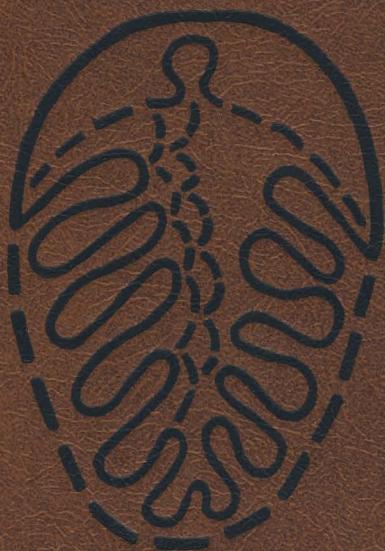


ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА

2

· НАУКА ·



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА

2

ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
И ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОЕ
ОБОСНОВАНИЕ

*Стратиграфия,
и геологические процессы*

Ответственные редакторы
академик Б.С. СОКОЛОВ,
М.А. ФЕДОНКИН



МОСКВА
"НАУКА" 1985

Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. М.: Наука, 1985.

Рассматривается история геологических процессов в вендинский период, дан анализ стратиграфического расчленения.

Для широкого круга геологов, палеонтологов.
Табл. 4, ил. 64, библ. 733 назв.

Р е ц е н з е н т ы: *В.Н. Шиманский, В.В. Миссаржевский*

2002000000-545
Б 228-85-IV
042 (02) -85

© Издательство "Наука"
1985 г.

Глава 1

ВЕНД ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Восточно-Европейская платформа, ее западные и северо-западные регионы, является стратотипической местностью венда (Соколов, 1974а). Вендские отложения, залегающие в основании плитного осадочного чехла платформы, чрезвычайно широко развиты в ее пределах.

Современная площадь распространения вендских образований на платформе, установленная по данным естественных их выходов, глубокого бурения и геофизических исследований, превышает 2 млн.км² (рис. 1).

Естественные выходы венда известны на северо-западе (Зимний берег Белого моря, Онежский полуостров, бассейн р. Онеги, Онего-Ладожский и Карельский перешейки) и юго-западе (бассейны рек Днестра, Горыни) платформы.

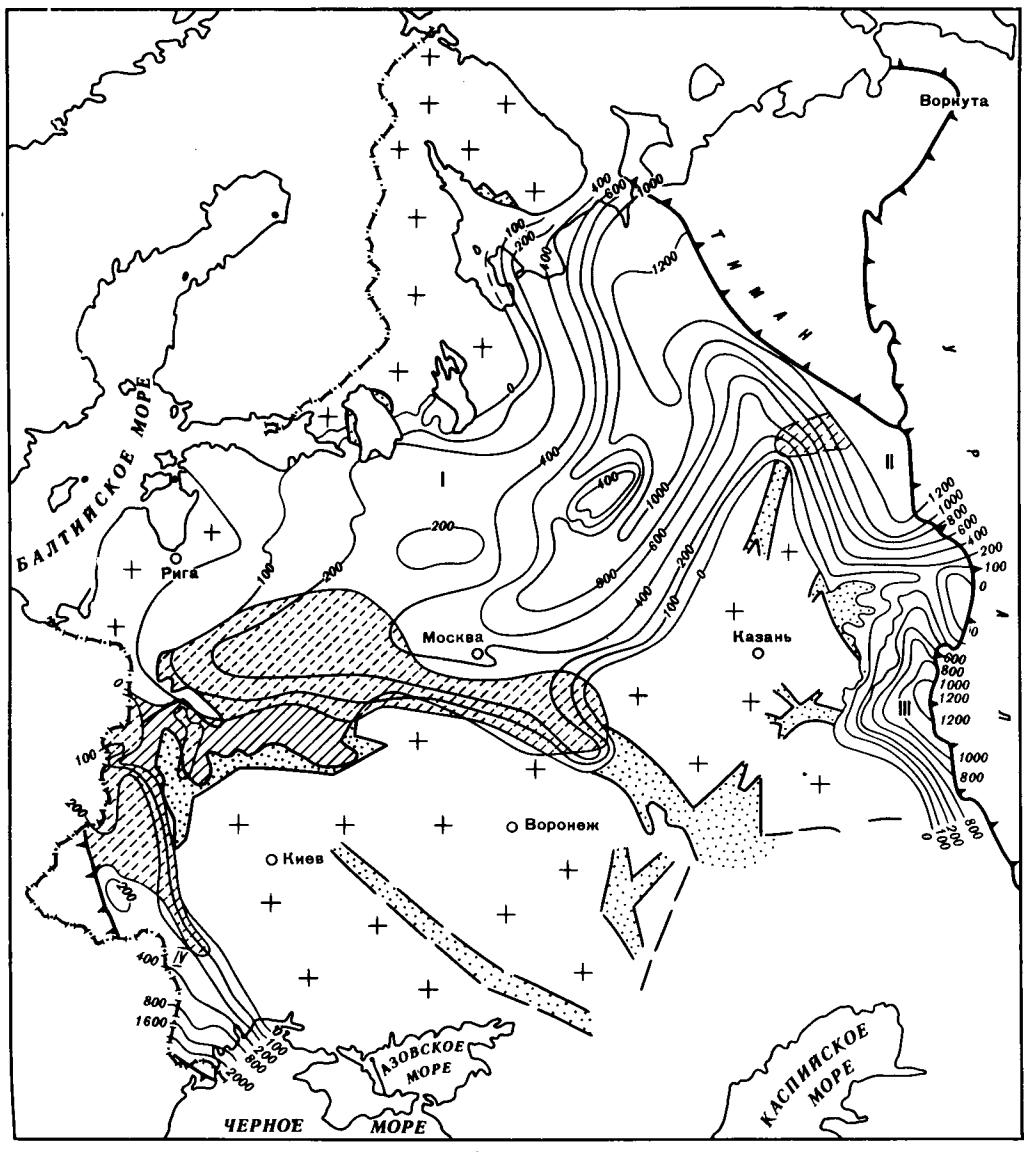
Венд представлен преимущественно терригенными и в подчиненном количестве вулканогенно-терригенными и эфузивно-пирокластическими образованиями. В сводном разрезе платформы суммарная мощность вендских образований достигает 2500 м.

Вендские отложения трансгрессивно и с глубоким размывом залегают на разновозрастных образованиях – от архейско-раннепротерозойских пород кристаллического фундамента плит, погребенных склонов щитов и массивов, до рифейских (верхнепротерозойских) толщ узких, протяженных грабенообразных прогибов (авлакогенов). Вендские зоны опусканий в отличие от рифейских характеризуются малыми градиентами изменения мощностей и значительными, изометричными площадями их распространения. Также разновозрастными отложениями (от низов кембрия до четвертичных) вендские образования перекрыты на значительной территории платформы. Однако в большинстве районов запада платформы отложения венда чаще залегают либо в приповерхностных условиях, либо на небольших глубинах, то в центральных и восточных районах платформы глубины их залегания характеризуются уже величинами порядка от 1 до 2,5 км (рис. 2).

Венд, являющийся самостоятельным подразделением общей шкалы докембрия СССР, на Восточно-Европейской платформе в качестве региональных подразделений включает вильчанскую, волынскую и валдайскую серии и их аналоги (рис. 3).

Вильчанская и волынская серии в утвержденной МСК СССР корреляционной схеме верхнего докембрия платформы были объединены в рамках единого древлянского горизонта. Однако этот горизонт включает два различных маркирующих горизонта – ледниковых и эфузивно-пирокластических образований.

В отличие от них горизонты, выделяемые в составе валдайской серии имеют, помимо литологических, характерные палеонтологические черты. Нижний из них – редкинский – отличается присутствием отпечатков фауны эдиакарского типа, а верхний – котлинский – охарактеризован преимущественно остатками флоры (вендотении, тирасотении и др.). Учитывая характер строения и распространения рассматриваемых толщ, а также присутствие остатков органического мира, в составе венда выделяются два основных его подразделения – нижний и верхний венд (Соколов, 1974а).



Р и с. 1. Схема вендинской структуры Восточно-Европейской платформы (по Е.М. Аксенову и Л.Ф. Солонцову)

1 – выступы, массивы и щиты кристаллического фундамента платформы; 2 – рифейские прогибы и грабены; 3 – отложения нижнего венда: а) обнажающиеся на дофанерозойской поверхности, б) перекрытые верхневендинскими образованиями; 4 – изопахиты верхнего венда; 5 – основные структурные элементы верхнего венда: I – Московская синеклиза, II – Верхнекамская, III – Шкапово-Шиханская и IV – Львовско-Кишиневская краевые впадины; 6 – границы платформы

Нижний венц, наиболее полно развитый на юго-западе платформы, включает лапландский (Чумаков, 1971) ледниковый горизонт (вильчанская серия и ее аналоги) и волынский (Брунс, 1957) эфузивно-пирокластический горизонт (волынская серия и ее аналоги). Верхний венц, как основной элемент венда на платформе, представлен валдайской серией и ее аналогами. В составе верхнего венда выделяются и трассируются редкинский и котлинский биостратиграфические горизонты, а также ровенский горизонт бадтийской серии.

НИЖНИЙ ВЕНЦ

Нижневенцовые отложения наиболее полно развиты в юго-западном сегменте Восточно-Европейской платформы, где в виде дугообразной полосы прослеживаются от Волынской впадины, через Оршанскую впадину к северо-западной части Рязано-Саратовского прогиба. Изолированное поле нижневенцовых образований установлено в Ладожской впадине. Таким образом, существует определенная преемственность современного распространения нижнего венда от предшествующего, рифейского, структурного плана платформы.

Как уже отмечалось, в составе нижнего венда выделяются два характерных литостратиграфических горизонта — лапландский ледниковый и волынский эфузивно-пирокластический. Типовые разрезы этих горизонтов описаны в Оршанской и Волынской впадинах.

Венцовые ледниковые образования на платформе впервые были установлены Е.П. Брунс (1963), а затем детально изучены и описаны в работах В.Я. Бессоновой и Н.В. Веретенникова (1966), В.Я. Бессоновой и Н.М. Чумакова (1968, 1969), Н.В. Веретенникова (1968), А.С. Махнача и др. (1976), И.А. Кожемякиной (1968), Н.М. Чумакова (1970, 1978б) и др.

Наиболее крупное поле ледниковых образований площадью свыше 100 000 км², развито в Оршанской впадине и прилегающих районах Крестцовского прогиба и Клинцовского грабена, где они выделены в составе блонской и глусской свит вильчанской серии (Махнач и др., 1976). Первоначально под вильчанской свитой понимались только ледниковые образования, относимые к глусской свите. Поэтому некоторые авторы ледниковые отложения Белоруссии выделили в чаротскую серию в объеме блонской, вильчанской свит, а также подстилающей их лапичской (осиповичской) терригенно-карбонатной пачки с IV комплексом микрофитолитов (Бессонова, Чумаков, 1979).

Основную часть разреза вильчанской серии слагают тиллиты — неотсортированные и неслоистые глинистые, разнозернистые песчаные образования фиолетово-серой, красновато-коричневой и светло-серой окраски, содержащие в большом количестве неокатанные местные и эрратические обломки кварцитов, кварцитовидных песчаников, гравитов, гнейсов, полевых шпатов, кварца. Тиллиты чередуются с косослоистыми разнозернистыми полевошпатово-кварцевыми песчаниками, тонкослоистыми глинистыми алевролитами, микрослоистыми (лентоподобными) красновато-коричневыми и темно-зеленовато-серыми аргиллитами, иногда с рассеянной галькой и гравием. Характерной особенностью вильчанской серии является быстрая изменчивость строения ее разрезов. Так, тиллитовые пачки в различных районах Оршанской впадины меняют мощность от первых метров до 100–150 м, а их количество меняется от 4–5 до одной. Мощность вильчанской серии, как и отдельных ее свит, также резко колеблется даже в пределах отдельных площадей от 0 до 400–500 м. Залегает вильчанская серия с размывом и несогласием на терригенно-карбонатных образованиях лапичской свиты, на различных толщах полесской (белорусской) серии верхнего рифея и кристаллическом фундаменте платформы. Также с размывом на вильчанской серии в Оршанской впадине и ее бортах залегают либо свисложская туфогенно-осадочная свита, относимая многими исследователями к волынской серии нижнего венда, либо более молодые фанерозойские толщи.

Образования, стратиграфически и литологически аналогичные вильчанским, установлены и в других прогибах платформы. В Волынской впадине ледниковые образования,

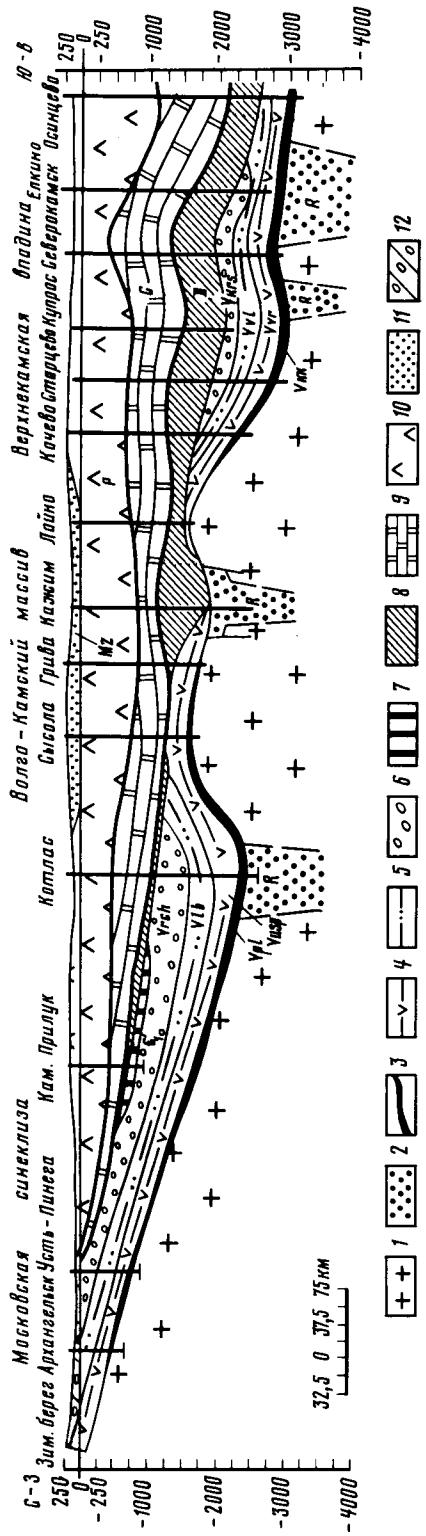


Рис. 2. Геологический профиль через северную часть Восточно-Европейской платформы по линии
Зимний Берег-Котлас-Осинцево

1 — кристаллический фундамент платформы; 2 — рифейские отложения; верхний венч: 3 —
плетеневская и кыквинская свиты; 4 — усть-пинежская и вершагинская свиты; 5 — любимская и
вершинская свиты; 6 — речиминская и красноокамская свиты; палеозой: 7 — нижний кембрий; 8 —
девон; 9 — карбон; 10 — пермь; 11 — мезозой; 12 — кайнозой

