редкинская подсерия	Межанская свита		Усть-Пинежская свита
		Ярышевская свита	Розничская свита					Смоленская (люзинская) свита		Плетеневская свита
		Могилевская свита	Чарторыйская свита							
Древлянский	Волинская	Грушkinsкая свита	Берестовецкая свита	Славатычская свита	Славатычская свита	Ротайчицкая свита	Свислочская свита			
			Горбашевская свита			Горбашевская свита				
			Бродовская свита				Чаротская серия	Вильчанская свита Блонская свита		
Кудашский						Лапичская (осиповичская) свита				

В раннем кембрии, когда повсюду на рассматриваемой территории уже господствовали нормально-морские условия седиментации, также выделены четыре стратиграфических интервала (снизу вверх): ровенский, лонтоваский, талсинский и вергальско-раусвеский, которые, кроме последнего, соответствуют одноименным горизонтам. Составление общей литолого-палеогеографической схемы для вергальского и раусвеского горизонтов связано с тем, что недостаточная биостратиграфическая изученность этих отложений еще не позволяет прослеживать границу этих горизонтов на всей рассматриваемой территории. Особенно это относится к участкам развития однообразных песчано-алевритовых отложений прибрежных фаций.

Предлагаемые в настоящем разделе литолого-палеогеографические схемы в основном составлялись по методике, предложенной для "Атласа литолого-палеогеографических карт" (Палеогеография СССР, т. 1, 1974), но типы отложений показаны более обобщенно ввиду того, что нашей целью было выявление общих черт развития рассматриваемой территории и особенно эволюции бассейнов осадконакопления в конце докембрия—начале кембрия. Палеонтологические и минералогические данные на схемах показаны в обобщенном виде для характеристики сообщества органического мира и условий литогенеза каждой данной фациальной зоны в целом.

ДРЕВЛЯНСКАЯ ЭПОХА

Напомним, что древлянский горизонт (древлянский отдел И.Е. Постниковой) или нижний венд ряда авторов включает на западе Восточно-Европейской платформы блонские, вильчанские и волинские отложения. Соответственно с решениями Уфимского совещания 1977 г. эти отложения были причислены к венду, хотя многие исследователи, в том числе и некоторые участники польско-советских работ, считают, что венд следует ограничить одной валдайской серией. Для древлянской эпохи, охарактеризованной весьма разнообразным комплексом пород, составлены две литолого-палеогеографические карты: одна из них относится к блонскому и вильчанскому, вторая — к волинскому времени.

БЛОНСКОЕ И ВИЛЬЧАНСКОЕ ВРЕМЯ

Блонская и вильчанская свиты, с которых начинается венд на западе Восточно-Европейской платформы, представлены сложным комплексом терригенных отложений, среди которых преобладают различные континентальные ледниковые образования. Эти отложения сохранились в настоящее время главным образом в пределах древнего рифейского Волыно-Оршанского прогиба (рис. 1). Характер их распространения свидетельствует о том, что во время образования и некоторое время после образования рассматриваемых свит Волыно-Оршанский прогиб продолжал прогибаться, хотя и не был тектонически столь активной структурой, как в рифее.

Блонская свита развита на ограниченной территории в южной части Оршанской впадины и характеризуется большой изменчивостью мощности (от 0 до 200 м), что объясняется частично континентальными условиями ее отложения, а главным образом интенсивной денудацией в предвильчанское и вильчанское время. Следы эрозии и экзарации сохранились в кровле блонской свиты в виде расчлененного погребенного рельефа (Кожемякина, Чумаков, 1969).

Вильчанская свита, покрывающая практически всю территорию Оршанской и часть Волинской впадины, развита несравненно шире блонской свиты. Такие контрасты в степени распространения весьма характерны для континентальных отложений ранних и поздних этапов одного ледникового периода. Наибольшую мощность (около 300 м) вильчанская свита имеет в южной части Оршанской впадины, приблизительно в том же районе, где развита блонская свита (см. рис. 1). Как и у блонской свиты, мощность вильчанской свиты быстро изменяется на коротких расстояниях. Поэтому приведенные на схеме изопохиты показывают только основную тенденцию распределения мощности рассматриваемых отложений. По бортам Оршанской впадины вильчанская свита быстро утоняется и в пределах краевых

частей Белорусско-Балтийского и Сарматского щитов не превышает нескольких метров или выклинивается. Более плавно меняется мощность свиты вдоль оси Оршанской впадины. Это свидетельствует о том, что мощность и, как было показано ранее (Бессонова, Чумаков, 1969), строение вильчанской свиты в значительной степени определялось тектоническим режимом территории. Для континентальных ледниковых отложений такая зависимость может показаться парадоксальной. Однако, она неоднократно отмечалась для плейстоценовых ледниковых отложений (Москвитин, 1938; Цапенко, Махнач, 1959; и др.).

Современные границы распространения вильчанской свиты нельзя рассматривать как первичные, так как в основном они являются эрозионными. Юго-восточная граница, в районе Оршанской впадины — явный результат преддевонского среза. На это указывает налегание девонских отложений на все более древние горизонты венда и рифея в юго-восточном направлении. По-видимому, тогда же возникло эрозионное ограничение вильчанской свиты на склонах Моринско-Брбовянского выступа. Есть основание думать, что другие границы распространения вильчанской свиты тоже являются эрозионными и обусловлены размывом первоначально почти сплошного покрова отложений вильчанской свиты во время континентального перерыва, который предшествовал свислочской свите (Стратиграфия..., 1979). На это указывают те изолированные пятна маломощных ледниковых отложений, которые сохранились под покровом свислочской свиты на продолжении основного поля развития вильчанской свиты на Полесской седловине и в Волынской впадине (Веретенников и др., 1972; Махнач, и др. 1976). Тот факт, что вильчанская свита представляет образования покровного материкового оледенения (Чумаков, 1971; Махнач и др., 1976), тоже предполагает первоначальный более или менее сплошной покров ее отложений на больших территориях.

Суммируя данные по распространению вильчанской и блонской свит и распределению их мощностей, можно заключить, что они сохранились там, где их первоначальная мощность была наибольшей, а последующая эрозия наименьшей.

В разрезе рассматриваемых свит преобладают тиллы и тиллиты, а также песчаники и пески. Меньшее значение имеют глинисто-алевролитовые породы и галечники. Литология отложений подробно описана в ряде работ (Бессонова, Чумаков, 1968, 1969; Веретенников, 1968; Махнач и др., 1976; Чумаков, 1978). Массивные, красно-бурые, серые или пятнистые тиллы и тиллиты, отдельные пласты которых достигают в вильчанской свите 150 м мощности, образуют от 10 до 90% рассматриваемого разреза.

Они состоят из глинисто-алевролитово-песчаной основной массы, в которой в количестве 2—15% рассеяны обломки кристаллических пород фундамента и осадочных пород рифея размером от гравия до валунов 40—70 см в поперечнике. Породы характеризуются низкими коэффициентами сортировки (коэффициент Траска колеблется от 3,3 до 18 и в 75% случаев превышает 6) и многовершинными гистограммами гранулометрического состава (Бессонова, Чумаков, 1969; Чумаков, 1978). Наряду с преобладающей олиго- и мезомиктовой тонкопесчаной и алевролитовой фракциями значительную роль в составе тиллитов и тиллов, особенно вильчанских, играет глинистое вещество. Оно присутствует в количестве 6—40% и представлено главным образом беспорядочно ориентированной триоктаэдрической гидрослюдой с примесью других глинистых минералов, что указывает на слабую его переработку в процессе переноса и седиментации.

Признаков какой-либо закономерной дифференциации структуры тиллов и тиллитов на территории Оршанской впадины не установлено, за исключением слабого увеличения глинистости вильчанских тиллов на юго-западе впадины. Одновременно в мелкоземистых тиллов несколько возрастает количество обломков полевых шпатов. Эти изменения происходят параллельно с увеличением глинистости и содержания полевых шпатов в породах ложа и указывают на ассимиляцию ледниками пород, по которым они двигались (Бессонова, Чумаков, 1969). Об этом же свидетельствует высокое содержание средне- и хорошо окатанных зерен кварца в тиллах блонской и нижней части вильчанской свит. Присутствие среди них зерен с окатанными регенерационными оторочками прямо указывает на заимствование ма-

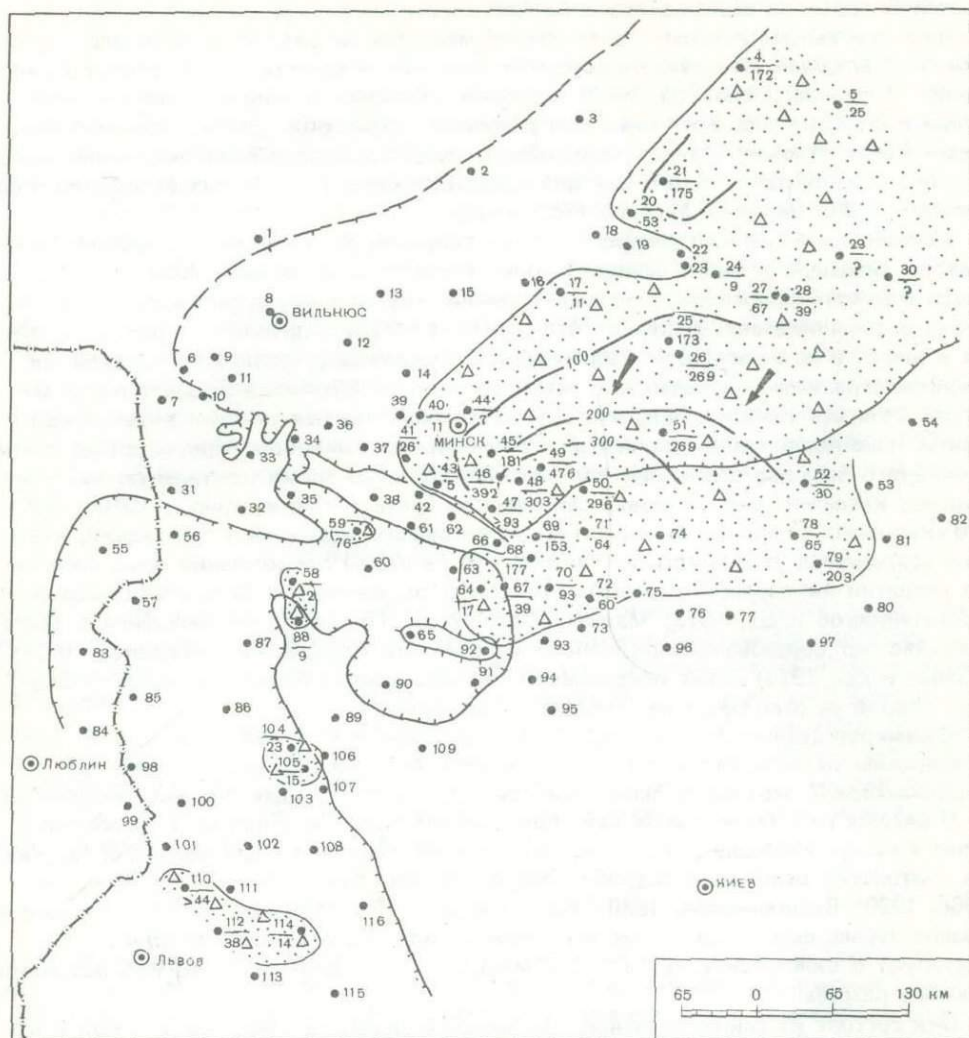


Рис. 1. Литолого-палеогеографическая схема. Блонское и вильнянское время. Составил Н.М. Чумаков с использованием материалов Б. Арения, Н.В. Веретенникова, А.С. Махнача, В.И. Шкуратова

Условные обозначения см. на рис. 3;

Скважины: 1 — Укмярге; 2 — Дрисса; 3 — Невель; 4 — Торопец; 5 — Нелидово; 6 — Илгай (скв. 54); 7 — Друскининская (скв. 43); 8 — Вильнюс; 9 — скв. 49; 10 — скв. 62; 11 — Павярсякис-59; 12 — Смогронь; 13 — Купа; 14 — Красное; 15 — Докшицы; 16 — Лепель; 17 — Чашники; 18 — Шумилино; 19 — Летцы; 20 — Городок; 21 — Межа; 22 — Богусевск-2; 23 — Богусевск-1 (Лиюзно); 24 — Рудня; 25 — Орша-1; 26 — Орша-2; 27 — Смоленск 1-Р; 28 — Смоленск 2-Р; 29 — Ярцево; 30 — Дорогобуж; 31 — скв. 28; 32 — скв. 15 Слонимской партии; 33 — скв. 44 Лидской партии; 34 — скв. 18 Лидской партии; 35 — скв. 39 Лидской партии; 36 — скв. 7 Столбцовской партии; 37 — скв. 8 Столбцовской партии; 38 — скв. 9 Барановичской партии; 39 — Аксаковщина; 40 — Засловль; 41 — Норейка; 42 — скв. 31 Минской партии; 43 — Хотляны; 44 — Городище; 45 — Ситники-1; 46 — Блонь-7; 47 — Жилин Брод; 48 — Осиповичи 4; 49 — Осиповичи-14; 50 — Кличев-1; 51 — Вильницы; 52 — Костюковичи; 53 — Ширковка; 54 — Рогнедино; 55 — Райск; 56 — Свислочь; 57 — скв. 27 Брестской партии; 58 — скв. 14 Слонимской партии; 59 — скв. 3 Кировской экспедиции; 60 — скв. 13 Кировской экспедиции; 61 — скв. 19 Барановичской партии; 62 — Греск; 63 — Старобин 1р; 64 — Новая Дубровка 1р; 65 — скв. 42; 66 — Солон; 67 — Любань 1р; 68 — Глусск (371 к); 69 — Симоновичи; 70 — Борисовская 5р; 71 — Бобруйск; 72 — Виша; 73 — Домановичи; 74 — Рогачев; 75 — Березинская 2р; 76 — Хотецкая; 77 — Гомель; 78 — Стругова Буда; 79 — Клиницы; 80 — Понуровка; 81 — Почеп; 82 — Выгоницы; 83 — Бяла Подляска; 84 — Крове Багно; 85 — скв. 9 Брестской партии; 86 — скв. 5; 87 — Драгочин; 88 — Мотоль; 89 — скв. 21; 90 — Столин-10; 91 — Туров Оп; 92 — Жидковичи-380; 93 — Копоткевичи; 94 Сколодин; 95 — Заозерная 5р; 96 — Регицкая 1р; 97 — Чепков (5809); 98 — Бережцы; 99 — Белополье; 100 — Овадно;

териала из оршанской свиты рифея, которая подстилает ледниковые отложения на территории большей части Оршанской впадины. Процессы ассимиляции и механического перемешивания разнородного осадочного материала ложа, происходящие при движении ледников, хорошо объясняют природу полимодальности гистограмм гранулометрического состава тиллов и тиллитов. Процессы ассимиляции в значительной мере обуславливают также их первичную красноцветную окраску, которая является унаследованной от рифейских отложений (Чумаков, 1978). Серая окраска тиллов и тиллитов в большинстве случаев является вторичной, что особенно отчетливо видно на примере пятнистых разновидностей этих пород. Серые пятна развиты в тиллах и тиллитах в виде жил вдоль трещин и песчаных прослоев, оторочек вокруг галек, пятен. Мелкие изолированные серые пятна сферической формы, возможно, возникли за счет восстановительного воздействия бактериальных колоний, а жилы, прослои и крупные пятна — за счет воздействия подземных вод.

Большинство камней в тиллах и тиллитах характеризуется слабой окатанностью (1–2 балла по шкале А.В. Хабакова). Встречаются отдельные хорошо окатанные, расколотые и несущие следы золотой обработки гальки. На уплощенных и слегка пришлифованных гранях некоторых обломков кристаллических сланцев наблюдается тонкая субпараллельная или пересекающаяся под малым углом продольная штриховка, весьма напоминающая ледниковую (Бессонова, Чумаков, 1968). Обломки кристаллических пород в вильчанской и блонской свитах являются для большей части Оршанской впадины эрратическими, поскольку во время отложения этих свит фундамент в пределах Оршанской, Крестцовой и Клинцовой впадин был перекрыт осадочными образованиями. Эрратическими являются в значительной мере и обломки рифейских оранжеватых кварцитовых песчаников, которые слагают подавляющую часть камней в тиллах и тиллитах. В коренном залегании эти очень характерные породы распространены на северо-востоке Белоруссии, а на доледниковую поверхность они выходят в основном за ее пределами. Данное обстоятельство позволяет установить, во-первых, что для южных и центральных районов Оршанской впадины дальность переноса обломков кварцитов была не менее 100–200 км, а во-вторых, что ледники двигались с северо-востока на юго-запад.

Характерной особенностью рассматриваемых ледниковых отложений является их крайняя невыдержанность по простиранию. Нередко с трудом удастся сопоставить разрезы даже двух скважин, удаленных на расстоянии нескольких километров друг от друга. На коротком расстоянии изменяется мощность слоев и пачек, некоторые из них выклиниваются или часто появляются новые.

Пески и подчиненные им песчаники и галечники слагают от 5 до 85% разреза вильчанской и от 70 до 90% разреза блонской свит. Среди них можно предполагать присутствие флювиогляциальных, лимногляциальных, дельтовых и золотых разновидностей (Бессонова, Чумаков, 1969). Глинисто-алевролитовые породы играют в рассматриваемых отложениях подчиненную роль. Наиболее характерными среди них являются тонко- и ритмично-слоистые образования типа плейстоценовых ленточных ледниковых глин. Нередко они содержат рассеянный более грубый материал, в том числе упавшие камни, сопровождающиеся типичными деформациями и разрывами слоистости в подстилающих слоях, прислонением и структурами облекания в покрывающих.

Отсутствие каких-либо следов механической сортировки материала в тиллах и тиллитах как в разрезах, так и по площади, слабая механическая и химическая переработка слагающего их вещества, присутствие крупных, штрихованных, эрратических и упавших камней, ассоциация с ленточными глинами и со структурами, весьма напоминающими криотурбации (Чумаков, 1978), — все это, особенно при учете широкого распространения и почти горизонтального залегания отложений,

Окончание подписи

101 — Литовеж 1р; 102 — Луцк-1 параметрическая; 103 — Колки-315; 104 — скв. 231; 105 — скв. 4 П; 106 — скв. 200; 107 — скв. 110; 108 — скв. 350; 109 — скв. 3239; 110 — Н. Витков 3р; 111 — Берестечко 1р; 112 — Броды 1-Р; 113 — Заложцы 1 р; 114 — Кременец; 115 — Куриловка 16945; 116 — скв. 197.

указывает на ледниковое происхождение блонской и вильчанской свит. Последние два признака, а также наличие несогласий, местами погребенного рельефа в основании и кровле блонской и вильчанской свит, явные следы ассимиляции пород ложа, сильная изменчивость отложений по простиранию, ассоциация тиллов и тиллитов с континентальными перигляциальными отложениями и наблюдающиеся иногда в подошве тиллитов гляциодислокации (Бессонова, Чумаков, 1969) позволяют считать, что соответствующие блонской и вильчанской свитам оледенения имели материковый характер.

Присутствие в разрезе ледниковых отложений двух несогласно залегающих свит и многочисленных самостоятельных пачек и пластов тиллов и тиллитов, определенные различия, наблюдающиеся в их составе, указывают на то, что оледенения были неоднократными, имели сложную историю и распадались на два основных этапа: более древний блонский и более поздний — вильчанский.

Оледенения западных районов Европейской платформы были частью более крупного ледникового события, охватившего в начале венда Европу и другие районы, примыкавшие к Северной Атлантике, а также Африку, Австралию и Азию. Это событие, названное лапландским ледниковым периодом (Чумаков, 1971, 1974, 1978), произошло 630—650 млн. лет назад (по старым константам распада калия — 650—670 млн. лет). Оно привело к оледенению большей части древнего Фенно-Сарматского материка, который занимал подавляющую часть Европейской платформы. В центральной части этого материка (западные районы Европейской платформы, Приладожская впадина, Пачелмский прогиб, внутренние районы Скандинавии) оледенения были наземными, а по его периферии (внешние районы Скандинавии, Полюдов Кряж) они приобретали шельфовый характер. Реконструкция лапландского ледникового покрова показывает, что из центров оледенений, располагавшихся где-то на северо-востоке Фенно-Сарматского материка ледники двигались в разные стороны, в том числе на юго-запад, в сторону Оршанской и Волынской впадин (Чумаков, 1971, 1978).

ВОЛЫНСКОЕ ВРЕМЯ

Вулканогенные, осадочно-вулканогенные и осадочные отложения волынской серии распространены значительно шире, чем ледниковые отложения блонской и даже вильчанской свит (рис.2, вкл.). Современные границы распространения волынской серии¹ имеют очень сложную конфигурацию, обусловленную последующими поднятиями и размывами, главным образом преддевонскими, в области Припятской впадины и Полесской седловины. По сохранившимся участкам развития серии можно заключить, однако, что она полностью выполняла Воыно-Оршанский прогиб, в пределах которого достигала наибольшей мощности (50—500 м) и местами тонким чехлом (< 50 м) покрывала также окраины обрамлявших его Белорусско-Балтийского и Сарматского щитов. Эти данные свидетельствуют о том, что в волынское время Воыно-Оршанский прогиб продолжал интенсивно развиваться, особенно в южной, волынской своей части, где располагалась область наибольшего прогибания с центрами интенсивной вулканической деятельности. Он существенно расширился также к северо-западу за счет Подляско-Брестской впадины. Смещение в рассматриваемое время центра наибольшего прогибания к юго-западу продолжает тенденцию развития Воыно-Оршанского прогиба, которая наметилась с конца рифея и начала венда. Первоначальное юго-восточное ограничение бассейна Волынского осадконакопления было эродировано и не сохранилось на большем своем протяжении (см. рис. 2). Только на северо-востоке, в Смоленской области (скв. Рославль) и на крайнем юго-востоке, в Подолии и Молдавии, особенно вдоль р.Днестр, наблюдаются грубообломочные фации волынских отложений, отмечающие северо-восточный и юго-восточный края бассейна. Они широко

¹ К волынской серии в данной работе отнесены горбашевская, берестовецкая (=ротайчикская), славатичская, свислочская, грушкинская свиты и основание чарторыйской (Стратиграфия..., 1979).

распространены также на северо-западе области распространения волынских отложений в Смоленской, Калининской, Псковской областях, в Северо-Западной Белоруссии и Восточной Литве, намечая часть северо-западного ограничения области осадконакопления. Южнее отложения краевых частей волынского бассейна размыты.

Условия осадконакопления и палеогеография волынского времени отличались на рассматриваемой территории большой сложностью и разнообразием. В первом приближении можно выделить три области осадконакопления, которым отвечало три типа палеогеографических обстановок: а) вулканическую область; б) область, в которой осадконакопление шло при широком участии пирокластического материала, поступающего из вулканической области и в) область, в которую поступление пирокластического материала было незначительным или отсутствовало.

Стратотипическая область волынской серии, Волынь, а также юго-западная Белоруссия и Восточная Польша представляли типичную область траппового вулканизма. На всхолмленной моренной равнине, оставшейся после отступления вильчанских ледников, здесь вначале отлагались косослоистые пески и красноцветные алевроиты горбашевской свиты, представляющие, очевидно, речные и пролювиальные отложения. Затем (судя по появлению пепла в разрезе, еще в конце горбашевского времени) начали формироваться вулканы, которые уже в начале берестовецкого времени извергали огромное количество пирокластического материала основного состава, накапливавшегося по всей рассматриваемой территории. Эксплозивные извержения чередовались с излияниями базальтов. Количество и масштабы последних со временем увеличились, и местами сформировались базальтовые плато (западная и северо-западная части района). Широкое развитие платобазальтов указывает на то, что вулканизм центрального типа сменился главным образом трецинным вулканизмом. Одновременно расширились границы вулканической области, и излияния базальтовых лав начались на Подольско-Молдавской окраине бассейна, где до этого формировался только комплекс элювиально-коллювиально-пролювиальных отложений нижней части грушкинской свиты (Великанов, 1976). Не оставался повсеместно постоянным и состав вулканических продуктов. На юго-западе Белоруссии, в Брестской впадине, в середине берестовецкого (ротайчицкого) времени извергались туфы и лавы андезито-дацитового и трахилипаритового состава. Как предполагают, они образовались "в результате дифференциации базальтовой магмы и ее контаминации породами верхней части литосферы..." (Махнач и др., 1976, с. 305).

Палеогеография вулканической области была чрезвычайно сложной. Наряду с базальтовыми плато и вулканическими горами здесь можно предполагать значительное количество долин и депрессий, занятых мелководными водоемами. Некоторые из них достигали, по-видимому, внушительных размеров и представляли ингрессировавшие в пределы вулканической области с востока или северо-востока морские бассейны с архипелагами вулканических островов. Спускавшиеся местами в бассейны или извергавшиеся на их дне базальтовые потоки приобретали спилитоподобный характер. Присутствие палагонитовых, богатых цеолитами базальтов, возможно, указывает на существование снежных и ледяных шапок на вершинах вулканических гор (Махнач и др., 1976). Наряду с образованием вулканогенных толщ шла их интенсивная эрозия и переотложение продуктов разрушения в понижениях рельефа и у подножий вулканических гор. Часть вулканомиктового материала выносилась реками и морскими течениями за пределы вулканической области и осаждалась в примыкавших к ней бассейнах.

Увеличение роли вулканомиктовых пород в верхах берестовецкой свиты и особенно в основании чарторийской свиты указывает на то, что вулканическая деятельность в это время стала затухать, а процессы эрозии приобретать относительно большое значение.

С востока и северо-востока к вулканической области примыкает область распространения туфов, туффитов и туфогенных пород. Она охватывает юго-восточную часть Волыни, а также южную, центральную и часть восточной Белоруссии

(Полесскую седловину, южный и восточный склон Белорусского поднятия, часть Оршанской впадины). Мощность волинской серии в этой области меньше, чем в предыдущей. Кроме того, она заметно сокращается с удалением от центров вулканизма к юго-востоку и северо-западу (от 200—150 до 100—50 м), что характерно для пирокластических толщ. Рассмотрим несколько подробнее условия осадконакопления в этой области. В пределах Белоруссии накопление отложений волинской серии началось, очевидно, позднее, чем в вулканической области, поскольку обломки андезито-дацитов встречаются с основания разреза свислочской свиты. Последняя состоит из чередования пестроцветных туффов и туфов (главным образом псаммитовых) с полимиктовыми и реже аркозовыми песчаниками, алевролитами и слюдястыми глинами. Нередко эти породы туфогенные. Значительная выдержанность разрезов свиты, тонкая горизонтальная слоистость в глинах, алевролитах и мелкая косая в песчаниках указывают на то, что породы отлагались в обширном водном бассейне, по-видимому, морском. Попадавший в бассейн пирокластический и вулканомиктовый материал разносился течениями и волнениями по значительной его площади. Наряду с этим с суши, окружавшей волинский бассейн, поступали продукты разрушения кристаллических пород щитов, порой довольно грубозернистые. Хорошая сохранность первоначальной остроугольной и роговчатой формы пирокластического материала свидетельствует о том, что основная его масса поступала в бассейн через атмосферу в виде вулканического пепла. Асимметричное распространение зоны туфов, туффов и туфогенных пород, которая развита только к востоку и северо-востоку от центров вулканической деятельности наводит на мысль о том, что в волинское время на рассматриваемой территории преобладали юго-западные и западные ветры, разносившие пепел главным образом в северных и восточных румбах.

В северо-восточном направлении, вдоль оси Оршанской впадины содержание пирокластического материала в породах свислочской свиты и его размерность постепенно уменьшаются. В центральной части Оршанской впадины в разрезах свиты еще фиксируются прослои туфогенных пород, а северо-восточнее пирокластика различается только в виде примеси. Более резко сокращается количество пирокластики по направлению к бортам волинского бассейна. Последнее объясняется, очевидно, относительно более интенсивным поступлением и маскирующим влиянием терригенного материала в данных зонах. На этом основании по периферии области развития туфогенных пород может быть выделена область развития осадочных отложений волинской серии. Она характеризуется развитием в основном песчаных, сравнительно грубозернистых отложений и их красноцветностью. По-видимому, частично эти отложения накапливались в субаэральных условиях, а частично в прибрежных частях морского бассейна. Вдоль северо-западной границы распространения волинских отложений в Восточной Литве относимые к волинской серии отложения мяркинской свиты образуют тонкий прерывистый чехол на поверхности кристаллического фундамента, выполняя главным образом его эрозионные депрессии. Свита содержит плохо отсортированные грубозернистые мусорные породы, именуемые иногда "фангломератами" (Сакалаускас, 1968а). Состав и условия залегания мяркинской свиты позволяет думать, что она, как и нижняя часть упоминавшейся ранее грушкинской свиты Подолии и Молдавии, представляет собой комплекс континентальных элювиальных, колювиальных, пролювиальных и частично водных отложений.

В волинское время заканчивается ранний период вендской истории Восточно-Европейской платформы, характеризующейся, так же как ее рифейские этапы, развитием линейных впадин и обширных щитов. Общее высокое стояние платформы на рассматриваемом этапе выразилось в широком развитии наземных ландшафтов и континентальных отложений, которые только к концу этапа стали вытесняться морскими обстановками и седиментацией. В этом отношении поздневолинское время является переходным моментом к следующему поздневендскому (валдайскому) периоду истории платформы, который характеризуется совсем иным тектоническим режимом и палеогеографическими условиями: образованием синеклиз и преобладанием морских бассейнов.

ВАЛДАЙСКАЯ ЭПОХА

С валдайской эпохи начинается новый важный этап развития Восточно-Европейской платформы. Основные особенности этого этапа заключаются в распространении обширной морской трансгрессии, в результате которой площадь осадконакопления значительно расширилась. С активизацией байкальских тектонических движений в начале валдайской эпохи связана перестройка структурного плана платформы, приведшая к образованию обширной Московской синеклизы северо-восточного и субширотного простирания. В литературе можно встретить указания (Брунс, 1963, 1964; Келлер, 1968; Якобсон, 1966) о том, что в западной части Восточно-Европейской платформы эта перестройка привела к коренному изменению простирания структур. Составленные нами карты свидетельствуют о большей их унаследованности.

Сравнивая литолого-палеогеографические ситуации блонско-вильчанского, волынского и редкинского времени, мы видим их преемственность и можем наблюдать отдельные стадии их преобразования, которые постепенно привели к возникновению обширного эпиконтинентального бассейна. Этот бассейн был ограничен плоскими возвышенностями Балтийского, Сарматского и Белорусско-Мазурского островов, находившихся на месте приподнятых участков фундамента Восточно-Европейской платформы.

В современном структурном плане валдайские отложения образуют два изолированных поля. Северное из них охватывает Московскую синеклизу и накладывается на склоны древних щитов, юго-западное совпадает с Кишиневско-Львовским прогибом и Подляско-Брестской впадиной. Между двумя основными областями распространения валдайской серии располагается изолированная площадь их выходов в районе Клецко-Столинской мульды. Отсутствие валдайских пород на Полесской седловине свидетельствует об их последующем размыве (Айзберг, Бессонова и др., 1975).

Таким образом, в итоге структурных перестроек валдайской эпохи возник обширный эпиконтинентальный морской бассейн (Келлер, 1968, 1973; Келлер, Аксенов и др., 1974; Брунс, 1963, 1964), в котором происходило накопление преимущественно терригенных осадков. На ограниченных площадях он переходил в прибрежное мелководье и, наконец, в аллювиальные равнины. Такая структурно-фациальная зона располагалась к западу и юго-западу от Чашниковской зоны погребенных разломов, где на протяжении всей валдайской эпохи формировались прибрежно-равнинные и континентальные красноцветные грубообломочные и алеврито-песчаные фации. И лишь в периоды максимального развития трансгрессий они частично перекрывались водами морского бассейна.

Накопление на протяжении валдайской эпохи сходных по строению и фациальным условиям терригенных ритмично построенных толщ свидетельствует о том, что на огромных площадях Восточно-Европейской платформы существовала в общем одна и та же физико-географическая обстановка.

Важнейшие ее черты будут рассмотрены в следующих главах.

РЕДКИНСКОЕ ВРЕМЯ

В самом начале редкинского этапа, во время отложения плетневской и смоленской свит осадконакопление происходило в наиболее пониженных участках палеорельефа; лишь позже, в момент максимальной редкинской трансгрессии, области осадконакопления охватили обширные площади Восточно-Европейской платформы. Они охватили всю площадь обширной Московской синеклизы, которая приобрела восточное и северо-восточное простирание. Наибольшее погружение этой структуры имело место в северо-восточной части рассматриваемой площади, наиболее полные и мощные разрезы редкинских отложений (до 250–350 м) наблюдаются в Ивановской впадине и Котласском прогибе. По направлению к Нелидово-Торжокскому своду, а также к Пестовскому, Рыбинскому и Московскому выступам мощности редкинских отложений сильно сокращаются.

В Молдавии и на Украине область наибольшего прогибания с мощностью редкинских отложений свыше 150 м протягивается вдоль северо-восточной части бассейна; таким образом прогиб, в котором отлагались редкинские отложения, был резко асимметричным.

Граница современного распространения редкинских отложений почти повсеместно эрозионная. Судя по распределению фаций и мощностей редкинских и котлинских отложений по западному и юго-западному краю центриклинального замыкания Московской синеклизы, край бассейна проходил недалеко от сохранившихся выходов редкинских отложений. Вместе с тем картина распределения мощностей, показанная на рис. 3, вкл. (редкинское время), дает несколько идеализированную картину. Резкое уменьшение мощностей к краям синеклизы и Белорусско-Мазурскому массиву связано скорее с последующим эрозионным срезом, а не с их уменьшением в прибрежной области. На юге и востоке Московской синеклизы границы редкинского бассейна определяются лишь приблизительно; можно полагать, что область седиментации распространялась здесь на значительно большую площадь.

Для районов юго-запада Подолии береговая линия редкинского бассейна достоверно установлена по ряду картировочных скважин, определивших прибрежные фации ярышевской и нагорянской свит. Положение границы редкинского бассейна удастся проследить и на территории Волыни и Молдавии. Восточная граница юго-западного бассейна редкинское время вряд ли распространялась более чем на 10–20 км относительно современного контура выходов редкинских отложений в домеловом срезе.

Редкинский бассейн Львовско-Кишиневского прогиба в периоды максимальной трансгрессии соединялся, вероятно, с Московским через пролив, проходящий по территории Клецко-Столинской мульды.

Отсутствие отложений редкинское горизонты на Лукувско-Ратновском выступе и мелких локальных поднятий в контуре бассейна обусловлено постседиментационными размывами. Более устойчивую связь он сохранял с бассейнами Галицийской геосинклинали лишь в своей Причерноморской части. Карпатская область геосинклинали была отделена от платформенного бассейна полосой поднятий кристаллического фундамента.

Трансгрессия редкинское моря развивалась прерывисто с временными отступлениями моря. Это отчетливо выразилось в ритмичном строении толщ. С каждой новой волной трансгрессии связан определенный ритм осадков, начинавшийся базальной грубообломочно-песчаной пачкой, постепенно переходящей в глинистую, соответствующую максимуму развития трансгрессии.

Трансгрессия в Московской синеклизе достигла максимума к концу среднередкинское (нелидовское) времени. Это подтверждается несогласным залеганием нелидовских отложений на более древних подразделениях венда, а иногда прямо на породах кристаллического фундамента. Местами в северной зоне они перекрывали отложения рифея.

Иная последовательность в развитии бассейна редкинское этапа характерна для юго-западной окраины платформы. Здесь наиболее распространены породы могилевской свиты и ее аналогов на Волыни (чарторийская свита) и юго-востоке Подляско-Брестской впадины (гирская свита), что говорит о максимуме трансгрессии. С ярышевского, а возможно, с ямпольского времени, происходит постепенное сокращение размеров бассейна и отступление его к юго-западу. Отложения ярышевской и нагорянской свит, по-видимому, выклиниваются к валоподобному Бучан-Луцкому поднятию.

Состав пород, закономерности изменения крупности и состава обломочного материала; а также текстурные признаки отложений, прослеженные по всей рассматриваемой территории, позволяют предполагать, что рельеф суши, обрамляющий редкинский бассейн, характеризовался большим разнообразием — от пологого до расчлененного.

Наиболее возвышенным рельефом обладали выступы Балтийского и Белорусско-Мазурского щитов и более сглаженным — юго-западная часть Сарматского щита в Подолии.

О сносе в редкинский бассейн главной массы обломочного материала с выступов Белорусско-Мазурского щита говорят следующие факты: распространение на территории примыкающих к ним с севера и юга наиболее грубозернистых отложений (конгломераты, гравелиты, разнотернистые песчаники и др.); большое количество в нижней части гирской свиты крупных обломков (до валунов) разнообразных пород; более грубый состав терригенных отложений по мере приближения к выступам щита.

Значительное количество грубого обломочного материала поставляли в начале редкинского времени и западные районы Подляско-Брестской впадины и Воыно-Подолли, где интенсивно размывались конусы воыньских вулканов.

Дополнительными источниками сноса, влияющими на состав и мощность отложений в контуре бассейна осадконакопления, являлись локальные поднятия фундамента. На них осадконакопление осуществлялось только временами или совсем не происходило. К последним относятся Ассамалла, Ульсте, Мынысте, Локно и др.

В областях суши имело место как химическое, так и физическое выветривание. Роль последнего была наиболее существенна в начальной стадии трансгрессивных фаз развития бассейнов. Это подтверждается составом породообразующих аутигенных глинистых компонентов (Бессонова и др., 1972) и геохимическими данными по распределению малых элементов (Махнач и др., 1976; Махнач, 1977).

Особенно широкое распространение в редкинском бассейне имели терригенные осадки. Резко подчиненное значение имела хомогенная седиментация (наличие карбонатного цемента стяжений сидерита, фосфатов).

Состав пород смоленской, плетневской, гирской свит ольчедаевского-ломозовских отложений, сложенных конгломератами, гравелитами до тонких алевроитов и глин и их быстрое замещение в разрезе и на площади показывают, что осадконакопление на первых этапах формирования редкинского бассейна происходило в условиях расчлененного рельефа при интенсивном выравнивании областей сноса. Для редкинского времени на основании имеющихся данных могут быть выделены следующие группы фаций: элювиально-делювиальные конусы выноса временных потоков, рек и мелководья.

Глинисто-алевритовые фации смоленской свиты по наличию сульфидов, зерен глауконита, прослоев, обогащенных органическим веществом и фосфатами, обилию акритарх, текстурным признакам пород являются бесспорно бассейновыми образованиями. Бассейн был мелководным и отличался в целом спокойным, а на отдельных участках территории и застойным гидродинамическим режимом, сохранению которого способствовали многочисленные острова — локальные поднятия фундамента.

Широкое развитие текстур дельтового и потокового типа говорит о том, что в процессе накопления редкинских гравийно-песчаных осадков значительную роль играли реки. Не исключено, что одна из рек в начале редкинского времени протекала вдоль среднерусского авлакогена от Рыбинска к Котласу, где намечается область развития дельтовых образований.

Имеются многочисленные признаки высокой сейсмичности территории, что подтверждается определенной стратиграфической локализацией горизонтов с оползневыми текстурами, распространенностью их в различных породах одного и того же стратиграфического уровня на значительных территориях. В зависимости от наклона дна сейсмичность приводила к возникновению на более крутых участках разнообразных подводно-оползневых деформаций. Вулканическая деятельность оказала существенное влияние на солевой состав вод редкинского времени и являлась возможной причиной бурного развития органического мира в редкинский век на всей платформе. Маркирующие пачки аргиллитов, обогащенные органическим веществом, сформировались в среднередкинский (нелидовский) век после проявления вулканической деятельности.

В этот век существовали наиболее благоприятные фациальные условия осадконакопления с восстановительной геохимической обстановкой, необходимой для накопления, захоронения и преобразования органического вещества в углеводороды нефтяного ряда. Значительная дифференциация дна бассейна отразилась на мощ-

ности, фаціальном составе осадков и обогащении их органическим веществом. Геохимические исследования свидетельствуют, что для редкинського горизонта характерно высокое содержание органического вещества (Кирсанов, Шибалин, 1970; Родионова и др., 1972; Кирсанов, 1970; Ларская, 1974). Содержание органического углерода изменяется в среднем от сотых долей процента до 1,65%, а в отдельных прослоях аргиллитов до 6% (Ларская, Загулова, 1974; Родионова и др., 1972).

Соответственно были различными и геохимические условия накопления органического вещества в осадках. Содержание сульфатной серы 0,01–2,9%, железа лептохлоритного — 0,42–4,57%, пиритного — 0–2,53%, окисного — 1,15–7,31%. Это говорит о том, что восстановительные процессы в ряде районов проявились довольно отчетливо. Значительные колебания перечисленных параметров свидетельствуют о том, что обстановка в осадке изменялась от окислительной до восстановительной. Преобладание закисных и сульфидных форм железа позволяет считать геохимическую обстановку в период диагенетических преобразований глинистых осадков средней части редкинського горизонта преимущественно восстановительной на большей части Оршанской впадины, а также Пачелмского и Солигаличского прогибов. Накопление органического вещества в маркирующих пачках темно-серых аргиллитов, обогащенных органическим веществом, происходило в условиях, наиболее благоприятных для битумообразования. На остальной части Московской синеклизы накопление глинистых пород средней части редкинського горизонта происходило преимущественно в условиях слабовосстановительной геохимической обстановки, а в бортовых частях в субокислительной и окислительной обстановке.

На морские условия накопления редкинских отложений указывает высокая их засоленность. Содержание хлора в этих отложениях изменяется в песчаниках от 0,07 до 0,69%, глинах от 0,09 до 1,4%, глинисто-карбонатных породах от 0,31 до 0,76, соответственно сульфатной серы 0,01–0,16%; 0,01–0,55%; 0,04–0,64%. Устойчивое увеличение перечисленных компонентов вверх по разрезу указывает на постепенное осолонение бассейнов седиментации. О морском генезисе редкинских отложений свидетельствует и низкое содержание галлия. К такому же выводу можно прийти на основании комплекса сингенетических аутигенных минералов, перечисленных ранее.

Организмы, населявшие редкинський бассейн, были чрезвычайно разнообразны и многочисленны. Широкое распространение имеет здесь своеобразная вендотениевая флора, отличающаяся прекрасной сохранностью растительных тканей. Местами остатки этих растений образуют массовые скопления (Гниловская, 1971; Соколов, 1971, 1972). Растительный планктон представлен в редкинское время акритархами, находимыми повсеместно и в больших количествах. К планктонным формам относятся также своеобразные формы, названные В.В. Меннером *Bentanelloformis brunsaе*, которые одни авторы считают гигантскими акритархами, другие — мелкими гидромедами. Особенно большое значение имеет открытие в редкинских отложениях Восточно-Европейской платформы богатых находжений бесскелетных животных. Фауна эта была открыта в середине 70-х годов на Онежском полуострове по р. Сюзьме (Келлер и др., 1974 г.). Дальнейшие исследования М.А. Федонкина (1978) показали, что окаменелости того же типа встречаются на Зимнем берегу Белого моря к северу от Архангельска. В настоящее время беломорская биота венды насчитывает свыше 30 видов, относящихся к 17 родам. Среди них имеются представители кишечнополостных (сцифон и гидромеды), членистоногих (*Vendomia*), плоских червей (*Dickinsonia*, *Spriggina*), иглокожих (*Tribrachidium*), а также формы неясной систематической принадлежности (*Pteridinium*, *Rangaea*, *Ynkrylovia*). Более бедная ассоциация видов редкинського уровня была открыта на Украине в ямпольско-ярышевских отложениях Приднестровья, где обнаружены кишечнополостные, представленные, по данным В.М. Палия (1976), прикрепленными формами, а также более редкие гидромеды. По поводу характеристики среды обитания редкинської фауны мнения исследователей расходятся. Одни склонны считать, что фауна эта населяла отмели обширного морского бассейна, который

отличался нормальным солевым составом и газовым режимом (Палий, 1976). Другие (Келлер, 1968) считают, что беломорская фауна обитала в обширном мелководном водоеме с недостаточной аэрацией морского дна и восстановительными условиями среды. В этом бассейне формировалось своеобразное экологическое сообщество видов, представленное формами, лишенными твердого скелета.

КОТЛИНСКОЕ ВРЕМЯ

В прибортовых частях Московской синеклизы между редкинским и котлинским горизонтами проявился отчетливо выраженный перерыв. В силу этого перерыва котлинские отложения с размывом залегают на подстилающих образованиях. В районе Валдая на глинистых отложениях среднередкинских (нелидовских) слоев сформировалась каолининовая кора выветривания, профиль которой вскрыт в Валдайской опорной скважине. За этой кратковременной регрессией последовала обширная котлинская трансгрессия.

На большей же части территории центральных, южных и северо-восточных районов синеклизы (от Вязьмы до Котласа), а также в зоне Пачелмского прогиба как в конце редкинского, так и в начале котлинского времени располагался крайне мелководный бассейн с терригенным типом осадконакопления. В этих районах отложения котлинского горизонта залегают на редкинских отложениях без видимых следов перерыва.

Структурный план и палеогеографическая обстановка котлинского времени во многом наследуют общую ситуацию, сложившуюся в предшествующей редкинский этап (рис. 4, вкл.). Продолжали существовать все характерные для него структурные элементы, в том числе Московская синеклиза и Кишиневско-Львовский прогиб. Они являлись основными зонами погружения, занятыми водами обширного морского бассейна, опресненного в краевых частях. Балтийский и Сарматский щиты, а также Белорусско-Мазурское поднятие характеризуются отсутствием котлинских отложений. Как и прежде, сохраняются две обширные области накопления осадков.

В северном субрегионе котлинский бассейн значительно увеличил свои размеры, продвинувшись в западном направлении. Здесь от южных районов Литвы до крайнего севера Эстонии водами трансгрессирующего моря были перекрыты пониженные склоны щита, сложенные породами кристаллического фундамента, которые всю предшествующую историю верхнего докембрия являлись зонами денудации или корообразования.

Повсеместное распространение вдоль западного, юго-западного и северо-восточного контура Московской синеклизы аркозовых и полиминеральных грубозернистых осадков с низкой сортировкой и окатанностью обломочного материала свидетельствует о его недалекой транспортировке и близости береговой линии бассейна. Области размыва в начале котлинского этапа являлись не только приподнятые участки Балтийского щита и Белорусско-Мазурского поднятия, но и локальные поднятия в синеклизе — на границе Эстонии и Латвии и в пределах юго-восточной Литвы.

Менее уверенно может быть восстановлена южная граница Московской синеклизы, так как, вероятно, значительная площадь образований котлинского горизонта в этом районе была размыта во время преддевонского перерыва. Тем не менее, сопоставляя фации и мощности данных отложений на южном крыле Московской синеклизы, можно заключить, что южная граница котлинского бассейна находилась далеко от современного контура области аккумуляции. Вероятно, изолированные в современном структурном плане северный и юго-западный субрегионы котлинских отложений представляли собой площади единого бассейна седиментации. В разобщенных районах этого бассейна наблюдается сходство вещественного состава и тектонических особенностей основных типов пород, единство комплексов органических остатков и аутигенных компонентов.

Белорусско-Мазурское поднятие в котлинское время представляло собой обширный полуостров с расчлененным рельефом, по-прежнему поставляющий огромную массу грубообломочного материала в смежные с ним зоны осадконакопления.

Площадь осадконакопления в рассматриваемый период распространяется на всю Волыно-Подолию, частично захватывая, возможно, и территорию современных Карпат, а также Подляско-Брестскую впадину.

На большей части Московской синеклизы отложения начальной стадии котлинской трансгрессии сложены в основании гравийно-песчаными или песчаными породами, переходящими выше в глинистую, а затем в глинисто-алевролитовую или алеврито-песчанистую пачки. Выше они сменяются глинистой "ляминаритовой" толщей, отличающейся поразительной выдержанностью по площади и наибольшими мощностями. Образовалась она в максимальную стадию развития трансгрессии и в период общего ослабления дифференцированных движений всех элементов платформы. Венчается разрез котлинского горизонта на западе сероцветными, а на востоке пестроцветными и красноцветными глинисто-алевритовыми или алеврито-песчаными отложениями решминской свиты, которые представляют собой образования регрессивной фазы котлинского бассейна.

Вулканическая деятельность во время накопления котлинских отложений практически не проявлялась. Единичные прослои глин, обогащенные пирокластическим материалом, установлены лишь в нижнем (макарьевском) цикле седиментации котлинского горизонта в Пачелмском прогибе (Морсово) и в районе Балахны (Кирсанов, 1970). Глинистые породы нижнего цикла седиментации котлинского горизонта отличаются также повышенным содержанием органического вещества, вследствие чего аргиллиты часто имеют темно-серую, черную окраску (Солигаличский, Галичский прогибы).

Расширение трансгрессии, как в Московской синеклизе, так и в Кишинево-Львовском прогибе, после предкотлинского перерыва привело к последовательной смене этапов континентального и прибрежно-равнинного осадконакопления (базальные слои) прибрежно-морским и морским.

В краевой юго-западной части Московской синеклизы (запад Белоруссии, юго-восток Литвы) в течение длительного времени продолжали накапливаться красноцветные континентальные, преимущественно грубообломочные и песчаные отложения (пролювиальные, делювиальные, озерные), выделенные здесь под именем гдовской свиты. Вверх по разрезу и в восточном направлении они сменялись песчаными и алеврито-глинистыми фациями прибрежной равнины, временами заливавшейся морем.

На западе Московской синеклизы и в Подляско-Брестской впадине такая обстановка прибрежной равнины существовала довольно долго. Доказательством прибрежно-равнинного генезиса терригенных отложений этих районов служат: аркозовый, полимиктовый и реже олигомиктовый состав; высокое содержание слюд, каолинита, гидроокислов железа; разнообразные типы косой и волнистой слоистости; плохая сортировка и неоднородная окатанность обломочного материала; первичная красноцветная и пестроцветная окраска пород; отсутствие какой-либо определенной закономерности в смене пород разного гранулометрического состава по латерали; частые следы взмучивания, деформаций и размывов (Бессонова, Горелик, 1974; Менс, Пиррус, 1974). Этими признаками подчеркивается субконтинентальная и, видимо, пресноводная обстановка накопления отложений. Об этом же свидетельствует отсутствие в составе таких аутигенных минералов, как глауконит, сидерит, пирит, следов жизнедеятельности организмов. Здесь налицо все основные показатели, характерные для мелководных краевых образований крупных бассейнов седиментации. К внутренним частям Московской синеклизы наряду с песчаниками и грубообломочными породами увеличивается число прослоев алевролитов и глин, объем которых постепенно возрастает. В нижней половине разреза на востоке Московской синеклизы развиты преимущественно зелено-серые породы. Изредка встречаются прослои с выделениями пирита, микроконкрециями сидерита и глобулами глауконита. В обломочном материале уменьшается содержание полевых шпатов, лучше отсортирован и окатан крупный песчаный и гравийный материал. Характерен базальный глинистый, реже пойкилитовый карбонатный цемент. Преобладает тонкая горизонтальная, линзовидная, линзовидно-волнистая и полого-волнистая слоистость.

Осадки формировались в прибрежно-морских и мелководно-морских условиях с достаточно динамичной средой осадконакопления. Слабовосстановительные и отчасти восстановительные условия осадконакопления котлинских осадков впоследствии сменились окислительными.

Геохимическими исследованиями в котлинских отложениях в пределах Оршанской и Подляско-Брестской впадин установлено относительно малое содержание органического вещества. В песчаниках среднее содержание его не превышает 0,1%, в глинах и глинистых алевролитах оно составляет до 0,2%, реже 0,4–0,5%. И только в отдельных глинистых прослоях с темно-серой и почти черной окраской осевой зоны Московской синеклизы количество $C_{орг}$ возрастает до 2% (Кирсанов, Шибалин, 1970).

Бассейн осадконакопления был мелководным с неустойчивым гидродинамическим и газовым режимом. На мелководность морского бассейна указывают различные иероглифы по плоскостям наслоения — знаки ряби, струи течений и волнений, следы волочения, неглубокие промоины, неровные контакты смежных слоев и т.п.