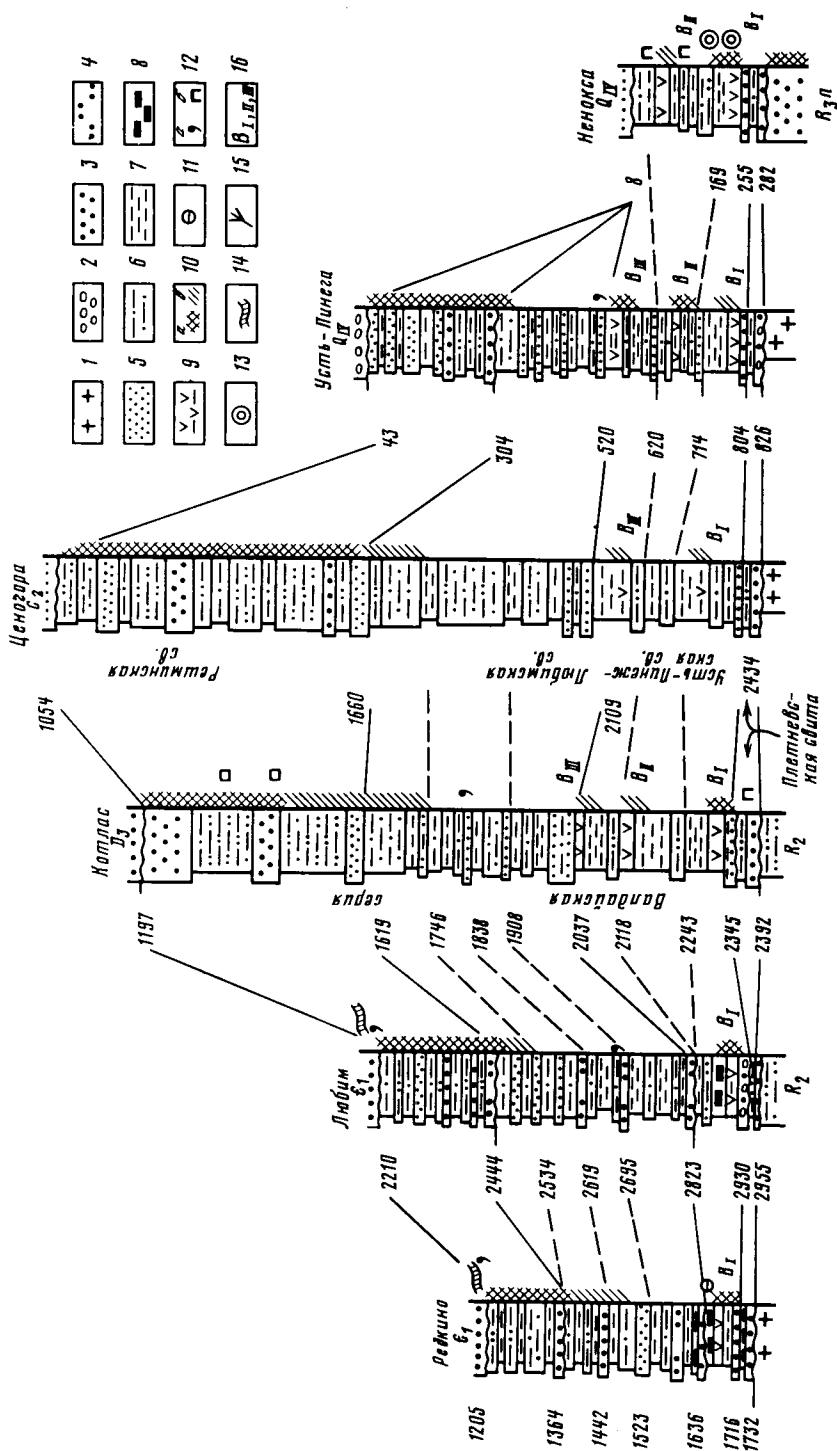


Рис. 3. Основные разрезы верхнего венда центральной и северной части Московской синеклизы

1 – породы кристаллического фундамента; 2 – конгломераты и гравелиты; 3 – пестчники; 4 – переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов; 5 – алевролиты и аргиллиты; 6 – переслаивание алевролитов и аргиллитов; 7 – аргиллиты

8 – аргиллиты обогащенные органическим веществом ("венский доминик"); 9 – вулканокластические горизонты и прослои; 10 – пирит;

11 – пестроцветная; 12 – красноцветная; 13 – находки венской фауны; 14 – сабеллитиды;

15 – венодентиды; 16 – вулканокластические горизонты верхнего венда – B_1 , B_II , B_{III}

выделенные в бродовскую свиту, в виде маломощных останцов (до 40–50 м) установлены (Веретенников и др., 1972; Котык, Марковский, 1974) в центральной и северной ее частях (Кремнец, Броды, Рафаловка и др.). Они залегают на различных пачках полесской серии верхнего рифея и трансгрессивно перекрыты базальными слоями волынской серии.

Тиллоиды этого же уровня описаны в Рязано-Саратовском (парцинская свита) и Ладожском (яблоновская свита) прогибах (Брунс, 1963; Журавлева, Чумаков, 1968; Клевцова, 1968 и др.), где они ассоциируют с разнозернистыми песчаниками и конгломератами. На северо-западе Рязано-Саратовского прогиба установлено крупное несогласие в основании парцинских тиллоидов (Солонцов и др., 1975), залегающих то на различных свитах пачелмской серии (Морсово, Каверино), то на каверинских песчаниках нижнего рифея (Рязань).

Ледниковые отложения, описанные выше, наряду со скандинавскими, северо- и среднеуральскими являются опорными пунктами при трассировании верхнедокембрийского лапландского ледникового горизонта (Чумаков, 1971, 1978б) на Восточно-Европейской платформе и в ее складчатом обрамлении.

Сложнее обстоит дело с выделением лапландского ледникового горизонта в других районах платформы, в частности в Подолии и особенно в центральных районах Московской синеклизы, на востоке платформы. Обычно к нему в этих районах относят либо грубообломочные породы, залегающие в основании волынской серии (сорокская свита Подолии), либо "тиллитоподобные", пуддингового типа базальные горизонты (плетневская свита, ольчедаевские слои) верхнего венда (Букатчук, 1974; Клевцова, 1972а, б; Кирсанов, 1968 и др.). Присутствие "тиллитоподобных" пород в основании верхневенденских образований может быть объяснено либо их действительно ледниковым происхождением, либо, что более вероятно, формированием их преимущественно за счет размыва ранее широко распространенного нижневенденского ледникового горизонта. Их верхневенденский возраст устанавливается по несогласному залеганию этих пачек на волынском горизонте, в свою очередь залегающим на лапландском.

Возможно, что к лапландскому горизонту на востоке платформы (Усть-Черная, Оныл и др.) относятся пестроцветные неслоистые глинисто-алеврито-песчаные отложения с рассеянными обломками пород кристаллического фундамента, которые были выделены В.В. Кирсановым (1968) в веслянскую свиту. По ледниковым образованиям платформы определений их изотопного возраста нет. О возрасте лапландского горизонта можно судить по разрезам Северного Урала и Северной Норвегии. На Северном Урале лапландский горизонт (чурочинская серия) находится в возрастной "вилке" между возрастом (калий-argonовый метод по глаукониту) подстилающих пород усть-чурочинской свиты (658–693 млн лет) и перекрывающих образований ильяшовской свиты (622–628 млн лет). Эти цифры совпадают с изохронными Rb-Sr определениями (Pingle, 1973) по сланцам из межтиллитовых сланцев Нюборг Северной Норвегии – 668 ± 23 млн лет.

Второй, волынский, маркирующий литостратиграфический горизонт нижнего венда характеризуется резким преобладанием в типовых его разрезах эфузивно-пирокластических образований над осадочными, что в значительной степени затрудняет выделять этот горизонт в других районах платформы, где отсутствуют в таком формационном выражении возможные возрастные аналоги.

Волынская серия в стратотипической ее местности на Волыни состоит из двух свит – горбашевской и берестовецкой (Шульга, 1952; Крашенинникова, 1956; Ушакова, 1962; Воловник, 1971; Власов, 1979 и др.). Горбашевская свита сложена преимущественно разнозернистыми песчаниками с прослойями гравелитов, алевролитов и, реже, аргиллитов. Мощность свиты непостоянна и колеблется от первых метров до 60 м.

Берестовецкая свита представлена сложно чередующимися в разрезе и на площасти базальтами и их туфами. Одни исследователи предполагают возможным расчленить свиту на две (П.Л. Шульга, Н.Е. Стрелкова, О.В. Крашенинникова и др.) или три (А.Е. Бирюлев) подсвиты. Другие исследователи (Б.Я. Воловник, Б.И. Власов и др.) считают

невозможным выделить в составе свиты ряд синхронных подразделений в пределах всей площади ее распространения и выделяют поля с различным ее строением – от преимущественного распространения излившихся пород до пирокластических.

В пределах большей части Волынской впадины основными типами пород являются миндалекаменные базальты и их туфы. На севере трапповой впадины, в Брестском прогибе в составе эфузивно-пирокластической толщи, выделяемой под названием ратайчицкой свиты (Махнач и др., 1976), в средней части выделяется толща дацитов, липарит-дацитов и трахилипаратов (до 100 м).

Мощность берестовецкой свиты в пределах Волынской впадины достигает 450–500 м. Многие авторы считают, что эфузивно-пирокластические образования Волыни к северо-востоку, через зону существенно пирокластических пород, замещаются в пределах Оршанской впадины туфогенно-осадочными и осадочными толщами свислочской свиты, перекрывающей вильчансскую серию ледниковых образований.

Свислочская свита (Бессонова, Чумаков, 1968, 1969; Постникова, 1972; Якобсон, 1971 и др.) или ратайчицкая свита, по А.С. Махначу и др. (1974), Оршанской впадины состоит из туфопесчников, туфоалевролитов и туфоаргиллитов с прослоями и пачками песчаников и гравелитов. В составе вулканогенного материала отмечают как окатанные переотложенные обломки базальтов, андезито-дацитов, так и пирокластический материал. Для свиты характерна пестроцветная окраска с лиловыми и фиолетовыми тонами. Мощность свислочской свиты достигает 60 и более метров. В Северо-Западной Белоруссии и особенно в Юго-Восточной Литве к свислочскому уровню обычно относят так называемые "фангломераты" мяркисской свиты В.Ф. Сакалаускаса (1968). К этому же уровню относят и туфогенно-осадочные образования Рязано-Саратовского прогиба, названные А.А. Клевцовой (1968) зубово-польянской свитой.

Однако существуют мнения (Якобсон, 1971; Шульга, Стрелкова, 1972; Солонцов, 1975; и др.), что туфогенно-осадочные образования Оршанской впадины, Рязано-Саратовского прогиба должны коррелироваться не с берестовецкой свитой, а с туфогенно-осадочными отложениями, перекрывающими с размывом берестовецкую свиту Волынской впадины и относимыми уже к валдайской серии верхнего венда. В пользу такой точки зрения говорят такие факты, как присутствие в составе обломочного материала свислочской свиты обломков кислых пород, занимающих высокое стратиграфическое положение в берестовецкой (ратайчицкой) свите Волынской впадины, и близкая структурная и литологическая связь туфогенно-осадочных образований с несомненно верхневендскими отложениями. Окончательное решение этого сложного вопроса геологии венда запада платформы без дополнительных исследований невозможно.

По эфузивам волынской серии сделано значительное количество определений их изотопного возраста, давших цифры двух порядков: 520–630 млн лет и 1038–1120 млн лет. Последние цифры послужили одним из доводов для исключения волынской серии из состава венда (Якобсон, 1971).

ВЕРХНИЙ ВЕНД

Общая площадь распространения верхнего венда на платформе, слагающего основное подразделение венда, составляет около 2 млн.км². Современные крупные поля верхнего венда связаны с Московской синеклизы – крупнейшей отрицательной структурой платформы, Верхнекамской, Шкапово-Шиханской и Львовско-Кишиневской впадинами.

Московская синеклиза занимает огромную территорию от Воронежской антеклизы на юге до Тимана на севере, от Балтийского щита и Белорусско-Литовского выступа на западе до Волго-Камского массива на востоке. Львовско-Кишиневская впадина отделена от Московской синеклизы Белорусско-Литовским выступом и Украинским щитом. От находящихся на востоке платформы Верхнекамской и Шкапово-Шиманской впадин Московская синеклиза отделена обширным Волго-Камским массивом кристаллического фундамента. Между верхнедевонскими впадинами на востоке платформы находится Сарапульско-Красноуфимская седловина, выраженная в резком сокращении площади мощности верхнего венда.

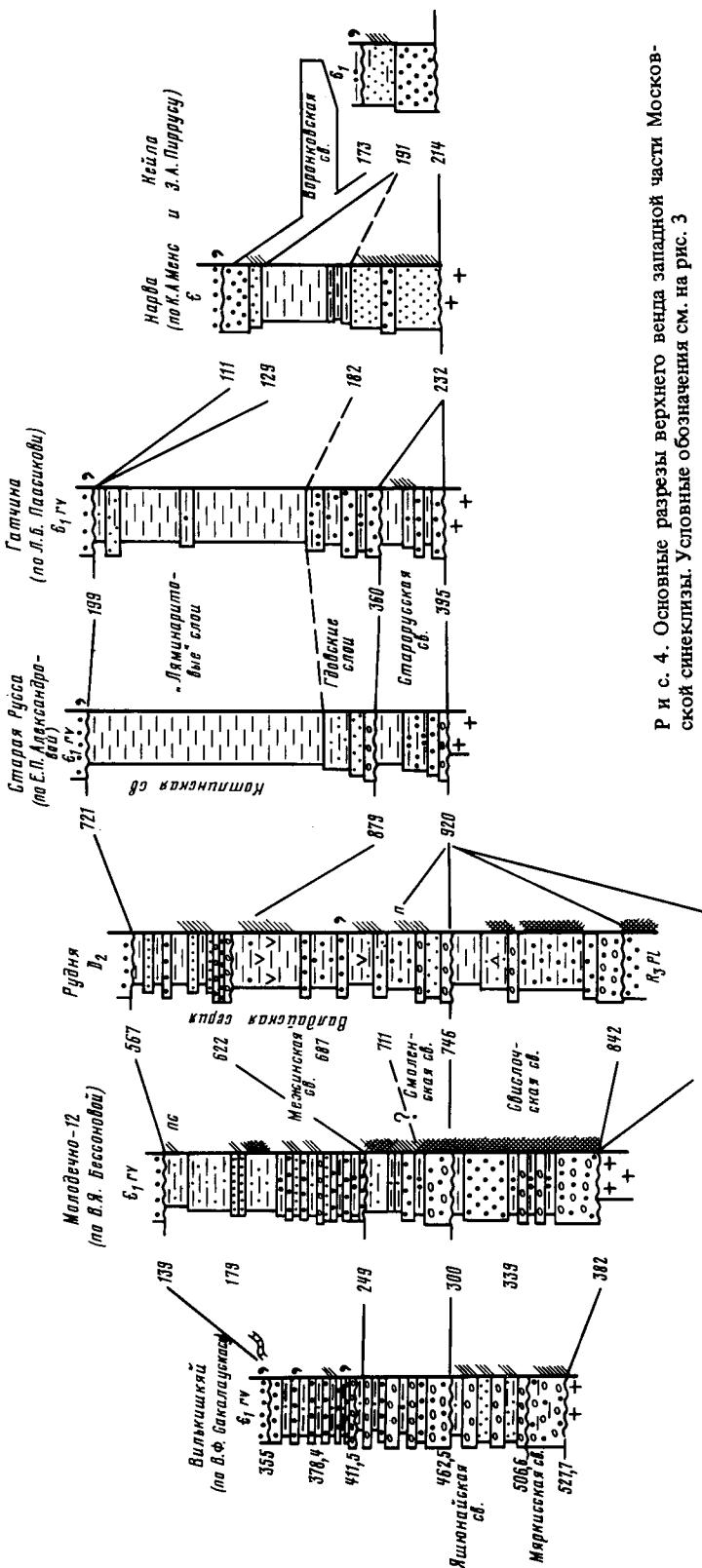


Рис. 4. Основные разрезы верхнего венда западной части Московской синеклизы. Условные обозначения см. на рис. 3

Верхневенденские отложения резко несогласно и трансгрессивно в виде обширного плащебородного осадочного чехла залегают на погребенных выступах и массивах фундамента, разделенных рифейскими линейными отрицательными структурами. В то же время отмечается определенная преемственность в расположении приосевых зон Московской синеклизы и Шкапово-Шиханской впадины с зонами рифейских прогибов.