Бассейн котлинского времени характеризовался непостоянной соленостью морских вод. Он то носил признаки опреснения (особенно в краевых его частях за счет притока речных вод с прилежащей суши), то приобретал нормальную, а участками и повышенную соленость. Об этом свидетельствует чередование каолинитоносных слоев без карбонатного материала с отложениями, где много доломита, сидерита, пирита, изредка с примесью целестина и барита, или галенита, сфалерита.

Судя по соотношению солевых компонентов, соленость вод котлинского бассейна большей частью была нормальной. Содержание хлора не превышает 0,1–0,2%. Глинистые осадки его включают 120–250 г/т бора, что также указывает на развитие нормальных морских условий.

Газовый режим вод также не был постоянным, а изменялся от окислительного до слабовосстановительного и восстановительного. Это надежно фиксируется по комплексу аутигенных минералов в разных частях котлинского бассейна и данным геохимических исследований (Ларская, 1974; Ларская, Загулова, 1974; Ларская и др., 1975; Кирсанов, Шибалин, 1970, 1972). Сочетание окислительных и восстановительных условий среды осадконакопления в котлинское время говорит о наличии подводных котловин, заполненных застойными водами. Для отложений таких районов присущи черные пленки органического вещества, скопления сидерита (или анкерита) и пирита (до 2%), резкое преобладание закисных форм над окисными, вследствие чего коэффициент Fe^{II}/Fe^{III} достигает 5,4.

В центральных районах синеклизы происходила частая смена окислительных и субокислительных условий осадконакопления восстановительными. Об этом свидетельствует частое чередование в разрезе котлинской свиты прослоев, богатых гидроокислами железа и окисным железом с прослоями, в аутигенно-минералогическом комплексе которых ведущая роль принадлежит закисному подвижному железу. В те непродолжительные отрезки времени, когда дно бассейна погружалось, окислительно-восстановительная граница поднималась выше осадка. Это способствовало накоплению в осадках органического вещества и возникновению окислительной среды. Сформировавшиеся в это время породы отличаются сероцветной и зеленоцветной окраской. Значительное содержание органического вещества отмечается только в темно-серых и почти черных глинистых осадках.

Почти полное отсутствие выдержанных прослоев песчаных и грубообломочных пород на большей части распространения осадков котлинского бассейна, преобладание массивных и горизонтально-слоистых текстур бесспорно указывает на то, что гидродинамическая обстановка была более спокойной, чем в редкинское время. О довольно слабой динамической обстановке могут свидетельствовать и пачки ритмично-слоистых пород, представленных тонким чередованием глинистых и алевроитовых слоев, очень характерных для осадков современных крупных озерных водоемов. Вместе с тем наличие среди тонких осадков с горизонтальной слоистостью прослоев с текстурами взмучивания, оплывания, подводного оползания, микроскладок, линзовидной, линзовидно-волнистой, волнистой, косой и мульдобраз-

ной слоистости дает все основания считать, что мелководный котлинский бассейн обладал крайне неустойчивым гидродинамическим режимом.

О наличии течений и волнений можно судить не только по текстурным признакам и иероглифам, но и по присутствию очень специфических пород — микалитов, состоящих более чем на 50% из слюды (биотит, мусковит). Формирование их, главным образом в отдельных от береговой линии участках, показывает, что пластинки слюды транспортировались во взвешенном состоянии на огромные расстояния и осаждались в наиболее спокойных от волнений и течений зонах бассейна. Накопление глинисто-алевритовых осадков верхней части каниловской свиты и их аналогов в Польше и юго-западе БССР происходило также в огромном открытом морском бассейне с нормальным солевым режимом и достаточно высокой гидродинамической активностью (Великанов, 1975; Ларская и др., 1975). По мнению В.Н. Верниковского и А.В. Хижнякова (1975), каниловский бассейн отличался мелководностью, слабой гидродинамикой и преимущественно восстановительными условиями осадконакопления. Наличие сидерита, отсутствие глауконита, а также вещественный состав глин свидетельствуют о пресноводности бассейна. Вместе с тем появление в верхней части разреза прослоев песчаников с базальным карбонатным цементом косвенно может говорить о том, что по мере своего развития бассейн седиментации становится осложненным и осадконакопление приближается к нормальному морскому режиму.

Растительный мир котлинского бассейна достигает особенно пышного расцвета. Повсеместно в котлинских отложениях встречаются остатки водорослевого планктона (акритархи), а глинистые породы переполнены остатками вендотениевой флоры, среди которой особенно многочисленны представители родов *Vendotaenia* и *Tyrasotaenia*.

Представители Metazoa в котлинских отложениях пока не найдены. Изредка здесь встречаются следы жизнедеятельности организмов, мелких представителей эпифауны (ихнитов) и редкие "ходы червей", секущие плоскости наложения (скв. Меиса, гл. 621—627).

В конце котлинского времени западная окраина Московской синеклизы и Петровское поднятие испытывали наиболее интенсивное поднятие. Образования котлинского горизонта (селигерской свиты) здесь были подняты выше уровня моря и подверглись частичному или глубокому размыву, а на сравнительно большой территории создались благоприятные условия для формирования субаэрального коры выветривания (Менс, Пиррус, 1969). Выветривание проявилось в ожелезнении глинистых пород. Отсутствие каолинизированных продуктов выветривания, незначительная мощность и приуроченность коры выветривания к краевой зоне бассейна, непродолжительное время ее формирования позволяют рассматривать данную кору как внутрiformационное образование (Кирсанов, 1970).

В северной Прибалтике после кратковременного субаэрального развития территории образовался в значительной степени опресненный мелководный водоем, в котором отлагались пестроцветные и красноцветные отложения воронковской свиты.

О специфичности воронковского бассейна свидетельствует минеральный состав сформировавшихся в нем пород, высокая каолинитовосность глинистых фракций (80—95%), мономинерально-кварцевый состав песков, распространение аутигенного шамозита (Пиррус, 1973). Весь этот комплекс пород начал формироваться после значительного перерыва в отложении осадков. Литологический характер воронковской свиты подчеркивает развитие регрессии — пестроцветные алевриты и глины вверх по разрезу сменяются песками. Бассейн воронковского времени, по-видимому, имел связь с регрессивным бассейном восточных районов Московской синеклизы.

Во время регрессии конца вендского периода области осадконакопления в Московской синеклизе резко сокращаются. В остаточном бассейне формируются пестроцветные и красноцветные гравелиты и песчано-глинистые отложения решминской свиты. Их верхняя часть, представляющая собой небольшой самостоятельный цикл осадконакопления, была выделена В.В. Кирсановым (1974) под именем радищевской свиты. Палеогеографическая обстановка времени ее формирования изображена

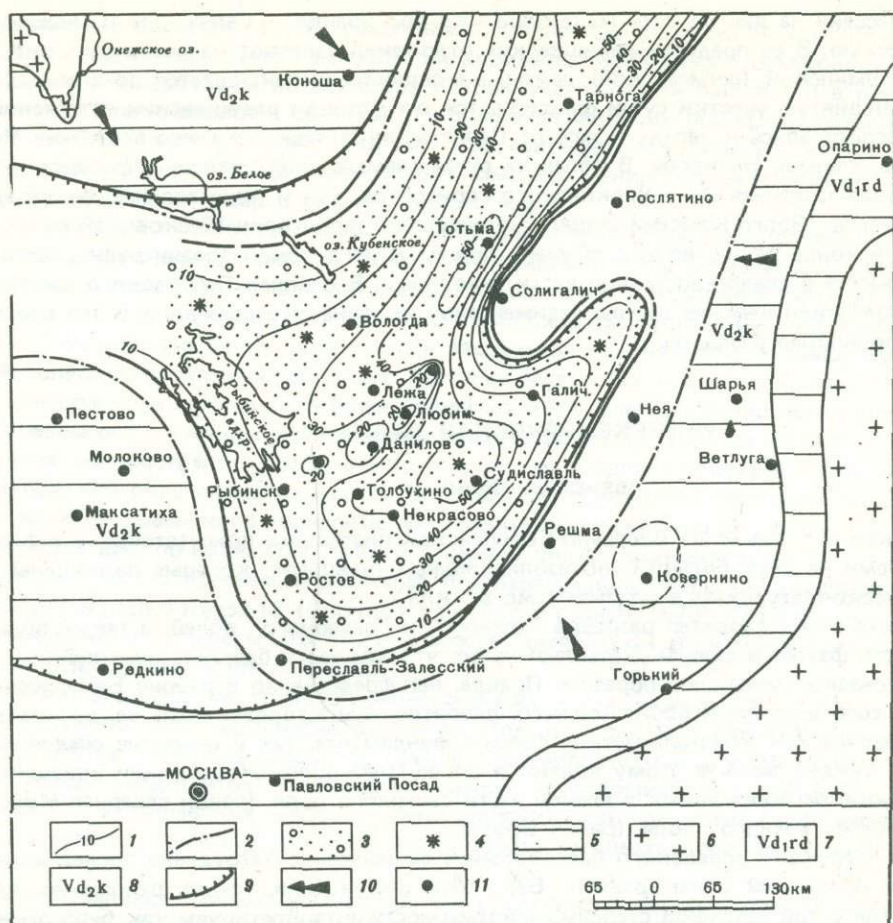


Рис. 5. Литолого-палеогеографическая схематическая карта центральных районов Восточно-Европейской платформы. Радищевское время (регрессивный остаточный бассейн конца валдайской эпохи). Составил В.В. Кирсанов

1 — изобаты (в метрах); 2 — предполагаемая граница первоначального распространения отложений радищевской свиты; 3 — песчаники с подчиненными прослоями гравелитов, примесью гравия и гальки; 4 — первоначальная красцветность; 5 — области сноса, сложенные осадочными породами валдайской серии; 6 — области сноса, сложенные кристаллическими породами; 7 — отложения редкинских горизонтов; 8 — отложения котлинских горизонтов; 9 — граница распространения вышележащих отложений ровенского горизонта нижнего кембрия; 10 — направление сноса; 11 — скважины

на рис. 5. Судя по характеру отложений, текстурным и структурным признакам пород, присутствию глауконита, каолинита, гравия и гальки, осадки накапливались в крайне мелководных условиях. Красноцветность отложений свидетельствует о высокой степени аэрируемости вод бассейна и преобладании окислительных условий осадконакопления. По времени накопления отложения радищевской свиты, по-видимому, соответствуют песчаной толще воронковской свиты Прибалтики.

Границы современного распространения радищевской свиты носят эрозивный характер и не отражают истинных границ бассейна осадконакопления. Вдоль зоны развития среднерусского авлакогена в конце котлинского и начале радищевского времени сформировалась приподнятая область, осложненная локальными поднятиями в районе Букалова, Данилова, Любима и Дьяконова. В северо-восточном направлении на продолжении этой области линейных поднятий, по-видимому, располагались Солигаличское и Рослятинское поднятия, где сейчас отсутствуют радищевские отложения. Букалово-Дьяконова область поднятий разделяла радищев-

ский бассейн на две области максимального прогибания — Галичскую и Лежско-Котласскую. В ее пределах радищевские отложения залегают на различных толщах решминской (селигерской) свиты, а мощность их сокращается до 1 м.

Приподнятые участки суши фиксируются отсутствием радищевских отложений. Они располагались к западу и югу от Переславля-Залесского и юго-восточнее Макарьева, Решмы, Нелидова. В областях суши размыту подверглись как терригенные отложения котлинского и редкинского горизонтов, так и кристаллические породы фундамента (Волго-Камская суша). Подъем всей территории Московской синеклизы в конце радищевского времени привел к неглубокой эрозии радищевских образований в северо-восточной части синеклизы. В районах Пестовского выступа и Максатихи верхние циклы седиментации котлинского горизонта в это время были полностью размыты.

РАННЕКЕМБРИЙСКАЯ ЭПОХА

РОВЕНСКОЕ ВРЕМЯ

Ровенские отложения на Восточно-Европейской платформе присутствуют в настоящее время на двух больших, но изолированных площадях, которые разобщены Белорусско-Мазурским выступом (рис. 6, вкл.).

Вместе с тем характер разрезов "южного" и "северного" полей, а также полная общность фауны и флоры указывают на то, что эти части бассейна несомненно были связаны теснейшим образом. Правда, непосредственно в районе Белорусско-Мазурского выступа и восточнее него, вероятно, существовали острова, на которых размывались как кристаллические породы фундамента, так и вендские осадочные толщи. Свидетельством этому являются более грубообломочные фации ровенских отложений, расположенных в южной части северного поля (район севернее Минска) и на севере "южного" поля (район Бреста).

Реконструкция ровенского палеобассейна существенно затруднена последующей эрозией отложений этого возраста. Береговые фации (или, точнее, отложения, которые мы с той или иной степенью достоверности интерпретируем как береговые фации) обнаружены только в небольшом количестве районов. Один из таких районов — Подолья, где береговые фации изучены наиболее подробно. В этом районе трудно предположить существование значительно более широкого бассейна, заходящего на Украинский щит. Однако уже несколько севернее г. Хмельницкого у современной восточной границы распространения ровенских отложений мы встречаемся с более глубоководными фациями, в связи с чем граница бассейна должна была располагаться много восточнее.

Далее эта граница проходила, вероятно, значительно южнее современного распространения ровенских отложений, так как ни мощность, ни фации крайних точек распространения ровенских отложений (скв. Торонец, Редкино, Переславль) не указывают на возможную близость береговой линии.

"Восточные" связи бассейна в настоящее время крайне проблематичны. Однако следует обратить внимание на находку сабеллидитид на юге восточного склона Урала и довольно широкое распространение сабеллидитид на востоке Сибирской платформы (Иркутский амфитеатр, Игарский район, Прианбарье), где, как указывают В.А. Лучинина, В.В. Кирьянов и М.Б. Гниловская (1978), присутствуют ровенские отложения, охарактеризованные типично Восточно-Европейской ассоциацией органических остатков. Исходя из унаследованного характера развития валдайского и ровенского бассейнов, не исключено существование в ровенское время широкого пролива вдоль Пачелмского прогиба.

Более сложно обстоит дело с северо-восточным ограничением бассейна. В районе севернее городов Череповца и Вологды к ровенскому горизонту отнесены терригенные породы, которые можно было бы считать береговыми фациями. Такая интерпретация принята и на нашей схеме. Однако следует помнить, что ровенский возраст этих отложений ничем не доказан.

При движении на запад от этих районов вдоль границы современного распространения ровенских отложений мы из областей возможно прибрежного осадконакопления постепенно переходим во все более глубоководные части бассейна и в районе Ленинграда сталкиваемся с областью накопления глинистых пород, отвечающей наиболее глубокой части бассейна. Это дает нам основание предполагать, что ровенский бассейн распространялся значительно севернее Ленинграда и, возможно, открывался куда-то на север в сторону Белого моря.

Северо-западный край бассейна располагался значительно западнее современного поля распространения ровенских отложений, свидетельством чего является наличие останцов ровенских отложений под лонтоваскими в центральной Эстонии.

Западная граница "северного" поля может трактоваться по-разному. Ряд исследователей полагает, что балтийский бассейн заходил далеко на запад, заливал Курземский полуостров, запад Литвы и все Брестско-Мазурское поднятие. Однако если для лонтоваского времени это более вероятно, хотя и недостаточно обосновано, то для ровенского времени представляется более вероятным лишь несколько более широкое распространение бассейна по отношению к современному распространению отложений ровенского горизонта. В пользу этого говорят: небольшие мощности отложений ровенского горизонта, их в основном алевритовый и песчаный состав и присутствие, по-видимому, только верхнего цикла осадконакопления.

Типичным, хорошо изученным разрезом, подтверждающим высказанное соображение является разрез Лудза-15 (Биркис и др., 1972; Розанов, 1973), где в ровенских отложениях с типичным для этого возраста комплексом акритарх встречены совместно сабеллидиды и платисолениды.

Совсем не ясна западная граница ровенского бассейна в "южном" поле. По данным, полученным по территории Восточной Польши, создается впечатление открывающегося на юго-западе бассейна, чему не противоречит наличие довольно мощной толщи алевролитов и глинистых сланцев субхолмиевого горизонта (и, возможно, котушевских слоев Свентокшинских гор, относимых обычно к венду), часть из которых, вероятно, может соответствовать ровенскому горизонту.

Анализ имеющихся данных показывает, что после значительной регрессии котлинского моря в рещминское время наступает новый этап, связанный с ровенской трансгрессией. Характер осадконакопления в целом остается близким к котлинскому, хотя непрерывности осадконакопления на этом рубеже не было. В настоящее время невозможно указать разрез, где бы мы могли быть уверенными в согласном налегании ровенских отложений на котлинские. Как правило, отложения ровенского горизонта начинаются с гравелитов или песчаников, а верхние слои котлинского горизонта сплошь и рядом представлены сильно каолинизированными породами. После обычно кратковременного накопления гравелитов и песчаников начинается отложение глин (иногда с алевролитами), свойственное как более древним, так и более молодым бассейнам (котлинскому и лонтоваскому).

В конце ровенского времени произошло, вероятно, достаточно резкое сокращение бассейна, в результате чего практически везде лонтоваские отложения лежат на ровенских несогласно; обычно они также начинаются пачкой гравелитов и песчаников.

Отложения ровенского горизонта в ряде районов имеют отчетливое двучленное строение. Особенно хорошо это видно в разрезах осевой части Московской синеклизы. Однако в западных областях их распространения, в восточных районах Советской Прибалтики и на Украине они представлены, как правило, одним циклом. В первом случае, судя по совместному нахождению в них сабеллидитид и платисоленидов, мы, вероятно, имеем дело с верхними частями горизонта (Восточная Латвия и Литва), в то время как на Украине скорее представлена только нижняя часть ровенского горизонта, а верхняя или размыта, или не отлагалась.

Эти данные показывают, что конфигурация ровенского бассейна, вероятно, значительно изменилась. Максимум трансгрессии для запада северного региона приходился, скорее всего, на вторую половину ровенского времени, в то время как в южном регионе он приходился на его первую половину.

Состав ровенских отложений и особенно типичная ассоциация "trace fossils", свойственная всем известным мелководным бассейнам мира, указывает на то, что бассейн даже в период максимальной трансгрессии оставался исключительно мелководным. Фауна и флора, населявшая бассейн, судя по проведенным сборам, была не очень разнообразна. Кроме сабеллитид и пятиясиленитов, другие ископаемые животные в ровенском горизонте практически неизвестны. Следует отметить, однако, что захороненные фауны, особенно сабеллитиды, всюду очень богаты. В связи с чем надо думать, что в ровенское время море было обильно населено этими животными.

Несомненно обильным был фитопланктон, о чем свидетельствуют его находки почти во всех образцах, взятых из этих отложений.

Богатство фитопланктона, силикатные трубки пятиясиленитов и отсутствие карбонатоосаждения как-будто свидетельствуют об умеренных широтах. Однако все существующие реконструкции (см. Розанов, 1976), основанные на палеомагнитных и тектонических данных, указывают на то, что территория Восточно-Европейской платформы должна была находиться в пределах тропической или субтропической зоны.

ЛОНТОВАСКОЕ ВРЕМЯ

Осадконакопление лонтоваского времени относится к балтийскому этапу, когда на Восточно-Европейской платформе так называемый "восточный бассейн" получил максимальное развитие, проникая значительно дальше на запад по сравнению с верхневендским этапом трансгрессии моря. Балтийский этап развития рассматриваемой платформы характеризуется тектонической обстановкой, унаследованной от позднего докембрия; продолжают развиваться заложенные еще в позднем венде Московская синеклиза, Подляско-Брестская впадина и другие отрицательные структуры, занятые водами бассейна.

После частичной, но местами, видимо, интенсивной регрессии ровенского моря, о чем свидетельствует наличие ровенских отложений в виде пятен далеко от основного поля их распространения, на западе Восточно-Европейской платформы наступает новая трансгрессия — лонтоваская (рис. 7, вкл.). Она развивалась в общих чертах по унаследованному от ровенского времени структурному плану, проникая на рассматриваемую территорию широким фронтом, без заметных признаков ингрессии даже в свои начальные фазы. Относительно небольшое содержание грубообломочных пород в лонтоваских отложениях на большей части территории их развития, даже в базальных их слоях, говорит о том, что трансгрессия моря была достаточно спокойной, а рельеф дна бассейна и окружающей суши области сноса был преимущественно выровненным. Однако развитие лонтоваской трансгрессии не было непрерывным на всей рассматриваемой площади. Более или менее плавно она развивалась только на севере и на северо-западе, где базальные слои горизонта, представленные чередованием песчаников, алевролитов и глин, по мере развития трансгрессии сменяются вверх по разрезу алевроито-глинистыми, а затем уже чисто глинистыми осадками. На остальной территории трансгрессия развивалась этапами с временными замедлениями, а иногда даже с остановками в некоторых районах. Многостадийность этой трансгрессии проявляется особенно на обеих сторонах от Белорусско-Мазурской антеклизы, где в разрезах горизонта отмечается наличие до трех ритмов осадков (Коркутис, 1975), отделанных друг от друга следами выветривания и прослоями конгломератов или гравелитов в основании ритмов. Такое строение лонтоваского горизонта в местах, расположенных ближе к современной крупной тектонической структуре, объясняется, по-видимому, тем, что уже в начале палеозоя этот участок земной коры был тектонически более активным, чем прилегающие к нему области.

Характер пограничных слоев ровенского и лонтоваского горизонтов показывает, что на этом рубеже на большей части территории, очевидно, был перерыв в осадконакоплении. Об этом можно судить по наличию грубообломочных пород в основании горизонта, образующих нередко прослой конгломерата, а также по следам

суббазального выветривания в верхах ровенского горизонта в ряде разрезов (Кириянов, 1968; Григалис и др., 1971; Кирсанов, 1974). Этот вывод согласуется также с палеонтологическими данными, особенно на Волини, где в верхах ровенского горизонта отсутствуют слои, содержащие одновременно остатки плетисолениитид и сабеллидитид. В то же время в разрезах Московской синеклизы, в частности у ее западного борта (Латвия, Литва), слои, содержащие одновременно сабеллидитиды и плетисолениитиды, нередко отмечаются в верхах ровенского горизонта и при этом не всегда наблюдается литологически четко выраженная граница между ровенским и лонтоваским горизонтами (Биркис и др., 1972; Кирсанов, 1974; Янкаускас, 1975; и др.). Иная картина наблюдается на севере, по крайней мере в северных районах Ленинградской области, где отсутствует уловимый перерыв в седиментации и четкая смена фаунистической характеристики на рассматриваемой границе, проводимой по акритархам; отложения ровенского возраста здесь являются как бы базальными образованиями единого крупного балтийского цикла осадконакопления, охватывающего в основном лонтоваское время (Стратиграфия..., 1979).

Площадь распространения лонтоваских отложений несколько отличается от площади осадконакопления ровенского времени. Так, на севере и юго-востоке площадь распространения лонтоваских отложений меньше, чем подстилающих отложений ровенского возраста, что, скорее всего, связано с додевонским размывом лонтоваских отложений вдоль южной, восточной и северной границ распространения осадков балтийского этапа кембрия. На северо-западе и на западе, наоборот, более широко распространены лонтоваские отложения, где они залегают трансгрессивно на разновозрастных образованиях вплоть до кристаллических пород архейско-протерозойского возраста.

Лонтоваские отложения на рассматриваемой площади сохранились в виде двух изолированных друг от друга полей — северного и южного, разобщенных в районе Белорусско-Мазурской антеклизы докембрийскими образованиями вплоть до пород кристаллического фундамента. Однако по однотипности фаунистических сообществ на северном и южном полях можно предполагать, что во время формирования лонтоваских отложений существовал единый седиментационный бассейн на всей Восточно-Европейской платформе. На это указывает также единая закономерность в распределении литолого-фациальных зон лонтоваского горизонта в северном и южном полях.

По современному распространению лонтоваских отложений можно приблизительно реконструировать границы бассейна. Современные границы распространения лонтоваских отложений на севере и востоке пересекают фациальную зону седиментационного бассейна с высокой глинистостью, что указывает на их денудационный характер. Сокращенные мощности или полное отсутствие лонтоваских отложений, наблюдаемое в пределах небольших положительных тектонических структур (Мынистеско-Локновского на стыке Эстонии, Латвии и Псковской области и Луковско-Вишницкого поднятия на границе Подлясской и Люблинской структур), как показывает распределение литофаций, связано также с послелонтоваской эрозией. Лишь в Эстонии и Подолии, где, судя по характеру пород, сохранились отложения прибрежных фаций, береговая линия лонтоваского бассейна находилась недалеко от границы современного распространения одноименных отложений. Судя по распределению литофаций, западный берег лонтоваского бассейна в пределах Латвии и Литвы находился также не особенно далеко от границы сохранившихся отложений этого возраста.

В лонтоваское время бассейн, существовавший определенно на юго-западе, в районах Подляско-Брестской впадины и Люблинского поднятия, имел через эти районы непосредственное сообщение с бассейном осадконакопления восточной части Свентокшиских гор, где в ясенских слоях субхолмиевого горизонта, сложенных глинисто-алевритовыми сланцами зеленовато-серого цвета, найден *Platysolenites antiquissimus* Eichw. (Mchniak, Rozanov, 1969).

Лонтоваский бассейн, по-видимому, не был замкнутым и на севере. Так, раннекембрийские отложения глинисто-алевритового состава, помимо Восточно-Евро-

пейской платформы, известны и за ее пределами — в Северной Финляндии и Северной Швеции и на севере Норвегии (Финмарк и Тромсё), где распространены глинистые сланцы и песчаники, которые относятся к зоне Hyolithus. Следует предположить, что на севере платформы, скорее всего, был пролив, соединяющий лонтоваский бассейн платформы с геосинклинальным морем на севере и северо-западе Скандинавского полуострова. На существование этой связи, кроме развития литологически близких пород, указывает сходство в палеонтологическом отношении лонтоваских отложений Восточно-Европейской платформы и отложений зоны Hyolithus в Финмарке. В обоих этих подразделениях широкое развитие имеют плятисолениды, причем в вертикальном их распределении наблюдается одинаковая последовательность. Так, *Platysolenites antiquissimus antiquissimus* Eichw. встречаются по всему разрезу обоих подразделений, а *Platysolenites antiquissimus spiralis* Posti приурочен лишь к верхам этих стратиграфических подразделений (Narmar, 1967; Пости, 1978).

Платформенный морской бассейн лонтоваского времени омывал обширные берега суши. Суша существовала определенно на северо-западе от площади распространения лонтоваских отложений. Так, на современной территории Финляндии и Швеции располагался субмеридиональный выступ (или цепь выступов), протягивающийся на юг до Северной Польши. Эта суша отделяла платформенный бассейн от геосинклинального моря, находящегося к северу и северо-западу от Скандинавского полуострова. На юго-востоке и на востоке также была суша. Пока трудно сказать, существовал ли уже в лонтоваское время единый Сарматский щит, как предполагают многие (Брунс, 1964; Соколов, 1964; и др.), или Украинский щит был отделен от Воронежского выступа Днепровско-Донецкой впадиной, а Воронежский выступ, в свою очередь, Пачедмским прогибом от Волго-Камской возвышенности; из-за недостаточного количества фактических данных трудно реконструировать очертания этих областей, поскольку наличие аналогов лонтоваского горизонта на Урале палеонтологически еще недостаточно обосновано.

Обломочный материал в северо-западной части бассейна поступал главным образом с запада: в этом направлении в изучаемых отложениях заметно возрастает размер и количество обломочных частиц. Скорее всего, субмеридиональный выступ вдоль западного берега лонтоваского бассейна служил также и областью питания для этой части бассейна, которая располагалась в районе Подляско-Брестской впадины. На юге основным поставщиком обломочного компонента в лонтоваский бассейн осадконакопления был Украинский щит.

Поступающий с областей питания материал имел главным образом олигомиктовый состав (редкость обломков пород; превалирование кварца над полевыми шпатами, представленными преимущественно разновидностями калиевого ряда; преобладание зеленой слюды над бурой и высокое содержание тяжелой фракции устойчивых минералов), что указывает на значительное химическое выветривание материнских пород. Лишь на волынской части западного склона Украинского щита галечный материал базального слоя горизонта сложен обломками буровато-серых фосфоритов и зеленовато-серых алевролитов, а среди минералов в заметном количестве присутствуют амфиболы и пироксены.

Незначительная роль грубообломочных пород в составе лонтоваского горизонта и сравнительно зрелый состав обломочного компонента отложений на большей части развития отложений этого возраста свидетельствуют о малорасчлененном рельефе суши, обрамлявшей лонтоваский бассейн. Исключение составлял только Подольский склон Украинского щита, где, судя по широкому распространению грубообломочного материала в базальной части разреза горизонта, существовал, по видимому, сравнительно расчлененный рельеф. По гранулометрическому и минералогическому составам лонтоваских отложений и по степени окатанности обломочных зерен в них можно предполагать, что суша была сложена в какой-то мере и осадочными породами, в том числе и глинистыми отложениями верхнего венда, а иногда и ровенского горизонта, дававшими при размыве в большом количестве пелитовую взвесь, поступающую в бассейн осадконакопления. Так, сравнение минерального состава глинистых компонент котлинской и лонтоваской свит Север-

ной Эстонии показало большое сходство их не только в количественных соотношениях, но и в типах отдельных минералов (Пиррус, 1970).

Лонтоваский горизонт на рассматриваемой территории сложен исключительно терригенными породами, среди которых преобладают глины. Накопление мощных глинистых толщ является характерной чертой лонтоваского этапа на Восточно-Европейской платформе. Слоистость в глинистых породах отсутствует или выражена слабо. Формирование глинистой толщи лонтоваского времени характеризуется интенсивным накоплением гидрослюдистых разностей с примесью хлорита, к которым лишь при более грубозернистых осадках (базальные слои, прибрежные отложения) прибавляется в заметном количестве каолинит. Присутствие значительного количества каолинита в низах горизонта, лежащих непосредственно на каолинитсодержащих валдайских отложениях или на выветрелых породах кристаллического фундамента, указывает на переотложения этого минерала из подстилающих образований. Наличие местами сравнительно большого количества каолинита в верхах лонтоваского горизонта, сложенных обычно тонкодисперсными породами, связано с субазральным выветриванием этих пород в послелонтоваское время. В толще глин встречаются маломощные слои алевролитов и мелкозернистых кварцевых и глауконито-кварцевых песчаников с горизонтальной или косой реже волнистой слоистостью. Исключение представляют лишь западные районы Волини, Подолии и северо-западные районы Прибалтики, где в разрезе лонтоваского горизонта преобладают песчаники и алевролиты, реже гравелиты и конгломераты; это указывает на то, что эти площади располагались ближе к берегам бассейна.

Лонтоваский этап осадконакопления характеризуется сравнительно плавными изменениями фациальных обстановок, которые выражаются в постепенном уменьшении песчанности и возрастании глинистости в восточном направлении. Исключением являются лонтоваские отложения на западном склоне Украинского щита, где возрастание глинистости идет в западном направлении.

Судя по наличию глауконита и фосфатизированных алевролитовых галек на поверхностях местных внутрiformационных перерывов в лонтоваских отложениях, можно заключить, что эти отложения образовались в обстановке, близкой к нормально-морской. Обилие следов жизнедеятельности донных организмов, широкое развитие аутигенного глауконита указывают на достаточную аэрируемость дна этого водоема. Перечисленные особенности лонтоваских отложений в совокупности с данными о составе бентосной фауны и характеру ихноценозов свидетельствуют о сравнительной мелководности всего бассейна. Даже участки накопления глинистых пород с полосами и пятнами первичной красноцветности (восточные районы Эстонии, западные районы Ленинградской и Псковской областей) не были особенно глубоководными, о чем можно судить по нахождению здесь остатков гастропод и хиолитов. Формирование на большой площади мощной разнообразной толщи глин в составе лонтоваского горизонта без ясно выраженной слоистости связано, скорее всего, с малой подвижностью вод во внутренней части бассейна. На это указывают также частые находки ветвящихся, реже меандрирующих форм ихнитов в тонкодисперсных разностях глин. Лишь на северо-западе и юго-востоке в разрезах горизонта преобладают песчано-алевритовые породы. Нахождение галек или конгломератовых прослоев в сочетании с редкими находками фауны и широким распространением вертикальных ихнитов в этих породах указывают на значительную подвижность воды.

Конец лонтоваского этапа развития Восточно-Европейской платформы характеризуется поднятием всей рассматриваемой территории выше уровня моря. Восстановить ход восходящих движений земной коры для этого региона очень трудно, так как практически повсюду, кроме самой западной окраины платформы, отложения регрессивного цикла отсутствуют полностью, и нередко оказываются денудированными даже более глубоководные образования. Это связано с тем, что до осаджения осадков следующего — талсинского — этапа происходила значительная перестройка структурного плана Восточно-Европейской платформы и талсинские отложения накапливаются лишь на северо-западе и юго-западе, а на остальной территории покрываемыми отложениями лонтоваского горизонта являются более молодые раннекембрийские породы либо образования еще более молодого возраста.

Регрессия лонтоваского моря охватила всю Восточно-Европейскую платформу. Нигде на рассматриваемой территории не известны разрезы нижнего кембрия, в которых отложения, покрывающие достоверно лонтоваские толщи, залежали бы на них непрерывно. Наоборот, даже в наиболее последовательных из этих разрезов на границе между талсинскими и подстилающими их образованиями фиксируются отчетливые следы перерыва в осадконакоплении. Лишь в западных районах Балтийской синеклизы, на территории Северной Польши, осадки холмиевого кембрия и подстилающие их отложения связаны, по представлению польских коллег, постепенными переходами (жарновецкая, предполагаемые аналоги мазовецкой, завишиньская серии и покрывающие их толщи). Однако более древний, чем холмиевый, возраст жарновецкой серии и отложений, условно сопоставляемых там с мазовецкой серией Люблинского склона платформы, не подтвержден палеонтологическими данными. Не исключено, что эти толщи, будучи базальными образованиями трансгрессивного комплекса отложений, разновозрастны в разных районах Северной Польши. Что касается завишиньской серии (= мобергеллового горизонта), то ее субхолмиевый (доталсинский) возраст и стратиграфическое положение в разрезе кембрия как западных районов Балтийской синеклизы, так и Подлясской депрессии, где она была впервые выделена, не являются в настоящее время бесспорными. Более того, после подготовки к печати стратиграфического тома работы Т.В. Янкаускасом в стратотипе этой серии (скв. Тлущ-1) был получен комплекс акритарх, очень близкий к таковому из талсинского горизонта. На основании указанных данных завишиньская серия рассматривается здесь как отложения талсинского времени¹.

Так как неизвестно, какому стратиграфическому интервалу в кембрийской шкале соответствует перерыв в осадконакоплении между лонтоваским и талсинским горизонтами на Восточно-Европейской платформе, то неизвестна и относительная продолжительность послелонтоваского времени, на протяжении которого ее территория находилась выше уровня моря. Можно лишь предположить, что рассматриваемое время было достаточно продолжительным, поскольку во многих районах в кровле лонтоваских отложений образовались достаточно мощные (до 15 м) коры выветривания, представленные пестроцветными ожелезненными породами с повышенным содержанием каолинита и следами субазального выветривания на минералах. Таким образом, к началу талсинской трансгрессии территория Восточно-Европейской платформы представляла собой, по-видимому, пенепленизированную сушу со слабо расчлененным рельефом.

Новая, талсинская трансгрессия была связана со значительной перестройкой структурного плана Восточно-Европейской платформы.

В течение талсинского времени по сравнению с лонтоваским процессы прогибания охватили существенно иные области платформы (рис. 8, вкл.). Так, в начале этого времени произошло заложение Балтийской синеклизы. Расширилась и сместилась к юго-западу приосевая, наиболее опущенная часть Львовско-Люблинской краевой системы (включая Подлясскую депрессию). Наоборот, вместе с центральными районами Балтийского и Украинского щитов в континентальных условиях находились области, прежде занятые акваторией лонтоваского моря: Московская синеклиза, Оршано-Крестецкий прогиб, Полесская и Латвийская седловины.

После предталсинского перерыва море вновь возвратилось лишь на территорию западного склона Украинского щита и в Брестскую впадину, а во второй половине талсинского времени — в пределы юго-восточного склона Балтийского щита. Вероятно, морская трансгрессия охватила также западный и южный склоны Мазовецко-Белорусской антеклизы. Следует отметить, что первые из указанных структур в раннекембрийскую эпоху несомненно представляли собой единый эле-

¹ В связи с этим при составлении карты возникли определенные затруднения, связанные, главным образом, с некоторым несовпадением объемов завишиньской серии и люкатского горизонта в ряде разрезов на территории Польши, что, вероятно, в какой-то мере могло отразиться на детальности карты в ее польской части.

мент платформы. Открытие А.Е. Бирюлевым пока еще мало изученных, но безусловно кембрийских отложений в грабенообразной структуре восточной части разделяющего их сейчас Ратненского выступа фундамента свидетельствует о том, что этот выступ является, как и его Луковско-Вишницкое продолжение в Восточной Польше, более молодым сооружением по сравнению с тем, как это было принято считать до сих пор, и в рассматриваемое нами время находился ниже уровня моря. Хорошей иллюстрацией изложенного служит также карта изомощностей талсинских отложений рассматриваемых районов. Не препятствовало, очевидно, талсинскому осадконакоплению и более позднее Сваденское поднятие на Волыни.

Наиболее отчетливый трансгрессивный характер залегания пород талсинского горизонта наблюдается в северо-западной части Советской Прибалтики. Там отложения этого горизонта обнаруживают четко выраженное циклическое строение: выделяются базальные его образования, осадки максимальной трансгрессии моря и его регрессии.

Древнейшие, базальные отложения горизонта представлены песчано-алевритовыми породами мощностью до 60 м и выделяются в разновозрастные овишскую и сырускую свиты западных районов Латвии и Эстонии. Преобладание в овишской свите по сравнению с сыруской песчаного материала над глинисто-алевритовым позволяет заключить, что ее формирование происходило в условиях более интенсивного опускания, которое компенсировалось накоплением более грубого терригенного материала. Эти отложения тяготеют, очевидно, к приосевой части Балтийской синеклизы, залегают главным образом на породах кристаллического фундамента и основное поле их развития расположено, по-видимому, под акваторией современного Балтийского моря. Главным источником питания приосевой части синеклизы во время формирования овишской свиты являлись, вероятно, кристаллические породы южного склона Балтийского щита и северо-западного склона Мазовецко-Белорусской антеклизы.

Значительное содержание глинисто-алевритового материала в сыруской свите связано, по-видимому, с условиями ее формирования в северо-восточном центриклинальном окончании приосевой части Балтийской синеклизы, где нисходящие движения в талсинское время были замедленными и неравномерными и определяли неустойчивый гидродинамический режим этой части бассейна. В ее питании существенную роль, вероятно, играли не только кристаллические породы фундамента, но и глинистые нижекембрийские толщи, которые слагали ложе этой части бассейна и простирающуюся к востоку от нее низменную сушу юго-восточного склона Балтийского щита.

Несмотря на преимущественный песчано-алевритовый характер завишиньской серии западных районов Балтийской синеклизы, отчетливо выраженные, как в других ее районах, базальные образования талсинского горизонта в составе серии достоверно не выделяются. Возможно, им соответствует нижняя часть этой серии в самых западных разрезах рассматриваемой территории. Однако не исключено, как отмечалось выше, что базальным образованием талсинского горизонта может являться также толща песчаных пород, условно относимая на севере Польши к аналогам мазовецкой серии, а в отдельных разрезах, вероятно, и жарновецкая серия. В этом случае карта талсинского горизонта западной части Балтийской синеклизы может выглядеть в деталях несколько иначе, чем она представлена в рассматриваемом варианте.

Дальнейшее опускание фундамента платформы в Прибалтике привело во второй половине талсинского времени к образованию субширотного морского залива в пределах юго-восточного склона щита. Этот залив охватывал всю территорию материковой Эстонии, северные районы Ленинградской области и простирался, вероятно, восточнее меридиана Ленинграда. Таким образом, со второй половиной талсинского времени связана максимальная для него трансгрессия моря на северо-западе Восточно-Европейской платформы.

Отложения позднеталсинского возраста представлены там преимущественно чередованием глин и алевролитов; лишь верхняя часть этой толщи в Северной Эстонии сложена однородными крупнозернистыми олигомиктовыми алевролитами. Ниж-

няя, наиболее широко развитая глинисто-алевритовая часть рассматриваемой толщи выделяется в люкатискую свиту Эстонии и Ленинградской области мощностью до 18 м и разновозрастную с ней нижнюю ("подсакскую") пачку вентавской свиты Западной Латвии мощностью до 24 м. Время формирования данных отложений соответствует, по-видимому, стадии резкого замедления скорости опускания территории Прибалтики и связанным с этим значительным сокращением областей питания описываемого морского бассейна. Вероятно, мелководный его характер и неровности ложа в виде сложной системы подводных "барьеров" и отмелей обусловили вялый гидродинамический режим бассейна в пределах склона щита. Медленная и постепенная переработки рельефа дна бассейна, сложенного глинами лонтоваского возраста, и осаждение более крупного терригенного материала, поступавшего из областей сноса непосредственно у береговой линии, определили высокое содержание пелитовых частиц в составе люкатинской свиты юго-восточного склона Балтийского щита. Это положение хорошо согласуется с фактами повышенной глинистости главным образом нижней части свиты и сходства ее минерального состава с таковым подстилающей лонтоваской свиты. Оно подтверждается также данными о некоторых закономерностях распределения литофациальных зон в пределах полосы современного распространения люкатискской свиты на склоне щита. В северо-западной части этой полосы расположена зона с наиболее высоким содержанием пелитового материала в составе свиты. Рассматриваемая зона соответствует, очевидно, центральной, наиболее удаленной от береговой линии области морского бассейна. В юго-восточной части этой полосы расположена зона с минимальным (менее 10%) содержанием пелитового материала в составе свиты. Она прослеживается вдоль юго-восточной границы современного распространения люкатискских отложений и свидетельствует, вероятно, о близости береговой линии в период формирования свиты.

Мелководный, спокойный и хорошо прогреваемый бассейн максимума трансгрессии моря в восточных районах Балтийской синеклизы был исключительно благоприятным для существования различных организмов: *Schmidtellus mickwitzii* (Schm.), *Volborthella tenuis* Schm., *Luckatiella argillosa* Mens, хиолитов, хиолителминтов, плятисоленитов, разнообразных илоедов и обильных по видовому составу сообществ акритарх.

Заключительная стадия формирования люкатискской свиты определялась, по-видимому, выровненным к тому времени профилем дна бассейна и, следовательно, несколько более активным его гидродинамическим режимом. Это подтверждается более однородным алевритовым составом верхней части свиты на всей территории ее распространения. Факторы среды терминальной стадии развития талсинского морского бассейна восточных районов Балтийской синеклизы оказались благоприятными для широкого развития однообразной фауны беззамковых брахиопод — *Mickwitzia monilifera* (Linn.) и др.

Преобладание алевритового и примесь песчаного материала в нижней пачке вентавской свиты Западной Латвии свидетельствуют о несколько отличных условиях ее седиментогенеза в Балтийской синеклизе. Вероятно, там в ложе бассейна некоторому переотложению тоже подверглись более древние, но не глинистые лонтоваские, а песчано-алевритовые свихские толщи. Вместе с тем морской бассейн на этой территории также определялся резким замедлением скорости опускания его дна, мелководным характером, малоактивным гидродинамическим режимом и сокращением областей питания. Это подтверждается сходными текстурными особенностями нижней пачки вентавской и люкатискской свит, многочисленными следами жизнедеятельности животных организмов и обильными остатками однотипной фауны и акритарх.

Вероятно, с позднеталсинским временем, т.е. со стадией максимальной трансгрессии моря связано также накопление осадков завишиньской серии в западных районах Балтийской синеклизы. Об этом свидетельствует ее несомненно трансгрессивное залегание в Северной Польше: на породах жарновецкой серии в западных разрезах и на кристаллическом фундаменте — в восточных. Можно, таким образом, предположить, что современная линия распространения завишиньской серии

на северо-востоке Польши недалеко отстоит от прежней береговой линии талсинского морского бассейна в этом районе. Преимущественно песчаный состав и слабая окатанность минеральных зерен в песчаниках серии в западных районах Балтийской синеклизы свидетельствует о недалеком переносе материала, источником которого служили в первую очередь, вероятно, кристаллические породы фундамента. Плохая отсортированность материала в породах, чередование песчаников с подчиненными прослоями алевролитов, различных по содержанию в них пелитовых частиц, отсутствие резких границ между прослоями песчаников и алевролитов позволяют сделать вывод об активном гидродинамическом режиме этой части бассейна и относительно быстром формировании осадков (Lendzion, 1976). По-видимому, ложе рассматриваемой части бассейна в позднеталсинское время испытывало интенсивное, но неравномерное опускание. Создавшиеся в таких условиях своеобразные факторы среды обитания организмов позднеталсинского морского бассейна в западных районах балтийской синеклизы благоприятствовали, по-видимому, широкому распространению на этой территории фауны мобергелл и примитивных трилобитообразных животных и препятствовали развитию фауны, характерной для рассматриваемого времени в восточных районах синеклизы.

Как и в восточной части Балтийской синеклизы, отложения талсинского горизонта в пределах Львовско-Люблинской краевой системы и на склоне Украинского щита имеют четко выраженное циклическое строение. Однако трансгрессивный характер залегания пород здесь непосредственно не наблюдается из-за полного размыва талсинских отложений в восточных районах этой территории. Трансгрессивное залегание талсинского горизонта устанавливается в рассматриваемом субрегионе по косвенным данным, главным образом на основании анализа литофациальной зональности в разных его районах.

Нижняя, базальная толща талсинского горизонта представлена нижнедоминопольской подсвитой на Волыни и ее аналогами в Подолии, нижней частью спановской свиты Брестской впадины, нижней частью каплоносской серии восточных разрезов Подлясской депрессии (скв. Мельник-1) и Люблинского склона платформы. В западных разрезах Подлясской депрессии (скв. Окунев-1 и Тлущ-1) этим отложениям соответствует толща песчаных пород, рассматриваемая как верхняя часть мазовецкой серии. Мощность базальных образований талсинского горизонта колеблется в среднем от 40 до 100 м.

Исключительно широкое распространение раннеталсинских отложений на западе платформы, слабая отсортированность терригенного материала и преимущественно песчаный состав пород позволяют предполагать, что их формирование происходило в условиях обширного мелководного морского бассейна с активным гидродинамическим режимом. Большие мощности этих отложений и их относительно выдержанный по разрезу состав указывает на быстрое и равномерное опускание дна раннеталсинского бассейна, компенсировавшееся интенсивным осадконакоплением. Источником сноса и питания бассейна на рассматриваемой территории служили, по-видимому, рифейские и вендские терригенные толщи. Каолинитово-гидрослюдистый состав глинистой фракции в базальных отложениях талсинского горизонта, закономерное присутствие в нижней их части бурых алевритовых прослоев, в составе которых существенную роль играют разрушенные гидрогетизированные слюды, указывают на то, что, кроме этих древних докембрийских толщ, источником питания бассейна служили также, вероятно, коры выветривания лонтоваского горизонта. Сравнительно невысокое содержание в рассматриваемых отложениях измененных полевых шпатов (4–6%) позволяет предположить, что продукты разрушения пород кристаллического фундамента не оказывали существенного влияния на осадконакопление в раннеталсинское время и испытывали перенос на значительные расстояния. Исключение в этом отношении составляли, по-видимому, западные районы Подлясской депрессии, где содержание полевых шпатов, по данным К. Лендзён, возрастает до 7–9%, а в нижней части до 20–22% (скв. Тлущ-1). Вероятно, недалеко от указанных районов в ложе раннеталсинского бассейна размывалось свободное от более молодого осадочного покрова древнее поднятие фундамента, местоположение которого пока не установлено. Об этом свидетель-

ствуется также небольшая мощность (около 11 м) подстилающих лонтоваских отложений в разрезе скв. Тлущ-1, где они залегают непосредственно на кристаллических породах.

В подольской части западного склона Украинского щита раннеталсинские отложения полностью сохранились от послекембрийского размыва лишь в отдельных разрезах. Однако повсюду на этой территории они представлены однородными кварцевыми, реже полевошпатово-кварцевыми песчаниками с конгломератами и гравелитами в основании. Гравий и галька в них сложены угловато окатанными обломками кварца подстилающих пестрых алевролитов лонтоваского горизонта (збручской свиты), реже — не измененных полевых шпатов. Гравийный материал в отдельных разрезах в виде немногочисленных, хорошо окатанных зерен наблюдается также в 15–16 м выше основания песчаной толщи. Не измененный характер полевых шпатов, крупные катуны подстилающих пород в нижней части, примесь грубообломочного кварцевого материала в составе описываемой толщи позволяют рассматривать ее как прибрежно-морскую фацию раннеталсинского бассейна. Вероятно, область питания этой части бассейна располагалась в непосредственной близости от нее и была сложена наряду с осадочными толщами раннекембрийского и вендского возраста кристаллическими породами древнего фундамента. По-видимому, сходные в фациальном отношении, но более удаленные от береговой линии раннеталсинские песчаные толщи формировались также на южном склоне Мазовецко-Белорусской антеклизы.

Органические остатки в базальных отложениях Талсинского горизонта на западе Восточно-Европейской платформы до сих пор нигде не обнаружены.

Позднеталсинское время на рассматриваемой территории, как и на северо-западе платформы, явилось временем максимальной талсинской морской трансгрессии. Оно характеризовалось постепенным замедлением скорости опускания территории и выравниванием ложа бассейна. Однако это замедление происходило не одновременно в разных районах запада Восточно-Европейской платформы, чем, вероятно, объясняется различное соотношение мощностей нижней, базальной, и верхней, алевритовой, толщ талсинского горизонта в различных разрезах. Более того, скорость опускания рассматриваемой территории в позднеталсинское время была, очевидно, непостоянной: фазы относительно устойчивого режима сменялись резким возобновлением опускания. Соответственно колебался характер гидродинамического режима бассейна. Это проявилось в частом чередовании пачек песчаников и алевролитов, особенно в начале позднеюкатского времени. Небольшое, но закономерное возрастание содержания полевых шпатов (до 9%) в верхнедоминопольской подсвите Волыни при общем сходстве ее минерального состава с подстилающими отложениями указывает, вероятно, на незначительное расширение областей питания позднеталсинского бассейна указанной территории за счет пород кристаллического фундамента. Вероятно, аналогичное возрастание содержания полевых шпатов следует ожидать при детальном минералогическом изучении возрастных аналогов верхнедоминопольской подсвиты Волыни в других районах запада платформы верхней части спановской свиты Брестской впадины, верхних алевритовых толщ капланоской серии Люблинского склона платформы и восточных районов Подлясской депрессии, завишиньской серии западных районов Подлясской депрессии.

В целом сходное двухчленное строение разрезов талсинского горизонта на всей территории запада Восточно-Европейской платформы нарушается лишь в двух районах. Одним из таких районов является район г. Перемышляны в Львовской области. В этом самом юго-западном из вскрытых до сих пор разрезе кембрия на территории Волыно-Подоллии талсинские отложения представлены довольно мощной однотонной толщей чередующихся алевролитов и аргиллитов. По-видимому, указанный район являлся наиболее далеко отстоящим от береговой линии талсинского бассейна на Волыно-Подоллии и соответствовал в то время осевой, самой погруженной зоне Львовско-Люблинской краевой системы платформы.

Второй из указанных районов расположен в зоне Владимир-Воынского глубинного разлома. Там базальные образования талсинского горизонта (структурная скв. Владимир-Воынский-1) крайне маломощны (около 12 м). Вся остальная

часть разреза доминопольской свиты (более 100 м) сложена алевролитами с подчиненными прослоями песчаников. К северу и югу от района этой скважины, т.е. за пределами зоны разлома, наблюдается обычное для запада платформы строение талсинских толщ (скв. 992 в г. Владимир-Волинский и параметрическая скв. Владимир-Волинский-1). По-видимому, столь резкая смена фаций на расстоянии, измеряемом несколькими километрами, свидетельствует о том, что Владимир-Волинский разлом проявлялся в течение талсинского времени как конседиментационная, узко локальная структура. Вероятно, это было узкое, в несколько километров шириной, крытообразное понижение в ложе бассейна с относительно спокойным и устойчивым гидродинамическим режимом. В рассматриваемом районе наблюдается также некоторое своеобразие органических остатков в талсинских отложениях. Комплекс акритарх в алевролитах доминопольской свиты зоны Владимир-Волинского разлома полностью тождествен таковому позднеталсинских отложений Латвии и Эстонии и имеет некоторые отличительные черты от комплекса акритарх верхней части свиты смежных (с севера и юга) разрезов Волини. В доминопольской свите зоны разлома обнаружены также трилобиты и массовые остатки *Volborthella*, широко распространенные в позднелюкатских отложениях Советской Прибалтики.

В самых западных районах Подлясской депрессии в позднеталсинских отложениях (завишинская серия), представляющих собой неравномерное чередование песчаников и алевролитов, установлены остатки мобергелл и примитивных трилобитообразных животных. По-видимому, в результате неравномерного опускания ложа бассейна и связанного с ним своеобразного режима седиментации создавались, как указывалось выше, определенные факторы среды обитания организмов, которые наиболее благоприятствовали распространению указанных животных. Вероятно, аналогичные условия на определенной стадии развития бассейна возникли не только в западных районах Балтийской синеклизы и Подлясской депрессии, а были распространены на значительной территории запада Восточно-Европейской платформы. Поэтому следует, очевидно, ожидать новые находки мобергелл в более восточных разрезах талсинского горизонта Львовско-Люблинской краевой системы платформы, где они пока неизвестны.

Талсинское время завершилось регрессией моря на Восточно-Европейской платформе. Об этом свидетельствует появление в ряде разрезов пестроцветных пород с повышенным содержанием разрушенных гидрогетизированных слюд в кровле горизонта, а также пачки песчаников с остроугольными и угловато-окатанными зернами терригенных минералов на каолиново-гидрослидистом цементе. О регрессивных морских условиях, создававшихся на западе платформы в конце талсинского времени, свидетельствуют также единичные находки беззамковых брахиопод (миквитций) в верхах доминопольской свиты Волини. Как указывалось, остатки этих брахиопод характерны для одновозрастных регрессивных отложений талсинского бассейна северо-западных районов Советской Прибалтики.

Существующие в настоящее время данные не позволяют достоверно оценить размеры регрессии талсинского моря на платформе. Учитывая материалы по территории Польши, свидетельствующие о непрерывности разрезов на границе завишинской серии и вышележащих отложений в самых западных районах Балтийской синеклизы и Подлясской депрессии, можно предположить, что море не полностью отступало с территории Восточно-Европейской платформы в конце талсинского времени, а сохранилось на самом западе территории. Вероятно, морские условия сохранились также в наиболее западных районах Львовско-Люблинской краевой системы на территории Украинской ССР.

ВЕРГАЛЬСКО-РАУСВЕСКОЕ ВРЕМЯ

Литолого-палеогеографическая карта вергальско-раусвеского времени (рис. 9, вкл.) в отличие от предшествующих раннекембрийских карт охватывает более продолжительный отрезок геологической истории Восточно-Европейской платформы. Так, кроме отложений собственно вергальского и раусвеского горизонтов, в объем этого отрезка времени условно включена и подстилающая их толща песчано-алеври-

товых пород, выделенная на севере Балтийской синеклизы как созлаская свита, а на Волынском склоне Украинского щита и в Кишиневско-Львовском прогибе — как любомильская свита. Стратиграфическое положение этой песчано-алевритовой толщи является одним из нерешенных вопросов в стратиграфии раннего кембрия Восточно-Европейской платформы. Акритархи из пород этой толщи на сегодняшний день получены только из двух точек (скв. Варбла в Балтийской синеклизе и скв. Корытница-Б-26 на Волынском склоне Украинского щита). По видовому составу комплекс этих акритарх своеобразен; господствуют лейосферидии, а количество акантоморфных форм невелико, но присутствие *Baltisphaeridium ciliosum* Volk и *B. varium* Volk. больше сближает его с вергальским, чем с талсинским. На основе упомянутого с учетом положения в разрезе и минералогических особенностей пород эту песчано-алевритовую толщу рассматриваем как базальные образования вергальско-раусвеского этапа осадконакопления. Принятое здесь решение является чисто условным, поскольку совершенно бесспорно, что эта толща песчано-алевритовых пород отличается стратиграфической самостоятельностью и в дальнейшем, по всей вероятности, составит в региональной стратиграфической схеме платформы самостоятельное подразделение в ранге горизонта.

Составление "суммарной" литолого-палеогеографической карты для последней стадии раннекембрийской эпохи связано с тем, что для расчленения постталсинских отложений на горизонты по всей западной окраине платформы явно недостаточно палеонтологического материала. Даже более того, недостаточная биостратиграфическая изученность собственно вергальских и раусвеских отложений на участках развития однообразных песчано-алевритовых отложений прибрежных фаций не позволяет проследивать границу между этими горизонтами на всей изученной территории.

Вергальско-раусвеские отложения трансгрессивно залегают на разновозрастных образованиях вплоть до пород кристаллического фундамента. Нижняя граница рассматриваемого комплекса пород четкая, поскольку верхи подстилающих пород нередко несут следы субазального выветривания. Местами эта граница дополнительно маркирована еще гальками алевритовых и глинистых пород в основании комплекса. Затруднения возникают при проведении этой границы только в районах развития отложений регрессивной стадии талсинского этапа осадконакопления, которые внешне сходны с базальными образованиями вергальско-раусвеского этапа.

Верхняя граница во многих районах, особенно восточных, эрозионная. Лишь на участках распространения отложений кибартайского горизонта, т.е. в районах, где мы имеем дело со стратиграфическими последовательными разрезами, верхняя граница менее четкая. Здесь определяющими, кроме палеонтологических данных, являются текстурные признаки и соотношения типов пород.

Литолого-палеогеографическая карта вергальско-раусвеского времени обоснована фактическим материалом неравномерно. Наиболее достоверные данные имеются по северо-западному субрегиону платформы, особенно по Балтийской синеклизе. Значительно меньше сведений выявлено для расшифровки палеогеографической обстановки на юго-западе. В свете сказанного фациальную зональность осадконакопления удалось реконструировать только для северо-западного субрегиона, а на юго-западном показаны лишь площади современного распространения вергальско-раусвеских отложений, их мощность и преобладающий состав.

Регрессия талсинского моря охватила почти всю западную окраину Восточно-Европейской платформы. Существующие в настоящее время данные не позволяют достоверно оценить размеры этой регрессии. Представляется, что на самом западном крае платформы море сохранилось (см. рис. 9).

Вергальско-раусвеский этап развития рассматриваемой территории характеризуется тектонической обстановкой, близкой к талсинскому времени: продолжают развиваться заложенные уже на предшествующем этапе Балтийская синеклиза, Подляско-Брестская впадина, депрессии на Волынском и Люблинском склонах Украинского щита и т.д. Все эти геоструктуры представляли собой в вергальско-раусвеское время области погружения, занятые водами бассейна. Но в отличие от незначительной площади седиментации в талсинское время отрицательные структу-

ры были полностью заполнены водами и нередко под водой оказались и прилегающие к этим структурам площади.

Из-за значительной эрозии разреза на востоке рассматриваемой территории судить о границах морского бассейна этого этапа затруднительно. Современная граница распространения вергальско-раусвеских отложений на севере проходит несколько южнее Финского залива, достигая на северо-востоке района Ленинграда, далее она поворачивает на юго-запад, проходя через оз. Ильмень к Вильнюсу, где меняет свое направление на широтное, огибая Белорусско-Мазурскую антеклизу и далее на юг (см. рис. 9). Северная и северо-восточная границы морского бассейна вергальско-раусвеского времени, очевидно, проходили далеко за пределами современного распространения отложений. О расположении этой границы далеко на севере свидетельствует наличие палеонтологически подтвержденных возрастных аналогов вергальского и раусвеского горизонтов в трещинах кристаллического фундамента на Аландских островах и в районе г. Турку в Финляндии (Simonen, 1956). Реконструкция границы бассейна на северо-востоке изученной площади (Ленинградская и Псковская области) затруднительна из неясности стратиграфического положения ижорской толщи в западных и центральных районах Московской синеклизы. На юго-востоке рассматриваемой территории (восточная часть Подляско-Брестской впадины и Волынский склон Украинского щита) расположение границы бассейна также было значительно восточнее современного распространения его отложений, о чем можно судить по мощности пород, их глинистому составу и отсутствию признаков береговых фаций. Восстановление юго-западной границы распространения бассейна затруднительно из-за глубокого залегания пород и недостаточного фактического материала по этому району. Известно лишь, что на Люблинском склоне Украинского щита и в Подляской впадине (ПНР) мощность вергальско-раусвеских отложений нередко превышает 300 м, что глинистость их к западу возрастает. Это позволяет предположить, что на юго-западе бассейн простирался вплоть до Средиземноморского геосинклинального пояса. Был ли бассейн отделен сушей от геосинклинального моря и связь с ним осуществлялась через пролив или рассматриваемая часть бассейна представляла собой окраинное море — об этом трудно судить при современном уровне наших знаний.

Северо-западная часть вергальско-раусвеского бассейна охватывала, кроме акватории современного Балтийского моря, и основную территорию материковой Швеции. На последней площади отложения вергальско-раусвеского времени сохранились лишь в виде небольших пятен, поэтому трудно восстановить характер связи между этими двумя бассейнами. На основании последовательности пород в разрезе раннего кембрия геосинклинальной области, их минералогических особенностей и состава остатков органического мира представляется, что на северо-западе платформенный бассейн сообщался непосредственно со Скандинавским геосинклинальным морем.

Анализ литологических и палеонтологических особенностей отложений вергальско-раусвеского этапа показывает, что бассейн был мелководным, местами на протяжении всего этапа сохранился островной ландшафт. К таким районам относятся Белорусско-Мазурская антеклиза, отдельные поднятия в Балтийской синеклизе и другие (Муромцева и др., 1974). Наличие коры выветривания в верхах подстилающих пород (лонтоваских, талсинских, кристаллических) свидетельствует о том, что основная часть рассматриваемой территории до начала вергальско-раусвеской трансгрессии представляла собой пенепленизированную поверхность.

Относительно небольшое содержание грубообломочных пород в базальных слоях вергальско-раусвеского этапа осадконакопления на всей территории развития отложений этого возраста говорит о том, что трансгрессия моря была достаточно спокойная, а рельеф дна седиментационного бассейна и суши областей сноса был преимущественно выровненным. На спокойный характер проникновения вод в первое время трансгрессии показывает также выше отмеченная хорошая сохранность коры выветривания на подстилающих породах.

Трансгрессия вергальско-раусвеского бассейна развивалась с запада на восток примерно аналогично предшествующей — талсинской — с тем отличием, что насту-

пление моря шло более широким фронтом при более интенсивном и обширном прогибании всей западной окраины платформы. В результате этого под водой оказались и те участки, которые в талсинское время оставались сушей и частично даже служили барьером для проникновения моря на восток, например Валмиерско-Локновское поднятие. Латерально рассматриваемая трансгрессия развивалась неравномерно, на что указывает разная стратиграфическая полнота разрезов этого времени. Так, довергальская песчано-алевритовая толща определенно отсутствует в юго-восточных районах Балтийской синеклизы (Западная Литва и Калининградская область) и на породах кристаллического фундамента здесь залегают непосредственно отложения вергальского горизонта (Янкаускас, 1974). Судить о времени проникновения вод в восточные районы рассматриваемой территории затруднительно из-за денудации соответствующих отложений в юго-западном субрегионе или присутствия песчано-алевритовых пород этого возраста в северо-западном субрегионе, детально пока не расчлененных.

Судя по мощностям толщи песчано-алевритовых пород, первоначально в опускание были вовлечены западные районы рассматриваемой территории, непосредственно примыкающие к геосинклинальным прогибам. При этом прогибание на первой стадии было интенсивное, особенно в юго-западном субрегионе, и почти полностью компенсировано накоплением осадков в условиях мелководья. Об этом свидетельствуют сравнительно большая мощность (до 80 м) этих образований, их песчано-алевритовый состав и наличие присыпок рудных минералов и мелких плоских почти сингенетических глинистых галек на плоскостях наложения, а также отсутствие четко выраженных внутрiformационных перерывов. По мере проникновения вод бассейна на восток и смыва более глинистых и менее выветрелых пород с областей сноса в удаленных от береговой линии участках начинается накопление более мелкозернистых отложений. Что прогибание в это время было дифференцированное, на это указывает чередование пород разного гранулометрического состава, наличие внутрiformационных перерывов, обычно приуроченных к основанию прослоев железистых оолитов, наблюдаемая площадная лито-фациальная зональность в северо-западном субрегионе и т.д. Несмотря на высокую глинистость (нередко более 50%) этой части разреза, литологические особенности пород (прослои железистых оолитов, глауконит) показывают, что осадконакопление происходило в мелководных условиях. На это указывает и состав остатков органического мира. Среди последних господствуют бентосные формы, причем особенно много мягкотелых илороющих организмов. Анализируя состав и строение разрезов вергальского и раусвеского горизонтов, можно заключить, что максимальная трансгрессия приходится на вергальское время, а отложения раусвеского времени носят уже некоторые признаки регрессии. Кроме отсутствия пород с повышенным содержанием железистых минералов, на это указывает также повышение роли алевритовых, реже песчаных пород и возрастание количества остатков беззамковых брахиопод среди фауны и глауконита в отложениях раусвеского горизонта.

Областями сноса, кроме незатопленных восточных районов платформы, являлись прилегающие к вергальско-раусвескому морскому бассейну неплененизированные участки Балтийского и Украинского щитов. Местными источниками сноса служили и оставшиеся выше уровня воды островные части внутри бассейна (Белорусско-Мазурская антеклиз, отдельные поднятия кристаллического фундамента в Балтийской синеклизе и т.д.). Судя по минеральному составу обломочного компонента отложений, представляется, что основная часть поступившего материала происходила из коры выветривания. При этом в начальной стадии седиментации, когда накопились почти мономинеральные кварцевые каолиноносные песчаники и крупнозернистые алевриты, размывались главным образом верхние зоны кор выветривания, которые сменялись менее выветрелыми породами (олигомиктность грубосбломочных и полимиктность мелкозернистых пород вергальского и раусвеского горизонтов).

Покрываются отложения вергальско-раусвеского интервала на большей части изученной территории глинисто-песчаными породами кибартайского горизонта, включающими остатки трилобитов и брахиопод, среднего кембрия. Строение и

состав покрывающих отложений (соотношение типов пород, присыпки глауконита на плоскостях наслоения, наличие внутриформационных перерывов, маркированных прослоями конгломерата, обилие остатков сравнительно однообразной бенгосной фауны) однозначно указывает на регрессивный характер этих образований. Отсутствие следов перерыва в осадконакоплении на границе вергальско-раусвесского интервала и покрывающих отложений (кибартайская, ставская свиты и т.д.), по-видимому, обусловлено тем, что эти покрывающие отложения представляли собой одно звено единого цикла седиментации, начавшегося во второй половине раннего кембрия и завершившегося в начале среднего кембрия.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ИСТОРИИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ВЕНДЕ И НИЖНЕМ КЕМБРИИ

Сравнивая серию литолого-палеогеографических карт венда и кембрия, мы можем составить представление о развитии западной части Восточно-Европейской платформы в соответствующие эпохи и наметить переломные моменты ее истории. Особый интерес представляют те из них, которые примыкают к рубежу докембрия и кембрия. Рассматривая литолого-палеогеографические карты древлянской эпохи блонско-вильчанского и волынского времени, мы видим, что область накопления осадков наследует план, установившийся для Оршанского прогиба еще в верхнем рифее. Несмотря на то, что современная площадь распространения древлянских отложений не вполне соответствует контурам древнего прогиба, можно полагать, что прогиб, выполнявшийся тиллитосодержащими вильчанскими толщами и волынскими эффузивами, сохранял свое северо-восточное направление. К северу выходы вильчанских и волынских отложений прослеживаются почти до широты Невеля. Далее они выпадают из разреза в силу имевшего место предвалдайского размыва. Здесь следов континентального покровного оледенения, названного Н.М. Чумаковым лапландским, не сохранилось; его разрезы можно наблюдать лишь в наиболее прогнутых участках платформы.

С этой же территорией совпадает и площадь распространения вулканогенных пород волынской серии. Полное представление об этой эпохе мы не можем себе составить из-за отсутствия методов сопоставления эффузивов с одновозрастными им терригенными породами. Детали стратиграфической корреляции пока от нас ускользают, вследствие чего палеогеографическая карта этого времени носит условный характер. Значительно более информативной представляется литолого-палеогеографическая карта редкинское время. На этой карте в южной части рассматриваемой части Восточно-Европейской платформы отчетливо оконтуривается обширный прогиб, располагающийся между Сарматским щитом на Востоке и вытянутым Польско-Латвийским (Балтийским) щитом на Западе. Узким Лукувско-Ратновским поднятием этот прогиб отделяется от расположенной к северу Московской синеклизы. Последняя представляет собой обширную наложенную структуру, протягивающуюся от района южнее Вильнюса через Смоленск, Подольск и далее к северо-востоку. Наиболее прогнутая часть этой структуры, где мощность редкинских отложений превышает 250 м, располагается к северо-востоку от Москвы в обширном треугольнике между Горьким, Владимиром и Костромой.

В валдайское время возник новый структурный план Восточно-Европейской платформы, сохранившийся далее на протяжении нижнего палеозоя. Время его возникновения оценивалось авторами по-разному. Е.П. Брунс (1964) отмечала, что наиболее важное значение имела предволынская¹ (т.е. предблонско-вильчанская) перестройка, после чего преобладавшие ранее меридиональные простирания структур сменились широтными; Е.П. Брунс писала, что на втором этапе развития, т.е. в волынное (s. lato) время, "происходит формирование новых структур

¹ Ранее волынская серия включала вильчанские и волынские отложения современной схемы.

ных форм: пологих и обширных синеклиз и антеклиз, характерных для всей последующей истории развития платформы" (Брунс, 1964, с. 195). Наоборот, К.Э. Якобсон пришел к иным заключениям. В выводах по статье, опубликованной в 1966 г., он писал: 1) развитие запада Русской платформы в волынскую эпоху продолжалось в структурном плане, характерном для позднего докембрия (протерозоя, рифея); 2) в валдайскую эпоху развитие этой территории протекало уже в нижнепалеозойском структурном плане. Валдайская серия в совокупности с балтийской представляет собой крупный трансгрессивный цикл; 3) между волынской и валдайской сериями обнаруживается существенное структурное несогласие, по которому может быть проведена граница между протерозоем и палеозоем" (Якобсон, 1966). Основой для этих выводов явились палеогеографические схемы, составленные для волынской, валдайской и балтийской эпох. На первой из них вырисовывается меридиональный прогиб, протягивающийся через всю западную часть Восточно-Европейской платформы. На второй и третьей этот структурный план иной и видны отчетливые широтные прогибы.

Наши более детальные литолого-палеогеографические схемы подтверждают существенное изменение структурного плана в предвалдайское время. Вместе с тем мы видим на них значительно большую унаследованность валдайского структурного плана от предшествующих эпох, чем это вытекало из рассмотрения схем, составленных К.Э. Якобсоном.

В котлинское время развитие Восточно-Европейской платформы шло по структурному плану, сложившемуся в предшествующий редкинский этап. Некоторые изменения этого плана мы видим на северо-западе, где область осадконакопления распространилась на всю территорию Эстонии. Однако, как и ранее, полоса отсутствия котлинских отложений охватывала значительные территории в пределах Латвии, Литвы и прилегающих частей Польши.

Как было показано еще Е.П. Брунс, "формирование отложений валдайской серии (редкинских и котлинских)" происходило в крупном внутреннем бассейне, который обладал рядом специфических особенностей режима осадконакопления. Несмотря на свои громадные размеры, он отличался, по-видимому, мелководьем, слабой гидродинамикой, а в некоторых случаях застойностью с преобладанием восстановительных условий" (Брунс, 1964, с. 46). Авторы настоящей работы также говорят о мелководном бассейне с застойным гидродинамическим режимом, непостоянной соленостью (опреснение в краевых частях бассейна), обстановка которого менялась от окислительной до слабовосстановительной. Для редкинское времени отмечается обогащение глинистых пород органическим веществом. И.Е. Постникова (1977, с.187) указывает даже, что в средней части редкинской свиты в Московской синеклизе и Пачелмском прогибе обособляется пачка горючих сланцев до 20 м мощностью. В слагающих ее породах количество органического углерода достигает 20%. Породы эти относятся к сапропелевому типу и названы Л.Ф. Солонцовым "вендским домаником". Именно в редкинское время в бассейнах Восточно-Европейской платформы широкое распространение получили остатки многоклеточных животных, принадлежащие различным типам и классам. Среди них отмечаются членистоногие, аннелиды, гидромедузы, своеобразная группа петалонам, относимая одними исследователями к кишечноротовым, другими к особому типу. Все эти группы появились и расселились в тепловодном и мелководном морском бассейне после эпохи великого лапландского оледенения. Все они представлены формами, лишенными твердого скелета. Роудс и Морс (Rhoads, Morse, 1974) сравнивали экологический тип этой ассоциации видов с фауной, обитающей в настоящее время на больших глубинах (свыше 200 м) в Черном море и Калифорнийском заливе в условиях заиленного дна и кислородной недостаточности. Некоторые элементы этой своеобразной обстановки можно видеть и в редкинском бассейне на Восточно-Европейской платформе. Разница заключается в том, что в современную эпоху такая фауна представляет собою угнетенный комплекс видов, приспособившийся к неблагоприятным условиям существования. Не исключено, что в редкинском бассейне возникла сходная обстановка, которая оказалась вместе с тем наиболее подходящей для формирования своеобраз-

ной фауны, отражающей качественно новый этап развития органического мира Земли.

Выяснить истоки редкинской фауны в пределах Восточно-Европейской платформы не представляется возможным, так как более древние древлянские отложения сложены континентальными ледниковыми или вулканогенными образованиями, которые представляют собою фации неблагоприятные для существования морских многоклеточных животных. Пока представляется загадочной чрезвычайная редкость остатков многоклеточных животных в котлинском бассейне, общие гидродинамические особенности которого близки к редкинскому. Несмотря на это, следов жизни в нем, кроме часто встречающихся остатков вендотениевой флоры, почти не найдено.

Переход от докембрийского котлинского бассейна к ровенскому ознаменовался важными событиями. Во-первых, в конце котлинского времени имела место значительная регрессия, в силу чего усилился размыв приподнятых участков суши и в некоторых остаточных бассейнах (Московская синеклиза) начала формироваться толща красноцветных песчаников, получившая название решминской свиты. Позже началась новая трансгрессия ровенского моря, в котором начали отлагаться кварцево-глауконитовые песчаники, а затем характерная глинистая толща. Ровенский бассейн имеет примерно такую же конфигурацию как и котлинский, однако он стал в ряде мест уже. Осевая его часть, в пределах которой мощность ровенского горизонта достигает 50 м и более, сместилась, вероятно, на северо-запад. Интересно отметить, что если ширина отложений котлинского горизонта по линии Ленинград—Смоленск достигает 650 км, то ширина выходов ровенских отложений по тому же пересечению не превышает 450 км. Надо думать, что в это время несколько увеличилась площадь Сарматского и Балтийского щитов, сложенных древнейшими кристаллическими породами.

Контуры ровенского бассейна сохраняются и в лонтовасское время, хотя, вероятно, лонтовасский бассейн был несколько шире; близок и тип пород двух подразделений. Отложения ровенского и лонтовасского горизонтов сложены терригенными породами, среди которых преобладают "синие глины". Изредка встречаются прослои алевролитов и мелкозернистых песчаников, занимающих резко подчиненное положение. Повсеместно в этих породах встречаются зерна глауконита, чем рассматриваемые отложения отличаются от котлинских отложений, в которых глауконит очень редок. Предполагается, что формирование ровенских и лонтовасских осадков происходило в морском, мелководном, хорошо аэрируемом водоеме, чрезвычайно благоприятном для развития жизни. И действительно, в ровенском горизонте появляются обильные сабеллидиты, первых представителей которых мы встречаем в редкинских отложениях.

Обогащается состав ассоциации акритарх за счет увеличения разнообразия видов *Leiosphaeridia* и появления *Teophipolia lacerata* и *Ceratophyton vernicosum* и, наконец, в самых верхах ровенского горизонта появляются платисолениды.

Еще более существенно меняется органический мир начиная с лонтовасского времени, когда мы наблюдаем разнообразные усложняющиеся следы ползания, многочисленные остатки не только сабеллидитов и платисоленидов, но и гастропод, хиолитов и хиолительминтов. Существенно иными становятся и сообщества акритарх, среди которых особенно важны *Granomarginata* и *Tasmanites*.

Из рассмотрения стратиграфических и палеогеографических данных по Восточно-Европейской платформе мы не можем вполне однозначно ответить на вопрос о проведении здесь границы докембрия и кембрия. По всем имеющимся данным ровенский и лонтовасский горизонты представляют собою геологически более или менее единое целое, и появление в ровенском горизонте платисоленидов и сабеллидитов сближает его как будто больше с кембрийскими отложениями, а не с вендскими. Вместе с тем полученные данные показывают, что предлагая подошву ровенского горизонта в качестве подошвы кембрийских отложений мы совмещаем ее с крупным стратиграфическим перерывом и временем резких преобразований морского эпиконтинентального бассейна. С другой стороны, только начиная с лонтовассского уровня мы сталкиваемся с настоящими кембрийскими скелетны-

ми ископаемыми, характерными для томмотского яруса. Намечающаяся в последнее время корреляция ровенских отложений с немакит-далдынскими наводит на мысль, что не подошва ровенского горизонта, а его кровля может в большей степени соответствовать границе докембрия и кембрия в сибирском смысле.

Все эти обстоятельства являются неблагоприятными для выбора опорного разреза, в котором мы могли бы наметить стратотип нижней границы кембрийских отложений на Восточно-Европейской платформе. Однако мы не должны ослаблять усилий в поисках таких разрезов, где нижняя граница этого подразделения связана единой неразрывной последовательностью с подстилающими образованиями венда, представленными отложениями сходного фациального типа и содержащими (пусть даже в низах) характерную бесскелетную фауну.

В талсинское время палеогеографическая обстановка на Восточно-Европейской платформе резко меняется. Если ровенский и лонтовасский бассейны наследовали общую ситуацию, сложившуюся здесь в валдайскую эпоху, и мы имели дело с обширным линейно вытянутым прогибом расположившимся между Сарматским и Балтийским щитами, то с талсинского времени общая палеогеографическая ситуация становится существенно иной. Московская синеклиза, представлявшая в предшествующие эпохи постоянную область прогибания более не контролирует области накопления осадков. На западе Восточно-Европейской платформы формируется обширная Балтийская синеклиза. По существу мы видим лишь восточный борт этой крупной структуры, в пределах которого мощности талсинских и более молодых отложений возрастают в западном направлении. С некоторыми изменениями та же обстановка сохраняется и в вергальско-раусверское время, осадки которого характеризуются несколько большим разнообразием фаций. Как уже говорилось выше, отложения талсинского горизонта представлены главным образом чередованием глин и алевролитов. Они отлагались в мелководном, спокойном, хорошо прогретом бассейне, благоприятном для существования различных организмов, среди которых мы находим трилобитов, брахиопод, хиолитов, хиолительминтов, разнообразных илюедов и обильных акритарх. Именно с этого времени на Восточно-Европейской платформе появляются многочисленные виды рода *Baltisphaeridium*. Так же как и в вышележащем вергальско-раусверском горизонте акритархи составляют характерные сообщества, нахождение которых допускает детальную корреляцию разрезов на широких площадях.

Рассматривая историю вендских и кембрийских бассейнов запада Восточно-Европейской платформы в целом, мы видим в ней резкие переломные моменты, которые не всегда вполне совпадают с переломными рубежами в развитии органического мира. К ним относятся:

1. Рубеж основания валдайской серии венда, выраженный в перестройке структурного плана платформы, совпадающий с появлением и расселением "беломорской биоты" многоклеточных животных. Этот рубеж рядом исследователей принимается за нижнюю границу венда.

2. Рубеж основания ровенского горизонта, выраженный как в некоторых палеогеографических изменениях и новой трансгрессии, так и определенном изменении динамики и химизма бассейна. Этот рубеж совпадает с появлением организмов, традиционно на Восточно-Европейской платформе считавшихся кембрийскими (сабеллидитиды). Вместе с тем на границе ровенского и лонтовасского горизонтов, с которой действительно обнаруживаются настоящие скелетные ископаемые низов кембрия, мы не наблюдаем столь заметных палеогеографических изменений.

3. Рубеж основания талсинского горизонта, выраженный в резких изменениях палеогеографических обстановок в балтийском бассейне и совпадающий с появлением трилобитов (однако вероятно далеко не самых древних из известных в мире).

Выделение перечисленных историко-геологических рубежей и переломных эпох в развитии органического мира, установленных для такой обширной области, как западная часть Восточно-Европейской платформы, дает нам в руки важный материал для общего расчленения вендских и кембрийских отложений и определения объемов выделенных здесь подразделений общей стратиграфической шкалы.

Часть II

ВОПРОСЫ ЛИТОЛОГИИ ВЕНДА И КЕМБРИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

ВВЕДЕНИЕ

Во второй части монографии рассматриваются вопросы литологии вендских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы. Поскольку настоящая монография направлена на решение стратиграфических проблем венда и раннего кембрия, прежде всего границы докембрия и кембрия, отсутствие тематической целенаправленности в изложении литологического материала вполне понятно. Это не значит, что литологические исследования являются второстепенными или вспомогательными. Наоборот, изучение состава и закономерностей формирования осадочных образований, являющихся основными геологическими документами в строении чехла платформы, имеет не только теоретическое, но и практическое значение и позволяет обосновать многие общие вопросы строения и развития земной коры, а в ряде случаев обосновать принятую в этой работе четкую схему стратиграфии. Это особенно касается изучения терригенных отложений, которыми сложен разрез венда и кембрия Восточно-Европейской платформы. Если при этом учесть, что палеонтологическая характеристика кембрийских и особенно вендских отложений очень скромна и что на рассматриваемой территории развиты разнофациальные отложения, то большое значение литологических исследований при построении стратиграфической схемы очевидно.

Предлагаемые ниже очерки литологии охватывают только часть информации об этих образованиях. Многие вопросы по специфическим аспектам литогенеза (вендский вулканизм, генезис вендских тиллитов, кора выветривания ламинаритовых глин и т.д.) опубликованы уже ранее в разных изданиях. Часть литологического материала была использована при составлении региональных стратиграфических очерков (см. Стратиграфия..., 1979), а часть этой информации была использована при палеогеографических реконструкциях в настоящем томе. Однако этим не исчерпываются все достигнутые к настоящему времени результаты литологического изучения отложений рассматриваемого интервала времени. В различных исследовательских коллективах в течение последнего десятилетия выполнен ряд тематических исследований по отдельным аспектам вендо-кембрийского литогенеза, которые не только существенно расширяют наши знания по деталям осадконакопления в древних водоемах гумидного пояса, но и образуют ценный фонд фактического материала для дальнейшей интерпретации и разработки проблем как научного, так и прикладного характера.

К сожалению, при изложении литологического материала его авторы не всегда придерживаются стратиграфической основы, разработанной в ходе выполнения совместных работ. Это составляет известную трудность при сравнении результатов исследований, представленных как в главах данного раздела, так и в отдельных очерках предыдущих томов настоящей монографии (Стратиграфия..., 1979). Однако, учитывая надежную привязку литологического материала к конкретным разрезам, использование этих данных оказывается возможным и в дальнейшем. Наблюдается также некоторый терминологический разнобой и неоднородность построения отдельных глав. Все перечисленные недостатки были неизбежны, поскольку совместные литологические исследования не проводились, а работа отдельных авторов во многом опиралась на местные традиции и аппаратно-методическую базу конкретных научно-исследовательских учреждений.

С другой стороны, предлагаемые очерки хорошо демонстрируют те возможности, которые представляет всестороннее использование литологического материала при изучении вопросов стратиграфии и палеогеографии.

Особенно ценным является то, что разные авторы, применяя разнообразные методические приемы и изучая различные стороны литогенеза в разных субрегионах, получили данные, позволяющие одинаково интерпретировать как условия седиментогенеза, так и многие вопросы стратиграфии.

Поскольку весь разрез венда и кембрия во многих субрегионах Восточно-Европейской платформы залегает на значительной глубине и может быть изучен лишь по кернам буровых скважин, то методы их изучения направлены в основном на выявление их вещественного состава с целью освещения процессов формирования осадков в бассейнах и получения дополнительных критериев для стратификации. Исключением является материал по вендским отложениям Подольского выступа Украинского щита (Л.В. Коренчук, В.А. Великанов), где прекрасно обнажены разнообразные типы пород. Преимущество такого рода материала перед кернами буровых скважин хорошо показано авторами очерка: они получают возможность не только изучать состав пород, но и проследить переходы одних типов пород в другие и выявить их структурно-текстурные особенности, позволяющие в конечном счете перейти к новой интерпретации влияния палеорельефа на состав и строение базальных слоев осадочного чехла.

Значительное место в разделе отведено минералогическим особенностям вендо-кембрийских отложений.

На севере Польши установлено закономерное изменение состава полевых шпатов и замещение калиевых разновидностей вверх по разрезу альбитом (К. Лыдка; здесь и далее указываются последующие разделы настоящей работы), что несомненно указывает на обновление источника сноса и имеет важное региональное значение для расшифровки процессов выветривания в области сноса обломочного компонента.

В восточных разрезах Польши отмечается резкое повышение роли турмалина в породах каплоносской серии (М. Юсковякова). Этот факт представляет интерес и в связи с тем, что повышенная роль турмалина отмечалась ранее и в разрезах раннего кембрия (в тискреской свите люкатиского горизонта) Эстонии, где она имеет значение стратиграфического коррелятива (Менс, Пиррус, 1972). Любопытно отметить, что замена господствующей роли циркона в группе аллотигенных прозрачных минералов на турмалин в обоих субрегионах происходит не с самого начала накопления трилобитсодержащих слоев кембрия, когда наблюдалось изменение структурного плана бассейнов осадконакопления, а с некоторым опозданием. Это позволяет основным фактором усиленного привноса турмалина считать процесс химического выветривания, влияющего на устойчивость циркона больше, чем на турмалин, а не изменение петрографического состава пород в области питания.

Однозначные результаты получены также при анализе распределения глауконита на обширной территории. Так, в пределах Польши отмечается появление этого минерала с подошвы палеонтологически охарактеризованных отложений кембрия (М. Юсковякова, К. Лыдка), что было ранее известно для разрезов Советской Прибалтики и других областей Восточно-Европейской платформы в пределах Советского Союза. Отмечается также, что глаукониту повсеместно сопутствуют фосфатные образования (М. Юсковякова, Л.В. Коренчук и В.А. Великанов, К. Лыдка, Э.А. Пиррус). Эти два признака однозначно определяют нормально-морской солевой режим бассейна. В отличие от ранневалдайского (редкинского) бассейна, оба признака, показывающие на нормальную соленость и морской характер всех раннекембрийских бассейнов на исследуемой территории, постоянно и совместно обнаружены в породах раннего кембрия. Это еще раз подчеркивает важность глауконита как стратиграфического индикатора, который следует шире применять при изучении конкретных разрезов. С другой стороны, внезапное появление глауконита и фосфатных образований с основания кембрия и его отсутствие в породах котлинского горизонта подчеркивают разнофациальность пограничных слоев докембрия и кембрия в изученном регионе, по крайней мере в гидрохимическом аспекте. Это затрудняет решение проблемы границы кембрия и докембрия на ма-

териалах Восточно-Европейской платформы. В этой связи особый интерес представляют данные М. Юсковяковой по распределению глауконита в любельской серии (котлинский горизонт) Польши. Этот факт требует еще проверки в смысле палеонтологического обоснования возраста отложений, так как с аналогичными фактами сталкивался ряд авторов при изучении обнажений Подольского выступа (Китай-город) и одной из скважин Подляско-Брестской впадины (Страдеч-17). В последнем случае глауконитсодержащие алевролиты переслаивались с тонко-слоистыми глинами, аналогичными глинам подстилающего котлинского горизонта, однако изучение акритарх установило ровенский комплекс в глауконитсодержащих слоях, что позволило включить их в состав кембрия.

Ценную информацию можно получить, анализируя распределение глинистых минералов как по разрезу, так и по площади. Эти минералы, подобно аутигенным образованиям, во многом отражают физико-химические условия осадконакопления. Значение этого обстоятельства понятно, если учесть, что на ряде стратиграфических уровней (редькинский, котлинский, ровенский, лонтоваский) накопление глин превалировало над более грубыми осадками. Как показывают данные по опорным разрезам (Э.А. Пиррус), состав глинистых минералов значительно меняется как по вертикали так и по латерали. Для всех четырех стратиграфических подразделений валдайской серии венда и балтийской серии кембрия, по данным этого автора, весьма четко выявляются главные направления привноса основных глинистых минералов, позволяющие оконтуривать берега бассейнов, а также указать на источники смешанно-слоистых минералов, которые, скорее всего, связаны с вулканической деятельностью. Повышенное содержание смешанно-слоистых разностей в группе глинистых минералов особенно характерно для нижневалдайских отложений на всех рассматриваемых территориях (М. Вихровска, Л.В. Коренчук, В.А. Великанов, Э.А. Пиррус).

В изучении терригенного разреза различными методами седиментологического анализа также получено много интересных данных. В работе К. Яворовского хорошо демонстрируются новые методические подходы и возможности обработки геологического материала первичного описания скважин в палеогеографических целях. Однако из-за недостаточного учета в этой работе данных по биостратиграфическому расчленению разрезов, не все выводы этого исследователя совпадают с данными по сопредельным районам.

По геохимическим особенностям отложений оригинального материала представлено мало. Интересными являются колебания важного геохимического индикатора палеосолёности — бора — в породах нормально-морского происхождения Польши, что, кстати, отмечается и в некоторых разрезах Прибалтики (Битюкова, Пиррус, 1978). Это показывает, что по данному элементу в глинистых отложениях гумидного типа даже таких древних водоемов, какими являются раннекембрийские Восточно-Европейской платформы, следует уделять в будущем особое внимание.

Как вытекает из ознакомления с представленными материалами по литологии, авторы отдельных статей придерживаются различного мнения по поводу местоположения источников сноса обломочного материала и по наличию или отсутствию перерыва в осадконакоплении на рубеже венда и кембрия. При публикации настоящего тома ставилась задача не унификации мнений по нерешенным вопросам, а поисков путей к однозначному их решению.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ НИЖНИХ СВИТ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА ВЕНДА ПОДОЛЬСКОГО ВЫСТУПА УКРАИНСКОГО ШИТА

Новый материал, полученный в последние 10—15 лет в результате поисково-съемочных и научно-исследовательских работ, показывает большое значение разреза вендских толщ Подольского склона Украинского щита для решения вопросов, связанных с изучением позднего докембрия.

Для Подольского разреза разработана стратиграфическая схема, отвечающая требованиям крупномасштабного геологического картирования и по детальности выделенных подразделений не имеющая равных в других регионах Восточно-Европейской платформы. Полнота, хорошая дифференцированность разреза, четкость стратиграфических границ, отличия во внешнем облике и вещественном составе выделяемых слоев, охарактеризованность многих из них своеобразными органическими остатками обеспечивают возможность прямой корреляции разрезов как в пределах Подолии, так и с аналогичными отложениями прилегающих территорий и других регионов Восточно-Европейской платформы. Прекрасная обнаженность и множество буровых скважин создают также чрезвычайно благоприятные условия для изучения соотношений структур осадочного чехла со структурными формами кристаллического фундамента и выяснения влияния последних на осадконакопление и вещественный состав верхнедокембрийской толщи.

Кристаллическое основание и характерные элементы довендского рельефа его — палеодолины, прослеживаемые по падению склона щита на десятки километров и выраженные глубоко врезаемыми в щит реликтовыми "заливами" вендских отложений, а также первичные локальные выступы фундамента предопределили условия залегания, современный структурный облик и фациально-литологические особенности верхнедокембрийских отложений.

В пределах исследованной территории, охватывающей неглубоко погруженный склон щита от р. Русава на юго-востоке до г. Хмельницкого на северо-западе и традиционно именуемой Подольским выступом Украинского щита, поверхность кристаллического фундамента осложнена несколькими десятками протяженных палеодолин и локальных поднятий, на основе которых сформировались конседиментационные (складки облекания, конусы выноса, палеоруслы и т.д.) и тектонически активизированные структуры осадочного чехла и которыми обусловлены особенности состава и строения верхнедокембрийской толщи (рис. 10).

Приведенный ниже материал последовательно характеризует основные литологические типы пород составных частей вендского разреза и дает возможность проследить, как изменяются структурно-текстурные особенности и минеральный состав слоев по латерали вдоль моноклиальной структуры Подольского выступа щита. Учитывая, что наиболее полно зависимость этих изменений выражена для нижней части осадочной толщи, в рассмотрение включены отложения волинской серии (грушкинская свита) и нижней части валдайской (могилевская и ярышевская свиты).

Отложения верхнего докембрия в Приднестровье хорошо обнажены по р. Лядова начиная от с. Катужаны вниз по реке, где последовательно вскрывается разрез венда от границы с породами фундамента до фосфоритонесущих калюсских слоев. Это позволяет рассматривать наблюдаемый разрез по р. Лядове как опорный, постоянно доступный для изучения и сравнивать с ним разрезы, наблюдаемые на других участках Подолии и вскрываемые скважинами.

Наиболее древними осадочными отложениями, наблюдаемыми в долине р. Лядовы (северная окраина с. Верхней Ольчедаев), являются грубообломочные пестроцветные породы, залегающие непосредственно на кристаллическом фундаменте и относящиеся к грушковской (= грушкинской) свите. В основании их залегают глинистые неслоистые слабосцементированные щебнистые и гравийные брекчии, с угловатыми обломками до 15 см мигматитов, гнейсов, пегматитов, кварца, измененных основных эффузивов. Крупные обломки составляют до 50% породы и сцементированы мелкозернистым песчано-алевритовым материалом, содержащим до 20% вулканогенного материала, представленного угловатыми обломками 0,8–0,3 мм и округлыми каплеобразными формами до 0,25 мм светло-бурого, прозрачного вулканического стекла с неясновыраженными кристаллитами или пелитовыми выделениями рудного минерала, а также обломками измененных базальтов, замещенных хлоритом и серпентином. Мощность слоя 0,5–0,7 м. Выше брекчий залегают грубообломочные породы, терригенный материал которых более тонкий, и количество крупных обломков уменьшается вверх по разрезу; породы постепенно переходят в гравелиты и гравийные песчаники. Мощность варьирует от

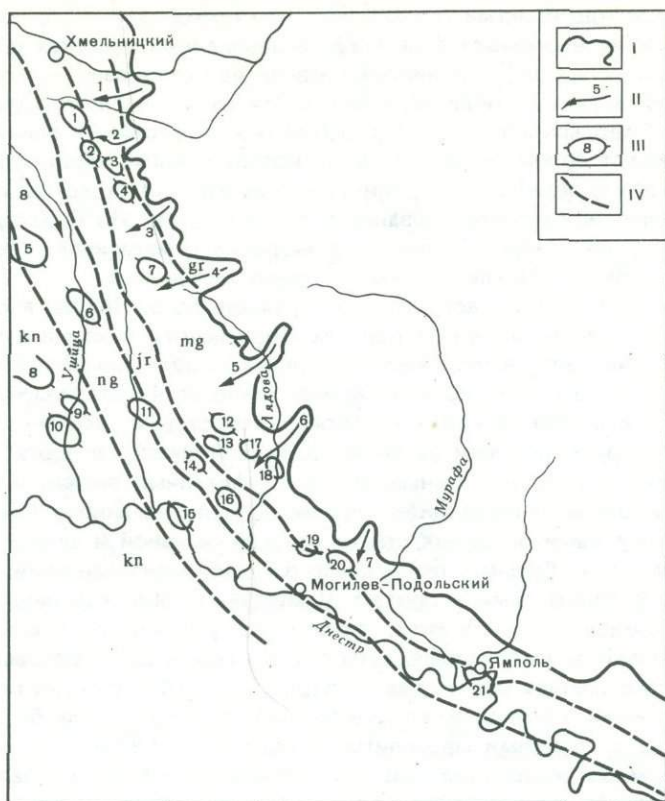


Рис. 10. Схема размещения палеодолин и локальных поднятий кристаллического фундамента на Подольском выступе

I — восточная граница распространения верхнедокембрийских отложений; II — палеодолины: 1 — Богдановцевая, 2 — Коржевецкая, 3 — Божиковцевая, 4 — Барская, 5 — Бахтынско-Михайловцевая, 6 — Лядовская, 7 — Дерловская, III — локальные поднятия: 1 — Баламутовское, 2 — Михайловское, 3 — Мазниковское, 4 — Мазиковцевое, 5 — Проскуровское, 6 — Джуржевское, 7 — Дашковцевое, 8 — Катериновское, 9 — Тымковское, 10 — Соколецкое, 12 — Посуховское, 13 — Муровано-Куриловцевое, 14 — Виноградненское, 15 — Бернашевское, 16 — Ровненское, 17 — Перекоринцевое, 18 — Виножское, 19 — Немийское, 20 — Карповское, 21 — Косоуцкое; IV — контуры выхода на домеловой срез свит: gr — грушковской, mg — могилевской, jg — ярышевской, kp — каниловской

1,2 до 1,5 м. Завершается разрез свиты слоем мелкозернистых песчаников, относительно хорошо сортированных, мощностью 0,7 м. Наблюдаемая мощность грушковской свиты здесь до 4,5 м.

В нижней части описанного разреза вулканогенный материал находится в значительных количествах; в верхней части разреза он отсутствует. Также постепенно вверх исчезает поликристаллический кварц с изометричными и удлиненной формы кристаллами.

Глинистая составляющая постоянна в пределах всего разреза и представлена гидрослюдой с примесью каолинита.

На южном склоне Подольского выступа нижняя часть грушковской свиты имеет более широкое распространение, но мощности ее также преимущественно незначительны — до 6 м, в ее разрезе преобладают также грубообломочные породы — брекчии и гравелиты. Вулканогенный материал присутствует в виде сильно измененного пепла в цементирующей массе.

Наиболее широкое распространение нижняя часть грушковской свиты, четко обособленная здесь в нижнегрушковскую подсвиту, имеет в северной и северо-западных частях Подольского выступа, в верхнем течении р. Ушицы. В долинообразных понижениях кристаллического фундамента и на их склонах эпизодически

встречаются крупнощебнистые темно-бурые или пестроцветные брекчии; мелкощебнистые брекчии наблюдаются на более возвышенных участках фундамента. Слои более тонких пород — глинистых гравелитов, крупнозернистых песчаников — не выдерживаются по простиранию, и мощности их значительно варьируют. На этих участках Подольского выступа в щебнистых и гравийных глинистых брекчиях также преобладают обломки пород, состав которых аналогичен составу пород кристаллического фундамента — граниты, мигматиты, кварц серый и темно-серый поликристаллический, катаклазированный полевым шпатом. По мере продвижения на север в них увеличивается количество инородного материала — полуокатанных и угловатых обломков базальта, гнейсов, редко песчаников.

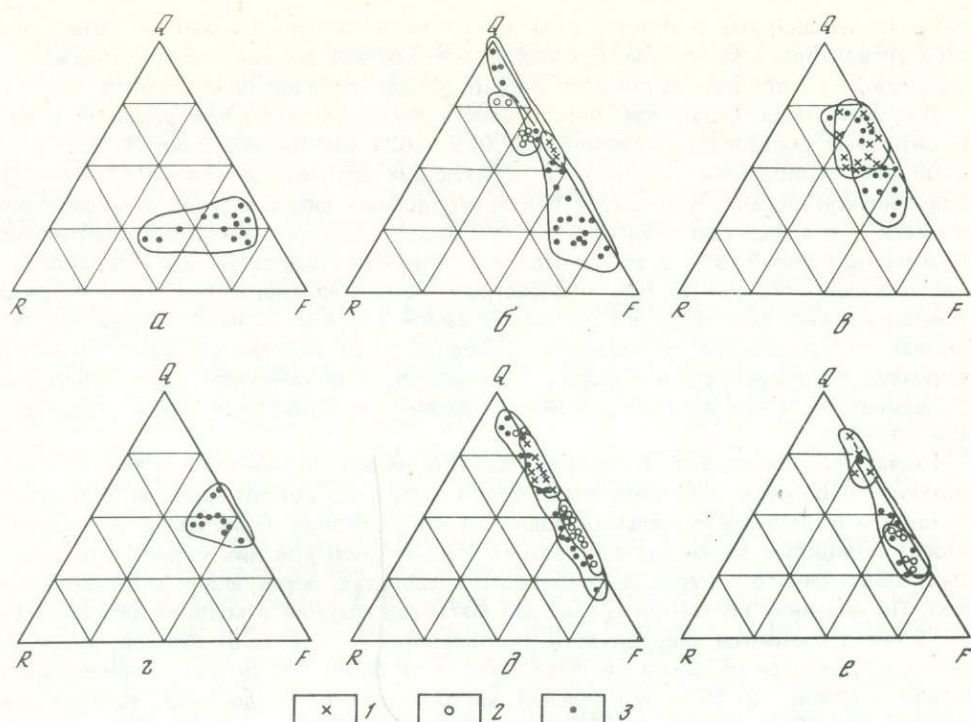
Вулканогенный материал, встреченный в разрезе по р. Лядове в основании толщи, в северных и северо-западных районах Подольского выступа наблюдается в песчаниках средней части в виде мелких обломков вулканического стекла бурых, светло-бурых с изрезанными краями, весьма слабо раскристаллизованных, частично замещенных хлоритом в незначительном количестве. В районе г. Хмельницкого, в зоне перехода к типовым разрезам Волыно-Полесского прогиба, на этом уровне появляются самостоятельные прослои туфогенных песчаников и туфов мощностью 0,4–0,6 м. В песчаниках количество вулканогенного материала до 50%, представлен обломками основных стекол мелкой песчаной и алевритовой размерности, бурыми, темно-бурыми, очень слабо раскристаллизованными, с мелкими миндалинами, выполненными хлоритом. Цементирует обломки пепловый материал, почти нацело замещенный хлоритом; встречаются реликты пепловой структуры. Туфы псаммитовые и алевритовые, гетерокластические витрофировые. Обломки стекол основного состава бурые, светло-бурые, начальной степени раскристаллизации; наряду с ними в меньшем количестве наблюдаются стекла бесцветные, слабо зеленоватые, с редкими сферолитами, вероятно кислые по составу. В цементирующей массе гидрослюда и гидрогетита, развитых по пепловому материалу, наблюдаются редкие перлитовые трещины. Туфы интенсивно хлоритизированы.

По сравнению с центральной частью Подольского выступа (долиной р. Лядовы) на северо-западе и севере в составе нижней части свиты песчаники преобладают. Часто они связаны постепенными переходами с подстилающими гравелитами. Минеральный состав песчаников представлен на треугольной диаграмме (рис. 11,а). По классификации они относятся к классам полевошпатовых, кварц-полевошпатовых и экстрамиктитовых пород. Обломки пород гранитоидного состава; кварц составляет 20–35%, полевые шпаты — 30–70%, причем резко преобладают калишпаты — микроклин, микроклин-микропертит, мирмекиты; плагиоклазы кислые, альбит-олигоклаз. В песчаниках наблюдается также до 8% биотита, единичные зерна граната, циркона, лейкоксена.

Брекчии, гравелиты и песчаники сцементированы песчано-глинистым и глинистым материалом, причем глинистая составляющая наиболее значительна в основании разреза (42–27%) и постепенно уменьшается в верхней части (23–14,5%). По данным рентгенографического анализа она представлена смесью гидрослюда (триоктаэдрической и диоктаэдрической) и каолинита примерно в равных количествах.

Завершается разрез нижней части грушковой свиты небольшой пачкой алевролитов, максимальная мощность которых не превышает 2 м. Наблюдается эта пачка в разрезах ограниченных участков, приуроченных к долинообразным понижениям кристаллического фундамента, в частности вблизи Проскуровского поднятия в северо-западной части Подольского выступа.