В настоящее время наблюдается явная асимметрия в условиях залегания верхневенденских образований. Если на западе и северо-западе Московской синеклизы отложения верхнего венда залегают на глубинах первых десятков и сотен метров или же выходят на дневную поверхность (по периферии Балтийского щита), то к востоку глубины их залегания постепенно увеличиваются в приосевой зоне Московской синеклизы до 1,5–2 км, затем несколько уменьшаются по склонам Волго-Камского массива и вновь резко увеличиваются к Приуралью и Притиманью (до 3 км и более).

В Львовско-Кишиневской впадине увеличение глубины залегания верхнего венда происходит с востока и веверо-востока от склонов Украинского щита — к Прикарпатью и Предднепроднестровью, от приповерхностных условий до глубин 2,5–3 км и более.

Максимальные мощности верхнего венда, до 1,2–1,5 км и более, также установлены по периферии платформы, в зонах ее сочленения с Тиманом, Уралом и Добруджей. В сторону внутренних районов мощность его сокращается до 200–100 и менее метров.

Типовым разрезом верхнего венда является валдайская серия, которая впервые была выделена Б.С. Соколовым (1952) на северо-западе Московской синеклизы в объеме гдовских и ляминаритовых (котлинских) слоев или свит (Соколов, 1956).

Бурение глубоких скважин показало, что наиболее полные, более сложно построенные разрезы валдайской серии находятся в приосевой зоне синеклизы в центральных и северных ее частях (Любим, Решма, Котлас и др.). В этих районах валдайская серия имеет четырехслойное строение (Солонцов, Аксенов, 1970), и в ее составе выделяются (снизу вверх) плетеневская, усть-пинежская, любимская и решминская свиты¹, отвечающие четырем этапам развития верхневенденского осадочного бассейна (рис. 4).

На основании циклического анализа плетеневская и усть-пинежская свиты объединяются в редкинскую подсерию (серию по Б.С. Соколову, 1974а), а любимская (котлинская) и решминская свиты — в поваровскую подсерию (Объясн. записка . . . , 1978).

Присутствие специфических комплексов органического мира в этих подсериях послужило основой, как уже отмечалось ранее, для выделения редкинского и котлинского биостратиграфических горизонтов верхнего венда (Аксенов и др., 1978).

Ниже мы кратко остановимся на описании выделенных свит валдайской серии в приосевой зоне и их аналогов в других зонах Московской синеклизы, а затем рассмотрим строение разрезов верхнего венда других впадин Русской (Европейской) платформы.

Плетеневская свита, представляющая собой базальную часть валдайской серии, в пределах Московской синеклизы развита неповсеместно. Наиболее полно она выражена в северной приосевой зоне синеклизы — от Любима, Данилова на юге, к Котласу, Яренску, Лешуконску — на севере. Три другие зоны тяготеют к склонам Балтийского щита, Волго-Камского и Воронежского массивов. Разделяются эти зоны между собой и от приосевой зоны Кондопожским, Макарьевским и Пестовским выступами кристаллического фундамента. Характерными признаками плетеневской свиты являются преобладание в разрезе грубообломочных пород в сочетании с пачками темно-серых, почти черных аргиллитов и резкие колебания мощностей. Для алевро-пелитовых пачек весьма характерны тонкослоистые линзовидно-волнистые и плойчатые текстуры. В южной части приосевой зоны (Любим, Солигалич) в составе свиты преобладают гравелиты и грубозернистые полевошпатово-кварцевые песчаники. В северо-восточном направлении наряду с грубо-зернистыми породами присутствуют пачки темно-серых, почти черных аргиллитов, обогащенных органическим веществом угольного ряда и пиритом (Котлас, Яренск и др.),

¹ В соответствии с "Постановлением Межведомственного стратиграфического комитета по стратиграфической схеме верхнего докембрия Европейского Севера СССР" (№ 27 от 19.12.83), любимская и решминская свиты переименованы в мезенскую и падунскую соответственно.

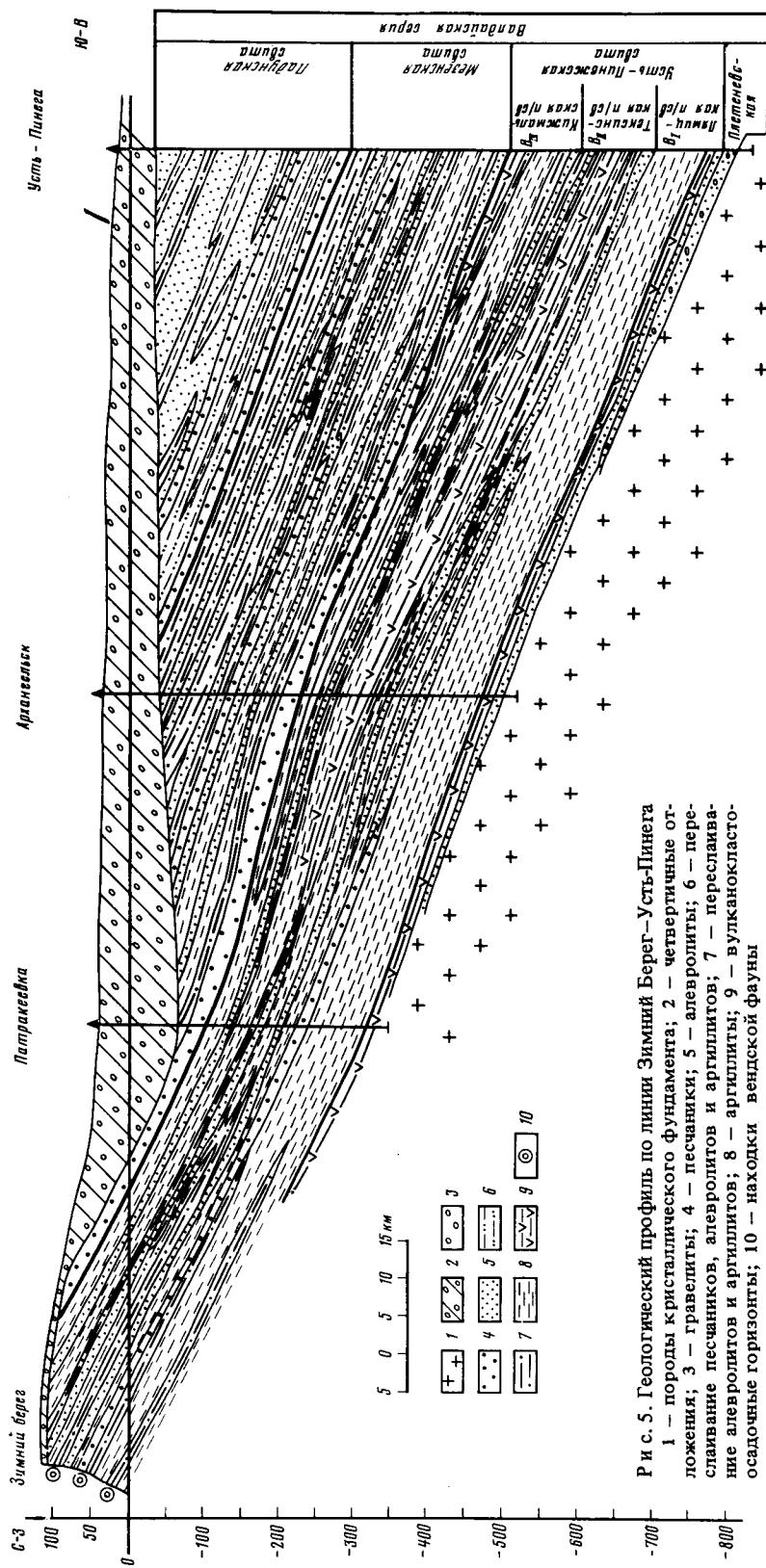


Рис. 5. Геологический профиль по линии Зимний Берег–Усть-Линия
 1 — породы кристаллического фундамента; 2 — четвертичные отложения; 3 — гравелинты; 4 — песчаники; 5 — алевролиты; 6 — перекристаллизование песчаников, алевролитов и аргиллитов; 7 — пересланые алевролиты и аргиллиты; 8 — аргиллиты; 9 — вулканокластические осадочные горизонты; 10 — нахорки вендской фауны

в результате чего разрез приобретает циклическое строение. Еще севернее в разрезе свиты начинают преобладать алевролиты и мелкозернистые песчаники, чередующиеся с аргиллитами. В этом же направлении, к Притиманью, вдоль приосевой зоны увеличивается и мощность свиты от 18–25 до 40–60 м и более.

В восточной (Опарино, Горький, Тума) и особенно западной прибортовых зонах улавливается связь состава обломочного материала с размывавшимися подстилающими породами и резкое изменение мощностей в зависимости от рельефа довалдайской поверхности. Так, в пределах Онего-Кандалакшского грабена (Ненокса) в составе базального конгломерата, помимо обломков кварца, полевых шпатов, доломитов, присутствуют обломки подстилающих песчаников ненокской свиты, а в пределах Кулойского выступа фундамента (Усть-Пинега, Мечка) преобладают обломки гранито-гнейсов. В полосе, примыкающей к Ветреному поясу в составе свиты преобладают угловато-окатанные обломки эфузивов. В направлении к северной приосевой зоне (Обозерск) наблюдается замещение грубообломочного материала зеленовато-серыми и коричневыми тонкослоистыми алевролитами, в нижней части – с прослойями тонкозернистых песчаников. Мощность свиты резко колеблется от первых метров до 25 и даже 68 м, но в целом увеличивается в сторону приосевой зоны синеклизы.

Иная картина наблюдается в зоне, примыкающей к Воронежскому массиву, где крупное поле развития плетеневской свиты прослеживается от Торопца на западе до Редкино и Поварово на востоке и от Бологое на севере до Калуги, Рудни и далее на юге. В северной части зоны мощность свиты не превышает 19–36 м (Бологое, Торопец, Нелидово), а на юге, ближе к Воронежскому массиву, она достигает 50–60 м (Рудня, Калуга). Обратная тенденция наблюдается при рассмотрении мощности и состава базальной пачки плетеневской свиты. В разрезах, прилегающих к Пестовскому выступу, преобладают гравелиты и песчаники (40–60% от мощности всей свиты), а южнее, в разрезах Калуги, Серпухова, Тумы, пачка состоит из песчаников и глинистых алевролитов и мощность ее не превышает 10–20% от мощности свиты. Таким образом, наряду с увеличением мощности свиты к югу в ее составе начинают преобладать темно-серые, нередко пиритизированные аргиллиты, тонкочередующиеся с алевролитами. В этой зоне также зафиксирована характерная плойчатая текстура типа подводного сползания осадков. К западу и юго-западу это обширное поле прослеживается в разрезах Рудни, Межи, Богушевска, Орши, где стратиграфический аналог плетеневской свиты выделяется в смоленскую (Бессонова и др., 1972) или лиозненскую (Махнach и др., 1974) свиту. Строение и мощности (до 40–65 м) свиты в целом сохраняются, но увеличивается количество гравелитов и песчаников (до 30–50%). Западнее же Чашниковско-Полоцкой зоны разломов, контролирующей западный борт Оршанской рифейской впадины, происходит резкая смена в строении и составе отложений валдайской серии (Стратиграфия верхнедокембрийских и кембрийских . . . , 1979). В разрезах северо-западной Белоруссии (Купа, Красное, Молодечно и др.) и Юго-Восточной Литвы (Вилькишкай, Поншкос, Вильнюс и др.) вскрываются преимущественно красноцветные конгломерато-гравелито-песчаниковые толщи, среди которых можно предположить наличие и аналогов плетеневской (= смоленской) свиты (рис. 5).

Наиболее широко в пределах Московской синеклизы развита усть-пинежская свита, являющаяся основным био- и литостратиграфическим подразделением валдайской серии. Усть-пинежская свита трансгрессивно и несогласно залегает на различных пачках плетеневской свиты, а также на различных толщах рифея в пределах рифейских прогибов и на породах кристаллического фундамента, там где нет плетеневской свиты.

Усть-пинежская свита на 75–90% сложена тонкоотмученными темно-зеленовато-серыми, темно-серыми и шоколадно-коричневыми аргиллитами с пачками и тонкими прослойями алевролитов и песчаников. На основании циклического анализа и прослеживания маркирующих вулканокласто-осадочных горизонтов свита подразделяется на три подсвиты: лямицкую, тексинскую и кижмольскую (Солонцов, Аксенов, 1970).

Наиболее полные разрезы свиты установлены в северной части Московской синеклизы, в Притиманье, где выделяются все три подчиненных цикла в ее составе, и мощность

свиты превышает 300–400 м (Котлас, Яренск, Лешуконское и др.). К югу, юго-западу и юго-востоку мощность свиты постепенно уменьшается за счет выпадения из разреза все более древних горизонтов.

Лямыцкая подсвита сложена почти во всех разрезах на 80–90% существенно глинистыми породами и лишь в ее нижней части неповсеместно присутствует маломощный (до 4 м) базальный пласт гравелитов и песчаников. Нередко прямо аргиллиты, содержащие рассеянные гравийные обломки, залегают на подстилающих породах. В составе свиты на огромной территории прослеживается первый (нижний) вулканокласто-осадочный горизонт мощностью 20–30 м.