Верхняя подсвита грушковой свиты, сложенная преимущественно мелко- и тонкообломочными породами, не только текстурными признаками, но и литологическим и минеральным составом в значительно большей степени отражает рельеф подстилающих образований. В центральной части Подольского выступа, по р. Лядове, верхняя подсвита не наблюдается в обнажениях; она вскрыта скважинами только в устье реки, где приурочена к понижению фундамента и сложена аргиллит-алевритовой толщей мощностью до 6 м.



Р и с. 11. Минеральный состав песчаников верхнедокембрийских отложений

а — нижней подсвиты грушковой свиты; б — верхней подсвиты грушковой свиты; в — ольчедаевских слоев могилевской свиты; г — ломозовских слоев могилевской свиты; д — ямпольских слоев могилевской свиты; е — бернашевских слоев ярышевской свиты;

1 — породы, залегающие в центральной части Подольского выступа; 2 — на юго-восточном склоне выступа; 3 — на северо-западном и северном склонах выступа

В юго-восточной части Подольского выступа верхняя подсвита грушковой свиты сложена песчаниками и песчанистыми алевролитами, в которых количество глинистого материала варьирует от 10 до 50%, обломочный материал плохо сортирован, преимущественно среднезернистый, окатанный, округлый и полуокруглый. Слоистость в этой толще неясная или отчетливая, крупная, обусловленная чередованием пород с различным количеством глинистого материала или разными текстурными особенностями. К верхней подсвите приурочены слои глинистых оолитов, хорошо прослеживаемые в юго-восточной части Подольского выступа (район Ямполь). Глинистая составляющая оолитовых песчаников представлена каолинитом и гидрослюдой с примесью монтмориллонита, образовавшегося из пеплового материала. В зависимости от приуроченности к поднятиям или понижениям фундамента меняется мощность этих отложений от 4,5 до 12 м.

В северо-западной и северной частях Подольского выступа верхнегрушковая подсвита распространена наиболее широко. Представлена она мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, переслаивающимися между собой; мощность прослоев 0,1—1 см. В нижней части подсвиты наблюдаются прослои крупнозернистых песчаников, гравелитов, примесь гравийного и мелкогалечного материала в алевролитах. Вулканогенный материал отмечается в виде мелких обломков слабо раскристаллизованного базальта. Кроме того, в этой подсвите встречаются два-три прослоя бентонитовых глин — светло-серых, голубовато-серых, очень пластичных; по данным рентгенографического анализа и электронной микроскопии они представлены смешанно-слоистыми глинистым минералом монтмориллонитового ряда и каолинитом.

В разрезах верхней подсвиты в этой части Подольского выступа аргиллиты преобладают. Они связаны постепенными переходами с алевролитами и мелкозер-

нистыми песчаниками и только очень тонкие прослои (до 0,5 мм) не имеют примеси алевритового материала. В минеральном составе аргиллитов преобладают гидрослюда и каолинит, в примеси хлорит, кварц, полевой шпат, гематит.

Для аргиллитов характерна насыщенность бактериеподобными формами в виде округлых образований величиной 0,0025—0,024 мм (преобладают 0,006—0,008 мм), выполненных пиритом и образующих цепочки, окружности, скопления неправильной формы. Количество бактериеподобных форм зависит от алевритовой примеси — в алевритовых аргиллитах они распространены относительно равномерно и их не более 3—5%; в аргиллитах их количество возрастает до 15%, иногда они насыщают породы до 70%. Распространение бактериеподобных форм по разрезу неодинаково: они образуют прослои в самой верхней и самой нижней частях разреза и спорадически наблюдаются в средней части. Обычно разрезы, в которых встречены бактериеподобные формы, приурочены к понижениям кристаллического фундамента, и в них верхняя и нижняя подсвиты грушковской свиты имеют резкий контакт.

Песчаники и гравелиты в верхней подсвите имеют подчиненное значение — они образуют прослои в аргиллит-алеваитовой толще, но вблизи границы Украинского щита и в пределах локальных поднятий и их склонов (например, Проскуровского) полностью замещают весь разрез. Характерной для них является окатанность обломочного материала, особенно в гравелитах, образующих основание разреза. По величине обломков гравийный материал средний и мелкий, обломки более 5 мм встречаются спорадически. В гравелитах в отличие от нижней подсвиты редко встречаются обломки кислых пород — не более 5%. Другой обломочный материал — кварц (до 55%), микроклин, микроклин-пертит (до 30%), кислый плагиоклаз (до 25%), биотит (до 7%), гранат, циркон (единичные зерна).

Песчаники распространены несколько шире, чем гравелиты. Они преимущественно мелко- и среднезернистые, обломочный материал полукруглый и угловатый. В верхних частях разреза, на участках поднятий фундамента, где грубообломочные породы слагают всю верхнюю подсвиту, наблюдаются оолитовые песчаники, подобные встреченным на юго-восточном склоне Подольского выступа. Мощность прослоев пород с оолитами 0,2—0,4 м, количество оолитов до 30%, величина до 2 мм.

Минеральный состав песчаников верхнегрушковской подсвиты представлен на рис. 11, б. Он значительно варьирует по содержанию кварца и полевых шпатов, причем изменения направлены от полевошпатовых разностей в основании разреза до экстракварцевых — в верхней части. Кварцевые песчаники имеют хорошо окатанный обломочный материал и незначительное количество цемента, т.е. приближаются к минеральной и структурной зрелости. Сравнение минерального состава пород юго-восточного и северных склонов Подольского выступа показывает, что первые значительно более ограничены по своему составу и более зрелые.

Выше грушковской свиты залегают грубообломочные породы ольчедаевских слоев могилевской свиты. В центральной части Подольского выступа, по р. Лядове, они хорошо прослеживаются в естественных выходах и карьерах, где наблюдается постепенная смена текстур от крупных косослоистых до горизонтально-слоистых и структур пород от псефитовых до псаммитовых. В самых верхних по течению реки выходах ольчедаевские слои представлены плотными массивными гравелитами и мелкообломочными брекчиями, в которых встречаются невыдержанные по простиранию и мощности (0,05—0,5 м) мелкообломочные гравелиты и крупнозернистые песчаники.

По минеральному составу они близки между собой. В брекчиях и гравелитах наблюдаются обломки преимущественно гранитоидов. Песчаники по своему составу (см. рис. 11, в) группируются в основном в пределах класса полевошпато-кварцевых пород; разности, содержащие наибольшее количество кварцевых зерен, приурочены к верхней части разреза. В ольчедаевских слоях наблюдаются линзовидные прослои слюдистых песчаников (до 35% биотита), залегающих в верхней части косослоистых серий.

Преобладание грубообломочного материала в составе ольчедаевских слоев в центральной части Подольского выступа повсеместно, что объясняется хорошо развитой древней долинной системой (Лядовская, Бахтыньско-Михайловецкая, Данковецкая и другие палеодолины), контролировавшей размещение фаций русел и конусов выноса ольчедаевских слоев и обусловившей их повышенные мощности. Выпадение слоев из разреза и сокращение их мощности фиксируется на многих локальных поднятиях (Ровненском, Виножском, Виноградненском, Муровано-Куриловецком, Соколецком и др.).

Северо-западный и северный склоны Подольского выступа характеризуются разрезом ольчедаевских слоев, в которых грубообломочные породы присутствуют в меньшем количестве; на некоторых участках — в понижениях кристаллического фундамента — разрез целиком сложен песчаниками различной крупности и окатанности обломочного материала. Погрубление пород происходит вблизи или на сводах локальных поднятий кристаллического фундамента (Баламутовском, Дашковецком, Маниковецком и др.). В распределении обломочного материала по вертикали наблюдается погрубление вверх по разрезу: медианный размер зерен меняется от 0,38 до 0,82 мм, коэффициент сортировки — от 1,27 до 1,56.

Конгломераты, конгломерато-брекчии и гравелиты на северо-западном и северном склонах Подольского выступа в ольчедаевских слоях мелкогалечные, мелкообломочные и представлены в основном обломками гранитоидов, реже — биотитовых гнейсов, песчаников, базальтов и фельзитов. Гравелиты содержат меньше обломков пород, чем конгломераты и конгломерато-брекчии.

Песчаники по минеральному составу кварц-полевошпатовые, кварц-миктитовые и полевошпат-кварцевые (см. рис. 11,в). При этом среди полевых шпатов преобладают микроклин, микроклин-пертиты; плагиоклазов в среднем 5—7, не более 10%; незначительное количество темноцветных: гидратизированный биотит, единичные пластинки мусковита. Глинистость песчаников 2,6—4,8%, редко до 20%. Представлен он гидрослюдой (диоктаэдрической) и хлоритом, в основании разреза присутствует каолинит.

Сравнение минерального состава песчаников центральной части Подольского выступа и его северо-западного и западного склонов показывает большую варьированность последних, но одинаковый средний состав.

Ольчедаевские слои могилевской свиты перекрываются ломозовскими, представленными песчано-алевритовыми породами. В центральной части Подольского выступа, по р. Лядове (район с. Винож, Ломозов), они залегают на подстилающих песчаниках с резким контактом и сложены темно-серыми слюдястыми алевролитами и аргиллитами с линзовидными прослоями тонкозернистых песчаников и грубых алевролитов мощностью до 0,4 м. В основании разреза наблюдаются тонкие прослои крупнозернистого песчаника мощностью до 5 см, сложенного угловатыми, относительно хорошо сортированными обломками. Выше по разрезу слюдястые алевролиты и аргиллиты чередуются, образуя прослои мощностью 1—4 мм с постепенными переходами, со спорадической примесью крупного песчаного материала, представлены также переслаиванием мелкозернистых песчаников и слюдястых алевролитов мощностью 2,5—0,5 мм. Песчаники в пачке ломозовских слоев составляют не более 20% разреза. Наблюдаемая мощность ломозовских слоев до 17 м.

На северо-западном склоне Подольского выступа количество песчаников в разрезе зависит от палеогеографических условий области седиментации. В пределах Тымковского, Соколецкого и Катериновского поднятий, например, разрез ломозовских слоев представлен исключительно песчаниками, и в могилевской свите на этих поднятиях ломозовские слои могут быть выделены условно, по некоторому преобладанию по сравнению с подстилающими и вышележащими породами тонких прослоев алевритового материала.

На северном склоне Подольского выступа ломозовские слои близки по своему составу к отложениям центральной части. В их разрезе преобладают алевролиты, часто связанные переходными разностями с мелкозернистыми песчаниками и аргиллитами. По минеральному составу песчаники и алевролиты весьма подобны и

относятся в основном к кварц-полевошпатовым и кварц-полевошпат-миктитовым (см. фиг. 11, г). Значительную роль в их составе играет биотит опацизированный и хлоритизированный. Обычно количество его составляет 5—7%, в складчатых разностях — до 30%; он образует отдельные прослои до 2 мм.

Глинистая составляющая алевролитов и аргиллитов ломозовских слоев имеют одинаковый минеральный состав и представлены каолинитом, гидрослюда и небольшим количеством смешанно-слоистого минерала с примесями кварца, полевого шпата и гематита. По разрезу их состав несколько изменяется — в верхней части исчезает хлорит, отмеченный как примесь в основании.

В алевролитах наблюдаются округлые, выполненные пиритом бактериеподобные формы в виде округлых и цепочечных скоплений; изредка они образуют прослои 0,16—0,25 мм, насыщенные такими формами на 100%. Это формы подобны встреченным в верхнегрушковой подсвите и свидетельствуют о тождественных условиях образования этих отложений.

Залегающие выше ямпольские слои с наибольшей полнотой отражают в своем строении рельеф подстилающей поверхности. В центральной части Подольского выступа, по р. Лядове, в основании ямпольских слоев лежат мелкогалечные конгломераты в виде отдельных линз мощностью до 30 см косослоистые, с обломками серых аргиллитов, сцементированных песчано-гравийным материалом. На них залегают плотные, массивные мелко- и среднезернистые песчаники, горизонтально-слоистые, с отпечатками немиян в нижней части. Мощность этой пачки до 3 м, по простиранию не выдерживается. Выше нее песчаники крупнозернистые, разномзернистые, гравийные, косослоистые, с градационной сортировкой материала внутри слоев, образующие несколько косослоистых серий общей мощностью до 5 м.

По минеральному составу песчаники относятся к полевошпат-кварцевым (см. фиг. 11, д). В отличие от песчаников ольчедаевских слоев не содержат обломков пород; в составе породообразующих минералов обязательно присутствует плагиоклаз, часто в виде мелких зерен в количестве до 3%. Так же как и в ольчедаевских песчаниках, наблюдается поликристаллический кварц с удлинёнными и изометричными сростками.

Подобный разрез ямпольских слоев наблюдается в пределах Муровано-Куриловского поднятия, при этом общая мощность песчаников достигает 12 м.

На юго-восточном склоне Подольского выступа, в стратотипичной для ямпольских слоев местности, а также на Бернашевском, Немийском, Баламутовском локальных поднятиях наблюдается залегание песчаников непосредственно на кристаллическом фундаменте.

В основании стратотипического разреза наблюдаются гравелиты, мелкогалечные конгломераты и разномзернистые песчаники, косо- и горизонтально-слоистые, градационно-сортированные мощностью до 6 м. Выше них песчаники массивные, неслоистые, мелкозернистые мощностью до 5,5 м. На них залегает пачка ритмично чередующихся мелкозернистых однородных неслоистых песчаников с грубозернистыми, гравийными, интенсивно обохренными, косослоистыми; мощность отдельных слоев до 1 м.

Эти песчаники по минеральному составу полевошпат-кварцевые и кварц-полевошпатовые; отдельные разности имеют экстракварцевый состав (см. рис. 11, д).

На северном и северо-западном склонах Подольского выступа разрезы ямпольских песчаников значительно более однообразны — монотонная толща светлых, почти белых различной зернистости и степени окатанности неслоистых пород. В основании разреза базальные гравелиты или мелкообломочные конгломераты мощностью не более 20 см. В средней части разреза наблюдаются тонкие прослои аргиллита. В пределах локальных поднятий (Баламутовского, например) разрез ямпольских песчаников прослои аргиллитов не содержит.

Трехчленное строение ямпольские слои сохраняют только на отдельных участках (например, Верхнеушицкая палеодолина). В этом случае они содержат в средней части пачку тонкопереслаивающихся аргиллитов, алевролитов и алевролитов, имеющую постепенные переходы с подстилающими и перекрываю-

щими среднезернистыми песчаниками. Мощность ямпольских слоев на таких участках до 20 м.

По минеральному составу ямпольские песчаники северо-западного и западного склонов Подольского выступа весьма разнообразны и относятся к классам кварц-полевошпатовых, кварц-полевошпат-миктитовых, полевошпат-кварцевых и экстракварцевых (см. рис. 11, д). В них спорадически встречаются обломки основных эффузивов — светло-бурых, микролитовой структуры.

Минеральный состав песчаников весьма значительно колеблется от наименее зрелых кварц-полевошпатовых до зрелых в верхних пределах класса экстракварцевых, что свидетельствует, вероятно, о неоднократном переотложении обломочного материала и о значительном выветривании пород.

Сравнение минерального состава ямпольских песчаников, отлагавшихся на различных участках Подольского выступа, показывает наибольшую минералогическую зрелость тех, которые отлагались на северном склоне выступа.

В кровле могилевской (по представлениям одного из авторов — в основании ярышевской) свиты обособливаются лядовские слои, сложенные в основном аргиллитами и алевролитами. В центральной части Подольского выступа, по р. Лядове (с. Жеребиловка, Ястребна и др.), лядовские слои содержат в основании базальные песчаники незначительной мощности (до 10 см). Выше залегают пестроокрашенные тонкогоризонтальнослоистые аргиллиты и алевроитовые аргиллиты, в которых по окраске выделяются три пачки: голубовато-серая, светло-серая верхняя, коричневая, темно-бурая средняя и серовато-зеленая нижняя. Мощность лядовских слоев до 6 м. Такой разрез довольно хорошо выдерживается в центральной части поднятия и на ее юго-восточном склоне.

К северо-западу от р. Лядовы разрез несколько меняется в пределах развития положительных структур за счет увеличения количества песчаников в основании разреза. Пачка переслаивающихся аргиллитов и песчаников достигает 5 м на Бернашевском поднятии и вышележащая пачка аргиллитов содержит примесь песчаного и алевроитового материала до 30%.

Такой же разрез, типичный для лядовских слоев, наблюдается на склонах Прокурковского поднятия, где в основании разреза средне- и крупнозернистые песчаники образуют прослои до 2 мм мощности. Песчаники плохо сортированы, обломочный материал угловатый, по минеральному составу — полевошпат-кварцевый. Аргиллитовые прослои содержат примесь кластогенного среднезернистого материала до 10%. Постепенно вверх по разрезу происходит уменьшение грубости обломочного материала и его количества, в аргиллитах появляются пластинки мусковита, гидратизированного биотита и хлорита до 20%. В верхней части появляется и резко увеличивается количество глауконита (до 20%), равномерно распределенного в породе. Общая мощность лядовских слоев до 10 м.

В северной части Подольского выступа скважинами вскрываются в основном отложения, подобные залегающим в центральной его части, но окраска пород более однообразная — лиловато-серая, зеленовато-серая. Исключение составляет толща пород, вскрытая в пределах Верхнеушицкой палеодолины. Лядовские слои в этом разрезе имеют трехчленное строение за счет появления в средней части пачки песчаников 6,5 м, имеющих постепенные переходы с подстилающими и перекрывающими аргиллитами. Мощность этих пород в данном разрезе 20 м.

Песчаники в разрезе лядовских слоев преимущественно мелкозернистые, глинистые, с неравномерным распределением хорошо сортированного обломочного материала. По минеральному составу они относятся к кварц-полевошпатовым с содержанием кварца 50—55%, полевых шпатов (преимущественно микроклина) 50—25%. Алевролиты в лядовских слоях крупнозернистые, с примесью песчаного материала, переслаиваются с аргиллитами и образуют постепенные переходы. Аргиллиты представлены гидрослюдой и каолинитом, хлоритом с примесями смешанно-слоистого минерала, карбоната и гематита. В верхней части разреза глинистый материал тонкодисперсный, примесь смешанно-слоистого минерала отсутствует.

Изменения лядовских слоев отражают общую тенденцию всей толщи верхнедокембрийских отложений: выдержанность по составу и простиранию тонкообло-

мочных глинистых пород и большую структурную изменчивость более грубых разностей — алевролитов и песчаников.

В ярышевской свите под названием бернашевских обособливаются слои, характерный разрез которых наблюдается в центральной части Подольского выступа, по р. Лядове (район селений Ястребна, Слобода Ярышевская и др.). В основании слоев залегают массивные плотные крупно- и мелкозернистые песчаники с тонкими (3—7 см) прослоями пестрых аргиллитов. Мощность этих пород до 1 м. Выше по разрезу на песчаниках залегает существенно аргиллитовая пачка (0,5—0,7 м), переходящая кверху в мелкозернистые песчаники и гравелиты, плотные, массивные, как и нижележащие, с хорошо окатанным обломочным материалом. Выше — пачка переслаивающихся псаммитовых и пелитовых кристаллов итрокластических и витрокластических туфов кислого состава (мощностью 3,5 м), в которых содержатся обломки эффузивов микрофельзитовой структуры, со слабо выраженными следами течения, резко угловатые. Наряду с кислым присутствует стекло, вероятно, среднего состава, буровато-зеленое, весьма слабо раскристаллизованное, микрофельзитовой структуры, часто со сферолитовым строением, замещенное хлоритом в количестве до 28%.

Выше туфов и туфогенных пород в разрезе наблюдаются песчаники плотные, массивные, мелкозернистые в основании, крупнозернистые в кровле, с окатанным обломочным материалом в нижней части, угловатым вверху. Эти песчаники содержат примесь до 5% обломков эффузивных пород, которые исчезают в верхней части разреза. Контакт песчаников с подстилающими породами резкий, поверхность его волнистая, неровная; в песчаниках встречены редкие гальки серых аргиллитов.

По минеральному составу песчаники, подстилающие и перекрывающие пачку туфогенных пород, полевошпат-кварцевые и экстракварцевые (см. рис. 11,е), приближаются к минералогически зрелым породам. Образование вулканогенных пород нарушает процесс седиментации, и вероятно, является причиной раздвоения пачки песчаных пород.

В пределах центральной части Подольского выступа бернашевские слои имеют незначительную мощность — 8,5—9,0 м. На юго-восточном склоне Подольского выступа мощность этих песчаников увеличивается до 10,5 м за счет нижней, подстилающей туфы пачки средне- и крупнозернистых пород с глауконитом, в основании косослоистой, с прослойками гравелитов. Туфы в разрезе бернашевских слоев юго-восточного склона не наблюдаются, разделяющая песчаники пачка алевролитов содержит примесь туфогенного материала в количестве не более 5%.

На северном склоне Подольского выступа разрез бернашевских слоев подобен разрезу центральной части выступа. Нижняя часть сложена преимущественно средне- и мелкозернистыми тонкослоистыми песчаниками, к которым приурочены туфогенные аргиллиты и бентонитовые глины; верхняя часть слоя представлена породами более массивными, содержащими единичные мелкие полуокатанные зерна эффузивов с фельзитовой структурой. Песчаники наблюдаются не повсеместно — на отдельных участках они по простиранию замещаются песчанистыми алевролитами, часто с прослоями крупнозернистых песчаников. Такие участки обычно приурочены к понижениям фундамента и относительно удалены от источника сноса обломочного материала.

Туфогенные аргиллиты в этой части Подольского выступа обычно темные, пестроокрашенные, насыщенные изогнутыми обломками вулканического стекла. С ними чаще, чем в бассейне р. Лядова связаны бентонитовые глины, подстилающие или перекрывающие туфы. Они представлены смешанно-слоистым минералом монтмориллонитового ряда с незначительной примесью каолинита.

По минеральному составу бернашевские песчаники северного склона Подольского выступа относятся к полевошпат-кварцевым и кварц-полевошпатовым (см. рис. 11,е). Сравнение с песчаниками, наблюдавшимися в центральной части выступа, показывает увеличение количества полевых шпатов, что, возможно, свидетельствует о быстром захоронении отложений.

Песчаники, которые накапливались в пределах долгоживущих поднятий кристаллического фундамента в западной части Подольского выступа и не содержат

прослоев туфов и туфогенных образований, представляют собой пачку однородных массивных крупнозернистых пород с примесью мелкого гравийного материала в основании. Обломочный материал обычно угловатый, неокатанный, плохо сортированный. Такие песчаники отлагались на Бернашевском поднятии и на склонах Проскуровского поднятия. Исключительно песчаниками построен разрез бернашевских слоев на Стружском поднятии. Мощность их около 10 м.

Верхняя часть ярышевской свиты, сложенная бронницкими и зиньковскими слоями, очень однообразна по своему составу на всей территории Подольского выступа. Бронницкие слои представлены пепловыми туфами, преобразованными в породы со сложным минеральным составом — кварцево-гидро-слюдисто-каолинито-монтмориллонитовым. Они несколько изменяются по разрезу, отражая, вероятно, первичную изменчивость состава.

В основании бронницких слоев породы сложены кварцем с примесью гидрослюда, гематита, полевого шпата и карбоната. Выше по разрезу пепловые туфы сложены кварцем с примесью смешанно-слоистого минерала и каолинита. Завершается разрез бронницких слоев породами, состоящими из кварца, каолинита, резко преобладающего над всеми глинистыми минералами гидрослюда и гематита. В кремнистых туфах хорошо выделяются отдельные лейсты опациitized биотита, хлорита, нацело замещающего мелкие обломки кислого стекла.

При неизменности состава бронницких слоев весьма значительно варьирует их мощность от 2,5 до 25 м, что находится в зависимости от палеоструктурного положения того или иного конкретного разреза.

Так же как бронницкие слои, постоянна по составу толща вышележащих зиньковских слоев, между которыми наблюдается постепенный переход. Зиньковские слои в разрезе рассматриваемого региона являются самым верхним стратиграфическим подразделением, в распространении, строении и составе которого обнаруживается влияние кристаллического основания. На Проскуровском локальном поднятии зиньковские слои ложатся, например, непосредственно на фундамент. Мощность зиньковских слоев варьирует от 14 до 33 м, при этом меньшие из них фиксируются на сводах поднятий или обусловлены послезиньковским размывом.

Сложены зиньковские слои алевролитами, аргиллитовыми алевролитами, мелкозернистыми песчаниками, переслаивающимися между собой с постепенными переходами. Мелкозернистые песчаники в разрезе наблюдаются преимущественно в центральной части Подольского выступа; на северо-западном и северном склонах выступа зиньковские слои сложены алевролитами и аргиллитовыми алевролитами.

Минеральный состав зиньковских алевролитов представлен кварцем до 70% и полевыми шпатами; встречены единичные обломки измененного светло-бурого эффузива со слабо проявленной фельзитовой структурой. В значительных количествах в породе присутствует биотит (до 20%), гидротизированный и обломочный хлорит (до 40%). Постоянно в алевролитах содержится глауконит — от единичных зерен до 15%.

Аргиллиты в составе зиньковских слоев сложены каолинитом и гидрослюдой с примесью кварца. Вверх по разрезу в аргиллитах увеличивается количество каолинита; наряду с глинистым материалом в породах часто присутствует карбонат. Спорадически по разрезу наблюдаются единичные формы и скопления в виде нитей образований, напоминающих бактерий.

Присутствие в зиньковских породах большого количества обломочного хлорита позволяет предположить другой источник сноса, чем существовавший в дозиньковское время; вероятно, эрозией были вскрыты сланцевые породы, до того не обнажавшиеся.

Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы:

1. Сходство минерального состава грубо- и тонкообломочных отложений изученной части разреза говорит об общности источника обломочного материала для грушковской, могилевской и отчасти ярышевской свит и территориальной близости области сноса (Украинский щит) и области осадконакопления. Появление туфогенных и туфовых пород в бернашевских слоях, первично туфогенная природа бронницких слоев, не местный характер обломочного материала зиньковских слоев

дают основания считать, что в формировании ярышевской свиты большую роль играли продукты вулканогенной деятельности и разрушения байкальских складчатых территорий Галицийской геосинклинали, в частности Добруджи, с которой бассейн имел непосредственную связь.

2. Полнота разреза, особенности литологического состава и мощности изученных отложений контролируются палеогеоморфологическими структурами области осадконакопления.

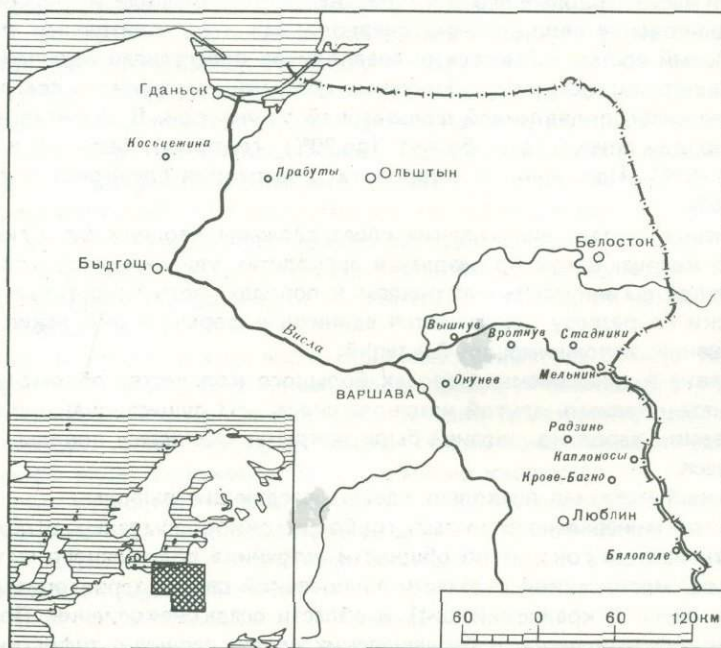
3. Присутствие вулканогенного материала в грушковской свите и увеличение его количества в сторону Волино-Полесского прогиба позволяет уверенно коррелировать нормально-осадочный разрез Подолии с вулканогенными разрезами стратотипического района.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДРЕВНЕЙШИХ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ПОЛЬШИ (ВЕНД И ДОХОЛЬМИЕВЫЙ КЕМБРИЙ)

Под древнейшими отложениями в настоящей работе понимаются отложения, залегающие ниже хольмиевого горизонта, т.е. все морские отложения без трилобитов раннего кембрия. В юго-восточной Польше к такого рода отложениям относится климонтовский ярус (Арень, Лендзён, 1974) и верхний венд. Используя разработанную для этого района терминологию местных стратиграфических подразделений, можно считать, что литологическими исследованиями охвачены следующие свиты (снизу вверх): бялопольская, люблинская, мазовецкая и завишинская (Lendzion, 1962; 1972; Арень, Лендзён, 1974; Aren, 1978).

В ходе исследований было изучено 11 глубоких скважин (рис. 12), среди которых следует упомянуть скважины Косцержина и Прабуты, расположенные в северной части Польши. Разрезы этих скважин являются переходными к западной окраине польской части Прибалтийской синеклизы.

При описании кернов скважин выделялись следующие типы пород (в скобках указаны размеры в миллиметрах преобладающей фракции осадочных пород):



Р и с. 12. Карта расположения исследованных разрезов

аргиллиты ($< 0,004$), алевролиты и мелкозернистые песчаники ($0,004-0,25$), среднезернистые песчаники ($0,25-0,5$), крупнозернистые песчаники ($0,5-1,0$), очень крупнозернистые песчаники ($1,0-2,0$), конгломераты ($> 2,0$). Кроме того выделен отдельный тип горных пород, представленный тонкопереслаивающимися аргиллитами и песчаниками (чаще мелкозернистыми) (см. рис. 23—3 и рис. 24—1,2).

При графическом изображении полученных данных составлялись рабочие разрезы, на которых наряду с типом горной породы отмечалась ее текстура. Для каждой текстуры в разрезе отводилась отдельная колонка. Если какая-либо текстура на некотором интервале встречалась повсеместно, соответствующий фрагмент колонки заполнялся целиком. В тех случаях, когда эта текстура встречалась реже, заполнялось три пятых ширины колонки, а когда она отмечалась спорадически — одна пятая. Если же эта текстура вообще не встречалась на данном интервале разреза, то соответствующая ей колонка оставалась пустой. Этот способ записи был взят за основу при построении карт частоты встречаемости осадочных текстур.

Основной целью исследований было решение следующих вопросов: характеризуются ли древнейшие морские отложения юго-восточной части Польши существенными литологическими различиями, которые можно было бы использовать как критерий границы между кембрием и докембрием? Соответствуют ли разрезы этих отложений (с литологической точки зрения) тем требованиям, которые предъявляются к эталонным разрезам, по которым должна устанавливаться стратиграфическая граница?

Литологическая характеристика

Горные породы, описанию которых посвящена настоящая работа, подразделены на три литологические группы:

А — конгломераты, очень крупнозернистые песчаники, крупнозернистые песчаники;

В — среднезернистые песчаники, мелкозернистые песчаники, алевролиты;

С — тонкопереслаивающиеся аргиллиты и песчаники, аргиллиты.

Для иллюстрации изменчивости литолого-фациальных признаков для всех разрезов были высчитаны следующие коэффициенты:

$$\text{коэффициент глинистости отложений} = \frac{C}{A + B};$$

$$\text{коэффициент крупнозерности песчаников} = \frac{A}{B}.$$

Буквами А, В, С обозначены мощности горных пород, отнесенных к соответствующим литологическим группам. После нанесения на карты результатов расчетов проводились изолинии. Построенные таким образом карты обоих коэффициентов были наложены друг на друга и таким путем получена карта литолого-фациальных признаков (рис. 13). Чтобы не загромождать карту, на ней были оставлены лишь изолинии 2 и 1/2. Поля между пересекающимися изолиниями разных коэффициентов были заштрихованы в соответствии с условными обозначениями, приведенными в левом нижнем углу рис. 13. Детальное описание использованного способа построения литолого-фациальных карт приведено в работе Крамбейна и Слосса (Krambein, Sloss, 1951).

Исходя из допущения, что в период образования исследуемых горных пород доминировала простейшая модель глинистой шельфовой седиментации, коэффициент глинистости удовлетворительно отражает расстояние до береговой линии и глубину бассейна, которые растут одновременно с увеличением этого коэффициента. Характер изолиний коэффициента глинистости показывает, что областью, наиболее удаленной от береговой линии, и, по-видимому, наиболее глубоководной, был район Крове Багно—Бялополе. Кроме того, характер этих изо-

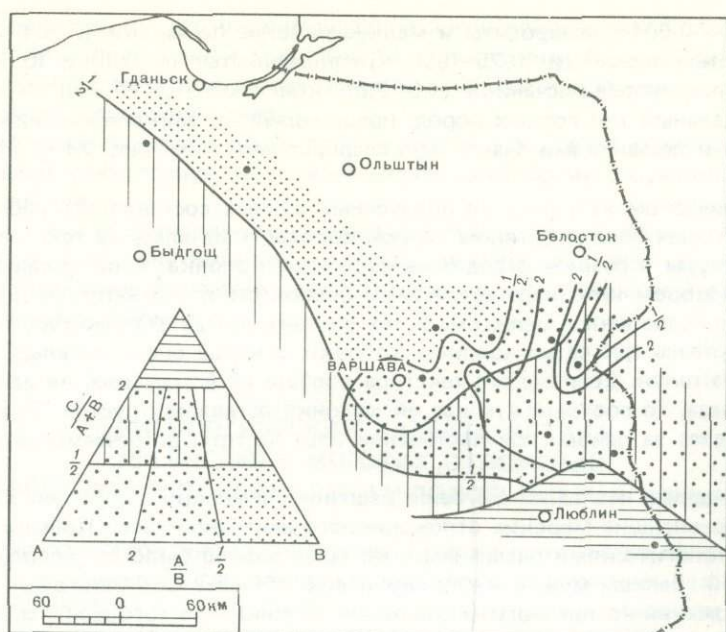


Рис. 13. Литолого-фациальная карта
1 — скважина

линий свидетельствует о том, что снос песчаного материала происходил главным образом с севера на юг. Этим объясняются низкие значения коэффициента глинистости (ниже $1/2$) в северной части исследованного района. Область наибольшего распространения песчаников проходит через города Вышув и Окунев. Сравнение карты изолиний с тектонической картой кристаллического фундамента докембрийской платформы в Польше (Kubicki et al, 1972) позволяет считать областью сноса песчаного материала Мазовецкий гранитный массив.

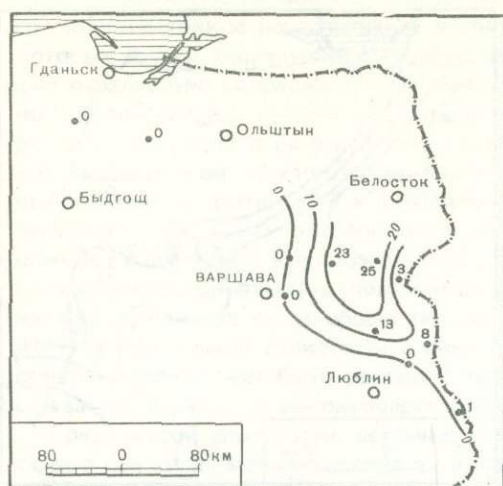
Изменчивость коэффициента крупнозернистости песчаников позволяет говорить о двух направлениях сноса крупнозернистого песчаного материала, который поступал как из области, расположенной к юго-западу от Белостока, так и из области, расположенной на восток от линии Мельник-Каплоньсы.

Из литолого-фациальной карты (см. рис. 13) следует, что песчаный материал поступал в основном с севера, с Мазовецкого гранитоидного массива, а большая часть крупнозернистого материала была принесена с востока, вероятно, с Украинского щита.

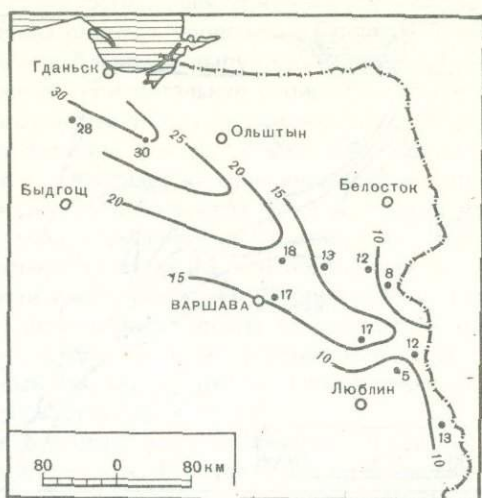
В литолого-фациальном описании уделялось внимание присутствию в разрезах пород, окрашенных в красный цвет. Была построена карта (рис. 14), на которой показан процент красноцветных пород от общей их мощности в данном разрезе. Анализ этой карты показывает, что к юго-западу от линии Вышув—Окунев—Крове Багно—Бялополе красноцветные породы отсутствуют. Чаще всего они встречаются в районе Вротнув—Стадники—Радзынь. Характер изолиний свидетельствует о том, что соединения железа, окрашивающие горные породы, транспортировались с севера на юг из района, лежащего юго-западнее Белостока; как и песчаный материал, они приносились с Мазовецкого гранитоидного массива.

Красная окраска морских отложений обусловлена такими факторами, как:

- 1) климат, в котором происходит выветривание материнских горных пород;
- 2) небольшое расстояние переноса обогащенных железом продуктов выветривания;
- 3) большая скорость осадконакопления, исключая восстановление соединений железа. Картина распределения красноцветных отложений, выявленная с помощью упомянутой карты, является следствием суммарного воздействия этих факторов. Эта картина позволяет также сделать вывод, что как привнос железа, так и условия, благоприятствующие сохранению красного цвета, имели локальный характер.



Р и с. 14. Карта красцветности отложений



Р и с. 15. Карта коэффициента количества контактов

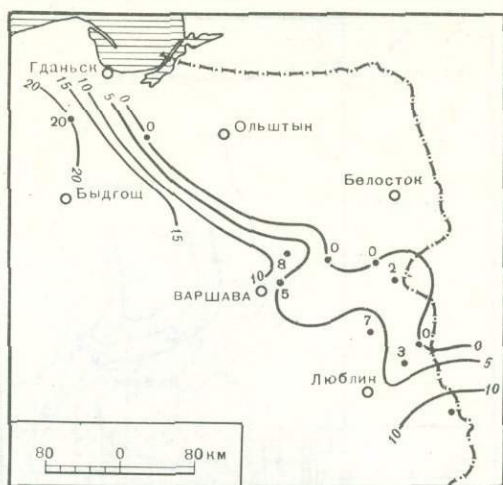
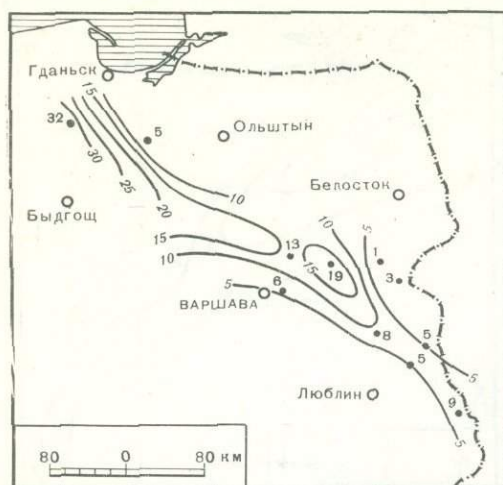
Чтобы составить более полное представление об изменчивости литологических особенностей по вертикали, по всем разрезам был рассчитан коэффициент количества контактов (рис. 15). Этот коэффициент равен отношению количества контактов различных типов горных пород в данном разрезе к двойной мощности этих пород, выраженной в метрах (упомянутые выше рабочие графические разрезы строились с точностью до 0,5 м, следовательно, максимальное количество контактов на 1-м разрезе равно двум). В системе изолинии коэффициента количества контактов отмечается вытянутая зона повышенных значений. Ее ось проходит через Прабуты—Вышкуп—Радзынь. Эта зона характеризуется частой сменой типов горных пород во времени от начала трансгрессии до формирования кровли пород климонтовского яруса.

Частота встречаемости важнейших осадочных текстур

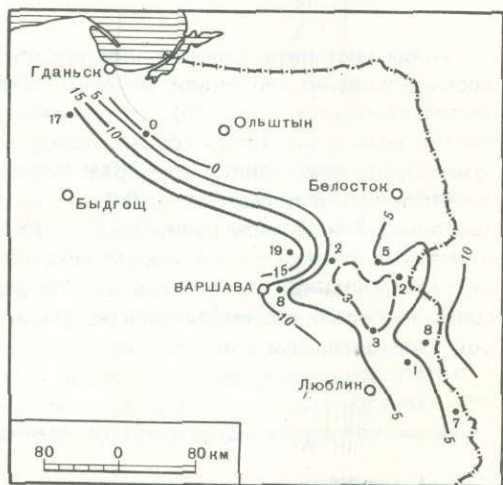
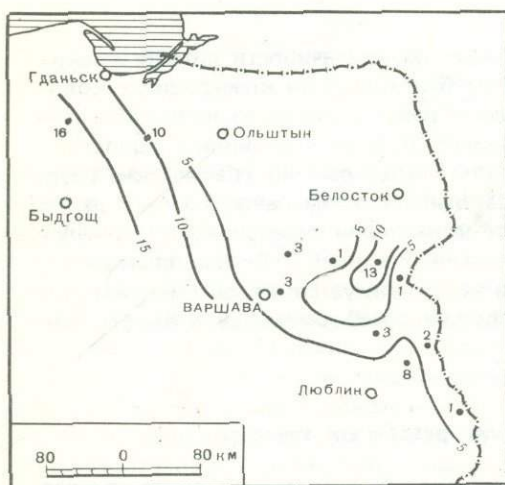
Способ графического изображения осадочных текстур по разрезам описан в начале работы. Коэффициент частоты встречаемости этих текстур рассчитывался как отношение заштрихованной площади колонки, соответствующей данной текстуре, ко всей площади этой же колонки в изучаемом разрезе. Полученный результат после умножения на 100 наносился на карту, и проводились изолинии частоты встречаемости отдельных текстур.

Из построенной таким образом карты текстур, характеризующихся наличием обломков и гальки аргиллитов в песчаниках (см. рис. 23—1,2), следует, что зона наиболее частой их встречаемости вытянута вдоль линии Косцежина—Вышкуп—Радзынь (рис. 16). Слабо сцементированные обломки аргиллитов возникали в результате обезвоживания и растрескивания тонких глинистых прослоев, отлагавшихся на поверхности песчаных отложений. Затем они переносились движением вод бассейна на близкие (обломки) или более далекие (галька) расстояния. Заслуживает внимания тот факт, что зона повышенной частоты встречаемости обломков и галек аргиллитов довольно хорошо совпадает с зоной максимальных коэффициентов количества контактов. Как упоминалось выше, область высоких значений коэффициента количества контактов является областью наиболее частого изменения типов горных пород. Именно в этой области существовали благоприятные условия для частого чередования тонких глинистых прослоев и песчаников.

Довольно частой текстурой, встречающейся в исследуемых отложениях (особенно в мелкозернистых песчаниках и тонкопереслаивающихся песчаниках и аргилли-



Р и с. 16. Карта частоты встречаемости обломков и галек аргиллитов в песчаниках
Р и с. 17. Карта частоты встречаемости тонкой горизонтальной слоистости



Р и с. 18. Карта частоты встречаемости тонкой горизонтальной слоистости с линейностью течения
Р и с. 19. Карта частоты встречаемости мелкой косой слоистости

тах), является тонкая, горизонтальная слоистость. Для этой текстуры характерно чередование светлых (песчаных) и темных (глинистых) прослоев, мощность которых, как правило, не превышает 1 см (см. рис. 32—1,2). Характер изолиний на карте частоты встречаемости горизонтальной слоистости (рис. 17) свидетельствует о том, что наиболее благоприятные условия для ее возникновения существовали в районе Косцежины и в меньшей степени в районе Бялополе. Этот факт объясняется распространением в этих районах мелкозернистого материала. Возникновению описываемой текстуры благоприятствуют также небольшая скорость осадконакопления и низкая энергия течений. Характер изолиний на карте хорошо согласуется со всеми упомянутыми выше факторами. Из рассмотрения карты видно, что в направлении с юго-запада на северо-восток в водном бассейне имело место увеличение скорости процессов осадконакопления и энергии вод бассейна.

Этот вывод согласуется с частотой встречаемости тонкой горизонтальной слоистости с линейностью течения (рис. 18). Эта текстура (см. рис. 33—3) представляет

собой особый тип тонкой горизонтальной слоистости, характерной чертой которого является тонкое переслаивание в основном светлых прослоев, на поверхности которых видны типичные ступенеобразные углубления и выпуклости, ориентированные параллельно направлению течения. Тонкая горизонтальная слоистость с линейностью течения встречается чаще всего в крупнозернистых песчаниках. Эта текстура свидетельствует о большей энергии вод бассейна, чем при образовании описанной выше тонкой горизонтальной слоистости. Обращает на себя внимание локальный максимум, вытянутый в направлении север-северо-восток — юг-юго-запад и расположенный к югу от Белостока. Этот максимум совпадает с областью повышенного содержания крупнозернистого песчаного материала, что подчеркивает связь крупнозернистости отложений со значительной энергией течений в этом районе. Выраженная на карте общая тенденция уменьшения частоты встречаемости тонкой горизонтальной слоистости с линейностью течения в направлении юго-запад — северо-восток может быть связана с тем фактом, что в этом же направлении наблюдается переход к высокоэнергетической хаотичной текстуре.

Среди косой слоистости, встречающейся в исследуемых отложениях, было выделено два типа: мелкая и крупная косая слоистость. В случае мелкой слоистости (см. рис. 33—5,6) мощность косых прослоев не превышает 4 см (Allen, 1970). Эти комплексы часто бывают разделены тонкими глинистыми прослоями (см. 32—5; 33—6). В случае крупной косой слоистости, естественно, наблюдается большая мощность пачек косых прослоев. Однако в исследованном материале она не превышает 10 см (см. рис. 33—4).

Мелкая косая слоистость, так же как и горизонтальная слоистость без линейности течения, возникает в условиях низких скоростей течений. Поэтому контур изолиний на карте частоты встречаемости этой текстуры (рис. 19) в районе Косцежина—Прабуты—Вышкуп—Окунев практически совпадает по форме с контуром изолиний на карте частоты встречаемости тонкой горизонтальной слоистости (см. рис. 17). Однако карта частоты встречаемости мелкой косой слоистости отличается заметным увеличением картируемого параметра к югу от Белостока, а также на восток от линии Каплоносы—Бялополе. Контур изолиний в этих областях идентичен контуру изолиний коэффициента крупнозернистости песчаников (см. литолого-фаціальную карту — рис. 13). По-видимому, этим объясняется выявленная закономерность: в близких низкоэнергетических условиях отложениям с более крупным зерном (свыше 0,65 мм; Allen, 1970) соответствует текстура тонкой косой, а не горизонтальной слоистости.

Крупная косая слоистость, хотя и связана с небольшой скоростью течения, свидетельствует о большей энергии потока, чем при тонкой горизонтальной слоистости и мелкой косой слоистости. В связи с этим контур изолиний на карте частоты встречаемости крупной косой слоистости (рис. 20) почти совпадает по форме с контуром изолиний на карте частоты встречаемости тонкой горизонтальной слоистости с линейностью течения (рис. 18). Основное различие заключается в том, что на первой из этих двух карт к югу от Белостока нет локального максимума. По-видимому, скорость процессов осадконакопления была здесь слишком велика для того, чтобы во время существования течений, приносящих и отлагающих песчаный материал, могли возникать знаки ряби, образующие описываемую текстуру.

Карта частоты встречаемости текстур деформации (рис. 21) особенно трудна для интерпретации. К текстурам деформации относят все текстуры, связанные с механическим нарушением первоначальных отложений (см. рис. 32—4; 33—2; 34—1). Эти текстуры образовались в результате подводного оползания осадка или, по-видимому, чаще — вследствие неустойчивости его плотностного расслоения (Anketell et al., 1970). Почти идентичные деформационные текстуры могут возникать под действием различных импульсов, нарушающих внутреннее равновесие отложений. К таким импульсам можно отнести сейсмические толчки, неожиданный наплыв тяжелой взвеси, увеличение нагрузки от накапливающихся вышележащих отложений и т.д. (Bogacz et al. 1968).

Карта частоты встречаемости текстур деформации (см. рис. 21) свидетельствует о том, что они наиболее многочисленны в районах, расположенных к юго-западу

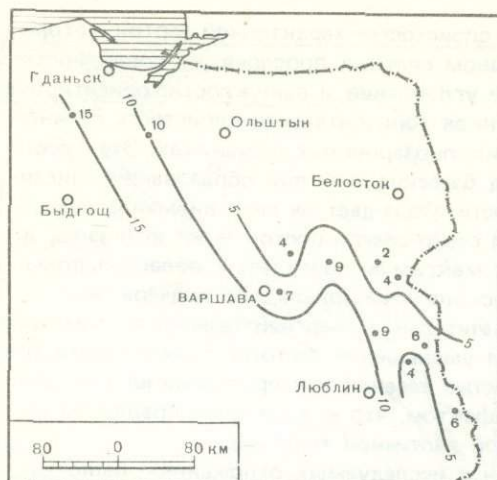


Рис. 20. Карта частоты встречаемости крупной косой слоистости

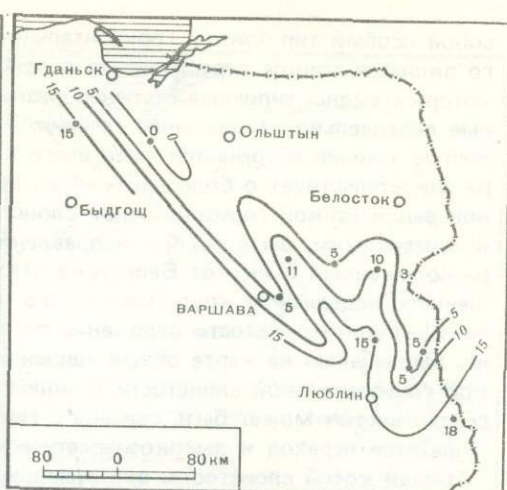


Рис. 21. Карта частоты встречаемости деформационных тектур

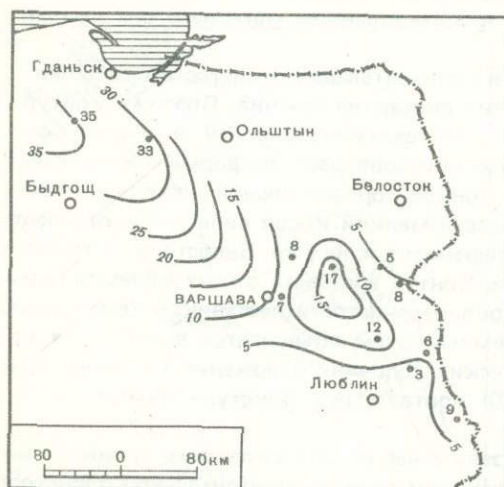


Рис. 22. Карта частоты встречаемости биотурбационных тектур



Рис. 23. Карта частоты встречаемости трещин усыхания

от линии Прабуты—Окунев и Вышкуп—Стадники—Радзынь, а также в районе Бялополе. Если допустить, что эти тектуры возникали только в результате подводных оползней и перемещений отложений, то упомянутые районы в период осадконакопления характеризовались более крутыми наклонами дна по сравнению с другими районами.

Особым типом тектур деформации являются тектуры биотурбационные. Этим общим термином автор обозначает тектуры, связанные с проявлениями жизнедеятельности организмов, нарушающих первоначальную текстуру неконсолированного осадка. Это чаще всего *fodinichnia* (см. рис. 34—3,6), значительно реже *pascichnia* (см. рис. 34—5) и спорадически *dominichnia* (см. рис. 34—2,4).

Развитие ин- и эпифауны, жизнедеятельность которой обуславливает образование тектур биотурбации, зависит прежде всего от режима проветривания придонных вод бассейна и от скорости седиментации. Карта частоты встречаемости тектур биотурбации (рис. 22) свидетельствует о том, что наиболее благоприятные условия для процветания донной фауны существовали в пределах полосы, ось которой про-

ходит в направлении Косцежина—Радзынь. Меньшая частота встречаемости этих текстур на северо-востоке от этой полосы, по-видимому, связана с большими скоростями осадконакопления (район Стадник), в то время как к юго-западу от упомянутой полосы это явление может быть связано с более слабым проветриванием придонных вод (район Крове Багно).