Мощность подсвиты обычно колеблется от 120 до 90 м и уменьшается в зонах размыва до 50–25 м и менее.

Тексинская подсвита развита на значительно меньшей площади, чем лямыцкая. В виде сужающейся полосы она прослеживается от северных разрезов к юго-западу до Переславля-Залесского. В нижней части подсвиты выделяется пачка (до 40–60 м) зеленовато-серых и голубовато-серых, полевошпатово-кварцевых и кварцевых алевролитов. В прибрежных зонах и особенно в северных разрезах в составе пачки присутствуют песчаники. В составе верхней, существенно глинистой, пачки прослеживается второй вулканокласто-осадочный горизонт, состоящий из пестроокрашенных туфо-аргиллитов с прослоями витрокластических туфов, монтморилонитовых глин. Мощность подсвиты на севере достигает 100–140 м, а к югу сокращается до 80–20 м.

Верхняя, кижмольская, подсвита усть-пинежской свиты установлена лишь в северных районах синеклизы (Котлас, Яренск, Усть-Пинега, Лешуконское, Усть-Няфта и др.). В составе подсвиты выделяется песчаново-алевролитовая и перекрывающая ее алевролитово-аргиллитовая пачка, в верхней части которой прослежен третий вулканокласто-осадочный горизонт. Верхняя пачка кижмольской свиты в отличие от аргиллитовых пачек подлежащих подсвит содержит в своем составе уже порядка 25% и более алевролитового материала, обычно в виде линз и прослоев.

В бассейне р. Мезени (скважины Койнас, Лешуконское, Сафоново, Усть-Няфта) за счет увеличения в составе глинистых пачек значительного количества глинистых алевролитов такого четкого деления усть-пинежской свиты на подсвиты не наблюдается. К западу от меридиана Онежское озеро–Редкино, где осевая зона Московской синеклизы приобретает субширотное простирание, строение усть-пинежской свиты начинает меняться. Значительно сокращается мощность свиты за счет выпадения из разреза двух верхних подсвит и предлюбимского размыва лямыцкой подсвиты, и в большем количестве появляются песчано-алевролитовые пестроцветные и красноцветные породы. Такие изменения наблюдаются и на северо-западе (от Прионежья к Финскому заливу) и на юго-западе (от Зубцова, Старицы к Рудне, Орше и западнее) субширотной полосы синеклизы.

Так, в Приладожье (скважины Олонец, Каргиничи, Паша, Тумазы), мощность свиты не превышает 40 м, но здесь в ее составе еще присутствует характерная пачка массивных, плотных, с полураковистым изломом туфоаргиллитов, содержащих, по данным А.М. Оганесовой, пепловый материал.

В районе Ленинграда, Гатчины, Старой Руссы к усть-пинежскому уровню относится нижневалдайский цикл Л.Б. Паасикиви, названный А.Н. Гейслером (1959) старорусской свитой. В этих разрезах уже нет характерных маркирующих пачек редкинского горизонта и мощность свиты не превышает 30–35 м, а чуть западнее линии Ленинград–Сиверская старо-русская свита полностью выпадает из разреза валдайской серии (см. рис. 4).

На западе Московской синеклизы, в разрезах Рудни, Межи, Орши, Торопца, Богучевска, где аналоги усть-пинежской свиты выделяются под названием гдовской (Махнеч и др., 1974, 1976) или межинской (по В.Я. Бессоновой; Стратиграфия верхнедокембрийских и кембрийских..., 1979) свиты, присутствуют характерные пачки туфоаргиллитов и темно-серых, нередко обогащенных органическими пленками, аргиллитов. Однако разрез межинской свиты приобретает мелкую цикличность из-за присут-

ствия 2–3 пачек светло-серых крупно- и разнозернистых песчаников и алевролитов. Мощность свиты не превышает 80–90 м.

Из-за резкой смены литолого-фацального облика валдайской серии западнее Чашниковско-Полоцкой зоны разломов выделить аналоги усть-пинежской свиты в составе песчано-конгломератовой толщи весьма затруднительно. Можно лишь предположительно к этому уровню отнести конгломераты, гравелиты и песчаники верхней половины "аркозовой толщи" В.Ф. Сакалаускаса (1968) в разрезах юго-восточной части Литвы и ее аналоги в северо-западной Белоруссии (скв. 12–Молодечно), где в составе аналога межинской свиты среди маломощной пачки коричневых и фиолетово-коричневых глин и алевролитов В.Я. Бессоновой установлен прослой бело-желтой монтмориллонитовой глины (Стратиграфия верхнедокембрийских и кембрийских..., 1979).

Практически все находки отпечатков бесскелетных организмов вендинской фауны в пределах Московской синеклизы сделаны в отложениях усть-пинежской свиты (Соколов, 1974а; Келлер и др., 1974б). В скв. Яренск из самых верхов усть-пинежской свиты, но под базальными глауконитовыми песчаниками любимской свиты определена *Vendia sokolovi* Keller. В скважинах Ненокса и Лешуконск найдены округлые отпечатки *Beltanelloides sorichevae* Sok. = *Beltanelliformis brunsae* Menner. Но самые богатые находки были сделаны в последние годы на Онежском полуострове и на Зимнем берегу Белого моря (рис. 6), откуда установлены (Келлер и др., 1974б; Келлер, Федонкин, 1976; Федонкин, 1978–81 и др.): *Nemiana simplex* Palij, *Cyclomedusa davidi* Sprigg, *C. radiata* Sprigg, *C. piana* Glaessn. et Wade, *Tirasiana disciformis* Palij, *Pseudorhizostomites howchini* Sprigg, *Charnia masoni* Ford, *Nimbia occlusa* Fed., *Pinegia stellaris* Fed., *Veprina undosa* Fed., *Paliella patelliformis* Fed., *Pomoria corolliformis* Fed., *Bonata septata* Fed., *Protodipleurosoma rugulosum* Fed., *Ramellina pennata* Fed., *Armillifera parva* Fed., *Ovatoscutum concentricum* Glaessn. et Wade, *Eoporpita medusa* Wade, *Pteridinium* sp., *Dickinsonia costata* Sprigg, *D. lissa* Wade, *D. cf. tenuis* Glaessn. et Wade, *Tribrachidium heraldicum* Glaessn. и др., а также ископаемые следы жизнедеятельности беспозвоночных: *Neonereites uniserialis* Seil., *N. renarius* Fed., *Palaeopascichnus delicatus* Palij, *Vimenites bacillaris* Fed., *Intrites punctatus* Fed., *Bilinichnus* sp., *Planolites* sp., *Aulichnites* sp. и др.

Для усть-пинежской свиты имеется ряд определений изотопного возраста по глаукониту ≈ 596 – 607 млн. лет из Калужской скважины (Гаррис и др., 1967), 600 млн. лет из разреза Зимнего берега (Келлер и др., 1974а, б) – и по витрокластическому туфу из нижнего горизонта (Котлас) – 600 млн. лет (Постников, 1974).

Отложения любимской свиты, так же как и усть-пинежской, широко развиты в пределах Московской синеклизы. Они отсутствуют лишь в узких прибрежных зонах вдоль восточного склона Балтийского щита (Лямца, Ненокса, Лекшмозеро, Олонец), западного склона Волго-Камского (Сысола, Опарино, Горький) и северного склона Воронежского (Калуга) массивов.

В северной приосевой части синеклизы любимская свита залегает согласно и с постепенным переходом на самых верхних подразделениях усть-пинежской свиты (Котлас, Яренск, Койнас и др.). К бортам синеклизы и особенно в западных районах субширотной зоны синеклизы наблюдается трансгрессивное и с размывом налегание отложений любимской (котлинской) свиты на различные подсвиты усть-пинежской свиты (Переславль, Редкино, Рудня и др.) и на породы кристаллического фундамента (Тата, Паламузе и др.).

Мощность любимской свиты в приосевой зоне достигает 380–480 м (Любим, Котлас, Решма, Аныб и др.) и постепенно сокращается к бортам и на юго-запад до 150–80 и менее метров (Валдай, Порхов, Рудня, Рязань, Богушевск, Паламузе, Таученис, Илгай и др.). Детальные исследования, базирующиеся на принципах цикличности (ритмичности) и фациального анализа (Солонцов, Аксенов., 1970) позволили выделить и проследить в составе любимского осадочного цикла четыре подчиненных, более мелких ритма.

Шкапово-Шиханская впадина

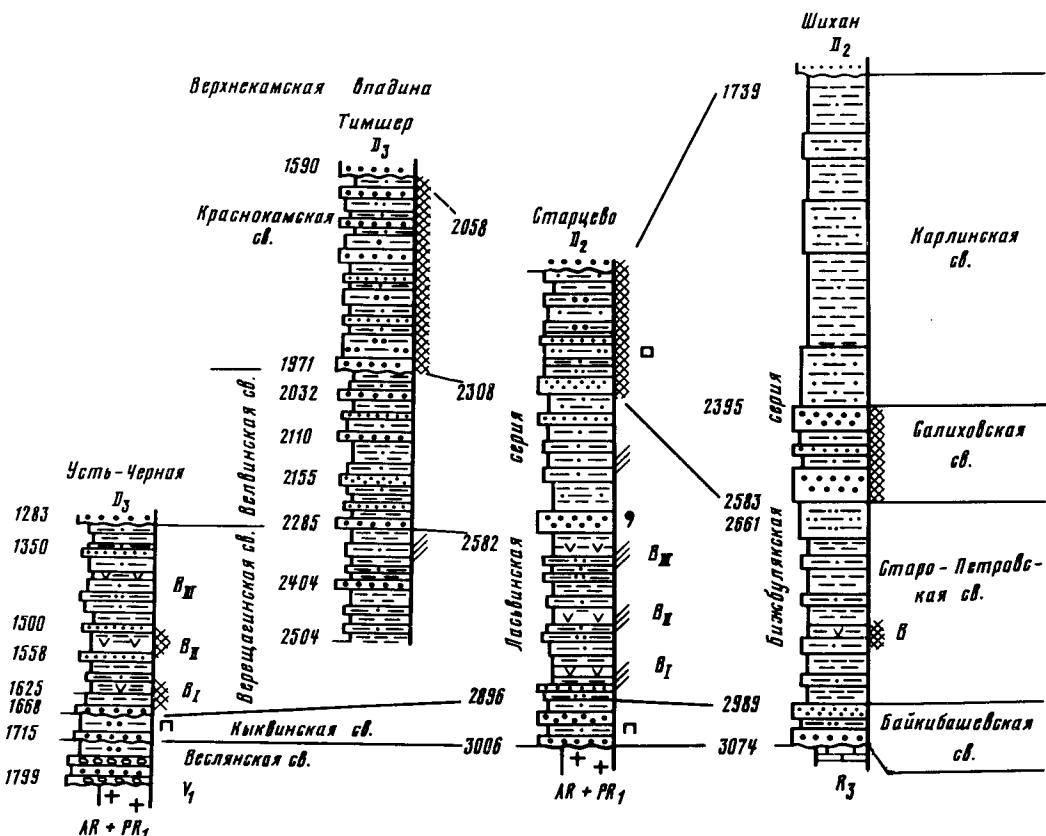


Рис. 6. Основные разрезы верхнего венда Верхнекамской и Шкапово-Шиханской впадин. Условные обозначения см. на рис. 3

В основании каждого ритма залегают песчаниково-алевролитовые пачки, сложенные полевошпатово-кварцевыми, кварцевыми, реже полимиктовыми песчаниками и алевролитами, реже гравелитами и конгломератами, серой, зеленовато-серой, пестроцветной окраски. Завершаются ритмы алевролито-аргиллитовыми пачками, представленными темно-зеленовато-серыми, темно-серыми, в верхних частях пачек нередко пестроцветными, аргиллитами, со значительным содержанием тонких прослоев, иногда пластов глинистых алевролитов. Для любимской свиты вулканокласто-осадочные образования не характерны.

Выделенные ритмы достаточно выдержаны в своем строении, мощности и распространении на значительной части Московской синеклизы, что позволяет подразделить любимскую свиту на четыре подсвиты.

Нижняя подсвита, мощность которой обычно не превышает 120–160 м, пользуется наибольшим распространением в пределах синеклизы. Она прослеживается от северных до самых южных и западных ее районов.

На западе и юго-западе, в Ленинградской обл., Эстонии, Латвии, Литве, Белоруссии отложения подсвиты выделяются под названием верхневалдайской или котлинской свиты (Пасикуви, 1966; Брунс, 1963; Соколов, 1958; Махнач и др., 1974; и др.) в объеме гдовских и котовинских (= ляминаритовых) слоев. Последним в работах К.А. Менс и Э.А. Пирруса (1971, 1979) придан ранг свит в составе котлинского гори-

зонта. Вероятно, более целесообразно выделять на западе Московской синеклизы котлинскую свиту в объеме гдовских и ляминаритовых слоев.

Второй, третьей и четвертой подсвитам, как осадочным циклам, были даны (соответственно) собственные названия — залесская, солигаличская и учская (Солонцов, Аксенов, 1970).

В строении и распространении подсвит и отдельных пачек наблюдается зависимость от положения того или иного разреза в общей структуре любимского осадочного бассейна и характера его развития. Особенно наглядно это можно показать на примере нижней подсвиты.

В северной приосевой зоне синеклизы, в разрезах Котласа, Усть-Пинеги, Яренска, песчанико-алевролитовая пачка нижней подсвиты любимской свиты сложена преимущественно зеленовато-серыми полевошпатово-кварцевыми алевролитами с глинистым и карбонатным цементом, в нижней части — с тонкими прослоями мелкозернистых песчаников, нередко содержащих глауконит. Слоистость пород тонкая, горизонтальная, слабоволнистая и линзовидноволнистая, подчеркиваемая тонкими прослойками аргиллитов. Южнее "алевролитовая" зона базальной пачки нижней подсвиты сужается, смещаясь к Волго-Камскому массиву (Шарьи, Ветлуга, Макарьево), а затем вновь расширяется, охватывая центральные районы и юго-восточное крыло Московской синеклизы (Пестово, Любим, Редкино, Серпухов, Тума, Каверино и др.). В большинстве разрезов мощность пачки колеблется в пределах 57–81 м.

На остальной же, большей части синеклизы, прилегающей к Балтийскому щиту и Воронежскому массиву, пачка сложена преимущественно песчаниками.

Так, обширное песчаниковое поле, тяготеющее к Балтийскому щиту, охватывает значительную часть северо-западного крыла Московской синеклизы (Архангельск, Коноша, Каргиничи, Гатчина, Крестцы) и в виде широкого "языка" внедряется в приосевую зону в районе Рослятино и Солигалича. Песчаники обычно составляют около 90% разреза пачки. Песчаники светло-серые с зеленоватым оттенком, мелко- и среднезернистые, разнозернистые, полевошпатово-кварцевые, с прослоями алевролитов и аргиллитов и внутриинформационных конгломератов. В скважинах Коноша и Каргиничи кроме зеленоцветных пород присутствуют прослои бурых и темно-коричневых разностей песчаников и алевролитов, в нижней части — с прослойми гравелитов.