Трещины усыхания в исследуемом материале (см. рис. 34—7) отличаются не полнотой морфологического развития, что характерно для трещин, образовавшихся также и в подводных условиях (Roniewicz, 1965). Карта частоты встречаемости трещин усыхания (рис. 23) свидетельствует о том, что их число возрастает на север и северо-восток от линии Косцежина—Прабуты—Окунев—Вротнув—Мельник—Радзынь. Другими словами, их количество увеличивается по мере приближения к береговым частям бассейна. Это позволяет предположить, что описываемая текстура возникла прежде всего в условиях кратковременного осушения дна бассейна.

Комплекс осадочных текстур, встречающихся в исследованных отложениях, типичен для отложений мелких эпиконтинентальных морей. Отложения литологической группы С (тонкопереслаивающиеся аргиллиты и песчаники) образовались либо в относительно удаленных от берега частях бассейна (удаленные также и от источника обломочного материала), либо в условиях барьерной аккумуляции песчанистого материала — непосредственно в прибрежной полосе между береговой линией и песчаным барьером. Горные породы литологической группы В (мелко- и среднезернистые песчаники) образовались в переходных зонах между районами седиментации отложений группы А и С. Породы группы А формировались в условиях прибрежной аккумуляции обломочного материала вдоль береговой линии, а в условиях барьерной аккумуляции — на обмелевших участках песчаных барьеров.

Типы отложений, описанных в настоящей работе, а также отмеченные в них осадочные текстуры, аналогичны тем, которые встречаются в зоне действия приливов и отливов (Klein, 1970; Reineck, Singh, 1973). Однако в исследованных породах не найдено такое подтверждение действия приливов и отливов, как наличие пачки с косой слоистостью, в которых смежные серии косых слойков подтверждали бы наличие противоположных направлений течений.

Литологическая корреляция по процентному содержанию мощностей пород

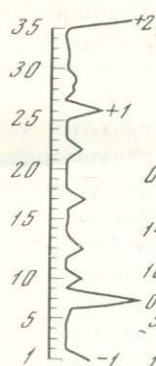
Корреляция по процентному содержанию мощности отложений (Jaworowski, 1975) была использована при литологической корреляции песчаников. Для сокращения текста здесь и в дальнейшем под "песчаниками" подразумеваются как собственные песчаники, так и конгломераты. Для проведения этой "процентно-мощностной" литологической корреляции необходимо: 1) сложить мощности всех прослоев песчаников данного разреза и принять ее за 100%; 2) вычислить, какой процент от общей мощности песчаников данного разреза составляют его отдельные прослои; 3) построить коррелограмму, для чего:

- на оси ординат нанести на равных расстояниях друг от друга номера очередных прослоев песчаников;
- на оси абсцисс отложить значения процентов, соответствующие отдельным прослоям песчаников;

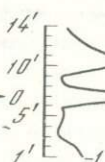
— соединить полученные точки и получить кривую литологической корреляции.

В случае разрезов, сложенных почти исключительно песчаниками, коррелограммы содержат слишком мало точек и не могут сравниваться с коррелограммами разрезов, представленных чередованием песчаников и аргиллитов. В таких случаях возникает необходимость дифференциации полученных коррелограмм. При такой дифференциации во внимание принимаются не все слои песчаников, а только крупнозернистые; при этом слои, представленные другими породами, например мелкозернистыми песчаниками, не принимаются в расчет. Следующий шаг заключается в суммировании мощностей всех слоев крупнозернистых песчаников; далее ход построений такой же, как указывалось выше. На дифференцированных коррелограммах номера очередных слоев помечают сверху черточкой (рис. 24).

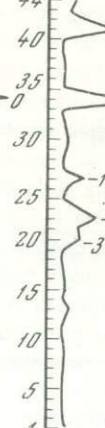
Косыцелжина



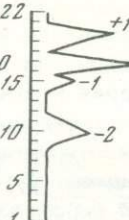
Окунев



Радзынь



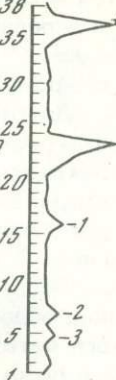
Каппанасы



Краде багно

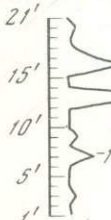


Бялапале



Вышкуп

Прабугты



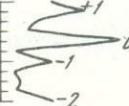
Вратнув



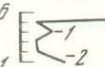
Стайники



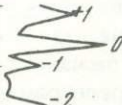
Мельник I



Мельник



Мельник I

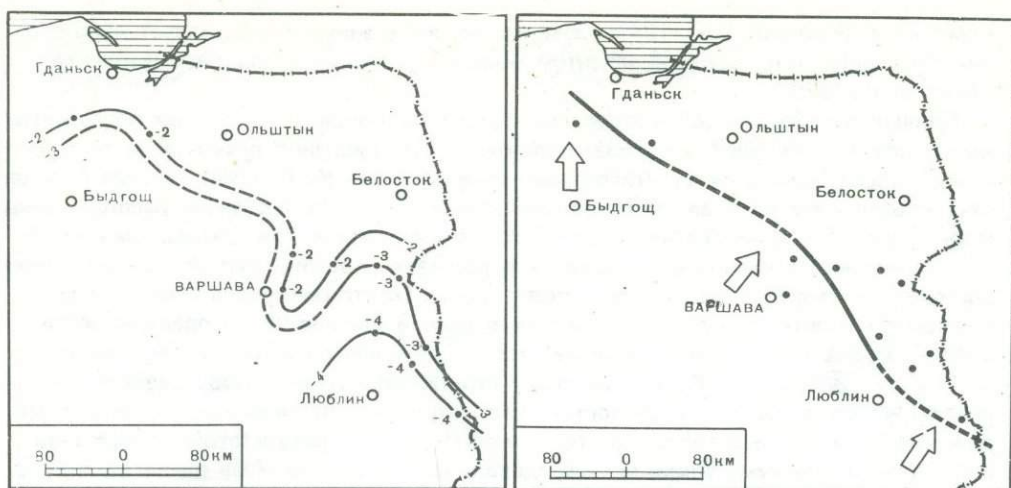


Р и с. 24. Коррелограммы исследованных разрезов

Слои песчаников коррелируют, сопоставляя между собой наиболее выразительные пики кривых.

Коррелограммы, построенные по всем исследованным разрезам, показаны на рис. 24. Вид коррелограммы до и после дифференциации (на примере скв. Мельника) показан в нижней части рис. 24. Коррелограммы, приведенные на рисунке, построены не только для морских отложений, залегающих ниже хольмиевого горизонта, но и для вышележащих горных пород (подошва хольмиевого горизонта). На всех кривых выделяется один особенно характерный пик, который принят в качестве репера и обозначен номером 0. Остальные пики, расположенные выше нулевого, пронумерованы положительными числами, нижележащие — отрицательными.

Если слою номер X в одном разрезе соответствует слой номер V в другом разрезе, то литологическими эквивалентами считаются экстремальные для этих слоев



Р и с. 25. Карта "времени" трансгрессии

Р и с. 26. Карта возраста нулевых экстремальных точек

точки. Экстремальные точки для слоев песчаников определяют следующим образом:

1) это центр интервала, сложенного наиболее крупнозернистым песчаником, если выше и ниже этого интервала залегают отложения с такой же крупностью зерна;

2) если это условие не выполняется, это подошва или кровля интервала, представленного наиболее крупнозернистым песчаником, в зависимости от того, где наблюдается наиболее резкая смена величины зерна (например, подошва очень крупнозернистого песчаника, если под ним залегают среднезернистый, и над ним — крупнозернистый песчаник).

Отложения, отделенные друг от друга экстремальными точками, представляют собой различные этапы седиментации. Чтобы избежать путаницы, нумеруют как экстремальные точки, так и этапы седиментации. При этом одинаковыми номерами обозначают: — рассматриваемый пик на кривой литологической корреляции; — этап седиментации, начало которого соответствует этой точке.

Кривые литологической корреляции были использованы для построения карты "времени" трансгрессии. При построении карты возле точек, соответствующих исследуемым скважинам, были проставлены номера этапов седиментации, которыми начинались изученные разрезы. Например, если в одном из разрезов наименьшим номером из всех экстремальных точек является "минус два", то нижележащие отложения в соответствии с принятым выше принципом относятся к этапу "минус три", и это значение приводилось на карте. Соединяя соответствующими линиями одинаковые номера, получали карту литологической корреляции "времени" трансгрессии (рис. 25).

Понятие "время" трансгрессии заключено в кавычки в связи с тем, что оно используется для литологической характеристики. Невозможно с уверенностью сказать (в хроностратиграфическом смысле), что в областях, имеющих более низкие номера, обозначающие этап седиментации, с которого начинается исследуемый разрез, седиментация началась действительно раньше, чем в областях с более высокими номерами. Поэтому какие-либо хронологические выводы, основанные на литологической корреляции, необходимо делать с большой осторожностью.

Характер изолиний "времени" трансгрессии (см. рис. 25) показывает, что она развивалась с юга на север, а также с юго-запада на северо-восток, захватывая в первую очередь район Бялополе—Радзынь—Мельник. Область, ранее всего охваченная трансгрессией, в первом приближении совпадает с областью развития в кристаллическом фундаменте Подляского свекофенно-карельского метаморфического

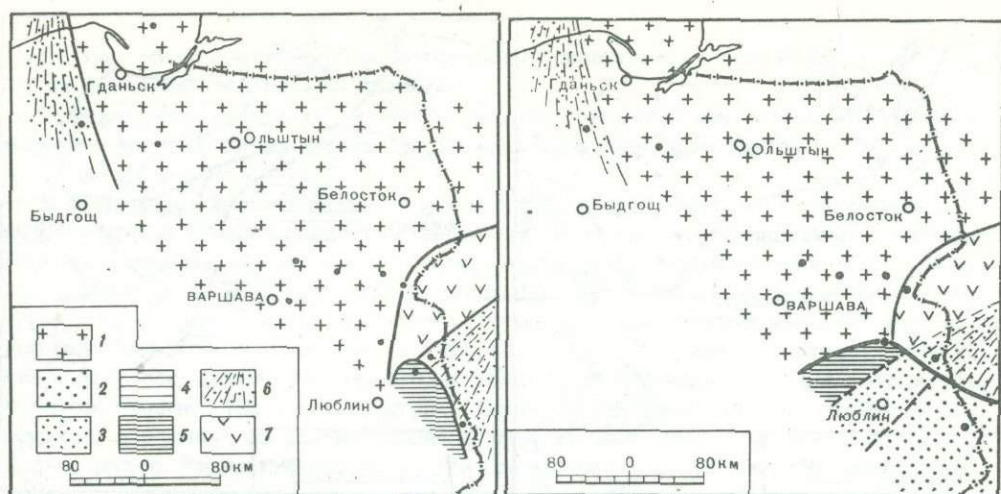
комплекса (Kubicki et al, 1972), а также вулканогенных пород славатыцкой серии. Эта серия является эквивалентом волынской серии вендского комплекса (Aren et al., 1975).

Кривые литологической корреляции были использованы также при построении карты возраста нулевой экстремальной точки. Из сравнения результатов литологической корреляции с биостратиграфическими данными К. Лендзён (устное сообщение) следует, что нулевая экстремальная точка в разрезах скважин, расположенных к юго-западу от линии на карте (рис. 26), приурочена к климонтовскому ярусу, т.е. соответствует нижнему кембрию, а в разрезах скважин, расположенных северо-восточнее этой линии, находится в более молодых отложениях, а именно в холмиевом горизонте. Это объясняется тем, что слой песчаников, в пределах которого выделена нулевая экстремальная точка, не является изохронным и смещается от более древнего к более молодому стратиграфическому подразделению в направлении юго-запад — северо-восток. Рассматривая этот слой как окраинные отложения бассейна, независимо от того, является ли он результатом прибрежной или барьерной аккумуляции, можно сделать вывод, что по мере развития трансгрессии береговая фация смещалась в направлении юго-запад—северо-восток, которое на карте (см. рис. 26) обозначено стрелками. Показанная на карте граница между областями с различным возрастом нулевой экстремальной точки иллюстрирует общее направление, вдоль которого была вытянута береговая линия бассейна, смещающаяся с течением времени с юго-запада на северо-восток.

Развитие древнейшей трансгрессии в Юго-Восточной Польше

При анализе развития вендско-кембрийской трансгрессии в юго-восточной Польше была построена серия пластовых карт "подкладки". Под пластовыми картами понимаются геологические карты горизонтальных поверхностей, находящихся на избранной (арбитражной) глубине, ниже принятой относительной поверхности. Другими словами, на пластовых картах изображены поверхности, полученные в результате рассечения геологического тела на ряд слоев с произвольно избранными мощностями. В предлагаемой работе относительной поверхностью считается граница между зоной Holmia и климонтовским ярусом. Эта граница условно принята как горизонтальная поверхность, а нижележащие отложения разделены параллельными к ней сечениями, проходящими на глубинах, соответствующих тем, на которых в данных скважинах обнаружена подошва исследуемых пород. Например, в скв. Мельник подошва этих пород обнаружена на глубине 72,2 м ниже границы зоны Holmia — климонтовский ярус. На карте поверхности этой глубины, т.е. на карте координаты Мельника, в точке этой скважины отмечен тип породы, залегающий на отложениях, находящихся непосредственно ниже. В остальных скважинах также отмечен тип пород, установленных точками, находящимися на глубине 72,2 м ниже границы зона Holmia — климонтовский ярус. Затем соответствующей штриховкой (рис. 27) покрывается площадь распространения аналогичных пород. Таким образом, получается пластовая карта — координата Мельник.

Карты, построенные таким способом, являются одновременно картами "подкладки" (англ. "worm's eye map"; Levorsen, 1960), так как в месте каждого разреза отмечается тип пород, залегающих непосредственно на картирующей поверхности. К работе приложены карты "подкладки", составленные для координат (т.е. для глубин залегания подошв исследуемых осадков ниже границы зона Holmia — климонтовский ярус) скважин Бялополе, Радзынь, Мельник. Они дополнены картой "подкладки", составленной для нижней границы горизонта Holmia. Эти карты истолковываются как палеогеографические карты, однако следует подчеркнуть, что это является значительным упрощением. Основная неточность состоит в том, что упомянутые карты (за исключением карты "подкладки" нижней границы зоны Holmia) являются изображением поверхностей, которые не являются изохронными. Тем не менее они дают материал для интересных наблюдений, которые в будущем следует уточнить, если будет дана более детальная биостратиграфиче-



Р и с. 27. Послойная карта "подкладки" — ордината Бялополя

1 — кристаллический фундамент; 2 — конгломераты и гравелиты и крупнозернистые песчаники; 3 — средне- и мелкозернистые песчаники; 4 — полосчатые алевроиты и аргиллиты; 5 — аргиллиты; 6 — континентальные аллювиальные отложения; 7 — вулканогенные породы волинской серии

Р и с. 28. Послойная карта "подкладки" — ордината Радзынь

Условные обозначения см. на рис. 27

ская корреляция исследованных разрезов. При анализе составленных карт вырисовывается следующая картина развития вендско-кембрийской трансгрессии.

Координата Бялополя (см. рис. 27). Трансгрессия моря распространяется в юго-восточную Польшу, охватывая главным образом площадь, на которой раньше накапливались вулканогенные образования славатыцкой (= волинской) серии. Вначале море продвигалось на север и северо-запад, т.е. с юга на север и с юго-востока на северо-запад, используя депрессию кристаллического фундамента, заполненную образованиями славатыцкой серии. Направление этой депрессии совпадает с волинским структурным планом. На территории упомянутой депрессии на суше местами отлагались красноцветные отложения семятыцкой серии (Арень, Лендзён, 1974). В северной Польше к западу и юго-западу от Гданьска в депрессии кристаллического фундамента формируются отложения жарновецкой серии (Lendzion, 1970), в которой также отмечается красная краска. Как семятыцкая, так и жарновецкая серии являются континентальными аллювиальными отложениями. Из рассмотрения карты (см. рис. 27) следует, что отложения семятыцкой серии переслаиваются с морскими отложениями, появляющимися в юго-восточной Польше. Интересно отметить, что базальным звеном трансгрессии являются аргиллитовые осадки. Позже наступает расширение границ моря (см. координата Радзынь, рис. 28), которое выходит за пределы депрессии, выполненной славатыцкой серией. Как в вышеупомянутой депрессии, так и на запад и юго-запад от Гданьска продолжается накопление континентальных аллювиальных отложений. Морские осадки в Бялополе, расположенном, вероятно, на продолжении осевой части аллювиального конуса, представлены более крупнозернистым песчаником, чем наблюдался в Крове Багно, куда доходил материал с окраинных частей конуса. В разрезе Радзыня отмечаются аргиллитовые осадки, которые, так же как и в Бялополе (см. рис. 27), составляют основное звено трансгрессивно залегающей серии.

Развивающаяся трансгрессия (координата Мельник, рис. 29) охватывает область, расположенную к юго-западу от линии Прабуть—Мельник. Береговая линия этого времени идет в направлении северо-запад—юго-восток, что связано с постепенным погружением склона Восточно-Европейской платформы в направлении северо-

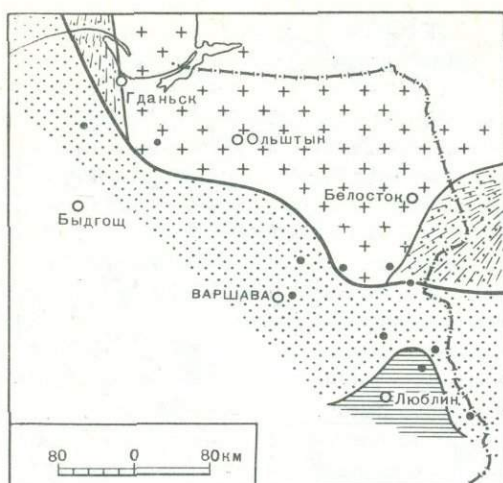


Рис. 29

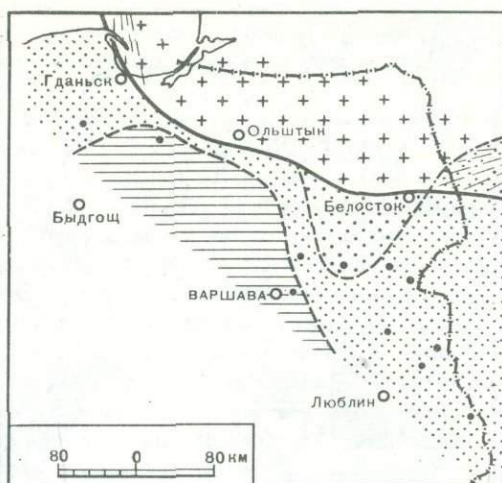


Рис. 30



Рис. 31

Рис. 29. Послойная карта "подкладки" — ордината Мельник

Условные обозначения см. на рис. 27

Рис. 30. Карта "подкладки" нижней границы гольмиевого горизонта

Условные обозначения см. на рис. 27

Рис. 31. Карта мощностей морских отложений, залегающих ниже гольмиевого горизонта

восток—юго-запад. Другими словами, на составленной карте (см. рис. 29) контур бассейна седиментации совпадает с нижнепалеозойским структурным планом.

В депрессиях кристаллического фундамента к юго-востоку от Белостока и к западу от Гданьска продолжают отлагаться континентальные аллювиальные осадки, которые, так же как и кристаллический фундамент, постепенно были залиты морем. В разрезе Мельника основным базальным звеном трансгрессивной серии пород являются относительно мелкозернистые песчаники; аргиллитовая фация, появляющаяся в начале трансгрессии моря в районе Люблина, сюда уже не доходила. Песчаные осадки этого типа распространяются почти на всю площадь бассейна. Только в районе Крове Багно и, вероятно, еще дальше к югу, осаждались аргиллиты.

Нижняя граница зоны Holmia (рис. 30). Продолжается перемещение береговой линии к северо-востоку. Она проходит через Гданьск—Ольштын—Белосток. В районе Прабуты—Окунев отлагаются тонкопереслаивающиеся песчаники и аргиллиты, а на остальном пространстве — средне- и мелкозернистые песчаники. Исключение составляет пространство, расположенное к юго-западу от Белостока (район Вротнова), где появляются песчаники более крупнозернистые. Распространение тонкопереслаивающихся песчаников и аргиллитов свидетельствует о том, что их появление зависит не только от близости берегов бассейна, но также от поднятия и эрозии отдельных участков кристаллического фундамента. К северо-востоку от Ольштына эти процессы были менее интенсивны, чем в других райо-

нах. Этим объясняется появление тонкопереслаивающихся песчаников и аргиллитов (а не песчаников) в районе Прабута.

В депрессиях (впадинах) кристаллического фундамента к северу от Гданьска и северо-востоку от Белостока продолжалась седиментация континентальных аллювиальных осадков.

В заключение анализа развития вендо-кембрийской морской трансгрессии в юго-восточной Польше следует остановиться на мощности исследуемых отложений. При этом необходимо отметить, что при определении мощности морских отложений древнее зоны Holmia в разрезах Радзыня и Бялополя к ним отнесены также аргиллиты с прослойками аркозовых песчаников, залегающие непосредственно на доверхневендском фундаменте. О правильности такого подхода говорит нахождение в этих породах многих осадочных текстур, появляющихся выше в несомненно морских осадках. Напротив текстуры, типичные для аркозовых континентальных осадков, известных из других разрезов (семятыцкая серия), встречаются здесь довольно редко. Рассматриваемые осадки составляют краевую часть аллювиальных конусов, отложившихся непосредственно в морской среде или переотложенных водами наступающего моря.

Карта мощности морских осадков древнее зоны Holmia (рис. 31) иллюстрирует интенсивность прогибания фундамента седиментационного бассейна (во время начала трансгрессии—кровля климонтовского яруса). Мощность исследованных пород определяется равнодействующей всех движений опускания и поднятия упомянутого фундамента, а также всех сопутствующих процессов эрозии областей сноса и аккумуляции в бассейне седиментации. Контуры изопакит свидетельствуют о том, что окраинная часть Восточно-Европейской платформы на исследуемой территории опускалась постепенно в направлении с северо-востока на юго-запад и одновременно между Белостоком и Люблином опускалась в направлении с севера на юг. Отсюда — наибольший тектонический объем бассейна седиментации в окрестностях Люблина (район Радзынь-Крове Багно—Бялополе), которых прежде всего достигла вендокембрийская трансгрессия (ср. рис. 25, 27, 28) и где накопилось больше всего осадков, отложенных этой трансгрессией.

Проблема непрерывности разрезов

Решение этой проблемы на основе материала, полученного при бурении, является довольно трудной задачей, особенно когда этот материал не является полным (неполный выход керна, потери керна, связанные с предшествующими исследованиями). По-видимому, изученные отложения представляют собой непрерывную последовательность горных пород. Все отмеченные в них размывы имели локальный характер. Присутствие размывов подобного типа является характерной особенностью седиментации в мелком эпиконтинентальном море.

Необходимо отличать размывы, вызванные причинами регионального масштаба, действующими как бы "сверху", выходящими за пределы бассейна, от размывов, связанных с естественным ходом осадконакопления бассейна. Примером последних могут быть размывы, связанные с миграцией русел приливно-отливных течений. Наличие таких размывов не связано с изменениями среды седиментации и не свидетельствует о существенных перерывах в осадконакоплении, поскольку в областях, примыкающих к руслам, аккумуляция происходит непрерывно, а в пределах самих русел накопление отложений начинается сразу же после прекращения эрозии.

Необходимо отдельно рассмотреть вопрос, связанный с отсутствием в юго-восточной части Польши, т.е. в разрезах Бялополе, Крове Багно, Каплоносы, Радзынь, Мельник, Стадники, так называемой зоны Mobergella.

Этот факт может свидетельствовать:

- о перерыве в осадконакоплении, охватывающем упомянутый горизонт;
- о последующем (дохолмиевом) размыве подстилающих отложений;
- об ограниченном распространении руководящей фауны зоны Mobergella.

В связи с тем, что отложения холмиевого горизонта по своим литологическим особенностям не отличаются от нижележащих морских отложений, наиболее вероятным представляется последнее из высказанных предположений.

Выводы

1. Отложения верхнего венда дохолмиевого кембрия (климонтовский ярус) в юго-восточной Польше формировались в условиях мелкого эпиконтинентального бассейна и, возможно, в приливно-отливной зоне. Об этом свидетельствуют характерные осадочные текстуры. Вместе с тем текстуры, являющиеся бесспорным доказательством формирования отложений в приливно-отливной зоне, обнаружены не были.

2. Песчаный материал в седиментационный бассейн поступал главным образом с севера и востока. Источник песчаного материала располагался в пределах Мазовецкого гранитоидного массива кристаллического фундамента (Kubicki et al., 1972). С этим массивом связано первое из отмеченных выше направлений. Большая часть крупнозернистого песчаного материала была принесена с востока, вероятнее всего — с Украинского кристаллического массива.

3. Красная окраска пород, формировавшихся в бассейне, имеет локальный характер и не может быть использована в качестве отличительного литолого-стратиграфического признака.

4. Первоначально наступление моря на сушу происходило в направлении с юга на север и с юго-востока на северо-запад, а затем в направлении с юго-запада на северо-восток.

Первое из этих направлений связано с дифференциацией движений и морфологией кристаллического фундамента на границе кембрия и докембрия и прежде всего с опусканием Подлясского свекофенно-карельского метаморфического комплекса при одновременном поднятии Мазовецкого гранитоидного массива (Рыка, 1970).

5. Фациальные зоны бассейна и его береговая линия в период образования описанных отложений протягивались главным образом с северо-запада на юго-восток. По мере развития трансгрессии береговая линия перемещалась на северо-восток.

6. Континентальные аллювиальные отложения, подстилающие местами древнейшие морские отложения юго-восточной Польши (семятыцкая и жарновецкая серии) накапливались в пониженных участках кристаллического фундамента как до начала трансгрессии, так и после ее наступления. Воды морского бассейна вторгались как на обнаженный кристаллический фундамент и вулканогенные породы волинской серии, так и в область накопления континентальных аллювиальных отложений. Между последними и залегающими выше морскими отложениями наблюдаются относительно непрерывные вертикальные и горизонтальные переходы, однако при этом не исключены кратковременные перерывы в осадконакоплении.

7. Основным звеном первой фазы трансгрессии были аргиллиты и тонкопереслаивающиеся песчаники и аргиллиты (в основном любельская серия), отлагающиеся в прибрежных частях бассейна (между береговой линией и песчаным барьером). В более поздних фазах трансгрессии ее основным звеном были прибрежные песчанистые отложения. В профилях, проходящих севернее линии Радзынь—Каплоньсы, эти отложения сменяют фацию аргиллитов и тонкопереслаивающихся аргиллитов и песчаников любельской серии. Отсутствие этой серии в упомянутой области не связано ни с ее эрозией, ни с продолжительными перерывами в осадконакоплении между морскими отложениями и континентальными (семятыцкая серия).

8. Характер изолиний на картах частоты встречаемости осадочных текстур, на литолого-фациальной карте и карте мощностей свидетельствует о том, что на процессы осадконакопления значительное влияние оказывало погружение кристаллического фундамента в направлении с севера на юг и с северо-востока на юго-запад. Первое из них связано с волинским, а второе — с нижнепалеозойским структурным планом Восточно-Европейской платформы в пределах территории Юго-Восточной Польши.

9. Преобразование структурного плана Восточно-Европейской платформы из волинского в нижнепалеозойский происходило в постепенно нарастающей непрерывной трансгрессии моря.

10. Среди отмеченных в литологических особенностях морских отложений верхнего венда и доломитового кембрия Юго-Восточной Польши не установлены какие-либо характерные черты, позволяющие рассматривать их как литостратиграфический критерий при проведении границы между кембрием и докембрием.

11. Изученные отложения нельзя считать монофациальными, так как они образовались в различных частях седиментационного бассейна (прибрежных и более удаленных от берега). Это затрудняет биостратиграфические исследования с целью выявления границы между кембрием и докембрием. Однако при этом необходимо отметить, что непрерывность образования этих морских отложений является благоприятным фактором для решения поставленного вопроса. Типы пород, рассмотренных в настоящем разделе монографии, изображены на рис. 32, 33, 34 (см. вкл.).

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ И НИЖНЕГО КЕМБРИЯ БАЛТИЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

В пределах исследованной части Балтийской синеклизы на кристаллическом фундаменте, сложенном различными толщами как магматического, так и метаморфического происхождения, развита кора выветривания переменной мощности, возникшая в условиях, благоприятствовавших развитию химического выветривания. Период образования этой коры выветривания был очень длительным, о чем свидетельствуют перекрывающие ее осадочные образования. В восточной части эти отложения представлены породами нижнего кембрия, изученными в глубоких буровых скважинах Гольдап, Кентжин и Прабуты. В северной части исследованного района в скв. Жарновец кора выветривания кристаллического фундамента перекрыта осадочными толщами венда. В западной и юго-западной части Балтийской синеклизы на выветрелом кристаллическом фундаменте, вскрытом скважинами Дар-жлюбье, Косцежина и Слупск, залегают осадочные серии, относимые автором к йотнию, перекрытые образованиями венда, которые автор параллелизует со славытской и любельской сериями Арень и Лендзён (Арень, Лендзён, 1974).

Нижний кембрий, залегающий как на кристаллическом фундаменте, так и на осадочном неметаморфизованном докембрии, представлен отложениями, включающими обломочный материал с признаками интенсивного воздействия процессов химического выветривания.

Расположение проанализированных профилей показано на рис. 35, а схема литостратиграфической корреляции верхнего докембрия Балтийской синеклизы — на рис. 36.

Исследования главных породообразующих минералов были проведены автором по материалам Геологического института ПНР. Эти материалы для неметаморфизованного осадочного покрова кристаллического фундамента Балтийской синеклизы были частично опубликованы (Lydka, 1973, 1974, 1975 а, б). Следует отметить, что изученные неметаморфизованные породы рассматривались геологами как одна непрерывная жарновецкая серия. Эти породы представляют собой серию относительно небольшой мощности около 100–130 м. Нужно иметь в виду, что рассматриваемые породы располагаются в настоящее время на глубине 3000–5000 м под толщей более молодых пород, в которые местами внедрялись магматические породы, консолидировавшиеся в гипабиссальных условиях (например, Ольштын, Пасленк; Juskowiakowa, Juskowiak, 1974). Породы на этих глубинах подвергались воздействию эпигенетических процессов, таких, как каолинизация, серицитизация, хлоритизация, карбонатизация, изменявшихся с глубиной. Градиент изменения этих процессов нельзя в исследованном районе определить макроскопически. Образования разных формаций, обладающие чертами, различными при подробном микроскопическом изучении, в результате воздействия вторичных процессов макроскопически не различаются и поэтому рассматриваются геологами, изучавшими разрезы, как принадлежащие к непрерывной единой серии.

Венд-славатыцкая свита. На глубинах от 4991 до 4937 м располагается другая толща пород общей мощностью 54 м, возникающая, скорее всего, в водной среде. Об этом говорит отчетливо слоистое расположение минеральных компонентов, часто отсортированных по фракциям, либо образующих ритмичную слоистость. Зерна минералов отличаются по степени окатанности; преобладают хорошо окатанные или полуокатанные обломки. Главные породообразующие компоненты в этой серии аналогичны предыдущей, изменяются только их количественные соотношения. Количественно снижается значение обломков пород фундамента и латеритовой составляющей. Другой характерной чертой этого комплекса является присутствие тонких прослоев, содержащих пирокластический материал мощностью до 2 см. Эти прослои туффитового характера, состоят в основном из идиоморфных и субидиоморфных чешуек бурого биотита. Последнему сопутствуют остроугольные зерна кварца и полевого шпата, часто с вогнутыми краями, и обломки вулканического стекла. Как полевые шпаты, так и вулканическое стекло в значительной степени серицитизированы. Такие прослойки установлены в образцах с глубины 4988 и 4986 м. На других уровнях пирокластический материал встречается в рассеянном состоянии среди терригенных пород. Характерной чертой рассматриваемых отложений является присутствие среди тонкопелитовой фракции смешанно-слоистых глинистых минералов, с базальными рефлексамми порядка 12–10,8 Å.

Венд-любельская свита. Выше в рассматриваемом разрезе различается толща (4937–4927 м), представленная кварцевыми песчаниками с серицитовым цементом. Зерна кварца очень хорошо окатаны. Среди песчаников, содержащих материал высокой степени отсортированности, появляется тонкий двухсантиметровый прослой темного, почти черного тонколистоватого сапропелевого сланца. Микроскопически в нем распознается темно-бурая нераскристаллизованная сапропелевая масса, мелкие остроугольные зерна кварца и полевого шпата и тонкопелитовые карбонатные минералы (кальцит и доломит), а также бурые окислы железа, по облику напоминающие гётит.

Кембрий. В интервале 4927–4158 м наблюдаются типичные породы кембрия, представляющие собой тонкослоистые алеврито-глинистые породы, алевролиты и кварцевые песчаники с хорошо сортированным материалом. Нередко в них содержится глауконит. В нижней части нижнего кембрия в песчаниках, помимо кварца, присутствуют полевые шпаты, среди которых преобладают калиевые полевые шпаты, представленные в основном микроклином. В средней части количество полевых шпатов уменьшается почти до нуля, а в верхней части среднего кембрия начинают постепенно появляться плагиоклазы, в основном альбит, редко более щелочные. В то же время в комплексе глинистых минералов кембрия наблюдаются значительные различия. В средних частях разреза наблюдается заметная концентрация каолинита, в то время как в нижних преобладают минералы из группы иллита, а в верхних частях среди других глинистых минералов появляются большие концентрации хлорита.

Косцежина

Йотний. На продуктах выветривания амфиболово-пироксеново-биотитовых кварцевых диоритов залегает песчано-дресвяный элювий (реголит), сложенный остроугольными обломками пород, происходящих непосредственно из подстилающих толщ. Материал в своей основной массе несортирован и образовался в результате химико-механической дезинтеграции на месте, либо подвергался транспортировке на небольшое расстояние, так что во время переноса не имели места сортировка или пространственное упорядочение удлиненных обломков. Реголиты были установлены среди толщ, вскрытых на глубинах от 5145 до 5031,5 м; мощность их около 114 м. Среди этой толщи различаются осадки с отчетливой текстурой, сформировавшейся в результате делювиальных процессов. При этом образовывались тонкие прослои, сложенные зернами тяжелых минералов, главным образом окислов железа, среди которых присутствуют единичные зерна циркона. Тонкие прослои натурального шлиха установлены, например, на глубине 5050 и 5033,6 м.

Породы, слагающие эту серию, представляют собой материал, интенсивно переработанный процессами химического выветривания, благодаря которым были удалены неустойчивые компоненты. В результате образовалась сохранившаяся в качестве реликтов латеритовая масса в виде неправильных прослоев, изгибающихся среди зернистого материала, выполняющего роль цемента. Вторичные процессы частично преобразовали ее в грубокристаллический каолинит, частью в серицит и хлорит; остатки сохранились как скрытокристаллические водные гидроокислы железа. Из первичных полевых шпатов наиболее устойчивым оказался альбит, который наряду со слюдами и хлоритами при участии кварца представляет собой основной минеральный компонент данной серии.

Венд-славатыцкая и любельская свиты. Материалы с глубины от 5031,5 до 5021,0 м представляют собой особую толщу пород; она начинается осадками с очень сильно выветрелым материалом, бедным неустойчивыми компонентами. Среди материалов, наблюдаемых на глубине 5031 м, начинают появляться полевые шпаты, в основном микроклин. На этой глубине появляются не только отдельные минеральные зерна, но также и обломки пород кристаллического фундамента. Характерным элементом этой толщи являются наблюдавшиеся на глубине 5025,5 и 5022,0 м тонкие прослойки пирокластического материала с бурым биотитом, остроугольным кварцем характерного облика и вулканическим стеклом, а также с полевыми шпатами. Стекло и полевые шпаты в значительной степени замещены массой грубокристаллического серицита. Цемент в породах рассматриваемой толщи представлен серицитом, местами перекристаллизованным в мусковит, который кое-где сопровождается хлоритом. Толща заканчивается тонким шестоватым прослоем тонкопелитового сапропелита, в котором среди бурой неопределимой массы сапропелевого вещества присутствуют пелитовые карбонаты (кальцит, доломит и сидерит), а также мелкие остроугольные зерна кварца и альбита.

Кембрий. С глубины 5021 м начинаются породы типичного кембрия. Осадконакопление в кембрии начиналось с кварцевых, хорошо отсортированных песчаников с серицитовым цементом, местами (гнездообразно) с карбонатным цементом. Переходные слои содержат деградированные под воздействием химического выветривания слюдистые минералы (главным образом биотит). До глубины 4791 м наблюдается присутствие пород с содержанием относительно слабо отсортированного обломочного материала, происходящего непосредственно из области сноса, что выражается в сравнительно большом содержании в песчаниках и аргиллитах как микроклина, так и плагиоклазов, главным образом альбита.

Среди осадков, установленных на глубине около 4790 м и выше, наблюдаются изменения в составе терригенного материала. Все разновидности полевых шпатов исчезают, присутствуя лишь в ничтожных количествах. Преобладает кварц, который в различных количествах сопровождается глауконитом.

В переходной части описываемой серии появляются гравийные песчаники, в образцах с глубины 4749 м присутствуют мелкие обломки фосфорита. В качестве цемента в песчаниках и аргиллитах появляется кварц наряду с гнездами карбонатов и серицито-каолининового цемента. В образцах с глубины 4633–4502 м наблюдается в повышенных количествах каолинит, преобладающий над тонкопелитовыми компонентами. Смена вещественного состава в породах кембрия отмечается еще на глубине 4433–4427 м, где появляются характерные для верхнего кембрия этого региона отложения, богатые карбонатами.

Даржлуге

Йотний. На амфиболовых гнейсах плагиоклаз-микроклинового состава, обнаруживающих признаки гипергенного выветривания (проявляющегося в хлоритизации амфиболов, серицитизации полевых шпатов и карбонатизации всех вторичных продуктов) залегает толща грубозернистых несортированных гравийных песчаников, изученная по образцам с глубины 3510–3504 м. Они содержат прослой более мелкозернистого материала, обнаруживающего признаки пространственной ориентировки (параллельное расположение зерен по длинной оси). Из минералов преобладают зерна кварца и обломки пород кристаллического основания. Полевые шпа-

ты являются второстепенным по количеству компонентом и, как правило, сильно серицитизированы. Бурый биотит сильно обесцвечен. Цемент с чертами латеритовой массы в значительной мере изменен эпигенетическими процессами и замещен грубокристаллическим серицитом, сопровождаемым хлоритом. Местами среди крупных скоплений цемента наблюдаются гнезда грубокристаллического каолинита. Грубокристаллическая масса цемента сложена зернами величиной 0,05—0,1 мм. Тут и там среди массы цемента видны скрытокристаллические бурые слабо просвечивающие окислы железа (гётит).

Венд-славатыцкая свита. На глубине 3502,5 м установлен слой туффитового материала мощностью в два сантиметра. Он имеет слоистую текстуру и состоит в основном из чешуек идиоморфного и субидиоморфного бурого биотита, частично обесцвеченного, и из обломков вулканического стекла, кварца и полевых шпатов. Стекло и полевые шпаты почти полностью серицитизированы; однако они сохраняют типичный для пирокластического материала внешний облик — удлинённые, стилетообразные зерна с вогнутыми гранями. Большая часть зерен пирокластического материала колеблется в пределах 0,1—0,5 мм. Следов механической обработки не наблюдается. В образцах с глубины 3502 и 3498 м среди массы несортированного материала наблюдаются тонкие прослойки естественного шлиха, представляющего единичными, ориентированными параллельно удлинению зернами тяжёлых минералов, главным образом окислов железа и реже циркона.

Венд-любельская свита. Породы, залегающие на глубине 3489—3402 м относятся к серии, отличающейся как по минералогическому составу, так и по характеру расположения зерен обломочного материала. Свита начинается с пород, обломочный материал которых обладает признаками сильного химического выветривания и переотложения в водной среде. На это указывает упорядоченное расположение обломочного материала в отсортированной или градационной слоистости. Чешуйки слюды представлены сильно обесцвеченным биотитом. Зерна кварца несут следы механической обработки. Характерно присутствие полевых шпатов, причем в их поступлении в бассейн седиментации наблюдаются значительные колебания: в нижней части свиты их немного, выше — на уровне 3441 м — их количество заметно возрастает, и они составляют один из основных породообразующих минералов песчаников и алевролитов. В нижней части свиты преобладают калиевые полевые шпаты, а плагиоклазы, представленные в основном альбитом, имеют подчиненное значение. Начиная с глубины около 3421 м, калишпаты начинают уступать альбиту. Цемент рассматриваемой серии представлен кварцем и грубокристаллическим серицитом, местами появляются гнезда базального кальцитового цемента.

Кембрий. Типичные кембрийские отложения начинаются чередованием слоистых песчаников и алеврито-глинистых сланцев в нижней своей части сложенных сильно разложившимся материалом. Все малоустойчивые компоненты уничтожены, сохранившиеся чешуйки биотита полностью обесцвечены. В нижней части нижнего кембрия наблюдаются калиевые полевые шпаты, которые на более высоких горизонтах начиная с глубины 3300 м исчезают, сохраняясь лишь в виде следов, и уступают место плагиоклазам, в основном альбиту. В пределах среднего кембрия в образцах с глубины 3204—3065 м наблюдаются повышенные количества каолинита. В распределении кварца в осадках кембрия наблюдаются четкие закономерности: нижние и верхние горизонты содержат его в значительном количестве, а на глубине 3270—3150 м наблюдается заметное снижение роли кварца.

В верхнем кембрии присутствуют осадки совершенно иного состава: в них преобладают карбонаты, в основном кальцит, в подчиненном количестве доломит. Эти породы образуют очень характерные водорослевые известняки, с прослоями мергельных сапропелевых сланцев.

Жарновец

Венд-славатыцкая и любельская свиты. На кристаллическом фундаменте, сложенном биотитовыми микроклин-плагиоклазовыми гнейсами залегает серия пород, изученных по образцам с глубины 3234,5—3202,0 м. Учитывая почти горизонтальное залегание пластов, рассматриваемая толща достигает общей мощности 33,5 м.

Это в основном грубозернистые песчаники с остроугольными зернами разной величины, с немногочисленными пропластками мелкосреднезернистых песчаников. Среди минералов преобладает кварц, единичные зерна сильно серицитизированных полевых шпатов; бурый биотит редок и в значительной степени обесцвечен. Обломки кристаллических пород представляют собой постоянный, хотя количественно и второстепенный компонент. Цемент представлен в основном грубокристаллическим серицитом, среди скоплений которого появляется грубокристаллический каолинит, реже хлорит. Местами среди пород этой толщи присутствует в небольших количествах непрозрачный цемент, сложенный в основном окислами железа (гётитом и гидрогётитом). Среди материала, взятого на глубине 3211 и 3207 м, установлены тонкие прослойки, характеризующиеся повышенной концентрацией тяжелых минералов, в основном окислов железа и цирконов. Эти прослойки возникли в результате локального перемива еще не сцементированного материала.

Кембрий. Залегающие выше породы кембрия содержат обломочный материал, сильно отличающийся от описанного в нижележащих слоях. В песчаниках и алевролитах зерна хорошо сортированы и окатаны. На глубине около 3202 м установлено присутствие грубозернистого песчаника, содержащего окатанные гравийные зерна кварца, а также окатанные обломки пород кристаллического основания. В грубозернистом материале рассеяны зерна тяжелых минералов со значительной степенью окатанности, среди которых преобладают окислы железа (магнетит, титаномагнетит, ильменит, в значительной степени разложенные и лейкоксенизированные). Цемент песчаников представлен серицито-каолининовой основной массой. Выше залегают правильно чередующиеся друг с другом прослои песчаников и глинисто-алевритовых сланцев. Породообразующим минералом является кварц; полевые шпаты и глинистые минералы занимают второстепенное место.

Проведенные анализы установили изменения концентрации кварца в разрезе кембрия в целом. В образцах с интервала примерно от 2950 до 2825 м, охватывающего около 125 м, представлена толща пород с низким содержанием кварца; на этом отрезке отмечается повышенная концентрация каолинита, заметно преобладающего над другими глинистыми минералами, такими, как минералы группы гидрослюд и хлориты. Кембрийские отложения отличаются значительным содержанием хорошо окатанных зерен кварца. Малоустойчивые компоненты почти полностью уничтожены. В наиболее низких горизонтах кембрия обнаруживается также деградация слюдястых минералов. Например, в образцах с глубины 3199 м появляются повышенные концентрации калиевых полевых шпатов, выше, начиная с глубины 3164 м, к ним присоединяются зерна плагиоклазов, в основном альбита, который на более высоких уровнях (с глубины 3046 м) является практически единственным представителем полевых шпатов. В наиболее высоких горизонтах кембрия появляются слабодоломитизированные мергели и органогенные (водорослевые) известняки, которые сопровождаются глинистыми сланцами. Верхнекембрийские отложения выявлены с глубины 2733–2724 м.

Порубы

Кембрий. Непосредственно на поверхности выветрелых амфиболово-биотит-микрклино-плагиоклазовых с сильно серицитизированными полевыми шпатами, хлоритизированным биотитом и зеленой роговой обманкой залегают кембрийские отложения. Устанавливается характерная изменчивость содержания главных минеральных компонентов, отражающая процессы геотектонического развития всей прилегающей территории. Наиболее существенными моментами следует считать: 1) трехчленное деление кембрийских пород на основе содержания кварца, 2) характерную изменчивость содержаний калиевого полевого шпата, 3) появление в самых высоких горизонтах среднего кембрия повышенных концентраций каолинита. Максимальные содержания кварца наблюдаются в нижней и верхней частях разреза (около 130 м мощности каждая), в то время как в средней части, имеющей мощность около 200 м (интервал от 3750 до 3550 м), отмечается заметное снижение роли кварца. Наиболее высокое содержание калиевого полевого шпата, представ-

ленного в основном микроклином, наблюдается в самых нижних горизонтах нижнего кембрия. В более высоких горизонтах отмечается постепенное уменьшение его содержания до ничтожных количеств в самой верхней части толщи. Появление в высоких горизонтах кембрия повышенной концентрации каолинита указывает на повышенный темп развития процессов химического выветривания на прилегающих областях сноса.

Кентшин

Кембрий. На поверхности анортозитов, в значительной степени преобразованных процессами серицитизации и карбонатизации, залегают породы нижнего кембрия, в пределах которых установлены характерные закономерности распределения минеральных компонентов. В кентшинском разрезе кембрия наблюдается двучленное стратиграфическое деление по количественному распределению кварца. Нижняя часть разреза мощностью около 120 м обнаруживает переменное содержание этого компонента, а верхняя характеризуется почти постоянным, очень высоким содержанием кварца. Более разнообразно в кембрийской толще Кентшина содержание полевых шпатов.

В нижних горизонтах кентшинского кембрия наблюдаются песчаники и алевриты, почти полностью лишенные компонентов, менее устойчивых по отношению к выветриванию, чем кварц. Это неоднократно переработанный материал, переотложенный в водной среде, о чем свидетельствует высокая степень окатанности блестящих зерен кварца и появление тонких слойков естественного шлиха, представленного главным образом зернами окислов железа, частично цирконом. Цемент песчаников и алевритов малообилен; он представлен непрозрачными окислами железа, гётитом и гнездообразно расположенными карбонатными минералами (кальцит и доломит). Мощность таких осадков с высокой степенью механической и химической переработки составляет около 15 м. В одном из слоев верхней части разреза, мощностью 72 м (интервал 1822—1750 м) наблюдается заметное содержание полевых шпатов, в основном микроклина. В вышележащих слоях в толще примерно стометровой мощности, полевые шпаты содержатся в ничтожных количествах. Одновременно с уменьшением содержания полевых шпатов в изученном разрезе кембрия снижается количество гётита и сидерита. Одновременно с исчезновением полевых шпатов исчезают минералы железа. Исключая самую нижнюю пачку слоев общей мощностью 15 м, постоянным компонентом пелитовой фракции является каолинит с хорошо упорядоченной структурой. Заслуживает внимания присутствие в нижней части исследованного разреза глинистых минералов со смешанно-слоистыми структурами.

Голдап

Кембрий. На биотитовых плагиоклаз-микроклиновых гнейсах залегает полуметровая пачка выветрелых пород, основными компонентами которой являются каолинит, доломит и сидерит. Кембрийские отложения начинаются с правильно слоистых средне- и мелкозернистых песчаников, переслаивающихся с алевритоглинистыми сланцами.

Наиболее древние горизонты кембрия содержат очень хорошо сортированный по гранулометрии материал, лишенный примеси механически малоустойчивых компонентов. Нижние горизонты кембрия сложены главным образом кварцем и содержат ничтожные количества микроклина. Эти горизонты представлены в образцах, взятых с глубины от 1629,6 до 1624 м. Более высокие горизонты (начиная с глубины 1624 до 1592 м) характеризуются присутствием песчаников и алевритов, содержащих в качестве постоянных побочных компонентов калиевые полевые шпаты, в основном микроклины. Альбит и другие плагиоклазы более основного состава принадлежат уже к акцессорным компонентам. В более высоких горизонтах до самой кровли кембрия все полевые шпаты содержатся в ничтожных количествах. Очень характерно распространение в разрезе кембрия железистых минералов — сидерита, гётита и гидрогётита. Весь нижний кембрий, начиная с го-

ризонта 1629,5 до 1521,0 м, содержит сидерит, выполняющий роль цемента в песчаниках и алевролитах и присутствующий в распыленном виде в пелитовой фракции глинисто-алевритовых сланцев. Представляется несомненным, что главным первичным минералом описываемых осадков был сидерит, который в ходе вторичных постседиментационных изменений частично превратился в гидрогетит и гетит. Одновременно с сидеритом в цементе присутствует доломит; кальцит появляется редко и только в незначительных количествах.

Средний кембрий отличается минимальным содержанием железистых минералов среди породообразующих компонентов. Здесь практически исчезают как сидерит, так и продукты его окисления. Песчаники среднего кембрия, как правило, мономинеральные, чисто кварцевые с небольшой примесью глауконита и ничтожной — полевых шпатов. Цемент песчаников часто кварцевый. Карбонатные минералы (в основном доломит) присутствуют в виде гнезд, образуя цемент базального типа. Главными компонентами глинистых фракций являются каолинит, иллиты и глауконит; изредка появляются смешанно-слоистые минералы.

С точки зрения содержания кварца разрез кембрия Голдапа можно разделить на четыре части: самую нижнюю, мощностью около 50 м, с низким содержанием кварца; вторую часть, мощностью около 25 м, с высоким содержанием кварца; третью часть, примерно 40-метровую с низким содержанием кварца и четвертую, примерно 30-метровую часть, с высоким содержанием кварца.

Заслуживает внимания присутствие в кровле кембрия двухметрового горизонта выветривания слюдистых минералов со скрытокристаллическими окислами железа.

Литостратиграфическая корреляция

Характерные черты осадков, залегающих непосредственно на кристаллическом основании в западной части исследованной территории Балтийской синеклизы, позволяют сравнивать их с известными отложениями неметаморфизованного осадочного докембрия на прилегающих платформенных территориях.

Состав и текстуры осадков, установленных в самых нижних горизонтах разрезов Слупска, Даржлюбэ и Косцежины соответствуют отложениям, подстилающим нижний кембрий, вскрытый бурением на острове Готска Сандён, в средней части Балтийского моря, и описанных Горбачевым (Gorbatshev, 1962). Особенности сравниваемых осадков указывают на их формирование в условиях латеритового выветривания, указывающего на преобладание теплого климата. Заслуживает внимания тот факт, что среди пород, вскрытых скв. Готска Санден, в докембрии обнаружены породы, подвергшиеся вторичной перекристаллизации. На территории Польши в изученных породах микроскопически установлены аутигенные слюды. Определение возраста рассматриваемых пород калий-аргоновым методом дали значения возраста 1490—1540 млн. лет. Такие же вторичные процессы, как в Готска Сандён установлены так же в нижних горизонтах жарновецкой серии в разрезах Слупска, Даржлюбэ и Косцежины. Верхнюю часть жарновецкой серии, в которой наблюдаются пирокластический материал, связанный с проявлениями современных ему вулканических процессов, можно параллелизовать со славатыцкой серией венда любельского района. Над славатыцкой серией в разрезах западной части Балтийской синеклизы располагается пачка, наиболее четко выраженная в разрезах Слупска и Косцежины, которую можно сопоставить с любельской серией Б. Аренья и К. Лендзён. Соотношение различных литостратиграфических горизонтов схематически представлено на рис. 36 а, б. Некоторые региональные закономерности установлены также в распространении микрофаций в пределах кембрия, в том числе в распространении характерной коры выветривания, соответствующей самым низким горизонтам нижнего кембрия.