Поле развития песчаников в виде субмеридиональной полосы через разрезы Крестцов, Валдая, Максатихи переходит в районы, тяготеющие к Воронежскому массиву (Нелидово, Торопец, Старица, Рудня, Ярцево и др.). Базальная пачка нижней подсвиты сложена здесь преимущественно песчаниками полевошпатово-кварцевыми и кварцевыми, крупно- и разнозернистыми, светло-серой и зеленовато-серой окраски. Цемент песчаников каолинитовый, доломитовый и участками гипсовый. Среди песчаников присутствуют прослои гравелитов (в нижней части), алевролитов и аргиллитов, придающих пачке микроритмичное строение. Мощность пачки колеблется от 37 до 71 м.

Далее к западу поля развития песчаников, тяготеющих к Балтийскому щиту и Воронежскому массиву, сливаются в пределах Белорусско-Литовской антеклизы в единую полосу, разделяясь в приосевой зоне (Порхов, Старая Русса, Невель) опять полем развития существенно алевролитовых пород пониженной мощности (31–11 м).

На западе Московской синеклизы базальная пачка нижнего ритма любимского цикла выделяется под названием гдовских слоев, детально изученных и описанных Л.Б. Паасикиви, К.А. Мэнс, Э.А. Пиррусом, А.С. Махначом, Н.В. Веретенниковым, В.Я. Бессоновой, В.Ф. Сакалаускасом и др. Обобщенное их описание дано в недавно вышедшей "Стратиграфии верхнедокембрийских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы" (1979).

В целом для гдовских слоев западных районов характерно преобладание разнозернистых нередко гравийных полевошпатово-кварцевых и аркозовых песчаников с каолинитовым цементом, с прослойми и пластами гравелитов, конгломератов и алевролитов. Окраска пород преимущественно пестроцветная и красноцветная.

Алевролито-аргиллитовая пачка нижней подсвиты любимской свиты представлена темно-зеленовато-серыми, темно-серыми, реже буровато-серыми аргиллитами с тонкими прослойками и пластами алевролитов. Наиболее глинистые разрезы пачки (с содержанием аргиллитов не менее 80%) установлены в полосе, протягивающейся от Ленинграда, Гатчины на Порхов, Старую Руссу, Невель и в районе Рыбинска, Любима. Здесь аргиллиты имеют облик типичных "ляминаритовых глин", нередко приобретавших темно-серую, почти черную окраску за счет массового присутствия пленок органического вещества ("ляминаритовых" пленок). Для этих же районов характерно присутствие стяжений сидерита и пирита.

К западу ляминаритовые (котлинские) глины постепенно обогащаются алевролитовым и песчаным материалом, становятся пестроцветными и фациально замещаются песчаниками и гравелитами гдовских слоев. В приосевой зоне Московской синеклизы, по направлению к Притиманью (Котлас, Яренск) и к северо-западному крылу (Архангельск, Усть-Пинега), алевролито-аргиллитовая пачка также обогащается алевролитовым материалом и содержание аргиллитов не превышает 60–75%.

Для залесской (100–120 м), солигаличской (80–90 м) и учской (до 125 м) подсвит любимской свиты в целом характерно постепенное сокращение площадей их развития, тяготение к северной приосевой зоне синеклизы. Песчано-алевролитовые их пачки сложены преимущественно зеленовато-серыми алевролитами с прослойками мелкозернистых песчаников. Алевролито-аргиллитовые пачки подсвит по сравнению с нижней обогащены алевритовым материалом, количество которого увеличивается к Притиманью (до 30–40% разреза пачки).

Общий фон окраски пород темно-зеленовато-серый, зеленовато-серый и темно-серый, но в верхних частях подсвит, особенно в периферических частях их распространения, окраска пестроцветная. Мощность подсвит и отдельных пачек увеличивается к северным приосевым районам синеклизы.

Решминская свита, завершающая разрез валдайской серии Московской синеклизы, залегает на различных подсвитах любимской свиты и перекрыта в приосевой зоне сероцветными отложениями ровенского горизонта балтийской серии, включаемого ранее в состав нижнего кембрия.

Мощность решминской свиты в приосевой зоне увеличивается с юга на север от 150 (Редкино) до 230 м (Переславль-Залесский, Любим). Севернее, где на отложениях решминской свиты залегают уже средне-, верхнедевонские и каменноугольные образования, мощность свиты увеличивается до 420–500 м и более (Котлас, Койнас, Усть-Няфта и др.).

Решминская свита сложена красноцветными и пестроцветными часто чередующимися пластами и пачками полевошпатово-кварцевых, кварцевых и полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов. С юга на север вдоль приосевой зоны увеличивается количество песчаного и алевритового материала в разрезе свиты – от 30–40% на юге до 60–70% на севере. Окраска пород обусловлена значительным содержанием тонкодисперсного гематита. Для решминских отложений характерно присутствие трещин усыхания, глиняных катунов, барита, загипсованность отдельных горизонтов, единичных пленок галита. Для песчаниковых горизонтов характерен каолинитовый цемент (Усть-Пинега). На западе Московской синеклизы развито изолированное поле кварцевых песчаников воронковской свиты (Менс, Пиррус, 1971), вероятно, являющейся стратиграфическим аналогом решминской свиты.

Верхнедокембрийские отложения Московской синеклизы через Притиманье (Аныб, Сысола и др.) к востоку непосредственно переходят в Верхнекамскую впадину, где их разрез имеет совершенно аналогичное четырехчленное строение (рис. 6). В составе ласьвинской серии (комплекса, по А.А. Клевцовой, 1965) здесь выделяются кыквинская, верещагинская (кирсинская), вельвинская и краснокамская свиты, близкие по строению и вещественному составу вышеописанным свитам валдайской серии Московской синеклизы (Аксенов, 1967; Аксенов и др., 1970).

Кыквинская свита сложена полевошпатово-кварцевыми и полимиктовыми конгло-

мератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Кыквинская свита залегает с размывом и несогласием либо на рифейских отложениях, либо на породах кристаллического фундамента. Наиболее грубый материал развит на склонах Волго-Камского массива, где преобладают обломки пород кристаллического фундамента (Усть-Черная, Глазов, Кулиги). К востоку и северо-востоку начинают преобладать светло-серые песчаники и алевролиты, чередующиеся с пачками темно-серых, почти черных аргиллитов, обогащенных органическим веществом угольного ряда и пиритом. Там, где кыквинская свита залегает на рифейских отложениях, в составе базального горизонта присутствуют обломки подстилающих доломитов, песчаников, алевролитов.

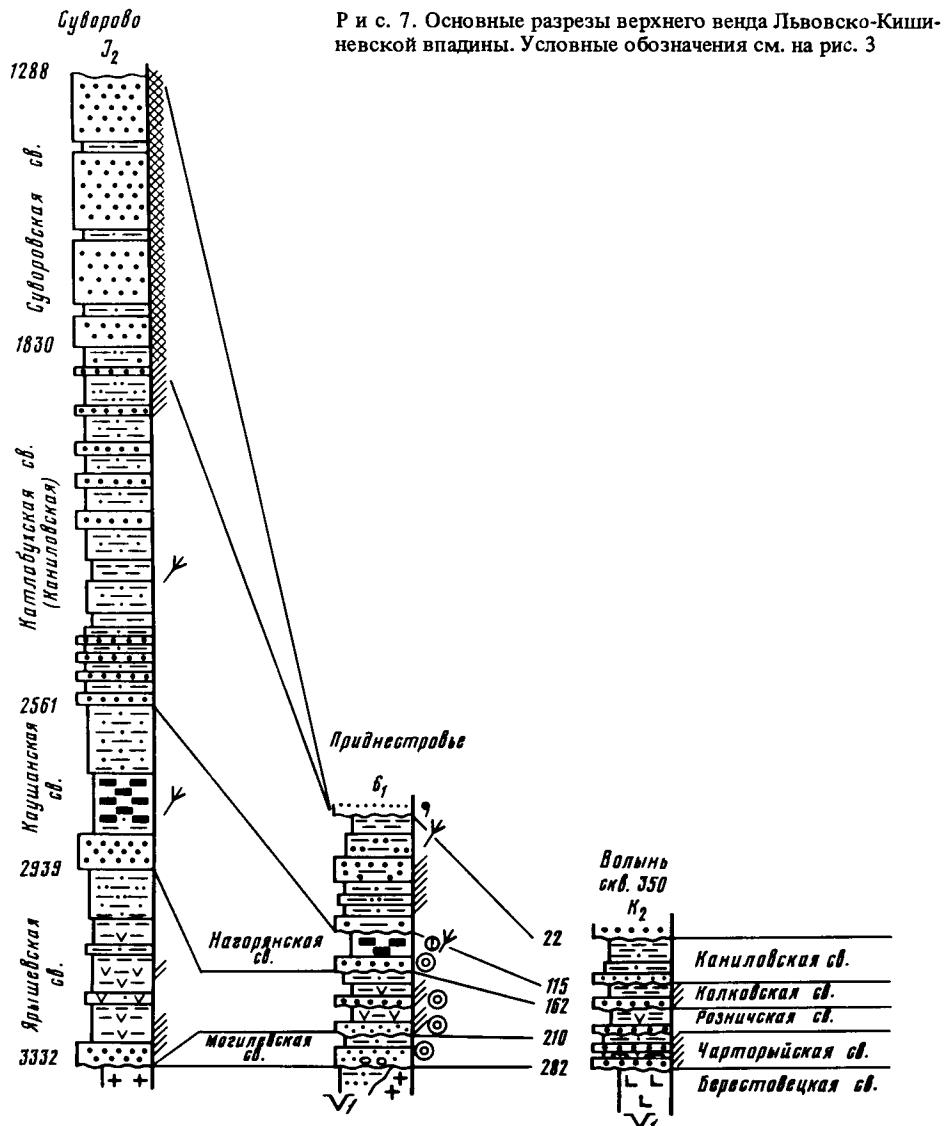
Мощность свиты не постоянная и колеблется от 0 до 197 м. Прослеживаются две зоны максимальной мощности кыквинской свиты северо-восточного направления. Одна в районе Усть-Черной, Оналы и далее к Тимшеру, вторая зона максимальных мощностей, отделенная от первой Кирсинской-Кочевским выступом, протягивается от Кулиги на Старцево. Южнее, по направлению к Сарапульско-Красноуфимской седловине мощность свиты постепенно сокращается до 68–13 м.

Верещагинская (кирсинская) свита трангрессивно залегает на различных пачках кыквинской свиты или же на породах кристаллического фундамента (Кирс, Лойно). Сложена свита преимущественно темно-зеленовато-серыми и шоколадно-коричневыми аргиллитами, с прослойями и выдержанными пачками песчанико-алевролитовых пород, позволяющих расчленить свиту на три подчиненных цикла (подсвиты). Базальная песчанико-алевролитовая пачка в некоторых разрезах отсутствует (Кирс, Койно, Зура), но аргиллиты в нижней части алевролитово-аргиллитовой пачки содержат рассеянную гальку и гравий, линзы и присыпки песчаного материала. В составе свиты четко прослеживаются три маркирующих вулканокласто-осадочных горизонта. В отличие от кыквинской свиты, где глинистый материал представлен гидрослюдой и каолинитом, аргиллиты верещагинской свиты сложены наряду с гидрослюдой и каолинитом преимущественно неупорядоченными смешаннослойными образованиями и в вулканокласто-осадочных горизонтах монтмориллонитом (Аксенов и др., 1970, Волкова, 1980). Аргиллиты составляют до 70–75% объема свиты. На восток-северо-восток и вверх по разрезу в составе свиты увеличивается количество прослоев алевролитов. В северо-восточном же направлении увеличивается и мощность свиты до 300–380 м. В глинистых пачках верещагинской свиты определены отпечатки бесскелетных организмов *Beltanelloides sorichevae* Sok. (в скважинах Кирс, Лойно, Ножовка). По витропластическому туфу из первого, нижнего, вулканокласто-осадочного горизонта в скв. Кирс получена калий-argonовым методом цифра 580 млн. лет (Постников, 1974).

Вельвинская свита распространена на значительно меньшей площади, чем верещагинская. Зона выклинивания отложений свиты проходит чуть западнее Усть-Черной на Бородулино-Черновское, а затем в субширотном направлении к востоку. В большинстве разрезов, где вельвинская свита не подвергалась размыву, в ее составе прослеживаются три (Старцево, Кочево) или четыре (Тимшер) подчиненных цикла, состоящих из песчанико-алевролитовых и алевролитово-аргиллитовых пачек.

Песчанико-алевролитовые пачки мощностью от 15 до 50 м сложены светло-зеленовато-серыми и светло-серыми полевошпатово-кварцевыми и, особенно в верхнем цикле, полимиктовыми песчаниками и алевролитами с прослойями аргиллитов. Песчаники и алевролиты нижнего цикла содержат глауконит и пирит (Старцево), а третьего цикла — оолиты сидерита размером до 1 мм (Бородулино).

Алевролитово-аргиллитовые пачки вельвинской свиты на большей части впадины характеризуются преобладанием в нижних двух циклах аргиллитов над алевролитами и примерно равным их содержанием в верхнем цикле. На севере впадины (Тимшер, Оналы) песчаники и алевролиты в виде пластов мощностью 5–8 м чередуются с пластами аргиллитов, в результате чего толща приобретает флишоидную ритмичность. Окраска аргиллитов темно-зеленовато-серая, иногда темно-серая за счет скопления пленок органического вещества. В северной части впадины окраска пород нередко пестроцветная. Мощность свиды достигает 314 м.



Краснокамская свита развита в приосевой зоне Верхнекамской впадины. Сложена свита красноцветными и пестроцветными невыдержаными в пространстве пластами и пачками песчаников, алевролитов и аргиллитов. В разрезах, тяготеющих к Уралу и Тиману, количество песчаников и алевролитов достигает 60–80% от объема свиты. Песчаники и алевролиты мелко-, средне- и разнозернистые, полевошпатово-кварцевые, полимиктовые, с глинисто-железистым, участками карбонатным и баритовым, цементном. В аргиллитах часто наблюдаются зеркала скольжения, трещины усыхания. Слоистость пород тонкая, линзовидная, нередко косая. В песчаниках и алевролитах часто присутствуют глиняные катуны. Мощность свиты от 200 до 500 м и более, к Тиману и Уралу увеличивается.

Львовско-Кишиневская краевая впадина платформы, в пределах которой расположены прекрасные обнажения верхнего венда в долине р. Днестра, не без оснований рассматривается как типовой район изучения характера распространения и приуро-

ценности к отдельным биостратиграфическим горизонтам верхневендинской фауны и флоры.

В пределах впадины можно выделить три района, отличающихся полнотой и характером построения разрезов верхнего венда: Приднестровье, Волынь, Молдавская плита (рисунки 7, 8).

Наиболее детально изучен разрез верхнего венда Приднестровья, где разработана детальная стратиграфическая схема с выделением свит, подсвит, горизонтов и слоев.

В настоящее время в составе валдайской серии Приднестровья обычно выделяют могилев-подольскую (в составе могилевской, ярышевской и нагорянской свит) и каниловскую (даниловская, жарновская, крушановская, студеницкая свиты) серии. По глаукониту из бернашевских слоев (ярышевская свита) калий-argonовым методом получена цифра 590 млн. лет.

Детальное описание подольского разреза венда составлено В.А. Великановым (см. ниже).

К северу, в пределах Волыни, валдайская серия сохраняет свои основные особенности, но строение разрезов, вещественный состав, окраска, мощности отдельных стратиграфических подразделений меняются, в связи с чем разработана местная схема стратиграфии (Власов, 1974, 1979). В составе валдайской серии выделены чарторыйская, розничская, колковская и каниловская свиты.

В основании валдайской серии Волыни выделяется чарторийская свита, состоящая из двух подсвит. Нижняя, развитая не повсеместно, сложена буровато-коричневыми вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, сформировавшимися за счет размыва эфузивно-пирокластических образований волынской серии. Мощность подсвиты увеличивается с северо-запада на юго-восток от 28 до 51 м. Верхняя подсвита (от 31 до 40 м) представлена тонким переслаиванием темно-серых, пиритизированных аргиллитов и алевролитов, с прослоями песчаников. В основании обыч но залегают песчаники светло-серой окраски с галечками эфузивов, кварца.

Розничская свита сложена в нижней части разнозернистыми песчаниками, иногда гравийными, выше залегают тонкослоистые пестроцветные туфоаргиллиты, тонкоотмученные аргиллиты и глинистые алевролиты (от 17 до 48 м).

В основании колковской свиты также залегают разнозернистые песчаники и гравелиты, которые через пачку глинистых пестроцветных алевролитов сменяются к венду тонкоотмученными аргиллитами с пленками органического вещества. Мощность свиты колеблется от 30 до 100 м вследствие предканиловского и последующего размывов. Завершается разрез валдайской серии Волыни каниловской свитой, в целом имеющей характеристику, аналогичную Приднестровскому разрезу.

Сопоставление разрезов Подолии и Волыни проводится не однозначно разными исследователями. Необходимо отметить, что верхнечарторийская подсвита близка по своему составу, расположению в разрезе ольчедаевско-ломозовским слоям, а колковская свита отвечает нагорянской свите. Розничская свита, содержащая туфоаргиллиты, в целом напоминает ярышевскую свиту, залегающую между могилевской и нагорянской свитами в Приднестровье.

К югу от Приднестровья, на Молдавской плате, в направлении к Преддобрдужью происходят значительные изменения в строении валдайской серии, главным образом за счет увеличения мощности отдельных слоев и серии в целом в 3–4 раза, появлении новых стратиграфических подразделений, замещения песчаных слоев алевролитами и аргиллитами, в результате чего не наблюдается ряда перерывов, четко проявляющихся в Приднестровье.

В разрезах глубоких скважин (Каушаны, Мирное, Суворово и др.) хорошо прослеживаются отложения ярышевской свиты, в основании которой залегают ямпольские (=косоуцкие) песчаники, а выше залегают аргиллиты и туфоаргиллиты. Мощность свиты сначала уменьшается от района Приднестровья до 40–60 м (Каушаны, Мирное), а затем к Преддобрдужью увеличивается до 390 м. Выше с размывом залегает каушанская свита, в основании которой залегают джуржевские песчаники (до 70 м), сменяющиеся

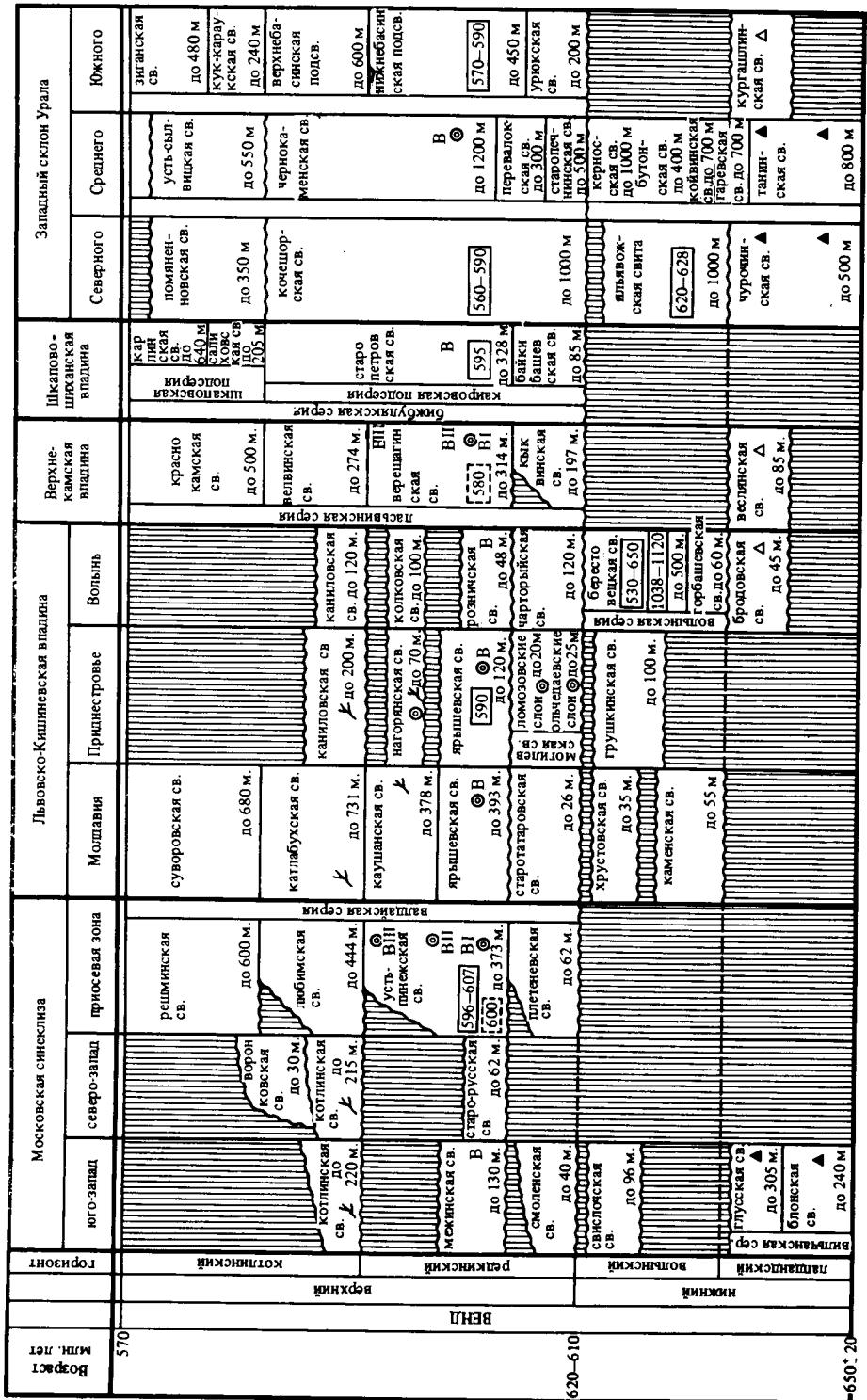


Рис. 8. Схема корреляции вендинских отложений Восточно-Европейской платформы и западного склона Урала

1 — находки вендинской фауны; 2 — вендотиниды; 3 — вулканокластические горизонты верхнего юреля; 4 — ледниковые отложения; 5 — пестроцветные неслойственные глинисто-алеврито-песчаные отложения с рассеянными обломками пород кристаллического фундамента; 6 — изотопный возраст по глаукониту; 7 — изотопный возраст по витрокластическим туфам

темно-серыми и черными калюсскими аргиллитами с мелкими конкрециями фосфоритов мощностью до 104–169 м. По сравнению с Приднестровьем между калюсскими аргиллитами и каниловской свитой на Молдавской плите в составе каушанской свиты развита еще мощная (до 139 м) толща переслаивания темно-серых аргиллитов и алевролитов с прослойями песчаников, салкуцких и лунгутцких слоев (Букатчук, 1974). Суммарная мощность каушанской свиты постепенно увеличивается с севера на юг от 70–189 м до 379 м.

Катлабухская (=канавская) свита залегает с размывом и несогласием на различных пачках салкуцких и лунгутцких слоев. Сложена свита чередованием пачек разнозернистых полимиктовых песчаников, пачек тонкого переслаивания темно-зеленовато-серых, в верхней части пестроцветных аргиллитов и алевролитов. Мощность свиты возрастает с севера на юг, в сторону Преддобруджья, от 350–550 до 730 м. В разрезах Яргара на пестроцветных слоях катлабухской свиты с размывом залегают тигечские слои нижнего кембрия с фауной сабеллидитид (Букатчук, 1975).

Завершается разрез валдайской серии в Преддобруджье красноцветными полимиктовыми песчаниками с прослойями алевролитов и аргиллитов (542 м), выделенными в Суворовскую свиту (Аксенов и др., 1974). Суворовская свита развита лишь на самом юге (Суворово, Мирное).

Разрезы верхнего венда Шкапово-Шиханской впадины на востоке платформы в значительной степени отличаются от разрезов Московской синеклизы и Верхнекамской впадины. В результате этого мнения об их возрастной принадлежности резко расходятся.

К верхнему венду в Шкапово-Шиханской впадине отнесена бижбулякская (верхнебавлинская) серия в объеме байкибашевской (=нижнекаировской), старопетровской (=верхнекаировской), салиховской (=нижнешкаповской) и карлинской (=верхнешкаповской) свит. Четырехчленное строение бижбулякской серии, как единого крупного осадочного цикла, отражает два мезоцикла (каировский и шкаповский) в его составе, сложенных преимущественно песчаниками в нижней части и толщами переслаивания аргиллитов и алевролитов в верхней части.

Бижбулякская серия залегает с крупным размывом и несогласием на разновозрастных образованиях – от архейско-раннепротерозойских кристаллических супракrustальных толщ в пределах Волго-Камского массива на западе до позднерифейских отложений в Приуралье.

Байкибашевская свита сложена зеленовато-серыми, розовато-серыми, полимиктовыми и полевошпатово-кварцевыми разнозернистыми песчаниками, с прослойями гравелитов, алевролитов и аргиллитов. Мощность свиты обычно колеблется в пределах 20–27 м, уменьшаясь на востоке Татарии и северо-западе Башкирии до 3–5 метров и менее и увеличиваясь в центральной части впадины (Шкапово) до 60–70 м.

Старопетровская свита, завершающая каировскую подсерию, представлена тонким переслаиванием зеленовато- и темно-зеленовато-серых аргиллитов и алевролитов с прослойями мелкозернистых песчаников, иногда обогащенных глауконитом. В разрезах Шихана, Уржумово, Караидель, Тастуба, Каирово и др. в составе толщи переслаивания прослеживается маркирующий горизонт шоколадно-коричневых аргиллитов (Ожиганова, 1959; Тимергазин, 1959), сложенных смешанно-слойными глинистыми минералами с содержанием монтмориллонитовых слоев до 30–40%. В старопетровской же свите встречены прослои известковистых пород, структура которых аналогична кальцитизированым витрокластическим туфам (Лагутенкова, 1953). Мощность свиты постепенно увеличивается от склонов Волго-Камского массива и Сарапульско-Красноуфимской седловины к осевой зоне впадины от первых метров до 220–400 м. Для старопетровской свиты из Мензелинского разреза на северо-востоке Татарии определен изотопный возраст по глаукониту в 595 млн. лет. (Казаков и др., 1967).

Меньшим распространением в пределах впадины пользуются отложения шкаповской подсерии в результате последующих размывов, особенно в районах тяготеющих к Сарапульско-Красноуфимской седловине.

Красноцветные полимиктовые и полевошпатово-кварцевые песчаники салиховской (нижнешкаповской) подсвиты являются маркирующим литостратиграфическим подразделением верхнего венда Шкапово-Шиханской впадины. Максимальные мощности свиты (до 320 м) установлены в центральной части впадины (Шкапово). В западной полосе распространения мощность свиты уменьшается до 30–50 м, но в ее составе широко развиты конгломераты (Туймазы, Ивановка).

Карлинская (верхнешкаповская) свита, как и старопетровская, сложена темно-зеленовато-серыми, темно-серыми и шоколадно-коричневыми тонкопереслаивающимися аргиллитами и алевролитами с пачками глинистых алевролитов. Мощность свиты от западных и северо-западных районов постепенно увеличивается на восток до 658 м (Шихан).

Для старопетровской и карлинской свит И.К. Чепиковой (1971) определен валдайский комплекс микрофоссилий.

Бижбулякская серия с крупным размывом и несогласием перекрыта девонскими отложениями.

Описанные разрезы верхнего венда Восточно-Европейской платформы на основе анализа их условий залегания, стратиграфического подобия разрезов, сходства литологических особенностей отдельных подразделений и общей направленности в эволюции изменения состава, характера слоистости, окраски пород, прослеживания маркирующих вулканокласто-осадочных горизонтов, определений изотопного возраста пород и минералов, а главное – присутствия остатков фауны и флоры – достаточно надежно коррелируются между собой и с разрезами складчатых зон Урала (см. рис. 3).

В основании разрезов верхнего венда платформы залегают локально развитые, резко меняющиеся в мощности преимущественно груботерригенные породы, с характерными пачками темно-серых аргиллитов и алевролитов, обогащенных органическим веществом угольного ряда, пиритом, сидеритом (плетеневская, смоленская, кыквинская, чарторыйская, байкибашевская свиты, ольчедаевские и ломозовские слои).

Выше залегают преимущественно глинистые толщи значительной мощности (устинежская, верещагинская, ярышевская, каушанская, старопетровская свиты). Для сравниваемых подразделений характерно присутствие маркирующих вулканокласто-осадочных горизонтов, пачек черных битуминозных аргиллитов ("венского доминика") с конкрециями и линзами фосфоритов, "редкинского" комплекса микрофоссилий и, главное, остатков венской фауны. Такое сопоставление подтверждается и изотопными определениями по глаукониту и витрокластическим туфам.

Изучение вулканокласто-осадочных горизонтов верхнего венда (Аксенов, 1967; Аксенов, Волкова, 1969) показало, что они были сформированы в результате поступления пеплового материала на платформу из складчатых зон: со стороны Урала и Тимана в северную часть платформы и со стороны Тетиса в южную. Эти горизонты, имея громадное площадное распространение (площадь первого вулканокласто-осадочного горизонта в Московской синеклизе и Верхнекамской впадине около 1 млн. км²), своеобразную литологическую и геохимическую характеристику, слабую зависимость от фациальных условий в различных зонах осадочного бассейна и краткое (в геологическом смысле) время образования, являются прекрасными, практически изохронными маркерами.

Завершают разрезы верхнего венда в наиболее полных его разрезах во всех структурных зонах платформы красноцветные и пестроцветные полимиктовые и аркозовые песчаники и алевролиты с невыдержаными пластами аргиллитов (решминская, краснокамская, суворовская и салиховская свиты). Это сходство в условиях залегания и в общей литологической характеристике подчеркивается широким развитием в сравниваемых отложениях косой слоистости, трещин усыхания, присутствия гипса, барита, преобладанием в тяжелой фракции черных рудных минералов.