Изложенные выше предположения требуют дальнейших исследований с целью их проверки и подтверждения. Принять предложенную литостратиграфическую корреляцию можно будет только после того, как будут сделаны радиометрические определения из разрезов Слупска, Даржлюбэ и Косцежины.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОГРАНИЧНЫХ СЛОЕВ ДОКЕМБРИЯ И КЕМБРИЯ В ПЛАТФОРМЕННОЙ ЧАСТИ ПОЛЬШИ

Петрографическое изучение наиболее молодых горизонтов докембрия платформенной части Польши проводится в Геологическом институте ПНР более десяти лет. Изучались в основном самые древние толщи осадочных пород, либо подстилающие вулканогенную серию, либо залегающие непосредственно на ней, а также сами вулканические породы (Juskowiakowa, 1971, 1974). Детальное и систематическое изучение осадочных толщ пограничных слоев кембрия и докембрия было начато только в 1971 г. в рамках комплексного изучения этих отложений коллективом польских и советских геологов.

Объем и методика исследований

Петрографические исследования были проведены на материалах из 11 глубоких скважин, расположенных на территории Восточной, Центральной и Северной Польши в пределах платформенной области; разрезы этих скважин были выбраны как объекты комплексного геологического изучения. Расположение скважин показано на рис. 12. Вскрытые этими скважинами морские толщи венда и нижнего кембрия

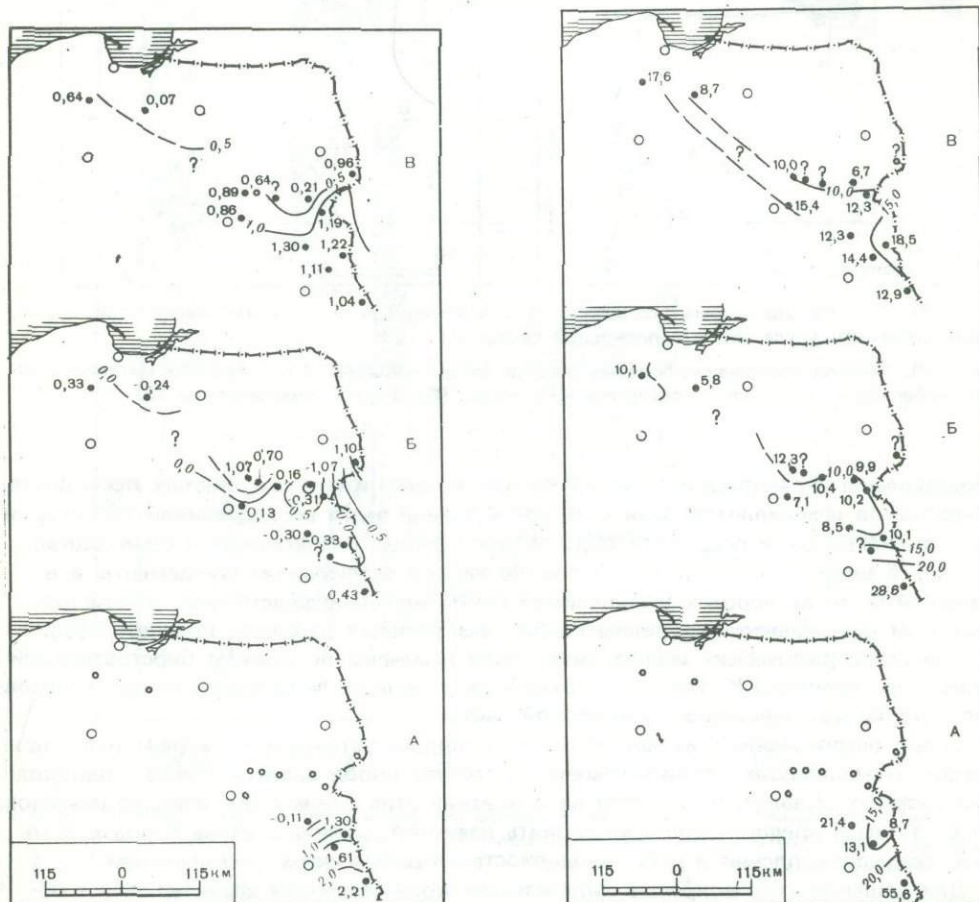
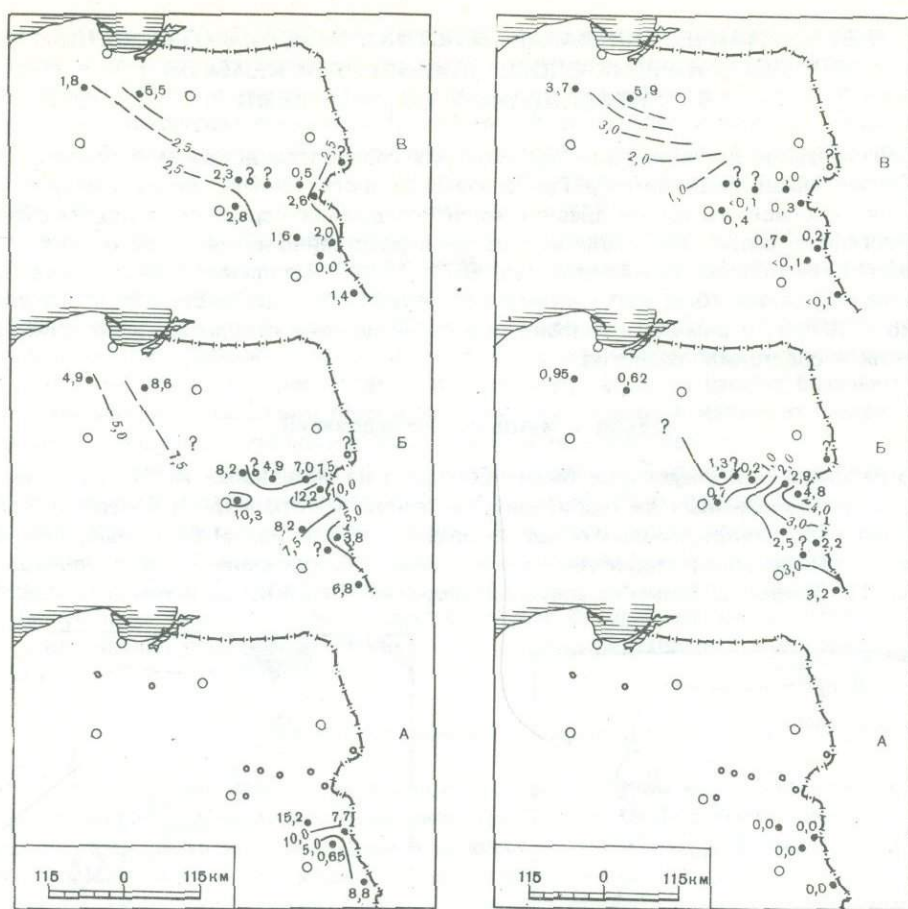


Рис. 37. Средняя величина максимального зерна кварца (в единицах Ф) в породах любельской свиты (А), климонтовского яруса (Б) и каплоносской свиты (В). Расположение скважин показано на рис. 12

Р и с. 38. Среднее содержание глинистого цемента (в % к объему) в обломочных породах любельской свиты (А), климонтовского яруса (Б) и каплоносской свиты (В)



Р и с. 39. Среднее содержание глауконита (в % к объему) в породах любельской свиты (А), климонтовского яруса (Б) и каплоносской свиты (В)

Р и с. 40. Среднее содержание полевых шпатов (в % к объему) в обломочном материале пород любельской свиты (А), климонтовского яруса (Б) и каплоносской свиты (В)

представлены неравномерным чередованием средне- и мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Они залегают в южной части исследованной территории на вулканогенных и осадочных образованиях венда (славятыцкая и семятыцкая свиты), в центральной — непосредственно на кристаллическом фундаменте, а в северной части на породах жарновецкой свиты или непосредственно на кристаллическом фундаменте. Интервалы глубин разбуренных разрезов, предназначавшиеся для петрографических исследований, были намечены по данным биостратиграфических исследований К. Лендзён и охватывают породы любельской свиты, климонтовского яруса и частично каплоносской свиты.

Целью петрографических исследований являлось установление характерных признаков, позволяющих уловить изменения состава пород в литологически однородных разрезах скважин и провести на основании этих данных корреляцию разрезов. Вслед за этим предполагалось установить взаимоотношение состава пород с историей осадконакопления и детальным биостратиграфическим расчленением.

Для решения этих вопросов была изучена количественная характеристика обломочной составляющей в породах, главным образом в песчаниках и алевролитах. Основным методом исследования было изучение шлифов под микроскопом. Определялась средняя величина и максимальные размеры зерен кварца, а также минералогический состав пород и тяжелой фракции, определенный при помощи точечного интегратора типа Эльтинор. Результаты анализов выносились графически

Бялополе I. б. 1

Глубина, м	Отдел	Ярус	Горизонт (зона)	Сдвиги	Зерна						Минералогический состав						Литологические пачки		
					-1	0	1	2	3	φ	10	30	50	70	90 %				
2900	Венд	Слабост.	Семет.	Люберская												B ₁			
2800																			B ₂
2700																			
	Нижний кембрий	Камниловский	Platysolenites	Sab.													B ₄		
2600																	B ₆		
																	B ₇		

1

2

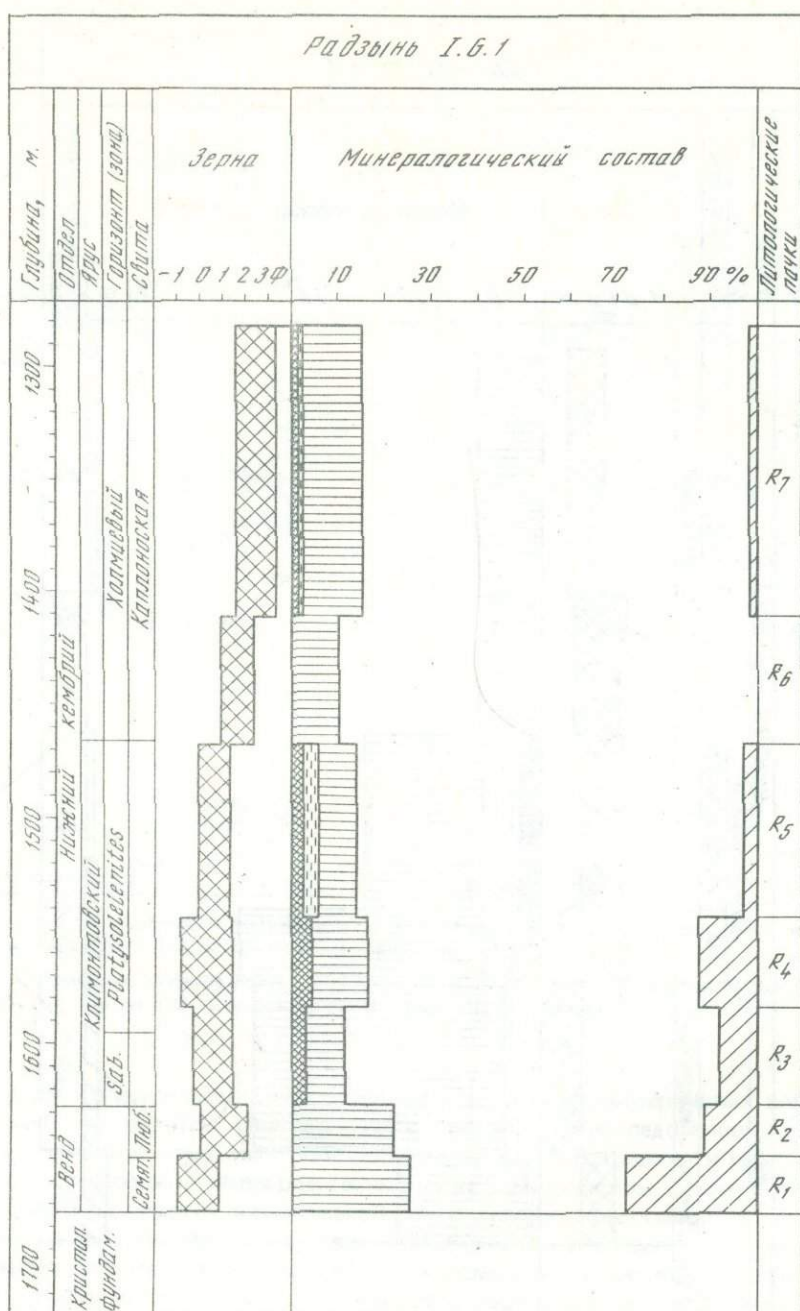
3

4

5

6

6. Зак. 1264

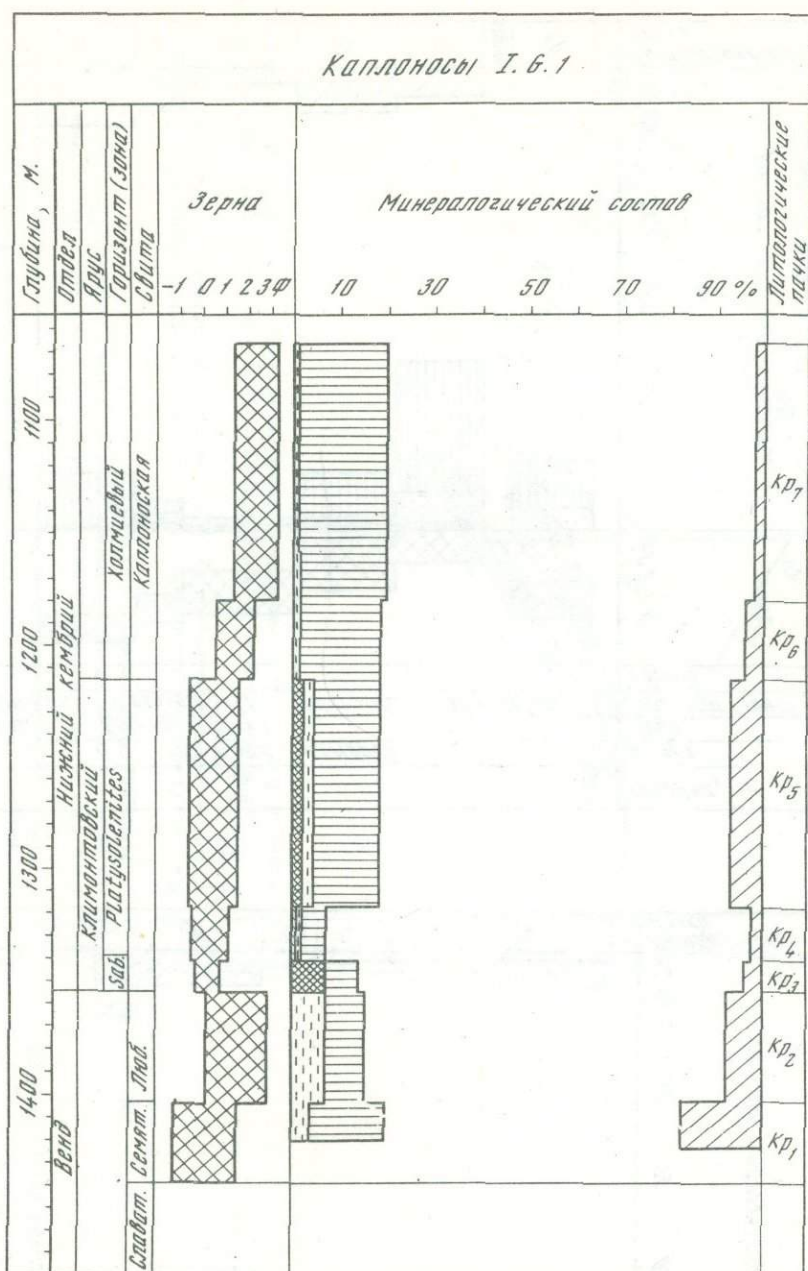


Р и с. 42. Средняя величина зерна и средний минеральный состав пограничных слоев кембрия и докембрия в скважине Радзынь 19—1
Условные обозначения см. на рис. 41

на рабочие разрезы скважин, что позволяло проводить границы в тех местах, где намечались изменения. Выделенные в скважинах комплексы получали порядковый номер от подошвы к кровле исследованного разреза.

В качестве критериев для выделения свит и пачек разреза принимались в первую очередь:

- изменения максимальных размеров и среднего состава зерен кварца;
- уменьшение различий между максимальными и средними размерами зерен, отвечающее лучшей сортировке материала;



Р и с. 43. Средняя величина зерна и средний минеральный состав обломочных пород пограничных слоев кембрия и докембрия в скважине Каплоносы 19-1
Условные обозначения см. на рис. 41

в) уменьшение содержания полевых шпатов по отношению к кварцу и акцессорным материалам, свидетельствующее об отсутствии приноса свежего материала с эродируемых участков кристаллического ложа;

г) содержание глауконита и карбонатных минералов, а также сульфатов (барита и ангидрита), пирита, гидроокислов железа, свидетельствующее об определенных условиях осадконакопления;

д) состав тяжелой фракции.

Сопоставляя результаты петрографического изучения с данными исследований, проведенных К. Яворовским, можно установить следующее:

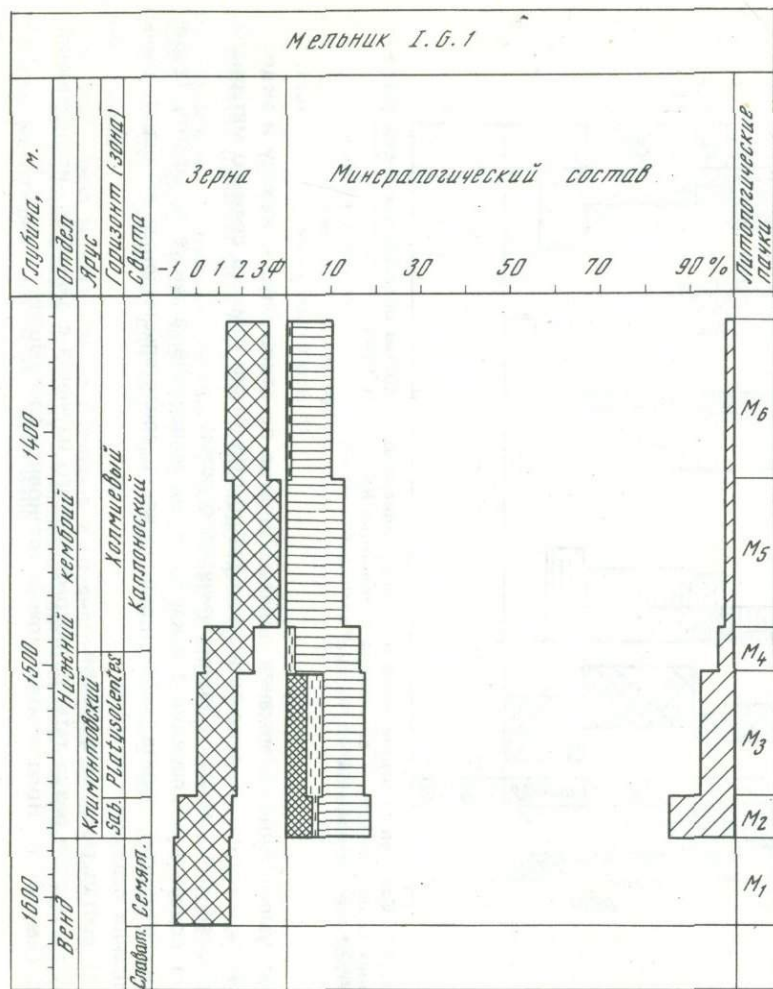


Рис. 44

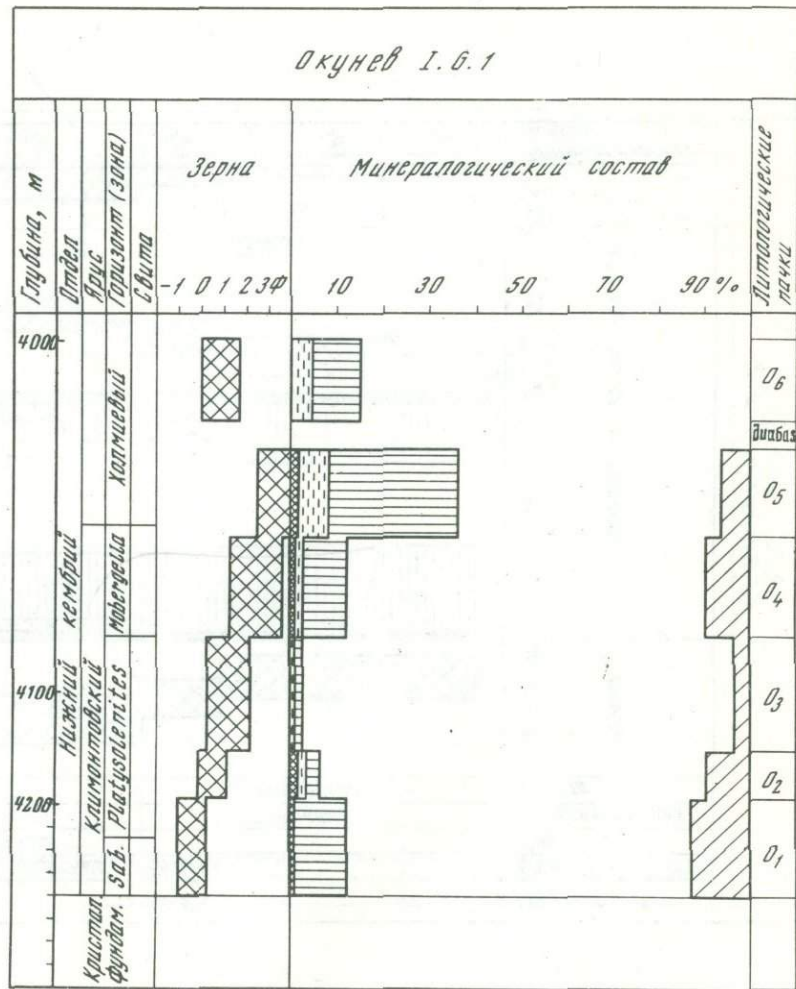
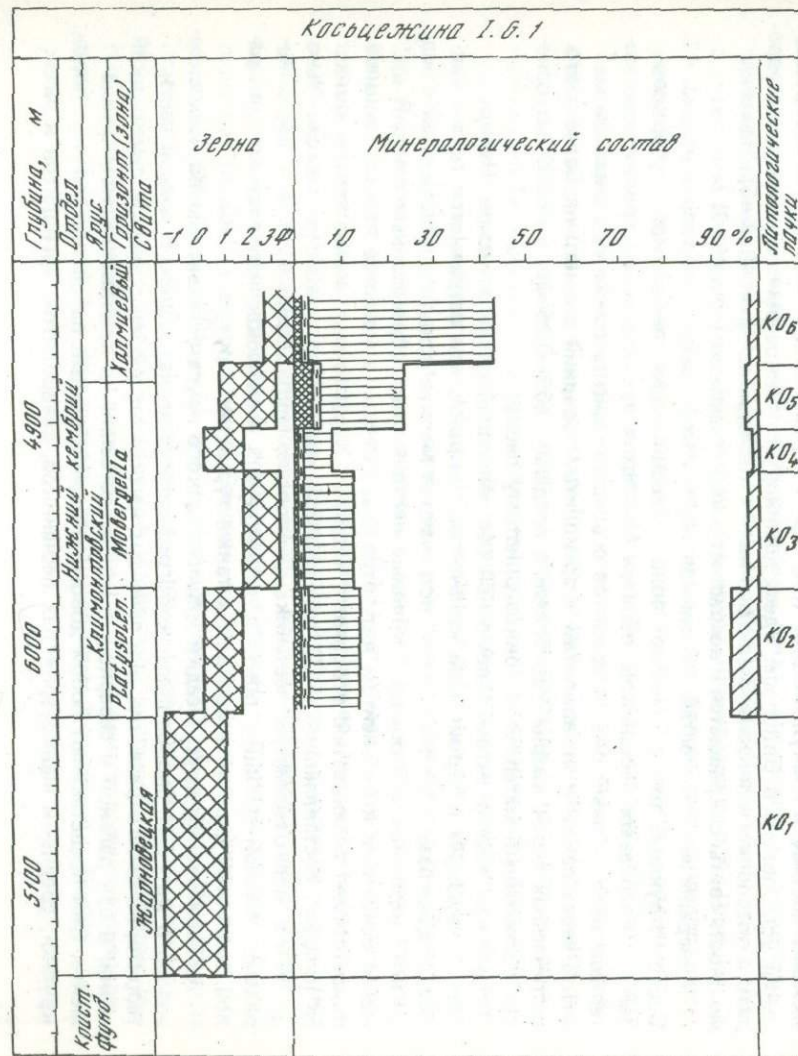


Рис. 45



Р и с. 44. Средняя величина зерна и средний минеральный состав обломочных пород пограничных слоев кембрия и докембрия в скважине Мельник 19—1
Условные обозначения см. на рис. 41

Р и с. 45. Средняя величина зерна и средний минеральный состав обломочных пород пограничных слоев кембрия и докембрия в скважине Окунев 19—1
Условные обозначения см. на рис. 41

Р и с. 46. Средняя величина зерна и средний минеральный состав обломочных пород пограничных слоев кембрия и докембрия в скважине Косцержина 19—1
Условные обозначения см. на рис. 41

Р и с. 47. График минералогического состава пород по классификации Р.Л. Лотта (1964), модифицированной Ф.Дж. Петтиджоном, П.Е. Поттером, Р.Сиверсом (Pet-tijohn e.a., 1972)

1 — любельская свита; 2 — климонтовский ярус; 3 — капленовская свита; А — арены; Б — вакки; В — арены и вакки кварцевые; Г — субаркозы; Д — аркозы

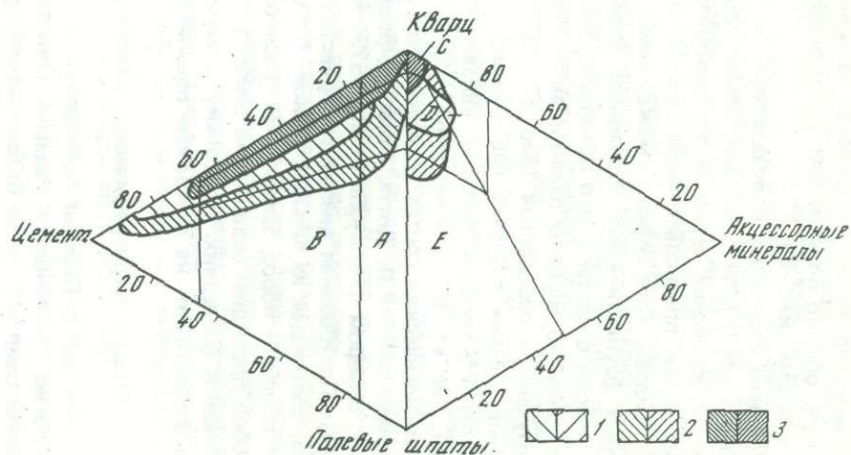


Рис. 46

Рис. 47

а) количество пачек, выделенных на основании петрографических особенностей песчаников, обычно больше, чем число подразделений, установленных на основании описания керна скважин;

б) границы отдельных подразделений, выделенных на основании минералогического состава и гранулометрии, обычно совпадают с выделенными другими методами. На основании изучения обломочного материала число пачек, как уже говорилось выше, превышает число биостратиграфических подразделений, выделенных К. Лендзён, хотя границы между ними хорошо согласуются. Кроме того, для некоторых фаунистических горизонтов (зон) четко вырисовывается сходство минералогического состава. Это позволило составить схемы, характеризующие выделенные свиты по средним параметрам гранулометрии и минералогическому составу изученных песчаников (рис. 37—40).

Данные средних значений гранулометрии и минералогического состава позволили построить сводные разрезы, увязанные с биостратиграфическими подразделениями. Рис. 41—46 характеризуют разрезы важнейших буровых скважин.

Минералогический состав исследованных песчаников представлен в соответствии с классификацией Р.Л. Дотта, модифицированной Ф.Дж. Петтиджоном, П.Р. Поттером и Р. Сивером (Pettijohn et al., 1972) на сводном графике для всех серий (рис. 47). Построенная диаграмма представляет собой две раздвинутые стенки фигуры, состоящей из четырех стенок. По углам располагаются кварц, полевые шпаты, обломки пород, цемент. На графике обозначены поля точек, представляющих собой проекцию содержаний цемента относительно обломочных компонентов и содержание последних. Поскольку в изученных осадках обломки пород полностью отсутствуют, на диаграмме обозначено содержание акцессорных минералов.

Общая петрографическая характеристика изученных пород

Любельская свита. Породы любельской свиты изучались в скважинах Бялополе, Крове Багно, Каплоньсы и Радзынь. Они залегают на аркозовых и субаркозовых песчаниках семятыцкой (и бялопольской) свиты, разнообразных по минералогическому составу и гранулометрии (рис. 48—1—3, см. вкл.). Наибольшая мощность свиты установлена в Бялополе. Здесь доминируют тонкозернистые породы: алевролиты с прослоями и линзами мелкозернистых песчаников (рис. 48—4—5). На север мощность свиты сокращается и возрастает роль песчаников (рис. 48—6).

Минералогический состав песчаников любельской свиты представлен на рис. 47. Соответствующие точки занимают поле полевошпатовых песчаников (субаркозовых) и кварцевых песчаников, образуя благодаря увеличению алевролитового материала непрерывный ряд от аренитов с относительно высоким содержанием цемента через вакки к алевролитам и аргиллитам. Средний диаметр наиболее часто встречаемых зерен кварца колеблется в пределах 0,06—0,25 мм и позволяет отнести обломочный материал к тонкозернистому песку.

Главным компонентом обломочной составляющей является кварц. Наряду с присутствующим в переменном количестве микроклином встречаются также кислые плагиоклазы. Довольно часто встречаются мелкие чешуйки обломочных слюд, а также несомненно вторичные крупные листочки новообразованных слюд. В цементе основным компонентом являются гидрослюды, в качестве второстепенного присутствуют зеленоватые вторичные хлориты. Характерным компонентом является кальцит, составляющий 0—7% породы. Его количество возрастает максимально до 44% в мелкозернистом песчанике (Бялополе, глуб. 2869,8 м). Главными минералами тяжелой фракции, помимо непрозрачных и лейкоксенизированных минералов, являются циркон и монацит, а также турмалин и рутил.

Климонтовский ярус. Осадки климонтовского яруса установлены во всех скважинах, в которых проводились петрографические исследования. В южной части территории своего развития они залегают на осадках любельской или семятыцкой серии, в центральной и северной — непосредственно на кристаллическом фундаменте. Они представляют собой довольно разнообразный набор обломочных пород: крупно-, средне- и мелкозернистых песчаников, алевролитов, аргиллитов и пачек

переслаивания песчано-алевритовых и глинисто-алевритовых пород (рис. 49—1—6; рис. 50—1—3, см. вкл.). Минеральный состав песчаников климонтовского яруса также разнообразен. На графике (см. рис. 47) их состав попадает в основном в поле полевошпатовых песчаников (субаркозовых) и кварцевых песчаников, частью также аркозов. Количество цемента обычно колеблется в пределах 0—30%, отвечая аренитам или довольно бедным цементом ваккам и намечая постепенный переход к полю алевролитов. Основным компонентом обломочной фракции является кварц. Средняя величина зерен кварца в различных скважинах колеблется в пределах от 0,06 до 0,68 мм, что позволяет отнести обломочный материал к мелко-, средне- и крупнозернистым песчаным фракциям. Среди полевых шпатов прежде всего выделяется микроклин с типичным двойникованием, реже несдвоенный, несколько измененный; каолинизированный полевой шпат с обликом ортоклаза; спорадически — кислый плагиоклаз с полисинтетическим двойникованием и ортоклазовый пертит, а также полевые шпаты с повышенным содержанием бария. Эти последние, подвергаясь преобразованиям, обуславливают выделение барита (скв. Окунев). Обломочные слюды встречаются редко. В то же время обычным компонентом является глауконит, содержание которого, однако, изменчиво. Довольно часто встречаются обломки фосфоритов. Окатанность обломочного материала различна и часто меняется даже в разрезе одной скважины.

Количество цемента и его минеральный состав довольно разнообразны. Чаще всего встречаются гидрослюды, каолинит, хлорит, а также глинисто-железистое вещество, иногда кремнезем или регенерированный кварц, образующий каемки на зернах кварца. В породах с малыми содержаниями цемента регенерационные каемки наблюдаются часто также на зернах полевых шпатов. В небольших количествах присутствуют карбонаты — кальцит, реже доломит или сидерит, а также сульфаты — барит и ангидрит.

Состав тяжелой фракции беден. Как и в породах любельской серии наблюдается преобладание циркона и монацита над турмалином и довольно многочисленные непрозрачные аллотигенные минералы. Кроме того, незначительные количества рутила, корунда, апатита и граната, а также анатаза, брукита и пирита. Среди области развития пород климонтовского яруса на основе анализов минералогического состава и гранулометрии песчаников выделены пачки, для которых рассчитаны средние значения (см. рис. 41—46). Границы этих подразделений в целом сходны с детальным расчленением климонтовского яруса, произведенного К. Лендзён.

Каплоноская свита. Породы каплоносской свиты наиболее типично представлены в южной и центральной частях территории исследований. Они слагаются здесь почти исключительно мелкозернистыми кварцевыми песчаниками (см. рис. 50—4—6). Нетипичный разрез этих осадков наблюдается в северной части территории исследований. Они слагаются здесь почти исключительно мелкозернистыми кварцевыми песчаниками (см. рис. 50—4—6). Нетипичный разрез этих осадков наблюдается в северной части территории (Косцежина, Прабуты), где они представлены комплексом алеврито-глинистых и песчаных пород. По преобладающим размерам зерен кварца и среднему содержанию алевритового материала почти во всех скважинах намечается двучленное деление серии, более или менее различаемое микроскопически (см. рис. 41—46). Обычно в нижней части каплоносской свиты средний размер зерен кварца несколько больше (0,1—0,2 мм), чем в верхней (0,06—0,13 мм). С этой точки зрения иной характер имеют породы каплоносской свиты в скважинах Окунев, Вышков и Мельник.

Минеральный состав песчаников однообразный. Количество шпатов незначительно. Кое-где присутствуют обломочные слюды. На рис. 47 породы каплоносской свиты занимают поле кварцевых песчаников, и только породы из разреза Прабуты содержат больше полевых шпатов: Среднее количество цемента колеблется в пределах 8—20% (арениты, вакки) при крайних значениях от 0 до 60%. Цемент представлен гидрослюдами и регенерационным кварцем, реже каолинитом и железистым веществом. Встречаются включения карбонатов (кальцит) и сульфатов (барит). Кое-где присутствуют глинистые обломки. Глауконит встречается спорадически, в незначительных количествах, за исключением Косцежина и Прабут, где

его больше. Здесь чаще наблюдаются обломки фосфатов. Состав тяжелой фракции несколько разнообразнее, чем в нижележащих песчаных отложениях. Аналогично породам любельской свиты и климонтовского яруса доминируют цирконы, монацит и турмалин, который часто преобладает над остальными минералами. В значительных количествах присутствует анатаз. Меньше содержание непрозрачных аллотигенных минералов (ильменит, магнетит). Встречаются также единичные зерна корунда, рутила, ставролита, эпидота, апатита, граната, титанита, шпинели и брукита.

Региональное сопоставление некоторых параметров песчаников любельской свиты, климонтовского яруса и каплоносской свиты

На основании общей характеристики пород, представленной в предыдущем разделе, можно утверждать, что описанные подразделения обнаруживают в разрезе довольно значительные различия. Отличия в характере осадков проявляются в каждом из этих подразделений и по вертикали. Для того чтобы показать региональную изменчивость отложений, были составлены схемы распространения средних значений рассмотренных выше параметров. Наибольший интерес представляют схемы среднего размера максимальных зерен кварца (см. рис. 37), среднего содержания глинистого цемента в обломочных породах (см. рис. 38), среднего содержания глауконита и среднего содержания полевых шпатов и обломочной части песчаников (см. рис. 40). Каждый из представленных параметров дает представление об общих тенденциях. В то же время картина для каждого подразделения специфична, что связано с различным структурным планом каждого из этих стратиграфических подразделений.

Для любельской свиты повышенные значения размеров максимальных зерен и содержания полевых шпатов (см. рис. 37 и 40) в районе Радзынь—Каплоносы, вероятно, связаны с близостью береговой линии и выходов на поверхность пород кристаллического фундамента. Сравнительно небольшое количество обломочного материала в Бялополе, соответствующее высокому содержанию глинистого материала (см. рис. 38), может свидетельствовать о малой гидродинамической энергии водоема и осадконакоплении на выровненной поверхности, а также о недостаточном поступлении устойчивого обломочного материала (кварца, кислых плагиоклазов). Это, вероятно, связано с развитием в подстилающем разрезе денудированного тела базальтовых траппов славатыцкой свиты и нетипично представленных осадков семьятыцкой свиты. В районе Бялополе и Каплоносы господствовали также условия, благоприятные для карбонатообразования (среднее значение — 8%).

Для осадков климонтовского яруса картина иная. Зона береговой линии продвинута дальше на север, а ее очертания довольно сложные (см. рис. 37 и 40). В зоне Мельник—Окунев наблюдаются широтные направления, свидетельствующие о тектоническом заложении Брестско—Подлясской депрессии. Эти направления лучше всего видны на схеме содержания полевых шпатов, глауконита и глинистого цемента (см. рис. 38—40). В районе Мельника существовали оптимальные условия для образования глауконита и карбонатов. На севере осадконакопление в климонтовское время распространилось на территорию, сложенную породами кристаллического фундамента и топографически более разнообразную. Об этом свидетельствует не только присутствие пород жарновецкой серии в скв. Косцежина, но также и иное направление изолиний величины зерна и минерального состава (см. рис. 37—40).

Во время отложения пород каплоносской свиты в южной и центральной частях исследованной территории (за исключением скв. Окунева) установились довольно устойчивые условия мелководного открытого моря. Об этом говорят относительно однообразные размеры зерен и сравнительно низкие содержания глинистого цемента и глауконита и полевых шпатов; особенно обращает на себя внимание очень низкое содержание последних компонентов (см. рис. 37—40). В северном районе отличия, выраженные иным расположением изолиний, в климонтовском ярусе становятся теперь более заметными. Это выражается прежде

всего в том, что величина и контрастность всех изученных параметров зерен отличаются от центрального района, максимум присутствия глауконита сдвинут в район Прабуты, а содержание полевых шпатов выше, что говорит о небольшом удалении от области сноса.

Итоги и выводы

В результате проведенных под микроскопом количественных петрографических исследований обломочных пород из пограничных горизонтов кембрия и докембрия могут быть сделаны следующие выводы:

а) принятая для исследований подборка материала и использованная методика полезны для выявления изменчивости во внешне мало различающихся комплексах обломочных пород;

б) пачки, выделенные на основе гранулометрических и минералогических признаков, довольно хорошо коррелируются с подразделениями, выделенными на основании биостратиграфических данных, и нередко позволяют расчленить их более подробно;

в) исследования позволили дать количественную петрографическую характеристику морских обломочных осадков любельской и каплоносской свит и климонтовского яруса и показать различия их состава;

г) исследования не выявили критериев, позволяющих по петрографическим признакам определять границу между осадками кембрия и докембрия в изученных разрезах;

д) петрографические различия, отмеченные в отложениях климонтовского яруса, не являются принципиальными. Они скорее выявляют локальные изменения, связанные с фациальной изменчивостью отложений наступающей трансгрессии;

е) на исследованной площади установлена региональная изменчивость серии, связанная с морфологией фундамента, его литологическим составом и тектоникой;

ж) установлена связь изученных особенностей состава и гранулометрии отложений развивающейся морской трансгрессии. Эта свита выражена прежде всего в перемещении зон с повышенными размерами зерен обломочного материала, зон обогащенных полевыми шпатами, а также зон образования глауконита и карбонатных минералов, составляющих, впрочем, второстепенный компонент.

Минералого-геохимическая характеристика пограничных слоев докембрия и кембрия в платформенной части Польши

Изучение минералогии и геохимии аргиллитов и алевролитов, залегающих в толще песчаников верхнего докембрия и раннего кембрия, проводилось параллельно с биостратиграфическими и литолого-петрографическими исследованиями. Целью исследований было выявление палеофациальных условий и дополнительных критериев для расчленения отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия в платформенной части Польши. Проведены следующие исследования:

- 1) выделение и количественное изучение фракций от 2 до 53 мк;
- 2) качественный минералогический анализ глинистой фракции < 2 мк;
- 3) изучение микроэлементов в глинистой фракции < 2 мк.

Материал и методика исследований

Образцы для исследований отбирались из керна буровых скважин, расположенных на люблинском склоне платформы (Бялополе, Крове Багно, Каплоносы, Радзынь), в Подляско-Брестской впадине (Мельник, Стадники, Вротнув, Вышкув) и Балтийской синеклизе (Косцежина Прабуты). Отобранные образцы представляют аргиллито-алевролитовые породы, образующие прослои преимущественно в песчаной толще. Образцы растирались в воде и разделялись методом отмучивания. Гранулометрический анализ фракции 2–53 мк проведен с помощью седиментационных

весов. В связи с очень низким содержанием фракции < 2 мк (часто менее 1%) использовалась шкала Вентворта. В соответствии с этой шкалой частицы с размерами $< 0,0039$ мм относятся к илам. Рентгенографическое, геохимическое и химическое изучение проводилось на фракции $< 0,002$ мм, которая по принятой в настоящее время международной классификации Аттерберга и Петтиджона тоже относится к илам. Минералогический состав изучался с помощью насыщения образцов гликолем и прокаливанию их при температуре 490°C . Фотографии порошковых препаратов глинистых фракций и их реплики выполнены посредством электронного микроскопа. Анализ основных элементов выполнен химическим, а микроэлементов — спектральным методом.

Гранулометрический состав частиц с размерами $< 0,0039$ мм

Процентный состав мелкозернистой фракции ($< 0,0039$ мм) в изученных аргиллитах и алевролитах представлен на рис. 51. Результаты изображены по отношению к опорному (нулевому) горизонту, в качестве которого принята биостратиграфическая граница между отложениями климонтовского яруса и холмиевым горизонтом по К. Лендзён. Содержание рассматриваемой фракции в отложениях климонтовского яруса изменяется от 5 до 25%. Наибольшее содержание этой фракции зарегистрировано в районе Радзынь и Каплоносы, где отложения климонтовского яруса продолжают разрез морских отложений венда. Наименьшее содержание этой фракции отмечено в алевролитах из Мельника (4–10%). В средней части Подлясского прогиба и в Балтийской синеклизе рассматриваемая часть разреза залегает непосредственно на кристаллическом фундаменте (Вышкуп, Вротнув, Стадники, Окунев, Прабуты) или на континентальных отложениях жарновецкой серии (Косцежина).

В этих скважинах (за исключением района Вышкупа) в базальных слоях наблюдается значительная примесь глинистого материала. Только в Вышкупе в подошве климонтовского яруса в отложениях вышкупской свиты преобладающую роль играет крупнозернистый материал и наблюдается постепенное обогащение разреза тонкозернистым материалом в направлении к кровле яруса. Распределение среднего содержания фракции $< 3,9$ мк в алевролито-аргиллитовых отложениях климонтовского яруса представлено на рис. 52. Характер изолиний на этой карте свидетельствует о существовании двух и даже трех зон в пределах седиментационного бассейна, которые по содержанию пелитовой фракции могут представлять различные по глубине части бассейна. Область питания находилась, по-видимому, на севере на территории Мазурско-Сувальского поднятия и в пределах Балтийского щита.

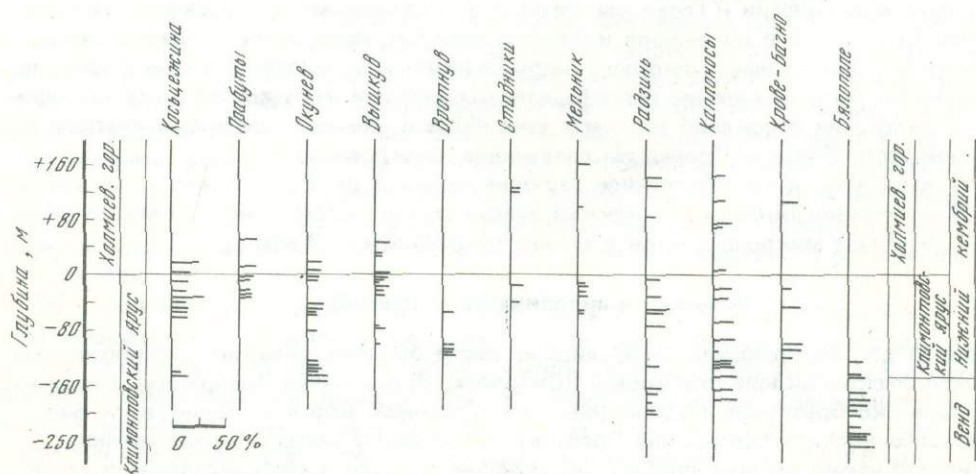
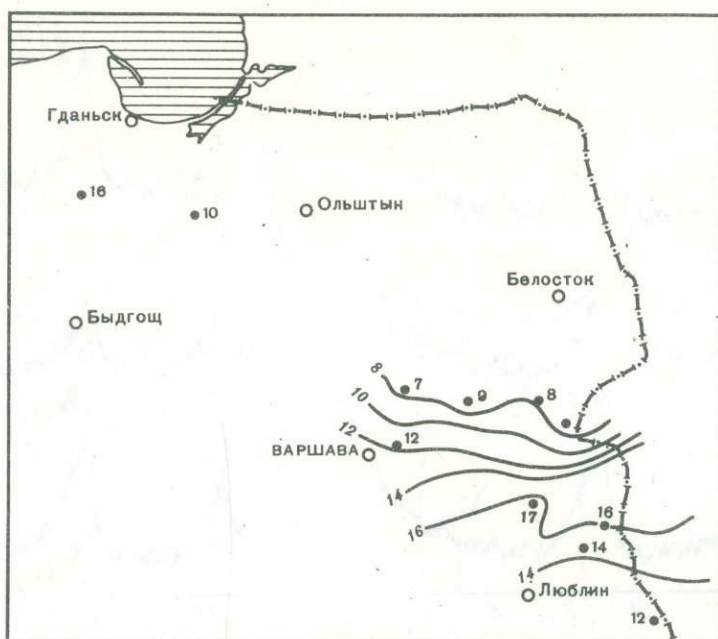


Рис. 51. Процентное содержание мелкозернистой фракции $< 0,0039$ мм в аргиллито-алевролитовых породах

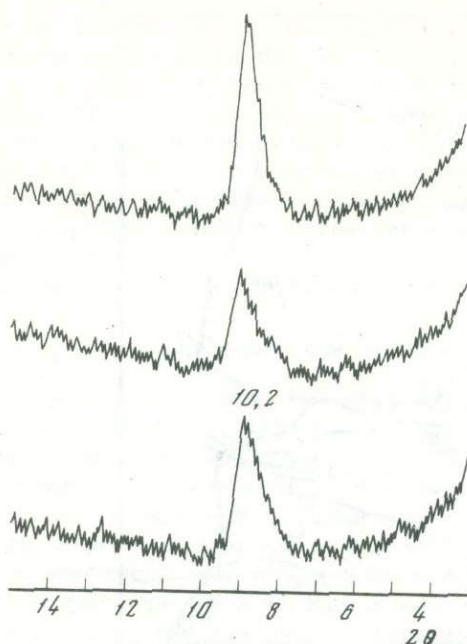


Р и с. 52. Карта средних содержаний фракции $< 0,0039$ мм в аргилито-алевролитовых отложениях климонтовского яруса

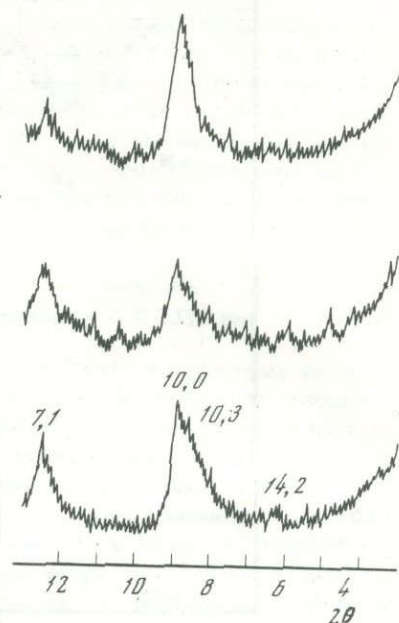
Минералогический состав пелитовой фракции < 2 мк

Пелитовая фракция < 2 мк представлена смесью иллита, каолинита и хлорита, которые наблюдаются в различной пропорции. Процентное содержание иллита рассчитывалось по содержанию K_2O в пелитовой фракции. Эти расчеты показали, что наибольшее содержание иллита приходится на центральную часть Подлясского прогиба и на район Любелского склона платформы. Наиболее низкие содержания иллита зарегистрированы в периферических частях бассейна, в районе Косцежины и в отложениях любельской свиты из Бялополя. Оценка количественного содержания глинистых минералов проводилась по высоте основных отражений иллита ($10 \text{ \AA}$) и каолинита ($7 \text{ \AA}$). Этот способ необходимо рассматривать как весьма приближенный, так как на интенсивность и ширину линии, кроме содержания минерала, большое влияние оказывает ряд других факторов, например зернистость, дефекты структуры и т.д. Иллит встречается практически во всех образцах отобранных для исследования, а в подошвенной части отложений климонтовского яруса в Вышкуве и Вротнове он является, пожалуй, единственным глинистым минералом, который имеет сравнительно упорядоченную структуру (рис. 53). В некоторых образцах иллита его основная линия ($10 \text{ \AA}$) расширена, иногда размыта и имеет перегибы в направлении более низких значений угла 2° . Этот процесс особенно заметен в иллитах из отложений семятыцкой и любельской свит Бялополя (рис. 54). Дифрактометрическая картина свидетельствует о нахождении здесь смешанно-слоистых минералов. Чем больше вклад этих минералов, тем меньшее количество K_2O обнаруживается в исследуемых образцах. Наряду с иллитом в большинстве образцов отмечается в непостоянных количествах каолинит и примесь небольшого количества хлорита (рис. 55).

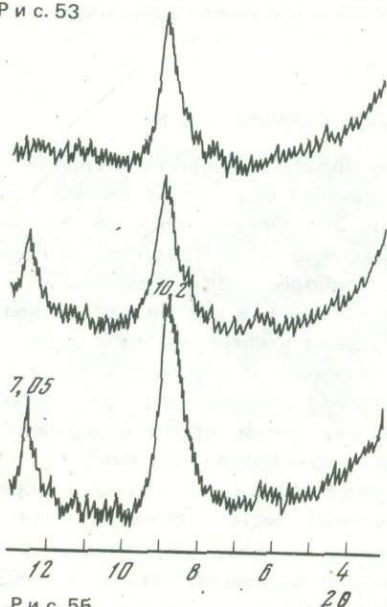
Глинистые минералы в исследованных образцах в большинстве случаев можно отнести к аллотигенным, о чем свидетельствуют фотографии порошковых препаратов, полученные с помощью электронного микроскопа (рис. 56, см. вкл.). Скопления зерен иллита имеют размытые контуры, их форма бляшковидная, реже продолговатая. На нескольких фотографиях глинистой фракции из скв. Вышкув наблюдается довольно значительное нагромождение листоватых минералов изометрической формы (см. рис. 56 в, е). Сравнивая полученные фотографии с фо-



Р и с. 53



Р и с. 54



Р и с. 55

Р и с. 53. Дифрактограмма иллита из фракции < 2 мк, выделенной из отложений вышковской серии (скв. Вышкүв)

Р и с. 54. Дифрактограмма иллита и каолинита из фракции < 2 мк, выделенной из отложений климонтовского яруса (скв. Вышкүв)

Р и с. 55. Дифрактограмма иллита и глинистых минералов смешанной структуры из фракции < 2 мк, выделенной из отложений любельской серии (скв. Бялополе)

тографиями, приведенными в работе С.Г. Саркисяна (Sarkisyan, 1972), и принимая во внимание результаты дифрактометрии и химического анализа образца из Вышкүва, автор приходит к выводу об аутигенности иллита, заключенного между скоплениями детритовых гидрослюд. Каолиниты, отмеченные на микрофотографиях, в большинстве случаев имеют детритовые происхождения, однако и здесь не исключается возможность нахождения аутигенных каолинитов (см., например, псевдогексагональную бляшку минерала с явно очерченными контурами на рис. 56, б).