Отличительной особенностью разреза верхнего венда Шкапово-Шиханской впадины является появление выше красноцветных песчаников салиховской свиты вновь мощной зеленоцветной толщи переслаивания аргиллитов и алевролитов (карлинская свита).

Вполне вероятно, что эта толща переслаивания является фациальным аналогом верхней части мощных красноцветных образований других впадин.

Верхневенденские отложения в пределах Московской синеклизы и Львовско-Кишеневской впадины перекрыты отложениями ровенского горизонта балтийской серии, ранее включавшегося как "дотрилобитовая" часть в состав нижнего кембрия Восточно-Европейской платформы. Проведенное сопоставление разрезов позволяет считать, что и в других районах, где верхневенденские отложения перекрыты более молодыми фанерозийскими отложениями, они имеют докембрийский возраст. Однако не исключено, что в наиболее полных разрезах серии, особенно в Притиманье, где в верхней части красноцветных отложений появляются прослои голубовато-серых глин и алевролитов, присутствуют и аналоги балтийской серии (Койнас, глубина 1733–1552 м). Это подтверждается определениями микрофоссилий В.А. Рудавской по скв. Койнас, где наряду с лейосферидиями и трахисферидиумами в составе комплекса присутствуют балтисферидиумы.

Балтийская серия (в объеме ровенских и лонтовских слоев) и в других районах платформы имеет достаточно тесную литологическую и палеогеографическую связь с валдайской серией. Эти данные, а также еще существующие сомнения – не присутствуют ли сабеллидитиды и в более низких стратиграфических слоях (скважина Обозерск) – не противоречат, а скорее подтверждают, что ровенский горизонт балтийской серии должен войти в качестве верхнего подразделения в состав венда Восточно-Европейской платформы.

Исходя из существующих представлений об объеме нижнего и верхнего венда на платформе, условий их залегания и соотношения с подстилающими и перекрывающими образованиями, можно принять следующие возрастные границы венда: нижний венд (вильчанская и волынская серии) – 650 ± 20 млн. лет – 620–610 млн. лет; верхний венд (валдайская серия и ее аналоги) – 620–610 млн. лет – 570 млн. лет.

На вендинский период развития Европейской платформы выпали очень важные, переломные события в ее истории.

Более 1 млрд. лет, в течение рифейского эона, платформа испытывала резко дифференцированные движения отдельных ее блоков, в результате чего была сформирована сеть протяженных, линейного типа грабенов и прогибов (авлакогенов), разделивших тело кратона на ряд щитов и массивов. Для рифейских отрицательных структур характерны были большие градиенты мощностей осадочных серий.

Вендинский период – это период от авлакогенного, "юного" этапа развития платформы к ее "зрелому" или собственно платформенному этапу развития, когда вместо авлакогенов и грабенов начали формироваться наложенные впадины и синеклизы. В пределах вендинских структур формировались осадочные линзы с малыми градиентами мощностей.

Вендинские изменения тектонического лика платформы совпадают по времени и тесно связаны с грандиозными событиями – байкальским орогенезом в геосинклинальных областях и формированием складчатых зон байкалид в ее обрамлении.

Однако изменение тектонического рисунка платформы не было резким и четким. В ранневендинскую стадию Европейская платформа сохраняла от рифея свое высокое стояние по отношению к зонам обрамления. В силу этого ранневендинская стадия была стадией экстраординарного развития, больше не повторившаяся так ярко в ее истории, когда огромные пространства платформы сначала были охвачены материковым покровным оледенением, а затем начали формироваться крупные трапповые впадины.

И только в поздневендинскую стадию, после значительной пенепленизации Европейской платформы, ее обширные пространства испытали слабодифференцированные отрицательные эпейрогенические движения, приведшие к образованию обширных внутриконтинентальных и краевых синеклизы и впадин.

Поздневендинские существенно отрицательные движения платформы и орогенез в геосинклинально-складчатых областях обусловили вторую особенность венда – смену основного направления движения обломочного материала. Если в рифее в силу высо-

кого стояния платформы преобладал вынос обломочного материала в миогеосинклинальные зоны ее обрамления, с образованием характерных "языков" фалаховых формаций (Келлер, 1973), то в позднем венде направление движения основной массы обломочного материала сменилось на обратное. Основной петрофонд осадочных и вулканокласто-осадочных серий поступал в это время со стороны орогенов на платформу, формируя аллохтонные молассы и молассоиды. Молассы накапливались в нечетко выраженных краевых прогибах (Притиманский, Приуральский, Придобрежный), наложенных внешними зонами на края древней платформы. К внутренним областям краевых платформенных впадин и в сторону центральных районов Московской синеклизы молассы замещаются молассоидными или телорогенными (по В.Е. Хайну) формациями.

Ниже мы кратко остановимся на развитии и смене палеогеографических обстановок, существовавших на платформе в вендский период.

Детальное изучение условий залегания, вещественного состава и структурно-текстурных особенностей отложений вильчанской серии и ее аналогов позволили сделать весьма надежные палеогеографические реконструкции для вильчанского времени (Брунс, 1963; Бессонова, Чумakov, 1969; Махнач и др., 1976; Чумakov, 1971, 1978б; и др.). На большей части Европейской платформы в это время господствовали суровые условия материкового оледенения. В эрозионных и тектонических депрессиях формировались ледниковые комплексы, включающие моренные, водно-ледниковые и озерно-ледниковые отложения. Тиллы и тиллиты, флювиогляциальные пески и ленточные глины с рассеянным грубообломочным материалом часто и незакономерно сменяют друг друга в разрезе и на площади, составляя от 5–10% до 70–90% разреза серии в отдельных районах. Такие резкие чередования фаций покровного оледенения обусловлены стадийностью наступления и отступания ледника, сменой ледниковых условий межледниками. В результате происходила смена площадей основного накопления основных и конечных морен, миграция флювиогляциальных фаций вслед за краевой зоной ледника и т.д. В целом выделяют два основных этапа оледенения — блонский и глусский. Континентальный генезис вильчанских ледниковых образований подтверждается присутствием эрозионного ложа, асимиляции пород ложа, гляциодислокаций, псевдоморфоз по ледниковым клиньям, утюгообразных исштрихованных валунов и т.д. Ледниковые отложения наиболее широко распространены в Оршанской впадине, где мощность их достигает 350–470 м. В Волынской, Ладожской впадинах и на северо-западе Рязано-Саратовского прогиба мощность и площади их распространения незначительны.

Фрагментарное современное распространение ранневендских ледниковых отложений на платформе обусловлено значительными последующими размывами.

Материковое оледенение центробежно распространялось от центральных и северных районов платформы к ее периферии, где континентальные ледниковые отложения замещались мариногляциальными отложениями периферической ледниковой формации (Чумakov, 1971, 1978б). Вильчанская оледенение на Восточно-Европейской платформе было лишь частью более грандиозных лапландских ледниковых событий, охвативших в начале венда не только Европу, но и значительные пространства других континентов (Чумakov, 1978б).

Волынские эффузивно-пирокластические, вулканомиктовые и нормально-осадочные толщи в настоящее время развиты преимущественно на юго-западе платформы. Дугообразная полоса их распространения прослеживается от районов Приднестровья, через Волынскую, Брестскую, Оршанскую впадины, вдоль северного склона Воронежского массива и включает северо-западную часть Рязано-Саратовского прогиба.

Мощности волынских образований в пределах центральных частей Волынской и Брестской трапповых впадин достигают 350–500 м и постепенно сокращаются к их бортам (а также и в других впадинах) до 100–50 и менее метров вплоть до полного их выклинивания. Современные контуры распространения волынских отложений в значительной степени являются эрозионными.

Наиболее детально изучена палеогеография волынского времени для территории Волынской, Брестской и Оршанской впадин (Ушакова, 1962; Воловник, 1971; Владов, Воловник, 1973; Махнач и др., 1976; и др.).

В начале волынского времени, после отсутствия лапландских ледников, на юго-западе платформы в пределах постглациальных аккумулятивных равнин накапливались аллювиально-пролювиальные и по периферии равнин – красноцветные грубо-зернистые и грубообломочные пролювиально-делювиальные отложения горбашевской свиты и ее аналогов.

Однако уже с конца горбашевского времени появились первые признаки вулканической активности региона, по мере развития которой в берестовецкое время сформировались обширные трапповые впадины. Их контуры, внутреннее строение, размещение очагов вулканической активности контролировались зонами глубинных разломов. Наряду со стратовулканами стромболианского и вулканского типа формировались и действовали туфовые вулканы, трубки взрыва, трещинные излияния. Все они в сумме обусловили сложное переплетение эфузивных, пирокластических и пирокласто-осадочных образований, формировавшихся базальтовых плато. Основная масса эфузивов плато-базальтов и, реже, андезито-дацитов концентрировалась в центральных частях Волынской и Брестской впадин, а также вдоль зоны Приднестровского разлома. По периферии базальтовых плато и далее к востоку, северо-востоку и юго-востоку от этих районов накапливались преимущественно пирокластические (юго-восток Волынской впадины), пирокласто-осадочные, вулканомиктовые и нормально-осадочные красноцветные отложения (Оршанская впадина) в субаэральных и мелководных условиях.

Присутствие вулканомиктовых отложений в северо-западной зоне Рязано-Саратовского прогиба достовернее всего можно объяснить развитием ранневенденской трапповой впадины и в районе северо-восточной части Воронежского массива, впоследствии почти полностью денудированной.

Таким образом, ранневенденский трапповый вулканизм развивался преимущественно в южном сегменте платформы, тяготея к обрамлению Украинского и Воронежского массива кристаллического основания платформы.

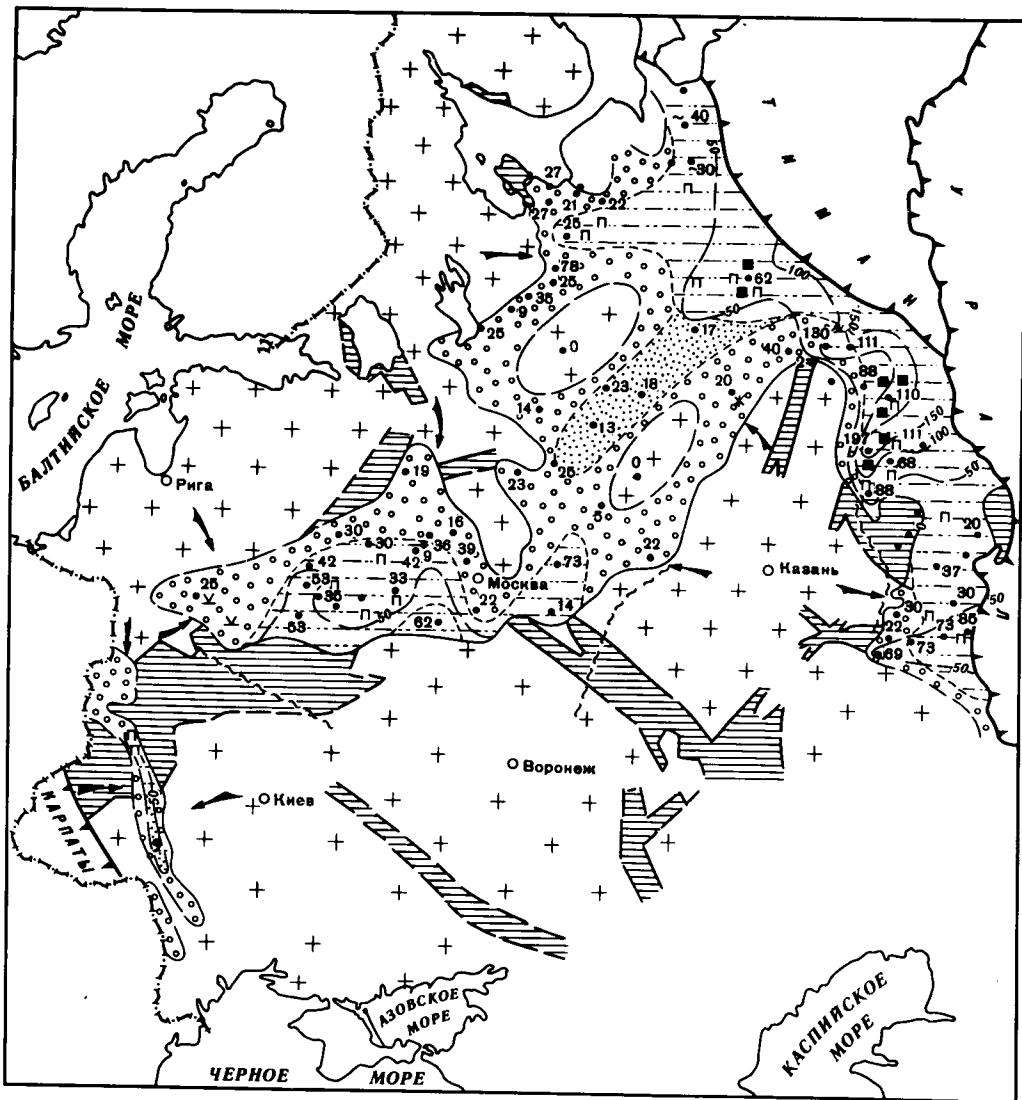
В поздневенденскую стадию развития Европейской платформы завершилась коренная перестройка ее структурного плана. В современном плане верхневенденские отложения образуют три крупных поля их распространения. Центральное место из них и по расположению, и по площади занимает внутриконтинентальная Московская синеклиза, которая в виде широкой слабо изогнутой к юго-востоку полосы прослеживается от Притиманья до Белорусско-Литовского выступа. С центральным полем через Притиманье непосредственно связано восточное поле распространения отложений верхнего венда, включающее Верхнекамскую и Шкапово-Шиханскую краевые впадины. На юго-западе платформы, несколько изолировано от центрального, расположено третье поле, охватывающее Львовско-Кишиневскую краевую впадину.

Основные вопросы истории геологического развития платформы и отдельных ее регионов в позднем венде рассматривались в работах Б.С. Соколова, Б.М. Келлера, Е.П. Брунса, А.Н. Гейслера, Л.Ф. Солонцова, З.П. Ивановой, К.Р. Тимергазина, А.С. Махнача, П.Д. Букатчука, К.А. Менс, Е.М. Аксенова и многих других исследователей.

В истории поздневенденского осадочного бассейна отчетливо выделяются три основные стадии его развития – ингрессивная, трансгрессивная и регрессивная.

Ингрессия, проникновение мелководного бассейна, началось в плетеневское время по наиболее пониженным участкам довалдайского рельефа со стороны обрамлявших платформу геосинклинальных зон. Вследствие этого для осадков ингрессивной стадии характерно локальное, рукавообразное распространение, быстрое, но закономерное изменение литологического, гранулометрического состава и мощностей (рис. 9).