Распределение микроэлементов во фракции < 2 мк

Распределение микроэлементов в значительной степени зависит от величины зерна. В глинистых фракциях содержатся в основном щелочные металлы, алюминий, кальций и магний. Такие микроэлементы, как бор, литий, ванадий, связаны главным

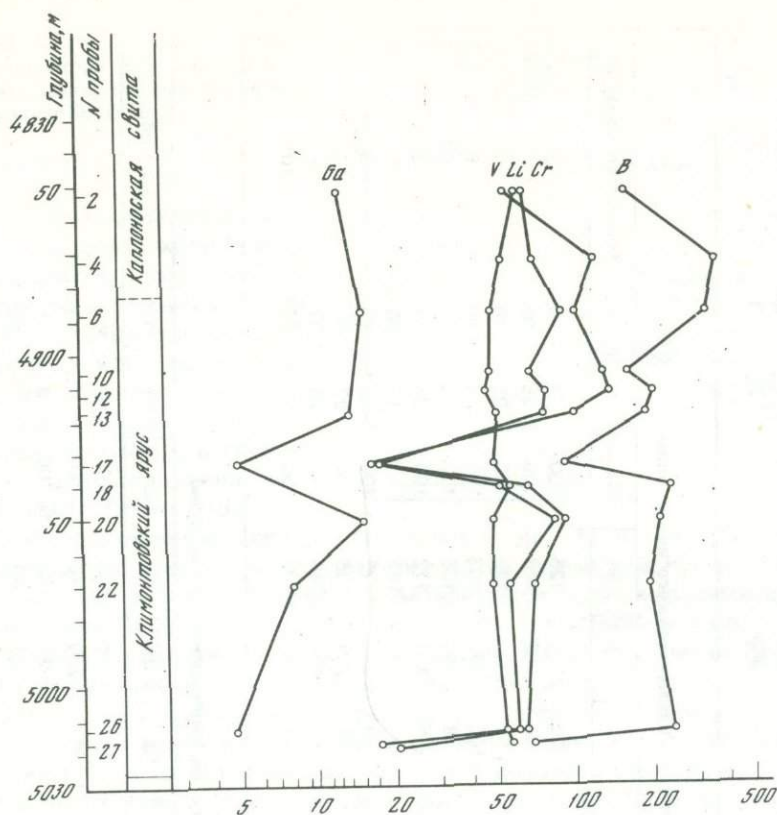


Рис. 57. Содержание бора, ванадия, хрома, лития и галлия в разрезе скв. Косъежина

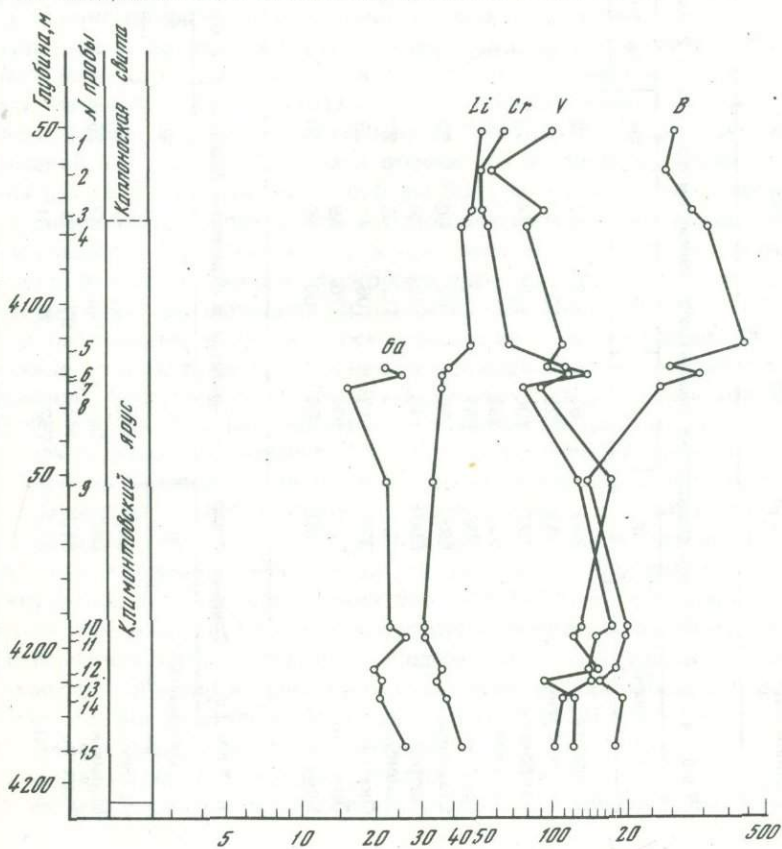


Рис. 58. Содержание бора, ванадия, хрома, лития и галлия в разрезе скв. Окунев

Таблица 3. Среднее содержание элементов в глинистой фракции < 2 мк отложений любельской свиты (ппм)

Скважина	B	V	Cr	Li	Ga	Sn	Pb	Cu	Ba	Sr	Zn	Ca	Ni	Количество образцов
Бялополе	306	84	106	71	14	—	следы	38	472	104	< 100	17	39	11
Каплоносы	235	128	107	86	23	—	22	20	340	92	< 100	22	37	2

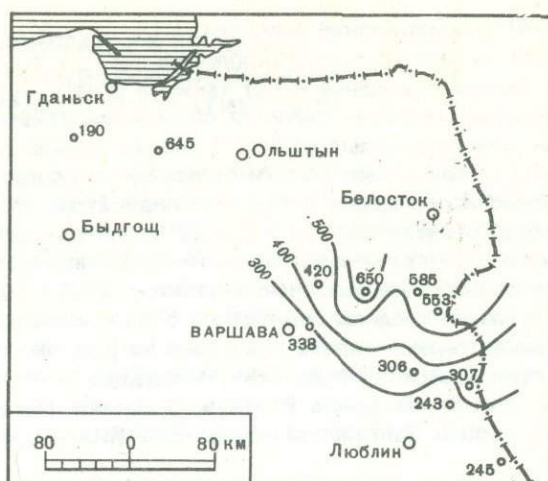
Таблица 4. Среднее содержание элементов в глинистой фракции < 2 мк отложений климонтовского яруса (ппм)

Скважина	B	V	Cr	Li	Ga	Sn	Pb	Cu	Ba	Sr	Zn	Co	Ni	Количество образцов
Бялополе	245	53	72	57	9	—	следы	25	330	125	100	21	40	2
Крове Багно	243	225	130	43	22	5	5	36	202	118	100	25	39	6
Каплоносы	307	106	112	74	23	5	15	11	323	125	100	25	46	7
Мельник	553	135	118	52	18	5	11	100	173	103	100	28	46	6
Радзынь	306	151	150	41	17	5	29	8	150	106	100	20	75	9
Стадники	585	38	90	50	22	—	13	5	185	172	100	24	55	2
Вротнув	650	143	68	49	—	—	9	—	144	145	—	19	36	5
Вышукв	420	95	112	35	27	—	следы	9	310	22	100	20	40	3
Окунев	338	113	106	41	23	5	27	8	218	135	100	27	38	12
Прабути	654	134	76	69	—	—	85	—	434	240	—	25	37	5
Косцежина	190	80	60	49	10	—	5	21	581	118	100	22	27	10

Таблица 5. Среднее содержание элементов в глинистой фракции < 2 мк отложений каплоноской свиты (ппм)

Скважина	B	V	Cr	Li	Ga	Sn	Pb	Cu	Ba	Sr	Zn	Co	Ni	Число обр.
Каплоносы	542	130	125	42	27	—	11	16	190	130	< 100	17	54	5
Мельник	640	205	162	37	25	< 5	10	24	260	187	< 100	18	53	2
Радзынь	316	145	97	39	16	< 5	18	9	150	115	< 100	24	41	5
Прабути	615	152	78	81	—	—	16	—	337	80	—	25	35	2

Рис. 59. Карта средних содержания бора в глинистой фракции < 2 мк аргиллито-алевролитовых пород климонтовского яруса



образом с глинистой фракцией.

Другие элементы — хром, кобальт, никель, свинец, характеризующиеся ограниченной миграционной способностью, накапливаются в повышенных концентрациях в основном в периферийных частях бассейна. Средние содержания микроэлементов в глинистых фракциях отложений любельской свиты, климонтовского яруса и каплоносской свиты приведены на табл. 2, 3, 4. Глинистая фракция отложений климонтовского яруса из районов Крове Багно, Каплоносы, Радзынь, Окунев и Прабуты характеризуется более высокими содержаниями ванадия, хрома и свинца. Этот факт может свидетельствовать о более высоком содержании мелкозернистой фракции в средней и восточной части Подлясского прогиба по сравнению с его северной частью (Вышкув, Вротнув, Стадники), окраинными частями Балтийской синеклизы (Косцежина) и районом Бялополя. Повышение концентрации меди, свинца и особенно бария и стронция свидетельствует о наличии органического вещества, которое в довольно больших количествах встречается в отложениях любельской свиты Бялополя (табл. 3) и мазовецкой серии Крове Багно, Мельник, Прабутов и Косцежина. Отмечается отсутствие дифференциации в содержании таких микроэлементов, как бор, литий, ванадий, хром, галлий, в глинистой фракции отложений климонтовской серии скважин Каплоносы, Радзынь, Крове Багно, Стадник, Вротнув, Вышкув и Прабутов (табл. 4). Исключительно высокое содержание бора (1000 ппм) отмечается в глинистой фракции из скв. Мельник с глубины 1517 м. Столь большие концентрации встречаются только в глинах соленосных формаций (Ernst, 1970). Существенные изменения содержания бора, ванадия и хрома отмечаются в глинистых фракциях скв. Косцежина (рис. 57), полученных с глубины 5018 м и в интервале глубин 4940–4917 м, что свидетельствует о локальном и непродолжительном нарушении осадконакопления, вызванном, вероятнее всего, переменным количеством терригенного материала, доставляемого в бассейн. Несколько иначе выглядит распределение микроэлементов в глинистых фракциях из отложений Окунева (рис. 58). На глубине 4121 м наблюдается заметный рост содержания бора от 200 до 600 ппм и снижение содержания хрома и ванадия. Однако в приведенных выше примерах изменения содержания бора, хрома и ванадия не связаны с качественным изменением минерального состава, что свидетельствует о развитии процесса в одной и той же фации при неизменных гидрохимических условиях седиментационного бассейна.

Возможность использования микроэлементов для индикации палеозасоления и палеотемператур неоднократно обсуждалась в литературе (Reynolds, 1965; Harder, 1970). Особенно пригодным для этой цели оказался бор, который очень хорошо входит в структуру иллита. Существует мнение, что более высокие содержания бора (> 100 ппм) характерны для морских и океанических осадков, а пониженные содержания бора наблюдаются в континентальных отложениях. Отсюда следует, что содержание бора в глинистых отложениях растет по мере засоления бассейна. Кроме засоления, на сорбирование бора оказывает влияние ряд дополнительных факторов (Harder, 1970):

- 1) степень раздробленности минерала;
- 2) степень упорядоченности структуры иллита;
- 3) степень развития процессов диагенеза и консолидации осадков;

- 4) климатические факторы;
- 5) скорость осадконакопления.

Большое значение имеет также и генезис иллитов, поскольку наилучшим индикатором засоления является повышение концентрации бора в аутигенных иллитах, так как детритовые иллиты с самого начала содержат в себе определенное количество бора в зависимости от исходных пород. По мнению Р. Рейнольдса, бор можно использовать в качестве индикатора засоленности при сравнении однотипных пород, образовавшихся в разное время при одинаковой скорости осадконакопления и отсутствии заметных колебаний температуры. При этом предполагается, что процесс преобразования иллитов везде находится в одинаковой стадии. Распределение средних содержаний бора в иллитах глинистых фракций отложений климонтовского яруса приведено на рис. 59. Линии равных содержаний свидетельствуют о заметно повышенном содержании бора в центральной части Подлясского прогиба (Вышкув, Вротнув, Стадники, Мельник) по сравнению с Надбужанской впадиной и Балтийской синеклизой (Косцежина).

Обсуждение результатов

Основной минералогической ассоциацией в аргиллитах и алевролитах нижнего кембрия является комплекс "иллит—каолинит" с количественным преобладанием иллита над каолинитом и небольшими примесями хлорита. Иллит относится к минералам, устойчивым в морской среде, однако может образовываться и в материковых условиях при холодном климате, умеренной влажности и слабой инфильтрации грунтовых вод (Stoch, 1974). Иллиты и каолиниты являются продуктами изменения слюд и полевых шпатов в процессе выветривания. Эти минералы преобразуются в другие минералы и могут сноситься водами рек в морские бассейны. По характеру распределения и типу глинистых минералов можно судить о типе горных пород, подвергающихся денудации. Минералогическая ассоциация иллит—каолинит—хлорит образуется в коре выветривания кислых магматических пород. Горные породы этого типа распространены в пределах мазурско-сувальской синеклизы и поднятия Лебы, являющегося подземным продолжением Балтийского щита. Отсюда, вероятно, все, и поступал глинистый материал в морской бассейн, расположенный на краю Восточно-Европейской платформы. Часть детритовых глинистых минералов могла образоваться на месте из пород докембрийского кристаллического фундамента, который подвергался размыванию во время трансгрессии в нижнем кембрии. Наблюдения, проведенные с помощью оптического и электронного микроскопов, а также химический состав исследованных глинистых фракций свидетельствуют о преобладании минералов детритового происхождения. Наиболее развитый процесс трансформации иллитов при сравнительно небольшом содержании глинистой фракции отмечается в отложениях семятыцкой и любельской свит из Бялополя. Содержание глинистой фракции возрастает в направлении центральной части Подлясского прогиба, где непосредственно на кристаллическом фундаменте залегают отложения климонтовского яруса. Образование осадков происходило здесь в условиях не очень глубокого моря, в умеренно восстановительной среде (пирит—глауконит). Содержание органического вещества повышалось к кровле отложений климонтовского яруса. Разложение органического вещества привело к изменению условий и созданию более восстановительной обстановки, при которой образовались углеводороды. Наиболее мелководные осадки представлены нижнекембрийскими отложениями восточной зоны Балтийской синеклизы (Косцежина), где минералого-геохимическая дифференциация отложений свидетельствует о многократном изменении цикла, связанного с близостью линии и неравномерным поступлением терригенного материала. Однако независимо от различий в глубине бассейна, засоленности и мощности отложений на всей платформенной части Польши в то время существовала и складывалась аналогичная минералогическая ассоциация, которая свидетельствует о том, что эта обширная область седиментации возникла в аналогичных физико-химических условиях, зависящих от климатических факторов и химического состава приносимого первичного материала.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В ВЕНДСКИХ И КЕМБРИЙСКИХ ПОРОДАХ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ И СТРАТИГРАФИИ

В терригенном разрезе позднего венда и раннего кембрия по всей Восточно-Европейской платформе значительная роль принадлежит глинистым породам, количество которых в ряде горизонтов (редкинский, котлинский, лонтоваский) достигает 90% и более. К тому же на обширной территории Московской синеклизы и Советской Прибалтики эти породы сравнительно слабо литифицированы вторичными процессами, о чем свидетельствует получение из этих пород весьма устойчивых суспензий без какого-либо существенного химического или механического воздействия. Лишь в юго-западных районах платформы, где данные породы подвергались более глубокому погружению, они представлены в настоящее время типичными аргиллитами, не поддававшимися простой обработке в водной среде.

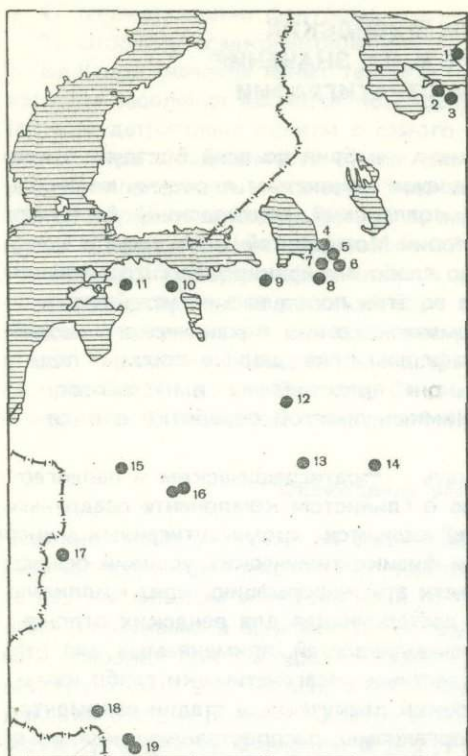
Данное обстоятельство заставляет привлекать ... стратиграфическим и палеогеографическим исследованиям всю информацию о глинистом компоненте осадочных пород, ибо именно минералы тонких фракций являются, кроме аутигенных минералов, наиболее чувствительными отражателями физико-химических условий осадконакопления и в то же время способны пронести эту информацию через миллионы лет. Особо важное значение имеет глинистая составляющая для вендских отложений, которые, как известно, содержат мало окаменелостей, применяемых для расчленения и корреляции разрезов. Глинистые частицы катагенетически слабо измененных осадков древних бассейнов из-за высокой плавучести в стадии седиментогенеза во многом напоминают планктонные организмы, распространяющиеся по всему водоему. Поэтому в случае установления индивидуализированных черт отдельных групп глинистых минералов, а также путем выявления закономерных изменений их ассоциаций по площади, можно приобрести дополнительные критерии для стратиграфической работы. Некоторые маркирующие образования, например туфогенные прослои монтмориллонитового состава в редкинской части разреза, а также своеобразное щамозитопроявление в верхних подразделениях венда Прибалтики, уже выявлены (Аксенов, Волкова, 1969; Пиррус, 1973), они обнадеживают дальнейшие поиски в этом направлении.

К сожалению, систематическому изучению глинистой составляющей до сих пор обращено необоснованно мало внимания. Можно отметить лишь отдельные работы по восточным районам платформы (Аксенов и др., 1970; Волкова, 1976; Постникова и др., 1977) и по сокращенным разрезам Прибалтики (Апините, 1971; Пиррус, 1970). Остальные сведения по глинистым минералам отложений, приведенные в ряде общелитологических и стратиграфических публикаций, носят более случайный характер и из-за выполнения на различном методическом уровне не поддаются надежному обобщению.

Поэтому для устранения данного пробела нами в течение ряда лет проводился анализ глинистых минералов позднего венда и раннего кембрия в 19 более доступных для исследования опорных разрезах, охватывающих всю западную часть платформы с севера на юг (рис. 60). Всего проанализировали 624 пробы преимущественно глинистых пород, отобранных автором из кернов скважин и из крупных обнажений (Зимний Берег, Подолия). В ряде случаев пробы близко расположенных скважин или обнажений были привязаны к единому сводному разрезу региона (Приладожье, Эстония, Белоруссия).

Глинистые минералы анализировались во фракции $< 0,001$ мм, выделенной из суспензии породы после легкого механического растирания и ультразвуковой обработки ее. Количественная оценка проводилась на дифрактометре УРС-50 ИМ по методике сравнения с стандартными смесями минералов, применяемой в Институте геологии АН Эстонской ССР. Достоверность результатов рентгеновского анализа проверялась выборочно химическими, отчасти и термическими анализами, которые во всех случаях дали однозначные результаты.

Анализировались породы в следующих разрезах: в Зимнегорском обнажении



Р и с. 60. Схема расположения изученных разрезов

1 — обн. Зимнегорск; 2 — скв. Солозерск; 3 — скв. Сензерск; 4 — скв. Паша; 5 — скв. Малашаты; 6 — скв. Куневицы; 7 — скв. Усадище; 8 — скв. Заречье; 9 — скв. Костово; 10 — сводный разрез северо-востока Эстонии; 11 — сводный разрез запада Эстонии; 12 — скв. Торопец; 13 — скв. Ярцево; 14 — скв. Воробьево; 15 — скв. Вилькишкий; 16 — скв. С-012 и С-013 Белоруссии; 17 — скв. Страдечь-17; 18 — обнажения Подолии; 19 — сводный разрез Молдавии (скв. 1-Г и 2М)

на Белом море (вендские отложения); в скважинах Солозерск-11 и Синзерск-26 на юге Белом моря (вендские отложения); в скважинах Паша, Усадище, Малашаты, Куневицы и Заречье в Приладожье (вендские отложения, балтийская серия кембрия); в скв. Костово южнее Ленинграда (венд и низы кембрия); в скважинах Кунда, Ухтна, Яма и Синимяз в северо-восточной Эстонии (венд и балтийская серия кембрия); в скважинах Виртсу, Коловере, Хаапсалу, Арду и Арукюла на западе Эстонии (то же); в скв. Торопец (венд и низы балтийской

серии); в скважинах Ярцево и Воробьево в юго-западной части Московской синеклизы (вендские отложения); в скважинах С-012 и С-013 Белоруссии (вендские отложения и низы балтийской серии); в скв. Вилькишкий на Юго-Востоке Литвы (то же); в скв. Страдечь-17 к Брестской впадине (то же); в группе обнажений Подольского Приднестровья (то же); в скважинах 2-М и 1-Г в Молдавии (вендские отложения).

Поскольку графическое изложение всего фактического материала не является возможным, полученные данные представлены ниже в виде среднеарифметических пересчетов по основным стратиграфическим подразделениям разреза, обоснованном в предыдущем томе данной монографии. Этот прием в известной степени обедняет естественную картину распределения глинистых минералов в породах и сглаживает многие контрастные переходы в конкретных разрезах, однако, с другой стороны, позволяет статистически подойти к рассмотрению материала и более обоснованно провести оценку использования изменений в составе глинистых минералов в стратиграфических и палеогеографических построениях.

Представленный в таком виде материал (рис. 61) позволяет сделать следующие выводы.

Глинистый компонент как вендских, так и кембрийских отложений характеризуется полиминеральным составом. Наряду с преобладающими минералами групп гидрослюд и хлоритов, которые встречаются практически повсеместно, весьма постоянно, хотя и в резко меняющихся количествах, присутствуют также каолинит и минералы с разбухающей решеткой. Правда, среди последних основную роль играют смешанно-слоиные образования типа гидрослюда-монтмориллонит. Хлорит-монтмориллонитовые образования, как и чисто монтмориллонитовые фазы, встречаются редко и в ничтожных количествах, за исключением вышеотмеченных прослоев преобразованного туффитового материала в северных и центральных разрезах Московской синеклизы. В большинстве случаев содержание монтмориллонита и хлорит-монтмориллонита не достигает 10% фракции < 0,001 мм. Наибольшие количества этих минералов установлены в некоторых пробах вендского разреза Молдавии и в низах вендского разреза самых северных районов (Приладожье,

Беломорье). В кембрийских отложениях эти минералы практически отсутствуют и встречены в виде следов лишь в некоторых образцах ровенского горизонта. Из-за невозможности масштабного изображения минералов этой группы на колоннах они суммированы в единой группе со смешанно-слойнными минералами монтмориллонит-гидрослюдистого ряда. Последние являются по своему характеру весьма различными. Нередко присутствие их устанавливается только по сильной диффузности рефлекса $10 \text{ \AA}$ и по появлению ряда неясно оконтуренных рефлексов в интервале $11\text{--}12,5 \text{ \AA}$ после обработки этиленгликолем. В других случаях уже на исходной дифрактограмме вырисовывается самостоятельный дополнительный рефлекс в интервале $11\text{--}12 \text{ \AA}$, который исчезает при нагревании и дает сдвиг в сторону малых углов после обработки этиленгликолем. Все это показывает, что в изучаемых отложениях встречаются разностадиальные переходы между монтмориллонитом и гидрослюдой, которые могут иметь и различное происхождение: быть либо формами сильной деградации минералов слюдяного типа, либо, наоборот, продуктами частичной аградации первичных монтмориллонитовых образований. Повсеместное присутствие в глинах других минералов, в частности типичных гидрослюдов, не позволяет однозначно решить этот вопрос в конкретных образцах. Однако путем прослеживания ассоциаций глинистых минералов по площади (рис. 62) можно сделать некоторые заключения и по данному вопросу.

Изменения в составе глинистых минералов по вертикальному разрезу являются в одних случаях очень резкими, в других — плавными и малозаметными. Весьма контрастные и на первый взгляд совсем не закономерные изменения наблюдаются также по латерали в разновозрастных отложениях. Однако бывает и наоборот: отложения лонтовасского горизонта, а в меньшей степени и отложения редкинского горизонта сохраняют близкий состав на больших расстояниях.

Если тщательно следить за наиболее изменчивым компонентом глинистой фракции — каолинитом и минералами с разбухающей решеткой, многое становится ясным и определенным. Оказывается, что минералы с разбухающей решеткой играют наибольшую роль в отложениях редкинского горизонта — в низах изученного разреза. Количество минералов этой группы постоянно в пределах $20\text{--}40\%$ и обнаруживает тенденцию к увеличению на юго-запад. В вышележащих отложениях содержание смешанно-слоинных минералов резко снижается и достигает такого уровня лишь в редких случаях — в разрезах каниловской свиты Молдавии и Приднестровья. Это свидетельствует о значительном поступлении в редкинский бассейн неустойчивого материала вулканогенного происхождения, который, попав в морской водоем, подвергался частичному гальмиролизу и аградации. Этот вывод вполне согласуется с наличием в терригенной толще редкинского уровня прослоев монтмориллонитовых глин явно вулканогенного происхождения, которые при представленных пересчетных данных не приняты в расчет. Интересна отрицательная корреляция смешанно-слоинных фаз с количеством хлорита, в меньшей степени и с количеством каолинита в отложениях редкинского горизонта. Хотя последние закономерности не совсем ясны и вряд ли могут быть объяснены только простым механическим подавлением количественной роли неустойчивых смешанно-слоинных фаз другими минералами, наличие смешанно-слоинных минералов в повышенном количестве все же является характерным признаком для глин редкинского горизонта в целом и может быть поэтому рекомендовано как дополнительный стратиграфический критерий.

Распределение каолинита по разрезу менее закономерно, однако в большинстве случаев выявляется тенденция резкого увеличения количественной роли его в базальной части котлинского горизонта. Это прежде всего гдовская свита Северной Прибалтики, которая постепенно сокращается к востоку и заменяется там более глубоководными, менее каолинитоносными отложениями. Аналоги гдовской свиты устанавливаются по каолиниту также в западных разрезах Московской синеклизы (Торопец, Ярцево), менее четко — в пределах Белоруссии. В Подольском Приднестровье основным носителем каолинита является джуржевская свита, которая, однако, относится, вероятно, уже к верхам редкинского горизонта. Увеличение привноса каолинита в области седиментации в начале последней трансгрессии

Молдавия Приднестровье Брест ЮВ Литвы Белоруссия Ярево Торонец СВ Эстония Каства Приладожье Сензск Зимнегорск

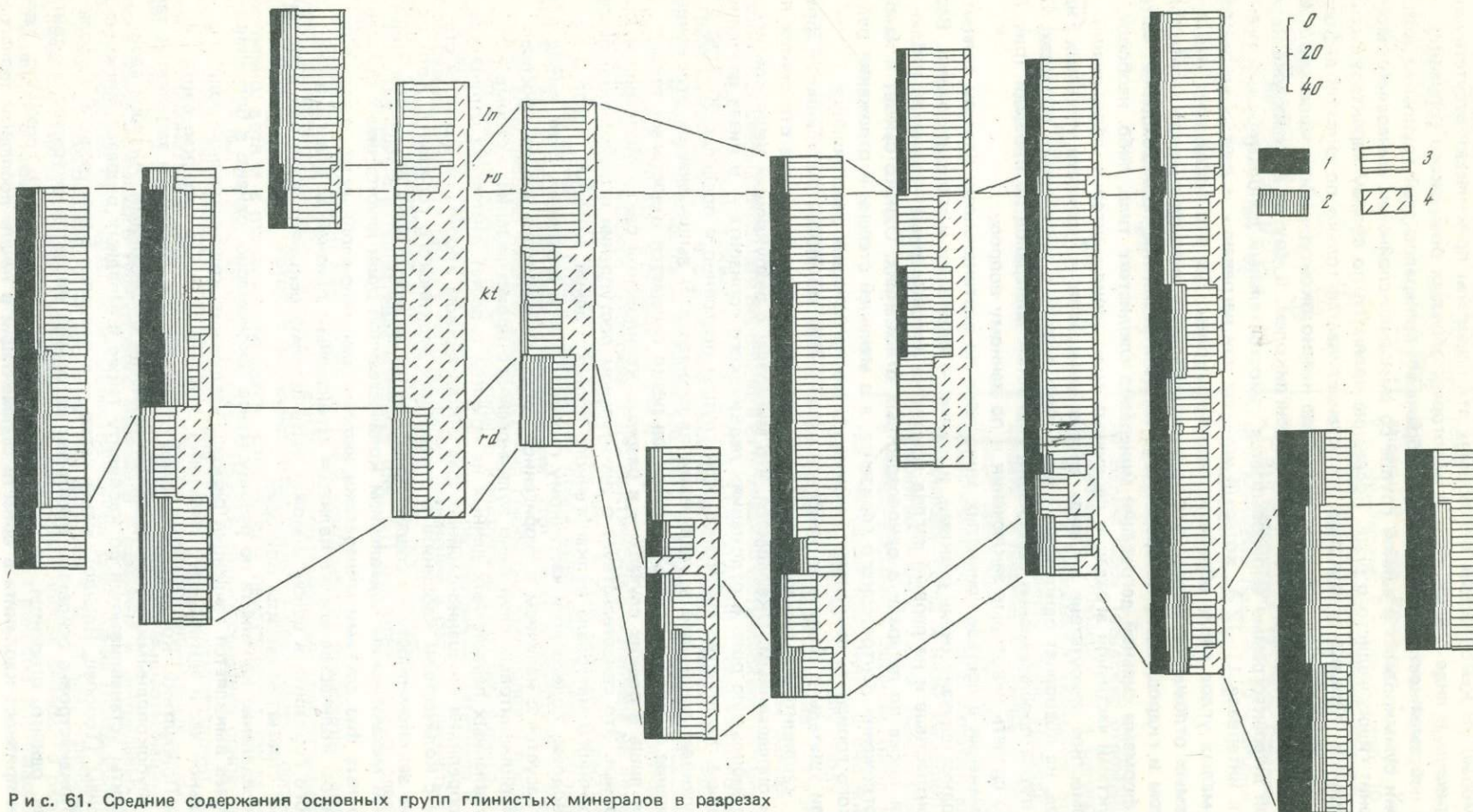


Рис. 61. Средние содержания основных групп глинистых минералов в разрезах

Горизонты rd — редкинский, kt — котлинский, gv — ровенский, ln — лонтовский; минералы: 1 — хлориты, 2 — монтмориллонит и смешаннослойные минералы типа монтмориллонит-хлорит и монтмориллонит-гидрослюда, 3 — гидрослюда, 4 — каолинит

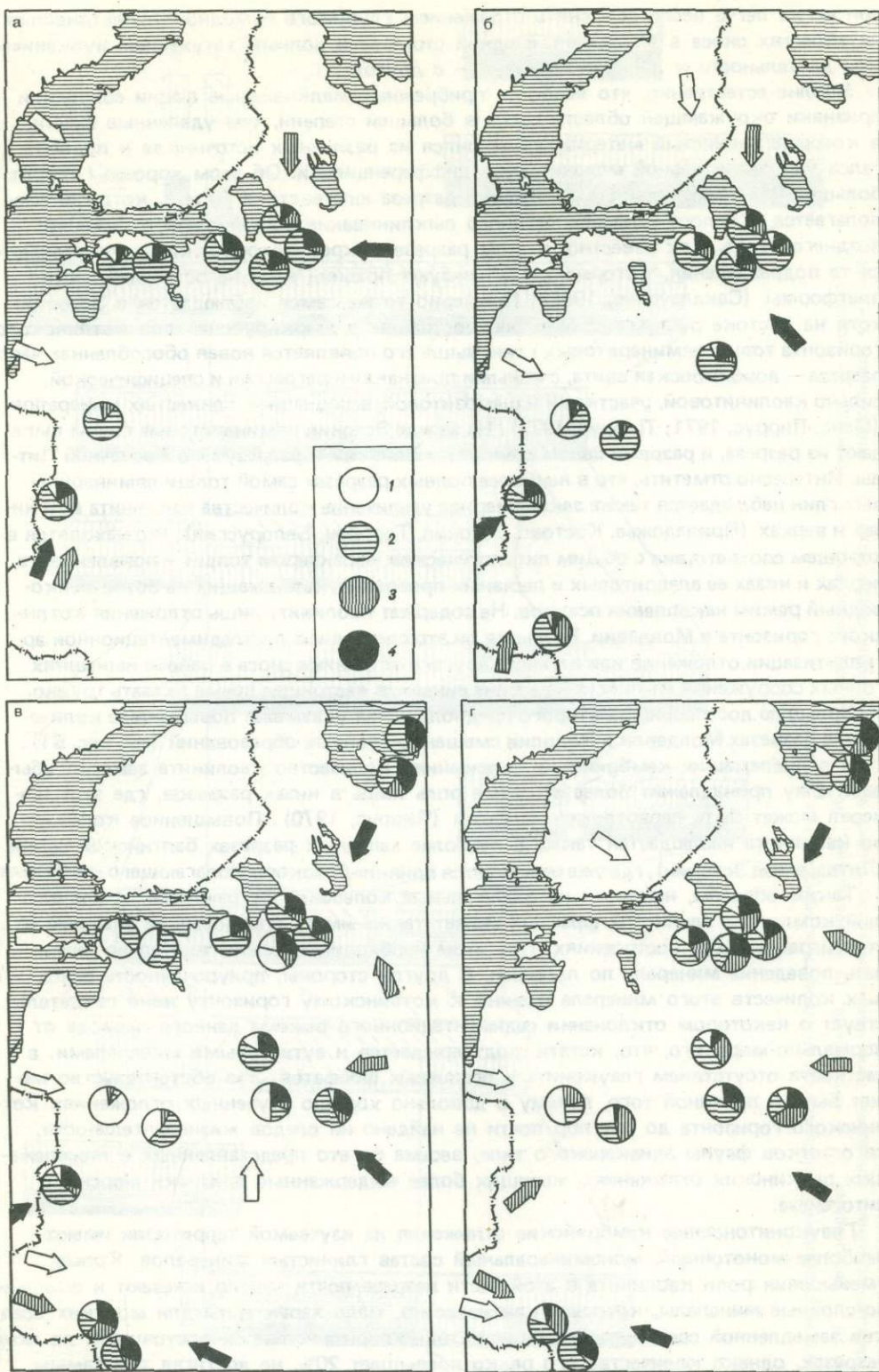
сии венда легче всего объяснить отражением глубокого гумидного выветривания на областях сноса в это время, с одной стороны и полным затуханием вулканической деятельности к данному времени — с другой.

Вполне естественно, что наиболее прибрежные мелководные фации сохранили признаки окружающей области сноса в большей степени, чем удаленные фации, в которые глинистый материал приносился из различных источников и подвергался уже значительной механической дифференциации. Об этом хорошо говорит большая каолинитовость отложений разреза юго-востока Литвы, который располагается в полосе непосредственного выклинивания бассейновых отложений позднего венда. Как известно, в этом разрезе макролитологически не улавливаются те подразделения, которые характеризуют поздний венд на остальной части платформы (Сакалаускас, 1968). Примерно то же самое наблюдается в Эстонии: хотя на востоке республики еще распространяется маркирующая для котлинского горизонта толща ламинаритовых глин, выше его появляется новая обособленная часть разреза — воронковская свита, с явными признаками регрессии и специфической, сильно каолинитовой, участками и шамозитовой, ассоциацией глинистых минералов (Менс, Пиррус, 1971; Пиррус, 1973). На западе Эстонии ламинаритовые глины выпадают из разреза, и разрез в целом становится близким к разрезу Юго-Восточной Литвы. Интересно отметить, что в наиболее полных разрезах самой толщи ламинаритовых глин наблюдается также закономерное увеличение количества каолинита в ее низах и верхах (Приладожье, Костово, Эстония, Торопец, Белоруссия), что находится в хорошем соответствии с общим литологическим характером толщи — появлением в верхах и низах ее алевроитовых и песчаных прослоев, указывающих на более мелководный режим накопления осадков. Не содержат каолинита лишь отложения котлинского горизонта в Молдавии. Является ли это следствием постседиментационной аргиллитизации отложений или влияния другого источника сноса в районе нынешних горных сооружений альпийской геосинклинали, в настоящее время сказать трудно. На большую достоверность второго предположения указывает повышенное количество в разрезах Молдавии и Подолии смешанно-слоистых образований (см. рис. 61).

В вышележащих кембрийских отложениях количество каолинита заметно убывает. Ему принадлежит более заметная роль лишь в низах разрезов, где этот минерал может быть переотложен из венда (Пиррус, 1970). Повышенное количество каолинита наблюдается также в наиболее западных разрезах балтийской серии (Литва, запад Эстонии), где уже чувствуется влияние близкорасполагающего континента.

Таким образом, несмотря на значительные колебания по разрезам, каолинитовый компонент глинистой фракции может также иметь определенное значение в стратиграфических построениях. При этом необходимо только тщательно учитывать поведение минерала по латерали. С другой стороны, приуроченность основных количеств этого минерала именно к котлинскому горизонту явно свидетельствует о некотором отклонении седиментационного режима данного периода от нормально-морского, что, кстати, подтверждается и аутигенными минералами, в частности отсутствием глауконита и осадочных фосфатов. Это обстоятельство может быть и причиной того, почему в довольно хорошо изученных отложениях котлинского горизонта до сих пор почти не найдено ни следов жизнедеятельности, ни остатков фауны эдиакарского типа, весьма богато представленных в нижележащих редкинских отложениях, носящих более выдержанные признаки морского литогенеза.

Глауконитовые кембрийские отложения на изучаемой территории имеют наиболее монотонный, мономинеральный состав глинистых минералов. Кроме уменьшения роли каолинита в этой части разреза почти нацело исчезают и смешанно-слоистые минералы, которые, как известно, мало характерны для морских осадков замедленной седиментации. Присутствие хлорита является постоянным во всех разрезах, однако количество его редко превышает 20%, не достигая тем самым уровня в многих вендских отложениях. Хлорит часто сильно деградирован, и, судя по кристаллохимическим особенностям этого минерала в разрезах Эстонии (Пиррус, 1970), можно предполагать реликтовое его присутствие в отложениях. Представленный выше материал поддается анализу и в палеогеографическом плане,



Р и с. 62. Схема изменения ассоциации глинистых минералов по площади.

Горизонты: а — лонтоваский, б — ровенский, в — котлинский, г — редкинский; глинистые минералы: 1 — каолинит, 2 — гидрослюда, 3 — монтмориллонит и смешаннослойные образования, 4 — хлориты; стрелками показаны основные направления поступления отдельных групп глинистых минералов

что дает возможность установить основные тенденции изменения ассоциаций глинистых минералов по всей изученной территории (см. рис. 62). Нанося средние содержания глинистых минералов по отдельным разрезам на картосхему, можно видеть, что хлоритовая составляющая редкинское время привносилась в бассейн с двух основных направлений — с северо-востока и юго-востока. Убывание количественной роли этого минерала в данном направлении является закономерным и выдержанным, несмотря на то что непосредственные источники хлорита выявить все же весьма сложно. Смешанно-слоистые образования поступили в редкинский бассейн в части Московской синеклизы явно с востока, в части Подолии и Белоруссии — с юго-запада. Эти направления указывают на весьма узкую локализацию вулканических поставщиков этих минералов, и выявляющиеся по глинистым минералам расположения центров вулканической активности в это время хорошо согласуются с ранее известными, установленными по прямым признакам вулканических излияний. Привнос каолинита в редкинский бассейн произошел широким фронтом и строго в одном направлении с запада на восток.

Таким образом, выявляется резко асимметричная картина питания редкинское бассейна глинистым веществом: наиболее выветрелый материал поступил с обширной суши гумидной зоны на западе территории, наименее выветрелый — с севера и юго-востока. Трудно предполагать, что последние области были сильно приподняты над уровнем бассейна и представили собой горные сооружения — такой закономерности не улавливается в гранулометрическом составе отложений. Возможно, что большее влияние оказали здесь особенности состава размываемых исходных пород (хлоритсодержащие сланцы и др.) и прежде всего климатический фактор, не благоприятствующий в это время формированию каолинитоносных кор выветривания в восточных районах платформы. Поступление в бассейн материала вулканогенного происхождения в некоторой степени усложняет описанную асимметрическую схему питания редкинское бассейна, но не в состоянии его полностью погасить.

В котлинское время основные пути привноса отдельных групп глинистых минералов остаются теми же, однако претерпевают некоторые изменения в деталях (см. рис. 62, в). В связи с расширением трансгрессии поступление каолинита ограничивается строго с западным направлением, северо-западный привнос его не устанавливается. Появляется новый источник каолинитовых минералов на Украине — судя по повышенному количеству этого минерала — в разрезе Ярчево. Привнос хлорита с северо-востока сохраняется, несколько расширяется фронт поставки этого минерала и с юго-востока — из районов обрамления Украинского щита. Появляется и дополнительное направление с юго-запада (разрез Брестской впадины). Смешанно-слоистый материал потерял свое количественное значение, однако два максимума их распределения устанавливаются в тех же районах, что и в редкинское время. Очевидно, дело заключается здесь в переотложении части редкинских отложений в осадки котлинского водоема.

В ровенском бассейне кембрия также отчетливо выявляется наличие двух источников глинистых минералов: западная—северо-западная зона привноса каолинита и юго-восточная зона поступления минералов хлоритовой группы (см. рис. 62). Северо-восточная область привноса хлорита, столь характерная для вендского этапа, здесь уже не устанавливается. Наоборот, усиливается новое — Карпатское — направление поступления хлорита, которое заложило уже в котлинское время. На севере бассейна не улавливается и четкая направленность в поступлении смешанно-слоистых образований; можно лишь вырисовывать какое-то направление с севера на юг, параллельно поступлению каолинита в северной части бассейна. Это может свидетельствовать лишь о том, что к ровенскому времени активная вулканическая деятельность в пределах платформы была прекращена и соответствующий компонент в глинистую фракцию осадочных пород мог попасть лишь путем переотложения более древних, обогащенных смешанно-слоистыми минералами осадочных образований. В данном случае этими источниками могли служить выходы редкинское горизонта именно на северном обрамлении ровенского бассейна. Более значительную роль играют смешанно-слоистые монтмориллонит-гидрослюд в

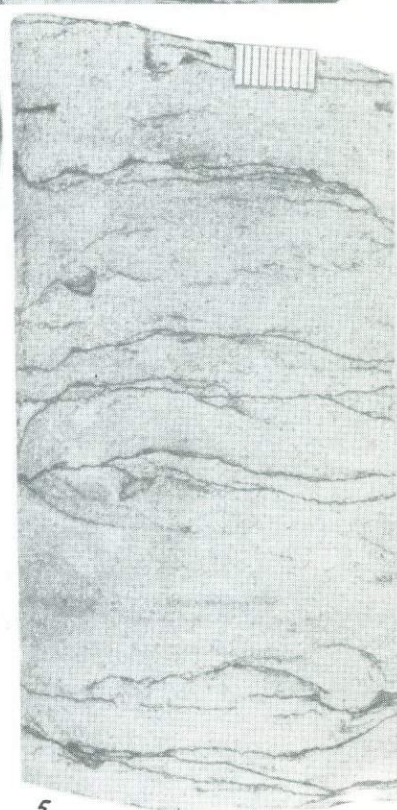
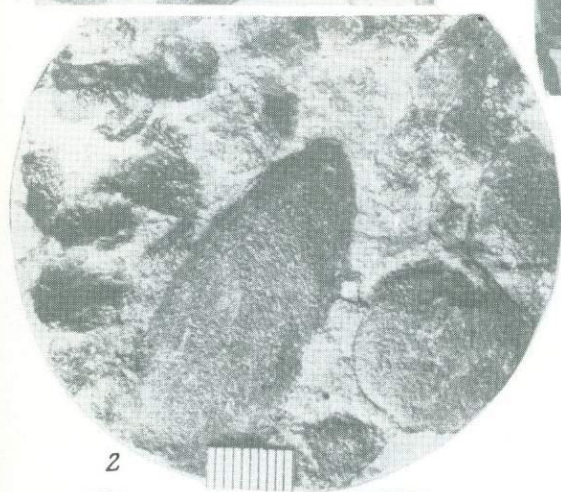
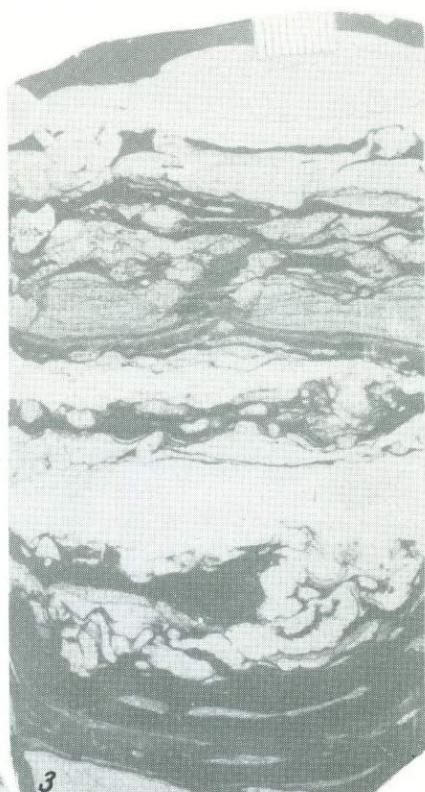
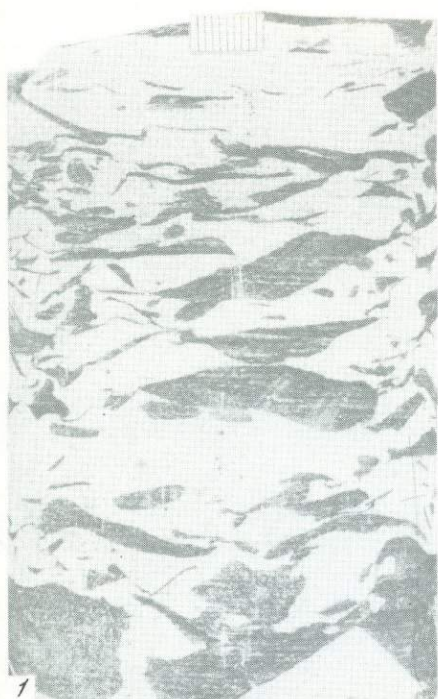
Подольских разрезах, что может быть объяснено усиленным привносом метастабильных фаз глинистых минералов и в то же время с Карпатского направления. Каков это был источник — первично-вулканический или размываемые комплексы ранее отлагавшихся осадочных пород — в настоящее время сказать трудно.

В лонтоваское время, когда кембрийская трансгрессия охватывала и более западные районы, основной план поступления глинистого материала мало меняется (см. рис. 62). Привнос каолинита с запада и северо-запада остается явным и для этого периода. Поступление хлорита становится менее отчетливым, но вырисовывается два основных источника его — северо-восток и юго-запад. Привнос минералов этой группы с юго-востока, как это отмечалось для более ранних периодов, в лонтоваское время уже не улавливается. Возможно, это является следствием недостаточности аналитического материала для реконструкции данного направления, однако оно может иметь и чисто палеогеографическое объяснение. Интересно отметить, что и для смешанно-слоистых минералов устанавливаются те же направления, что для хлоритов — северо-восток и юго-запад. Основным поставщиком этих минералов является, на наш взгляд, размыв ранее отлагавшихся вендских осадочных образований.

Как видно из представленного материала, для поздневендского и раннекембрийского осадкообразования в западной зоне Восточно-Европейской платформы, принципиальное значение имеют в основном два обстоятельства. Первое — это наличие обширного, слабо расчлененного континента на западе, в пределах Фенно-Скандии и Центральной Европы, где интенсивно развивались процессы химического выветривания гумидного типа и откуда в рассматриваемые водоемы постоянно приносился каолининовый материал. Второе — это полное отсутствие аналогичной ситуации на востоке. Здесь процессы химического выветривания не могли развиваться столь интенсивно. Возможно, что этому препятствовал неблагоприятный более суровый климат, большая степень расчлененности рельефа и, возможно, более островной характер области сноса вообще. Ведь развивающаяся рядом Уральско-Гиманская геосинклиналь со своими предгорными прогибами значительно усложняла ход трансгрессивных событий на востоке и не создала возможностей для формирования фронтального и постоянно действующего потока терригенного материала с востока в платформенные водоемы на западе. Поэтому и на восточном обрамлении рассмотренных поздневендских и раннекембрийских бассейнов чувствуется непостоянство источников глинистого материала и нередко улавливается влияние размыва ранее отлагавшихся осадочных образований. Последнее, в свою очередь, усложнялось и действием вулканических очагов, особенно в редкинский этап развития осадкообразования.

Интересно отметить, что по глинистым минералам не выявляется влияние Украинского кристаллического щита на юго-восточном обрамлении бассейнов. Кажется, что данная область сноса не играла еще существенной, самостоятельной роли в формировании состава древнейших осадочных образований платформы.

Приведенные заключения, сделанные в основном лишь на основании анализа глинистой составляющей пород, являются, естественно, весьма односторонними и предварительными, требующими дальнейшей проверки с новым фактическим материалом. Однако они выявили важные общие тенденции в древнем глинонакоплении, которые нельзя упускать из виду при рассмотрении палеогеографических реконструкций конкретных отрезков венда и кембрия в западной части платформы.



Р и с. 32

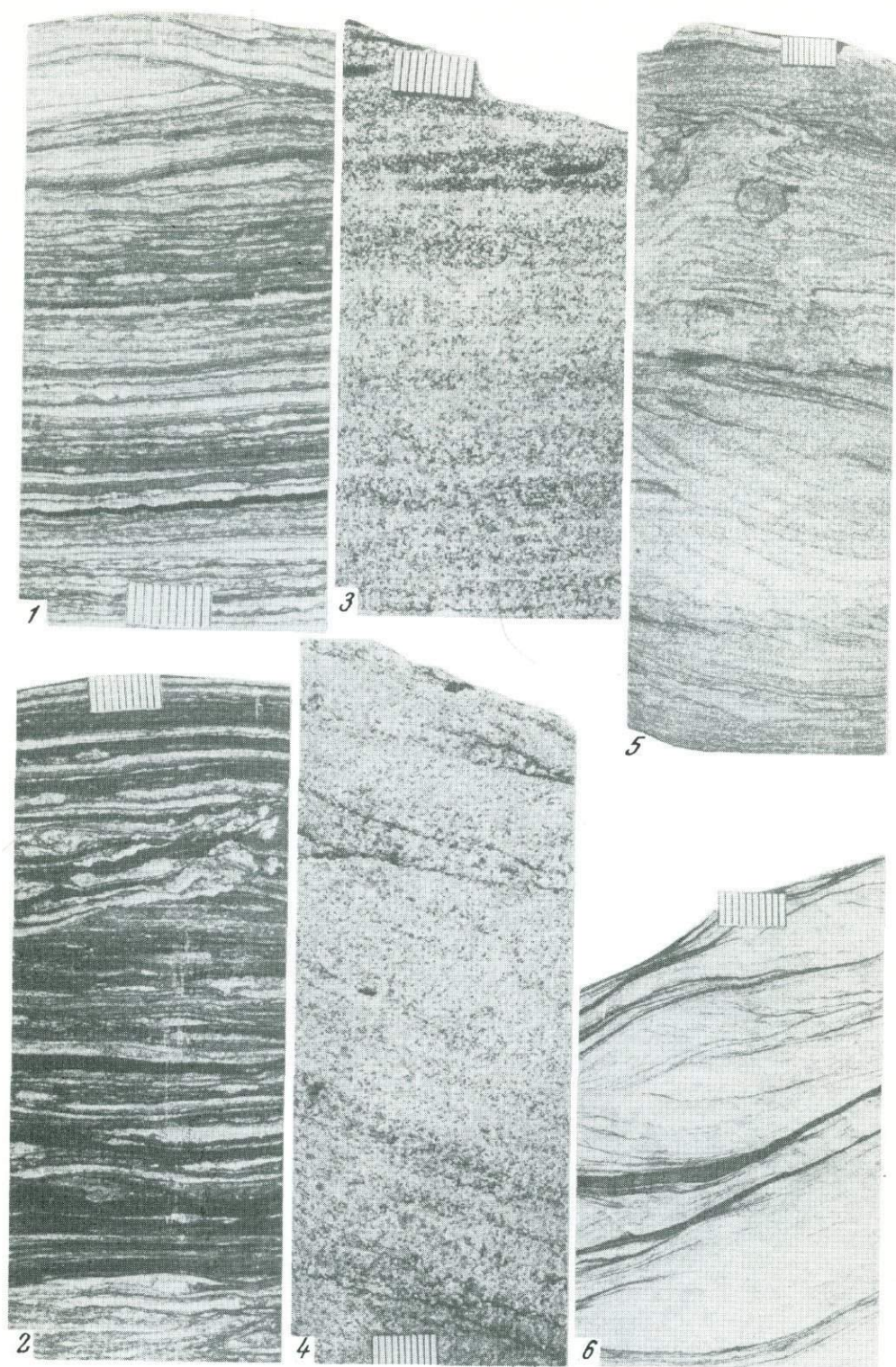


Рис. 33

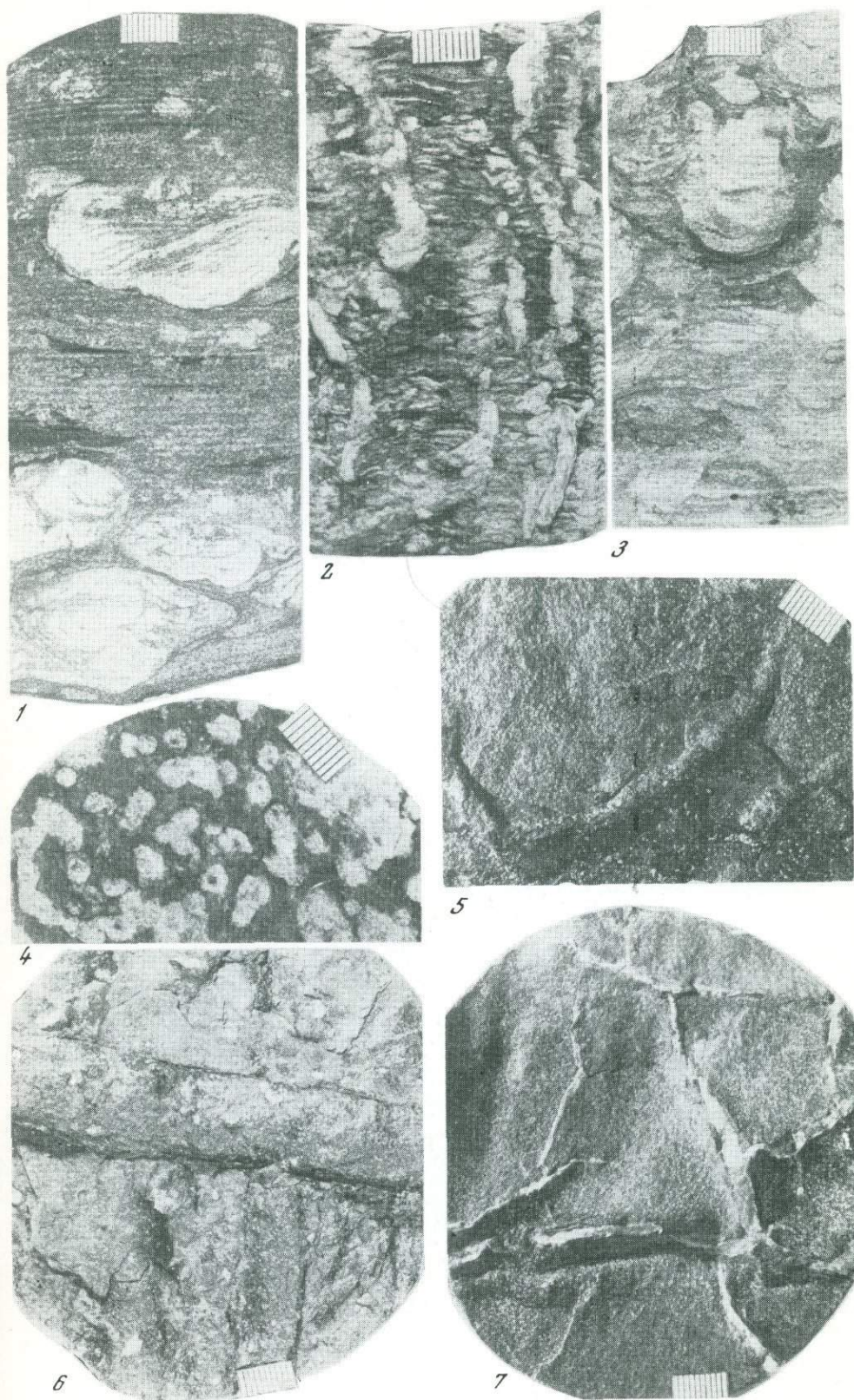
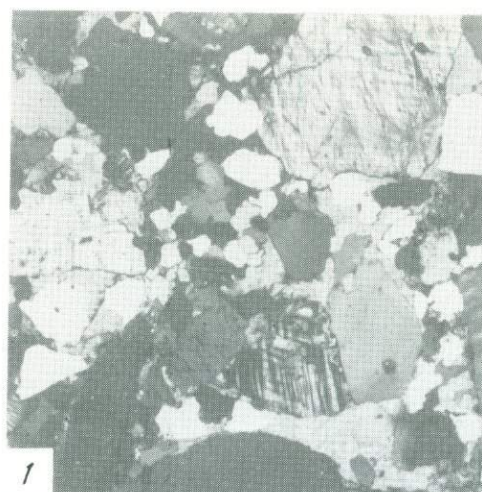
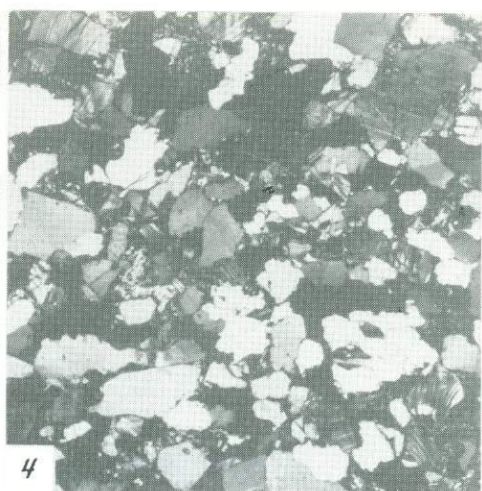


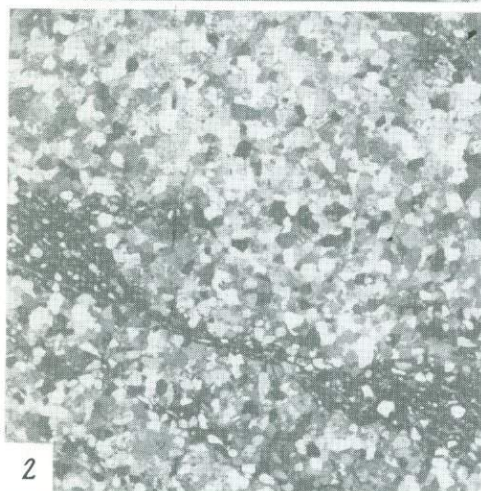
Рис. 34



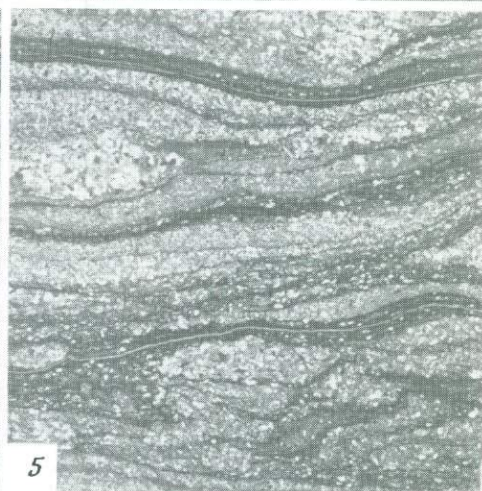
1



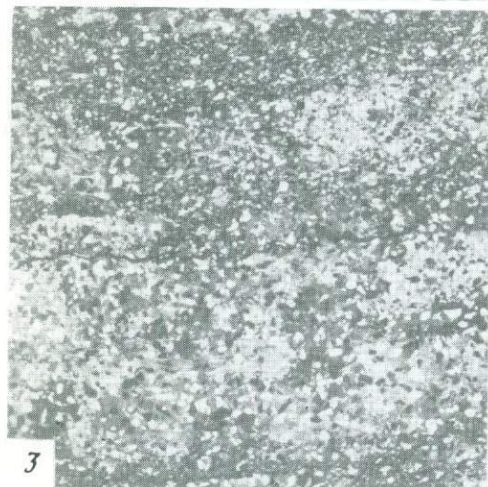
4



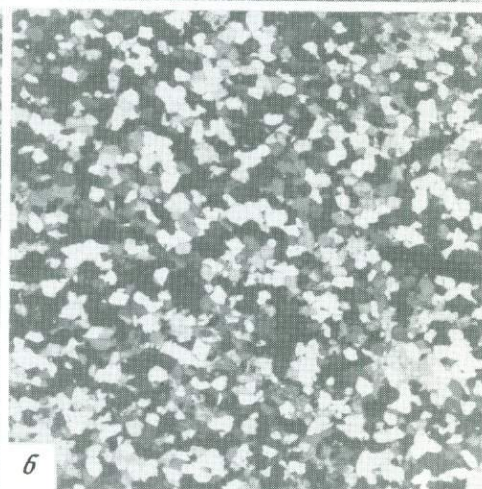
2



5

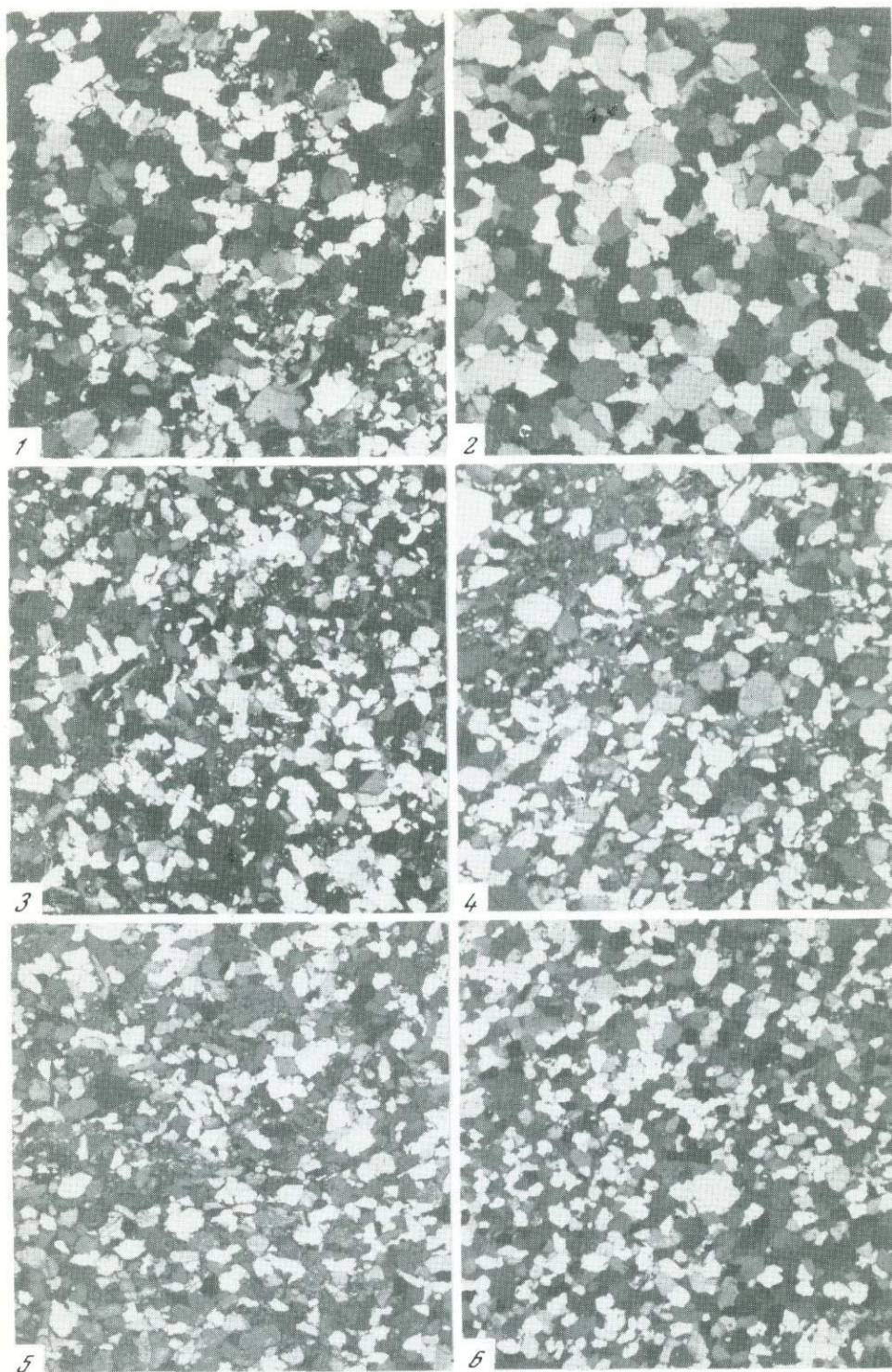


3

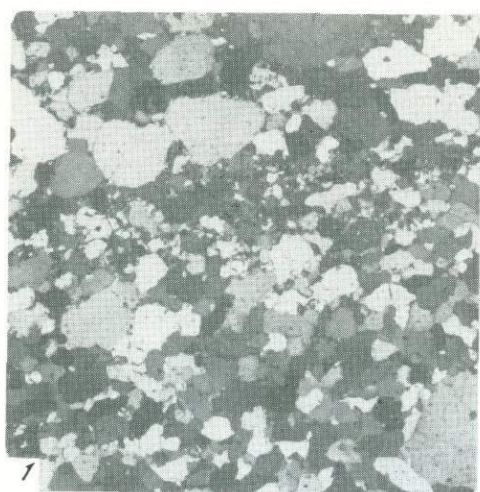


6

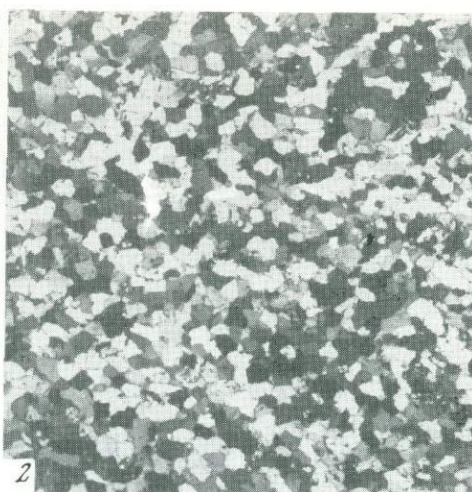
Рис. 48



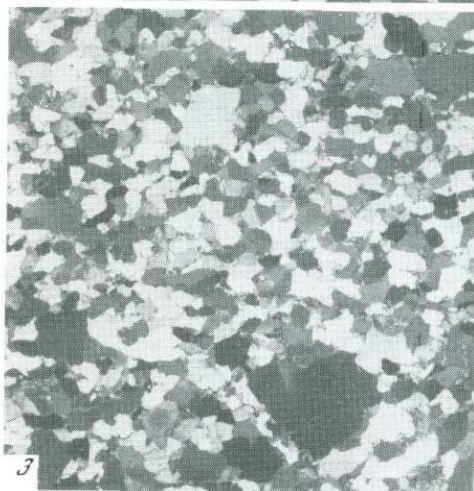
Р и с. 49



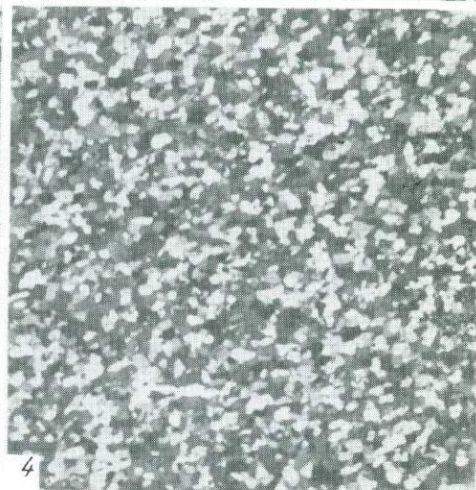
1



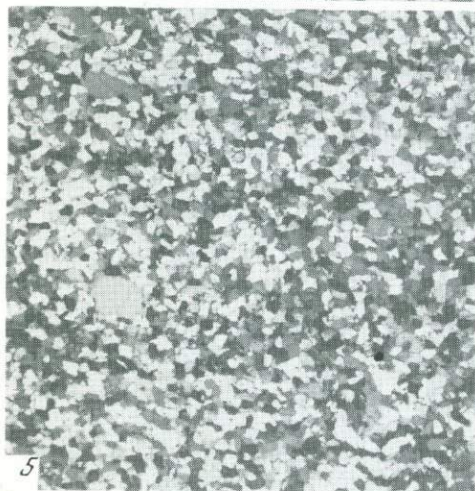
2



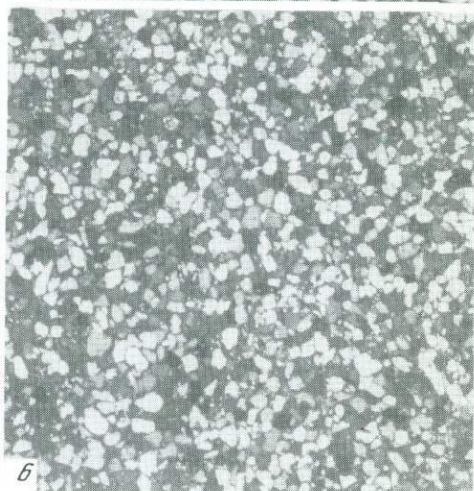
3



4

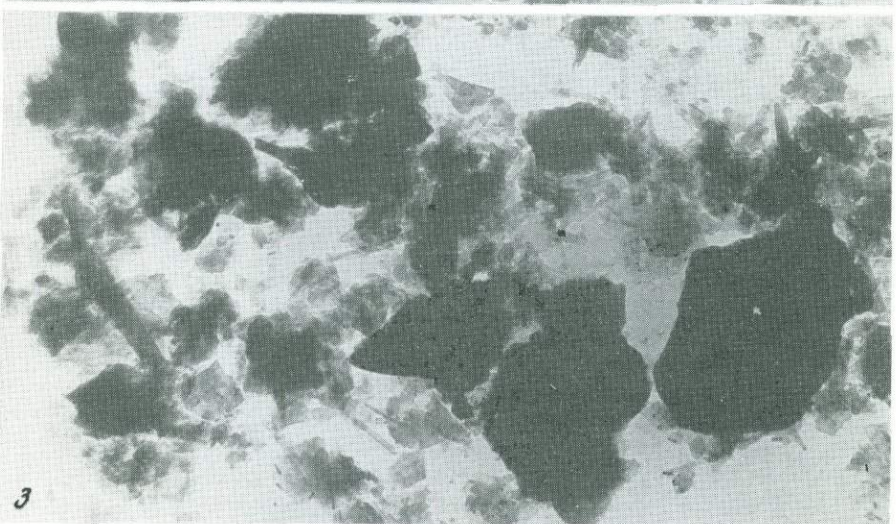


5

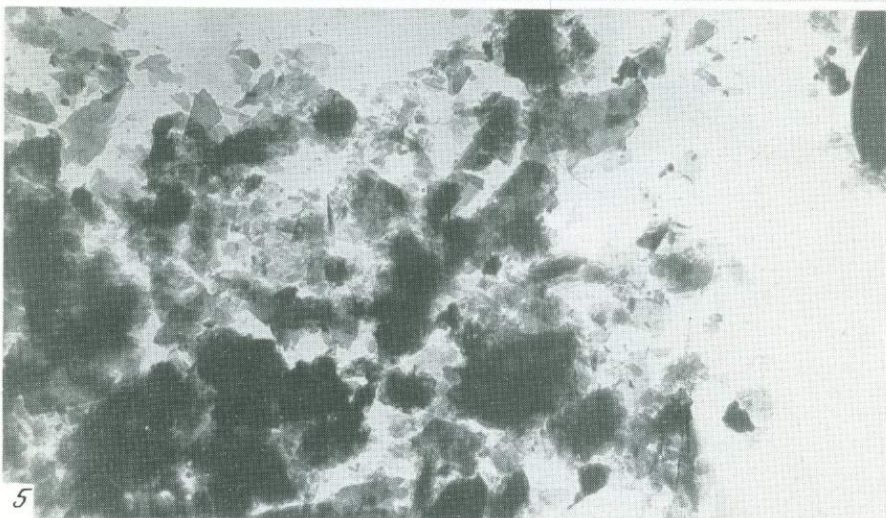


6

Р и с. 50



Р и с. 56



Р и с. 56 (окончание)

Р и с. 32. Обломки и галька алевролита в мелкозернистом песчанике.

1 — Бялополе, глуб. 2929,8 м (верхний венд); 2 — окатанная галька алевролита в сред-незернистом песчанике. Бялополе, 2736,8 м (климонтовский ярус); 3 — тонкопереслаивающийся песчаник и аргиллит, видны биотурбационные текстуры. Бялополе, глуб. 2640,9 м (гольмиевый горизонт); 4 — деформационная текстура в мелкозернистом песчанике. Крове Багно, глуб. 3436,8 м (верхний венд); 5 — нечетковывраженная мелкая косая слоистость, сближенная с волнисто-линзовидной слоистостью, среднезернистый песчаник. Косцежина, глуб. 5016,4 м (климонтовский ярус). Шкала дана в мм

Р и с. 33. Песчано-глинистая полосчатая полоса.

1 — Тонкопереслаивающийся песчаник и аргиллит, видна тонкая горизонтальная слоистость и мелкая косая слоистость; в верхней части — размыв. Бялополе, глуб. 2856,5 м (верхний венд); 2 — тонкопереслаивающийся песчаник и аргиллит, видна тонкая горизонтальная слоистость без линейности течения, мелкие песчаные линзы и деформационные текстуры; в верхней части — размыв. Бялополе, глуб. 2886,5 (верхний венд); 3 — тонкая горизонтальная слоистость с линейностью течения, среднезернистый песчаник. Бялополе, глуб. 2835,8 м (климонтовский ярус); 4 — крупная косая слоистость, грубозернистый песчаник. Крове Багно, глуб. 3399,2 м (климонтовский ярус); 5 — мелкая слоистость и биотурбационные текстуры; мелкозернистый песчаник. Бялополе, глуб. 2912,7 м (верхний венд); 6 — мелкая косая слоистость типа волнисто-линзовидной; мелкозернистый песчаник. Каплоносы, глуб. 1387,5 м (верхний венд). Шкала дана в мм

Р и с. 34. Текстура

1. Деформационная в тонкопереслаивающемся песчанике и аргиллите. Прабуты, глуб. 3810,4 м (гольмиевый горизонт); 2 — биотурбационная (*fodinichnia*) в тонкопереслаивающемся песчанике и аргиллите. Вышкуп, глуб. 2168,7 м (гольмиевый горизонт); 3 — биотурбационная (*fodinichnia*) в тонкопереслаивающемся песчанике и аргиллите. Окунев, глуб. 4065,7 м (гольмиевый горизонт); 4 — биотурбационная в тонкопереслаивающемся песчанике и аргиллите. Поперечный разрез почти вертикальных каналов органического происхождения (*domichnia*) Бялополе, глуб. 2771,5 м (климонтовский ярус); 5 — биотурбационная (*repichnia*) на подошвенной поверхности мелкозернистого песчаника. Каплоносы, глуб. 1387,6 м (верхний венд); 6 — биотурбационная (*repichnia*) на подошвенной поверхности крупнозернистого песчаника. Каплоносы, глуб. 1261,5 м (климонтовский ярус); 7 — трещины усыхания. Переслаивание алевролита в мелкозернистом песчанике. Вышкуп, глуб. 2273,8 м (климонтовский ярус). Шкала дана в мм

Р и с. 48. Литологический состав пород

1 — аркоз (аркозовая вакка) с карбонатными включениями. Венд, семьятыцкая серия; Мельник, глуб. 1603,3—1611,3 м; 2 — аркоз (аркозовая вакка) с каолинитом. Венд, семьятыцкая серия; Каплоносы, 1437,5 м; 3 — песчаник субаркозовый с глинисто-карбонатным цементом из бялопольской серии. Венд; Скв. Бялополе, 2946,9 м; 4 — алевролит глинисто-песчаный, субаркозовый из любельской свиты. Венд; Бялополе, 2880,2 м; 5 — мелкозернистый песчаник кварцевый с кальцитовым цементом. Любельская свита, венд; Бялополе, 2869,8; 6 — мелкозернистый песчаник субаркозовый (аренит) с глинисто-карбонатным цементом из любельской свиты. Венд; Каплоносы, 1382,0 м; $\times 11$.

Р и с. 49. Литологический состав пород

1 — кварцевый песчаник с глауконитом, цемент глинистый, с примесью карбонатов. Климонтовский ярус, зона *Sabellidites*, Крове Багно, 3334,0 м; 2 — песчаник кварцевый (аренит) с глауконитом и примесью карбонатов. Климонтовский ярус, зона *Sabellidites*; Бялополе, 2812,0 м; 3 — песчаник аркозовый с глауконитом, цемент глинистый с примесью карбонатов. Климонтовский ярус, зона *Platysolenites*; Мельник, 1570,0 м; 4 — песчаник субаркозовый, цемент глинистый с глауконитом. Климонтовский ярус, зона *Platysolenites*; Каплоносы, 1275,5 м; 5 — песчаник аркозовый, цемент глинистый с глауконитом. Климонтовский ярус, зона *Platysolenites*; Радзынь, 1566,5 м; 6 — песчаник кварцевый (аренит) без глауконита. Климонтовский ярус, зона *Platysolenites*; Вротнув, 2003,5 м; $\times 11$

Р и с. 50. Литологический состав пород

1 — песчаник кварцевый (аренит) с глауконитом. Климонтовский ярус, зона *Mobergella*; Косцежина, 4906,9 м; 2 — песчаник субаркозовый (аренит) с глауконитом. Климонтовский ярус, зона *Mobergella*; Прабуты, 3872,7 м; 3 — песчаник субаркозовый (аренит) без глауконита. Климонтовский ярус, зона *Mobergella*; Окунев, 4090,0 м; 3 — песчаник кварцевый (аренит). Горизонт хольмий, каплоноская свита; Бялополе, 2645,3 м; 4 — песчаник кварцевый (аренит). Хольмиевый горизонт, каплоноская свита; Каплоносы, 1122,5 м; 5 — песчаник кварцевый, Хольмиевый горизонт, каплоноская свита; Мельник, 1418,0 м; $\times 11$

Р и с. 56. Микрофотографии порошковых препаратов из фракции < 2 мк, выделенной из отложений нижнего кембрия

ЛИТЕРАТУРА

- Айзенберг Р.Е., Бессонова В.Я., Горецкий Р.Г., Климович И.В. Особенности формирования раннеплатформенных структур Белоруссии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 9.
- Аксенов Е.М. О вендском комплексе на востоке Русской платформы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 9.
- Аксенов Е.М., Власов В.В., Волков С.А. К палеогеографии валдайской серии северо-востока Волго-Камского края. — Тр. Геол. ин-та, № 30, 1970.
- Аксенов Е.М., Волкова С.А. Вулканогенно-осадочные горизонты редкинской свиты валдайской серии. — Докл. АН СССР, № 3, 1969.
- Апчинте И. Глинистое вещество в кембрийских породах Латвии. — Изв. АН СССР, 1971, сер. Химия и геология, т. 20, № 3.
- Арень Б., Лендзён К. Распространение и стратиграфия климонтовского яруса и нижнего кембрия на платформе в Польше. — В кн.: Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Европы и Северной Азии. М.: Наука, 1974.
- Беккер Ю.Р., Богданов Ю.Б., Якобсон К.Э., Негруца В.З., Солонцов Л.Ф., Аксенов Е.М. Основные черты геологии докембрия Русской платформы и ее складчатого обрамления. — В кн.: Вопросы тектоники докембрия материков. М.: Наука, 1970.
- Бессонова В.Я., Горелик З.А. Структурно-формационные подразделения осадочного чехла Белорусского массива. — В кн.: Проблемы тектоники территории БССР и смежных районов. Минск, 1974.
- 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, т. 178, № 4.
- Бессонова В.Я., Чумаков Н.М. Верхнедокембрийские ледниковые отложения западных районов СССР. — Литол. и полезн. ископаемые, 1969, № 2.
- Бикрис А.П., Брангулис А.П., Волкова Н.А., Розанов А.Ю. Новые данные по стратиграфии кембрия Восточной Латвии. — Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 1.
- Битюкова Л.Я., Пиррус Э.А. О содержании бора в глинистых породах венда и кембрия Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Сер. геол., 1978, т. 127, № 4.
- Брангулис А.П., Волкова Н.А., Карпицкая Л.П., Розанов А.Ю. К стратиграфии древних толщ на севере Курземского полуострова. — В кн.: Геология кристаллического фундамента и осадочного чехла. Рига: Зинатне, 1975.
- Брангулис А.П., Фридрихсон А.И., Волкова Н.А., Розанов А.Ю. Итоги изучения стратиграфии кембрийских отложений Латвии. — В кн.: Очерки геологии Латвии. Рига: Зинатне, 1978.
- Брунс Е.П. Верхний докембрий. Северо-западные, центральные и северные районы. — В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М.: Госгеолтехиздат, 1963.
- Брунс Е.П. История развития Русской платформы в позднем докембрии. — В кн.: Геология докембрия. М.: Недра, 1964, (МГК. 22 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 10).
- Великанов В.А. О закономерностях распределения фосфоритовых конкреций в калюсских слоях венда Подолии. — Литол. и полезн. ископаемые, 1975, № 6.
- Великанов В.А. Стратиграфия верхнедокембрийских образований юго-западного склона Украинского щита. — В кн.: Палеонтология и стратиграфия верхнего докембрия и нижнего палеозоя юго-запада Восточно-Европейской платформы. Киев: Наукова думка, 1976.
- Великанов В.А. Каниловская свита венда Волино-Подолии. — Геол. журн. АН УССР, 1977, т. 37, вып. 1.
- Веретенников Н.В. Тиллоподобные 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-запада Украины (Волины) и их значение для стратиграфии пограничных слоев рифея и венда. — В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР. Львов, 1972, вып. 7.
- Веретенников Н.В., Ляхович Я.В. К минералогии тонкопелитовой фракции туфогенных пород вулканогенно-осадочной свиты верхнего докембрия Белоруссии. —

- В кн.: Вопросы геологии территории БССР и некоторых смежных районов УССР. Минск: Наука и техника, 1970.
- Верникоцкий В.Н., Хижняков А.В.* Платформенный ряд верхнепротерозойских и кембрийских формаций Львовского прогиба. — В кн.: Осадочные и осадочно-вулканогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые. Киев: Наукова думка, 1975.
- Волкова С.А.* Глинистые минералы валдайской серии и их генезис. — В кн.: Условия формирования и закономерности размещения месторождения нерудного минерального сырья европейской части СССР. Казань, 1976.
- Гниловская М.Б.* Древнейшие растения венда Русской платформы (поздний докембрий). — Палеонтол. журн., 1971, № 3.
- Гниловская М.Б.* О стратиграфическом значении вендотенид. — В кн.: Микрофоссилии протерозоя и раннего палеозоя СССР. Л.: Наука, 1974.
- Гниловская М.Б.* Новые данные о природе вендотенид. — Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 4.
- Григалис А.А., Игнатавичюс В.И., Саладжос В.Ю.* Стратиграфические схемы и легенда-геологических и гидрогеологических карт Литовской ССР. Вильнюс: Периодика, 1971.
- Гущенко И.И.* Типы эруптивной деятельности и их фациальные аналоги в современных и недавних отложениях. — В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, 1964.
- Гущенко И.И.* Состав молодых континентальных вулканических толщ и условия выноса группы железа. — В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М.: Наука, 1965.
- Гущенко И.И.* Некоторые геохимические особенности пепловых отложений современных и недавних извержений. — В кн.: Современный вулканизм. М.: Наука, 1966 (Труды 2-го Всесоюз. вулканол. совещ. т.1).
- Дзюценидзе Г.С.* Влияние вулканизма на образование осадков. — В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М.: Наука, 1965.
- Дзюценидзе Г.С.* Вулканогенно-осадочное рудообразование. — Литол. и полезн. ископаемые, 1970, № 2.
- Дзюценидзе Г.С.* Генетические типы пирокластического материала в докембрии. — Сов. геология, 1976, № 2.
- Заика-Новацкий В.С., Палий В.М.* Новые данные относительно проблематических отпечатков из вендских отложений Подолии. — В кн.: Палеонтологический сборник Львовского геологического общества, 1968, № 5, вып. 1.
- Келлер Б.М.* Верхний протерозой Русской платформы. М.: Изд-во МГУ, 1968.
- Келлер Б.М.* Отпечаток неизвестного животного из валдайской серии Русской платформы. — В кн.: Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия. М.: Наука, 1969 (Труды ГИН АН СССР; Вып. 206).
- Келлер Б.М.* Тектоническая история и формирования верхнего докембрия. М.: ВИНТИ, 1973 (Итоги науки: Общая геология; Т. 5).
- Келлер Б.М., Аксенов Е.М., Королев В.Г., Крылок И.Н., Розанов А.Ю., Семихатов М.А., Чумаков Н.М.* Вендомий (терминальный рифей) и его региональные подразделения. — В кн.: Стратиграфия. Палеонтология. М.: ВИНТИ, 1974 (Итоги науки и техники; Т. 5).
- Келлер Б.М., Королев В.Г., Семихатов М.А., Чумаков Н.М.* Основные черты палеогеографии позднего протерозоя СССР. — В кн.: Геология докембрия. Л.: Наука, 1968 (МГК. 23 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4).
- Келлер Б.М., Меннер В.В., Степанов В.А., Чумаков Н.М.* Новые находки Metazoa в вендомии Русской платформы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 12.
- Курсанов В.В.* Трапповый магматизм рифея и венда в центральных и восточных областях Русской платформы. — Докл. АН СССР, 1966, т. 167, № 6.
- Курсанов В.В.* К вопросу о стратиграфии и корреляции отложений. — Материалы по минералогии, петрографии и геохимии осадочных пород и руд. М., 1971. Сер. минерал., петрогр. и геохим.; Вып. 1).
- Новикова А.С.* О тектонике и магматизме Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Деформация пород и тектоника. М.: Наука, 1964 (МГК. 22 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4).
- Новикова А.С.* О строении Восточно-Европейской платформы в протерозое. — Геотектоника, 1965, № 1.
- Новикова А.С.* О некоторых особенностях тектоники докембрия Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Геохронология докембрия. М.: Наука, 1970. Палеогеография СССР, т. 1. Докембрий, кембрийский, ордовикский и силурийский периоды. М.: Недра, 1974.
- Палеонтология верхнедокембрийских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы.* М.: Наука, 1979.
- 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, 1976.
- Пиррус Э.* Закономерности распределения глинистых минералов в вендских и кембрийских отложениях Восточной Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Сер. Хим. и геол., 1970, т. 19, № 4.
- Пиррус Э.* Находка шамозита в поздневендских отложениях Ленинградской области. — Изв. АН ЭССР. Сер. Хим. и геол., 1973, т. 22, № 1.
- Пости Э.* Новые находки плятисоленид и гастропод из лонтоваского горизонта

- Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Сер. Геол., 1978, т. 27, № 3.
- Постникова И.Е. Верхний докембрий Русской плиты и его нефтеносность. М.: Недра, 1977.
- Постникова И.Е., Котельникова Д.Д., Кирсанов В.В. Глинистые минералы и условия накопления верхнедокембрийских отложений Московского грабена. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1977, № 22.
- Ратеев М.А. Климатическая зональность и размещение глинистых минералов в осадках мирового океана. — В кн.: Океанологические исследования. М.: Наука, 1968, № 18.
- Родионова К.Ф., Максимов С.П., Котаровская Г.Д. К геохимической характеристике валдайских отложений венда центральных районов Русской платформы. — Геол. нефти и газа, 1972, № 2.
- Розанов А.Ю. Закономерности морфологической эволюции археоциат и вопросы ярусного расчленения нижнего кембрия. М.: Наука, 1973. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 241).
- Розанов А.Ю. Биогеография кембрия. — В кн.: Стратиграфия. Палеонтология. М.: ВИНТИ, 1976, т. 7. Итоги науки.
- Сакалаускас В.Ф. Венд Литвы. — В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя и корреляции с другими регионами. Вильнюс: Минтис, 1968а.
- Сакалаускас К.П. Тектоника и нефтегазоносность Юго-Западной Прибалтики. Вильнюс: Минтис, 1968б.
- Советов Ю.К. Верхние докембрийские песчаники юго-запада Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1977, с. 79–90. (Тр. Ин-та геол. и геофиз.; Вып. 298).
- Соколов Б.С. Кембрийский период. — В кн.: История геологического развития Русской платформы и ее обрамления. М.: Недра, 1964.
- Соколов Б.С. Венд Севера Евразии. — Геол. и геофиз., № 6, 1971.
- Соколов Б.С. Вендский этап в истории земли. — В кн.: Палеонтология. М., 1972.
- Соколов Б.С. Докембрийская биосфера в свете палеонтологических данных. — Вестн. АН СССР, 1972, № 8.
- Солонцов Л.Ф., Аксенов Е.М. Рифей Восточно-Европейской платформы. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1969, № 10.
- Солонцов Л.Ф., Аксенов Е.М. О стратиграфии валдайской серии Восточно-Европейской платформы. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1970, № 6.
- Стащук М.Ф. Літологічні особливості давньо-палеозойських в надрі в Середнього Придністров'я. — Тр. Ін-та геол. АН УРСР. Сер. стратигр. та палеонтол., 1958, вип. 21.
- Стратиграфія УРСР. Т. 2, Рифей-венд. Київ: Наукова думка, 1971.
- Стратиграфия верхнедокембрийских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1979.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 1–3.
- Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963.
- Тихомирова Н.Я., Кирсанов В.В., Михайловская Л.Н. О минеральной зональности валдайских отложений верхнего венда центральных районов Русской платформы. — Литол. и полезн. ископаемые, 1975, № 4.
- Федонкин М.А. Новое нахождение бесскелетных Metazoa в венде Зеленого берега. — ДАН СССР, т. 239, № 6, 1978.
- Формозова Л.Н. Влияние характера вулканизма и седиментогенеза на положение и состав вулканогенно-осадочных железных руд и их формационные типы. — В кн.: Состояние и задачи советской литологии. М.: Наука, 1970.
- Хворова И.В. О принципах типизации вулканогенно-осадочных формаций. — В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М.: Наука, 1965.
- Цапенко М.М., Махнач Н.А. Антропогенные отложения Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1959.
- Цапенко М.М., Махнач Н.А. Палеогеография и хронология антропогена в области развития скандинавских ледниковых покровов. — В кн.: Хронология и климаты четвертичного периода. М.: Изд-во АН СССР, 1960 (МГК. 21 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4).
- Чумаков Н.М. Вендские оледенения Европы и Северной Атлантики (верхний докембрий). — Докл. АН, 1971, т. 198, № 2.
- Чумаков Н.М. Лапландское оледенение. — В кн.: Этюды по стратиграфии. М.: Наука, 1974.
- Чумаков Н.М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды. М.: Наука, 1978. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 308).
- Шатский Н.С. О происхождении Пачелмского прогиба. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 5. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1955, т. 30, вып. 5.
- Шатский Н.С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1960, № 5.
- Шатский Н.С. Формационный метод выяснения закономерностей распределения осадочных минеральных концентраций в земной коре. — Избр. тр. М.: Наука, 1965, т. 3.
- Якобсон К.Э. К вопросу о границе между протерозоем и палеозоем на западе Русской платформы (по данным структурного анализа). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 7.
- Янкаускас Т.В. К стратиграфии кембрия Прибалтики. — В кн.: Региональная геология Прибалтики. Рига: Зинатне, 1974.
- Янкаускас Т.В. Новые данные к истории геологического развития территории Прибалтики в кембрийский период. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 1.
- Allen J.R.L. Physical processes of sedimentation. London: George Allen and Unwin, 1970.
- Anketell J.M., Cegla J., Dzylinski S. On the deformational structures in systems with reversed density gradients. — Roczn. pol. tow. geol., 1970, т. 40.
- Aren B. Problemy zroźnicowania serii osadowych na granicy kambriu z prekambriem

- na platformie w Polsce. Warszawa: Biul. Inst. geol., 1978, t. 309.
- Aren B., Keller B.M., Rozanow A., Urbanek A. Sympozjum polsko-radzieckie w Tallinie na temat granicy kambr — prekambr. — Prz. geol., 1975, t. 23, N 2.
- Bogacz K., Dzulyński S., Gradziński R., Koslecka A. Origin of crumpled limestone in the Middle Triassic of Poland. — Roczn. pol. tow. geol., 1968, t. 38.
- Ernst W. Geochemical facies analysis. — In: Methods in Geochemistry and Geophysics. Amsterdam, etc., 1970.
- Fedonkin M.A. Precambrian-Cambrian ichno-coenoses of the East-European platform. — Geol. Spec. Issue, 1977, N 9, p. 183—194.
- Gorbatshev R. The Pre-Cambrian sandstone of the Gotsk Sandön boring core. — Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 1962, vol. 39, N 9.
- Hamar G. Platysolenites antiquissimus Eichw. (Vermees) from the Lower Cambrian of northern Norway. — Norg. geol. undersök., 1967, N 249.
- Harder H. Boron content of sediments as a tool in facies analysis. — Sediment. Geol., 1970, vol. 4, N 2.
- Jaworowski K. Miazgoscnowo-procentowa metoda Litokorelacji. — Kwart. geol., 1975, 19, N 4.
- Juskowiakowa M. Bazalty wschodniej Polski. — Biul. Inst. geol., 1971, t. 245.
- Juskowiakowa M. Utwory najmfodsze prekambru. — In: Skaly platformy prekambrzyjskie w Polsce. Warszawa, 1974, Cz. 2. Pokrywa osadowa, (Pt. Inst. geol., t. 74).
- Juskowiakowa M., Juskowiak O. Przejawy magmatyzmu paleozoicznego. — In: Skaly platformy prekambrzyjskiej w Polsce. Warszawa, 1974, Cz. 2. Pokrywa osadowa. (Pr. Inst. geol., t. 74).
- Klein G. de V. Tidal origin of a Precambrian Quartzite the Lower Fine-Grained Quartzite (Middle Dalradian) of Islay, Scotland. — J. Sediment. Petrol., 1970, vol. 40, N 3.
- Krumbein W.C., Sloss L.L. Stratigraphy and sedimentation. San Francisco, Freeman and Co., 1951.
- Kubicki S., Ryka W., Znosko J. Tektonika podloza krystalicznego prekambrzyjskiej platformy w Polsce. — Kwart. geol., 1972, t. 16, N 3.
- Lendzion K. Paleozoik na anteklizie Slawatycz w swiecie nowych wiercen. — Kwart. geol., 1962, t. 6, N 4.
- Lendzion K. Eokambr i kambr w otworze Zarnowiec IG-1. — Prz. geol., 1970, 18, N 7.
- Lendzion K. Stratygrafia kambru dolnego na obszarze Podlasia. — Biul. Inst. geol., 1972, t. 233.
- Lendzion K. Fauna of the Mobergeilla zone in the Polish Lower Cambrian. — Kwart. geol., 1975, t. 19, N 2.
- Lendzion K. Stratygrafia kambru zachodniej czesci syneklizy perybaltyckiej. — Biul. Inst. geol., 1976, t. 270.
- Levorsen A.I. Paleogeologic maps. San Francisco: Freeman and Co., 1960.
- Lydka K. Wskaznik mineralogiczno-petrograficzny przeobrazenia skal ilastych w warunkach epigenetycznych. — Pregl. geol., 1973, t. 10.
- Lydka K. Badania przeobrazenia skal ilastych w warunkach epigenezy. — In: Badania geochimiczne bituminow. Warszawa: Inst. Geol., 1974.
- Lydka K. Microfacjalna korelacja procesow epigenetycznych i jednostek litostratygraficznych najyzszego osadowego nie zmetamorfizowanego prekambru i starszego paleozoiku syneklizy perybaltyckiej. Warszawa: Inst. geol., 1975a.
- Lydka K. Mineralogiczno-petrograficzna charakterystyka serii osadowych dolnego paleozoiku zachodniej czesci syneklizy perybaltyckiej. Warszawa: Inst. geol., 1975b.
- McCave I.N. Transport and escape of fine-grained sediment from shelf areas. — In: Shelf Sediment Transport. Stroudsburg: Dowden, Hutchinson, Ross., 1972.
- Michniak R., Rozanov A.Y. Nowe dane o najnizszym dolnym kambrze gor Swietokrzyskich. — Prz. geol., 1969, Roc. 17, N 12.
- Muller G. Methods in Sedimentary Petrology. Schweizerbartsche Verl., 1967.
- Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R. Sand and Sandstone. Berlin, etc.: Springer-Verl., 1972.
- Reineck H.E., Singh I.B. Depositional Sedimentary Environments. Berlin etc.: Springer-Verl., 1973.
- Reynolds R.C. The concentration of boron in Precambrian seas. — Geochim. et cosmochim. acta, 1965, vol. 29, N 1.
- Rhoads D., Morse G. Evolutionary and ecologic Significance of oxygen — deficient marine basins. — Lethaja, 1974, vol. 4, N 4.
- Roniewicz P. Przyczynek do znajmosci szczelinz wysychania. — Roczn. pol. tow. geol., 1965, t. 35.
- Ryka W. Development of the crystalline basement of North Eastern Poland. Warszawa: Zakl. Geofis. PAN, Materialy i Prace, 1970, t. 34.
- Sarkisyan S.C. Origin of autigenic clay minerals and their significance in petroleum geology. — Sediment. Geol., 1972, vol. 7, N 4.
- Seilacher A. Biogenic Sedimentary Structures. — In: Approaches to Paleocology. New York, etc.: J. Wiley and Sons, 1964.
- Simonen A. Cambrian Sediments in Finland. — In: El sistema Cambrio su paleogeografia y el problema de su base. Mexico, 1956.
- Stoch L. Mineraly ilaste. Warszawa, 1974.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие (Б.М. Келлер, А.Ю. Розанов)	3
Часть I. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ВЕНДА И КЕМБРИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	5
Введение (К.А. Менс)	5
Древлянская эпоха	8
Блонское и вильчанское время (Н.М. Чумаков)	8
Волынское время (Н.М. Чумаков)	12
Валдайская эпоха	15
Редкинское время (В.Я. Бессонова, В.А. Великанов, Б.М. Келлер, В.В. Кирсанов)	15
Котлинское время (В.Я. Бессонова, В.А. Великанов, Б.М. Келлер, В.В. Кирсанов)	19
Раннекембрийская эпоха	24
Ровенское время (А.Ю. Розанов)	24
Понтоваское время (К.А. Менс)	26
Талсинское время (В.В. Кирьянов)	30
Вергальско-раусвское время (А.П. Брангулис, Т.В. Янкаускас)	35
Общие вопросы истории Восточно-Европейской платформы в венде и нижнем кембрии (Б.М. Келлер, К.А. Менс, А.Ю. Розанов)	39
Часть II. ВОПРОСЫ ЛИТОЛОГИИ ВЕНДА И КЕМБРИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	43
Введение (А.А. Менс)	43
Вещественный состав нижних свит опорного разреза венда Подольского выступа Украинского щита (Л.В. Коренчук, В.А. Великанов)	45
Литологическая характеристика древнейших морских отложений Юго-Восточной Польши (венд и дохольмиевый кембрий) (К. Яворовский)	56
Литологическая характеристика верхнего докембрия и нижнего кембрия Балтийской синеклизы (К. Лыдка)	71
Петрографическая характеристика морских отложений пограничных слоев докембрия и кембрия в платформенной части Польши (М. Юсковякова)	79
Минералого-геохимическая характеристика пограничных слоев докембрия и кембрия в платформенной части Польши (М. Вихровска)	89
Глинистые минералы в вендских и кембрийских породах и их значение для палеогеографии и стратиграфии (Э.А. Пиррус)	97
Литература	106

CONTENTS

Introduction (<i>B.M. Keller, A.Yu. Rozanov</i>)	3
Part I. VENDIAN AND CAMBRIAN PALAEOGEOGRAPHY OF THE WESTERN PART OF THE EAST-EUROPEAN PLATFORM	
Introduction (<i>K.A. Mens</i>)	5
Drevlyan epoch	8
Blon' and Vilchany time (<i>N.M. Chumakov</i>)	8
Volyn' time (<i>N.M. Chumakov</i>)	12
Valday epoch	15
Redkino time (<i>V.Ya. Bessonova, V.A. Velikanov, B.M. Keller, V.V. Kirsanov</i>)	15
Kotlin time (<i>V.Ya. Bessonova, V.A. Velikanov, B.M. Keller, V.V. Kirsanov</i>)	19
Lower Cambrian epoch	24
Rovno time (<i>A.Yu. Rozanov</i>)	24
Lontova time (<i>K.A. Mens</i>)	26
Talsy time (<i>V.V. Kiryanov</i>)	30
Vergale—Rausve time (<i>A.P. Brangulis, T.V. Yankauskas</i>)	35
General problems on Vendian and Lower Cambrian history of the East—European platform (<i>B.M. Keller, K.A. Mens, A.Yu. Rozanov</i>)	39
Part II. PROBLEMS OF VENDIAN AND CAMBRIAN LITHOLOGY OF THE WESTERN PART OF THE EAST—EUROPEAN PLATFORM	
Introduction (<i>K.A. Mens</i>)	43
Lithological composition of lower formations of the Vendian type section of Podolsk uplift of Ukrainian shield (<i>L.V. Korenchuk, V.A. Velikanov</i>)	45
Lithological characteristic of the most ancient marine deposits of the south-western part of Poland (Vendian and Cambrian) (<i>K. Yaworowski</i>)	56
Lithological characteristic of Pre-Cambrian and Lower-Cambrian deposits of Baltic syncline (<i>K. Ludka</i>)	71
Petrographic characteristic of Pre-Cambrian and Cambrian marine deposits on the platform part of Poland (<i>M. Juskowiakowa</i>)	79
Mineralogical and geochemical characteristic of Pre-Cambrian—Cambrian bordering strata in the platform part of Poland (<i>M. Wichrowska</i>)	89
Clay minerals in the Vendian and Cambrian rocks and their importance for palaeogeography and stratigraphy (<i>E.A. Pirrus</i>)	97
Bibliography	114

**ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЯ ВЕНДА И КЕМБРИЯ ЗАПАДА
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

*Утверждено к печати ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом Академии наук СССР*

Редактор *Ю.И. Воронин*. Редактор издательства *Д.В. Петрова*
Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*. Технический редактор *Н.М. Петракова*

ИБ № 17370

Подписано к печати 18.06.80. Т — 08568. Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 10,5 + 2,0 вкл. Уч.-изд.л. 13,6. Тираж 600 экз. Тип. зак. 1264
Цена 2 руб.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2 руб.

3267



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»