Вдоль склонов Балтийского (Усть-Пинега, Пустынька и др.), Волго-Камского (Горький, Опарино, Усть-Черная, Глазов, Кулиги), Украинского (ольчедаевские слои При-



1	2	3	4	5	6	7	8
9	10	11	12	13	14	15	16
17	18	19	20	21	22	23	24
25	26	27	28	29	30		

Рис. 9. Палеогеографическая схема позднего венда Восточно-Европейской платформы. Плещеневское время. [Палеогеографические схемы составлены с использованием Атласов литолого-палеогеографических карт Русской платформы (1952, 1964), Атласа СССР (1967), литолого-палеогеографических схематических карт запада Восточно-Европейской платформы (Палеогеография и литология венда..., 1980)]

Палеогеографические обстановки: 1 – равнина низменная аккумулятивная (области накопления осадков преимущественно: а) – элювиально-делювиальных, делювиально-проливиальных, б) – аллювиальных; 2 – равнина прибрежная, временами заливавшаяся морем (субконтинентальные, озерно-лагунные, прибрежные осадки); 3 – море мелкое (мелководно-морские и прибрежно-морские осадки); 4 – море относительно глубоководное; 5 – донные иловые впадины; 6 – вулканы; 7 – первичная красноцветная окраска пород; 8 – пестроцветная окраска пород; 9 – глауконит; 10 – пирит; 11 – сидерит; 12 – фосфориты; 13 – гипс, ангидрит.

днестровья) массивов, Пестовского выступа (Старица, Нелидово) в условиях палеодолин накапливался преимущественно грубообломочный материал (галечники, гравий, пески) пролювиально-аллювиального типа.

Пески аллювиального типа накапливались в приосевой зоне Московской синеклизы вдоль Солигаличско-Яренского погребенного рифейского прогиба (от Пошехонья до Котласа).

В сторону Притиманья (Яренск, Обозерск, Грива), западного склона Урала (Старцево, Киенгоп, Шихан) и, что очень интересно, к Воронежскому массиву (Калуга, Тума) пролювиально-аллювиальные фации сменялись озерно-лагунными и прибрежно-морскими. Особенно характерны для плетеневского времени во многих районах платформы озерно-лагунные фации, где в застойных условиях формировались темносерые, почти черные алевролиты, обогащенные органикой угольного ряда (до 3–4%), с пиритом, сидеритом, повышенным содержанием закисного железа и серы. К концу плетеневского времени по мере развития ингрессии прибрежно-морские фации получили более широкое распространение.

Основными поставщиками обломочного материала в плетеневское время служили пенепленизированные с хорошо развитым профилем латеритной коры выветривания, но еще отчетливо выраженные в рельфе Балтийский, Волго-Камский, Украинско-Воронежский массивы и мелкие выступы фундамента (Пестовский, Конощкий, Марьевский и др.).

За счет размыва довалдайской коры выветривания в поздневенденский бассейн в условиях умеренно влажного гумидного климата сносилась масса тонкодисперсного (каолинит, хлорит, гидрослюдя) и грубообломочного (полимиктового, аркозового и кварцевого) материала. Присутствие в составе плетеневской свиты и ее аналогов отложений, имеющих тиллитоподобный облик (Опарино, Нылга и др.), вероятнее всего связано с размывом и переотложением ранее широко развитых ледниковых образований лапландского горизонта.

Накопившиеся в плетеневское время осадки в значительной степени снизелировали неровности довалдайского рельефа, которые были иногда значительны, судя по развитию мощных (до 50 и более м) толщ конгломератов и гравелитов, а также по присутствию текстур подводного оползания осадка.

Продолжавшееся медленное эпигенетическое опускание платформы привело к широкой трансгрессии моря в усть-бинежское время. На громадных просторах (более 2,5 млн.км²) Московской синеклизы, Верхне-Камской, Шкапово-Шиханской, Львовско-Кишиневской впадин, значительной части Балтийского щита и особенно северных районов Волго-Камского и Воронежского массивов (где впоследствии осадки были размыты), установился мелководный эпиконтинентальный морской режим. Значительная пенепленизация областей сноса способствовала накоплению преимущественно глинистого материала. В различных участках Московской синеклизы в разное время в западинах морского дна, куда почти не поступал грубый терригенный материал, устанавливались застойные условия, со слабым гидродинамическим режимом. В этих донных или иловых (по Д.В. Наливкину) впадинах в условиях восстановительного режима накапливались тонкие почти черные глины с повышенным содержанием органического вещества битумного ряда (до 1–2 и 6%) пирита, сидерита, удачно названные Л.Ф. Солонцовым "венденским домаником". В лямицкое время венденские доманиковые фации были в районе Переславля-Залесского, Редкино,

рид; 14 – кальцит; 15 – каолинит; 16 – барит; 17 – каменная соль; 18 – углистость; 19 – вулканокластический материал. Границы, изопахиты: 20 – границы современного распространения: а – достоверные; б – предполагаемые; 21 – границы фациальных зон; 22 – изопахиты; 23 – предполагаемые границы осадочных бассейнов; 24 – разрез по скважине и мощность; 25 – границы складчатых областей. Остатки фауны и флоры: 26 – отпечатки мягкотелых организмов; 27 – остатки вендотенид. Состав областей размыва и направления сноса: 28 – супракrustальные и магматогенные породы раннего докембра; 29 – осадочные и вулканогенно-осадочные породы позднего докембра; 30 – основные направления переноса обломочного и вулканокластического материала

Серпухова. В тексинское время они сместились в район среднего течения рек Онеги, Неноксы, а в кижмольское время – к району Яренска. Особенно же ярко "доманиковые" фации проявились в Приднестровье (калюсские слои), где мощные, до 30–40 м, черные аргиллиты переполнены органическим веществом (до образования горючих сланцев), сульфидами и фосфоритов (рис. 10).

Периодически в результате активизации платформенных областей сноса в усть-пинежский бассейн поступал песчано-алевритовый материал. Примерно с середины усть-пинежского времени в заметном количестве в периферические районы платформы стал поступать аллохтонный полимиктовый песчано-алевритовый материал со стороны Тимана, Северного и Среднего Урала, Добруджи. И если на большей приосевой части Московской синеклизы глинистый материал составлял не менее 80–90% объема осадков (особенно в лямицкое время), то уже к концу усть-пинежского времени (кижмольское время) роль песчано-алевритового материала составляла не менее 25%, а в периферических районах платформы достигала 30–35%.

К западу от линии Нарва–Невель–Орша мелководные, но морские условия постепенно сменялись на прибрежно-морские и субаквальные, а еще к западу – юго-западу (от линии Криvичи–Минск) уже накапливались пролювиально-делювиальные и элювиально-делювиальные красноцветные грубообломочные континентальные отложения временных потоков и конусов выноса, иногда чередующихся с субаквальными.

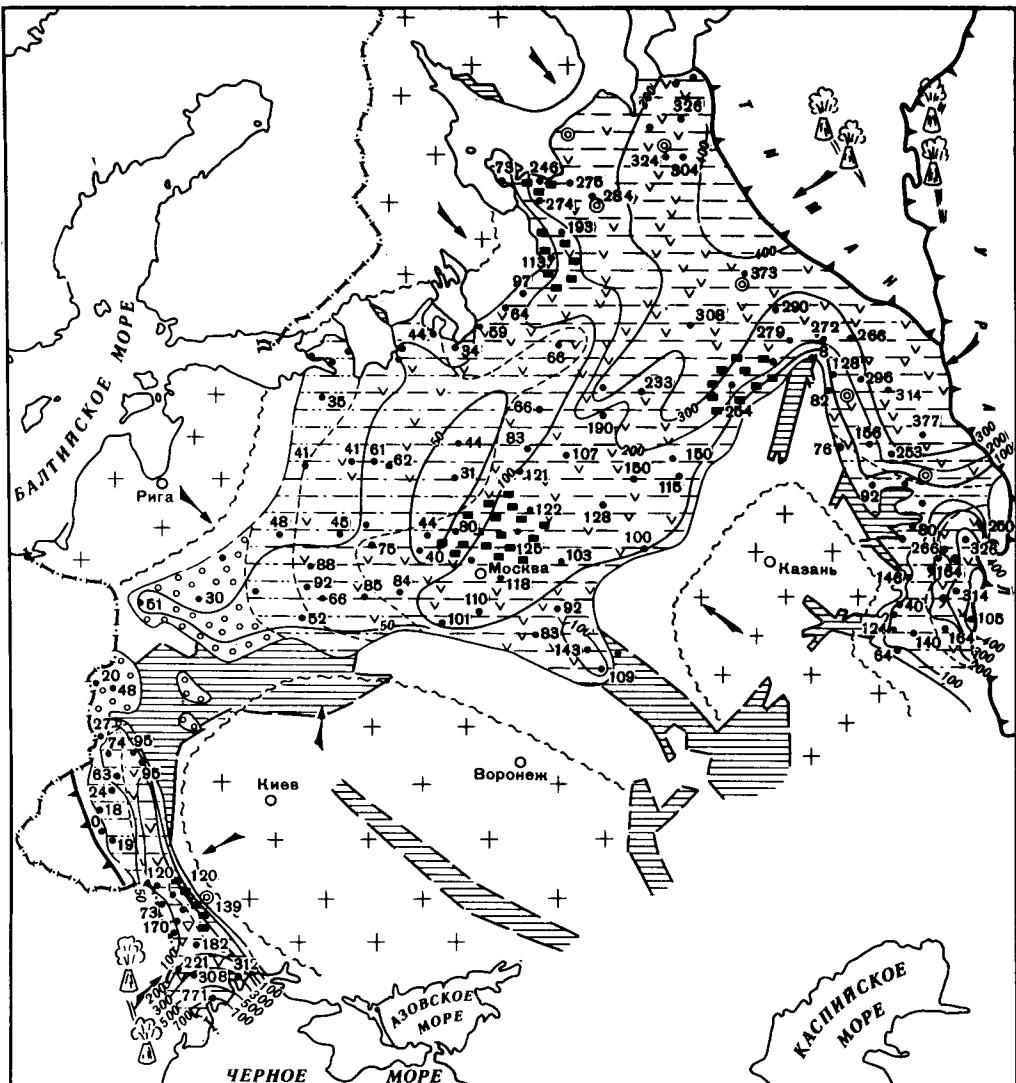
Континентальные и прибрежно-морские отложения формировались и по южному склону Белорусско-Литовской конседиментационной антиклизы, которые в южном направлении, вдоль сравнительно узкого Львовско-Кишиневского прогиба, постепенно сменялись прибрежно-морскими и мелководно-морскими отложениями (Приднестровье), а на юге впадины – существенно морскими.

Прибрежно-морские условия господствовали в усть-пинежское время и на территории Сарапульско-Красноуфимской конседиментационной антиклизы, разделявшей Верхнекамскую и Шкапово-Шиханскую впадины, где существовали мелководно-морские отложения. В отличие от внутриконтинентальных районов Московской синеклизы в этих впадинах в значительном количестве накапливался песчано-алевритовый материал. Но если в Верхнекамской впадине роль такого материала увеличивалась в сторону Притиманья, Приуралья, то в Шкапово-Шиханской впадине, в зоне Предуральского прогиба преобладало накопление глинистого материала (Шихан, Тастуба).

Для усть-пинежского времени было характерно поступление на платформу вулканокластического материала со стороны обрамлявших ее орогенных зон. Вулканоклассический материал поступал в осадочные бассейны платформы преимущественно золотым путем, о чем свидетельствует закономерное (на громадной площади) зональное изменение минералогического, гранулометрического и химического состава вулканокластики в составе каждого горизонта. Формирование единых вулканокласто-осадочных горизонтов в усть-пинежское время в Московской синеклизе, Верхнекамской и Шкапово-Шиханской впадинах связано с крупными эпохами эксплозивного вулканизма на Приполярном, Полярном Урале, в Тимано-Печорской области. На юго-запад и юг платформы вулканоклассический материал поступал с юга, со стороны Палеотетиса. Пепловый материал благодаря своей сорбционной способности поставлял в осадочный бассейн значительное количество железа, фосфора, свинца, цинка, молибдена и других микроэлементов. Обилие железа в виде тонкодисперсного гематита и присутствие соединений марганца придало своеобразную шоколадно-коричневую окраску вулканокласто-осадочным горизонтам.

Поступление в значительном количестве фосфора и микроэлементов, несомненно, изменило гидрохимию мелководного бассейна и вероятнее всего способствовало пышному расцвету вендской фауны и флоры.

Границы современного распространения усть-пинежских отложений почти повсеместно являются эрозионными. Близко к современным границам береговая зона бассейна проходила по обрамлению Белорусско-Литовской антиклизы, на Карельском



Р и с. 10. Палеогеографическая схема позднего венда Европейской платформы. Усть-пинежское время. Условные обозначения см. на рис. 9

перешейке, частично вдоль западного склона Украинского щита. Значительный размыв отложений, судя по распределению фаций и мощностей усть-пинежских отложений и их аналогов, произошел в пределах северной и западной частей Волго-Камского массива, северной части Воронежского массива. Уменьшение мощностей усть-пинежских образований и их аналогов от периферических районов платформы к ее центральным частям происходило как за счет постепенного сокращения усть-пинежского бассейна, так и за счет предкотлинского и последующих размывов, особенно в прибрежных зонах Московской синеклизы и Львовско-Кишиневской впадины.

В любимское время вновь обширные районы платформы были заняты мелководным морским бассейном. Сохранились основные структурные элементы усть-пинежского времени — Московская синеклиза, Верхнекамская, Шкапово-Шиханская и Львовско-Кишиневская впадины. Но в раннелюбимское (котлинское) время произошло значительное расширение венского бассейна на западе платформы. В зону погруже-

ния и накопления осадочного материала были вовлечены значительные районы на западе Московской синеклизы и в северной половине Львовско-Кишиневской впадины. Однако, по-прежнему, как и в усть-пинежское время, в зонах смежных с Белорусско-Литовской антеклизой в прибрежно-равнинных условиях накапливались субаквальные и континентальные красноцветные и пестроцветные грубообломочные осадки. Грубообломочные осадки (гравелиты, пески) базальной пачки котлинского цикла присутствуют на склонах Балтийского и западной части Воронежского и Украинского щитов. Вдоль западного склона Волго-Камского массива в любимское время накапливались лишь алевритовые осадки мелководноморского облика. Существование мелководного морского бассейна в любимское время на большей части платформы подтверждается региональной выдержанностью отдельных пачек, присутствием тонкой горизонтальной и слабо-волнистой слоистости, глауконита, гидрослюдисто-хлоритовым составом глинистого материала. Однако любимский бассейн отличался от усть-пинежского меньшей глубиной, а главное более активным накоплением обломочного материала, поступавшего как со смежных выступов фундамента платформы, так и во все возрастающем масштабе с воздымавшихся орогенов обрамления. Мощные песчано-алевритовые пачки придают отложениям любимской свиты и ее аналогам ясно выраженный ритмический, а в периферических районах платформы, где мощность и количество пластов полимиктовых песчаников и алевролитов увеличивается, — и флишоидный характер.

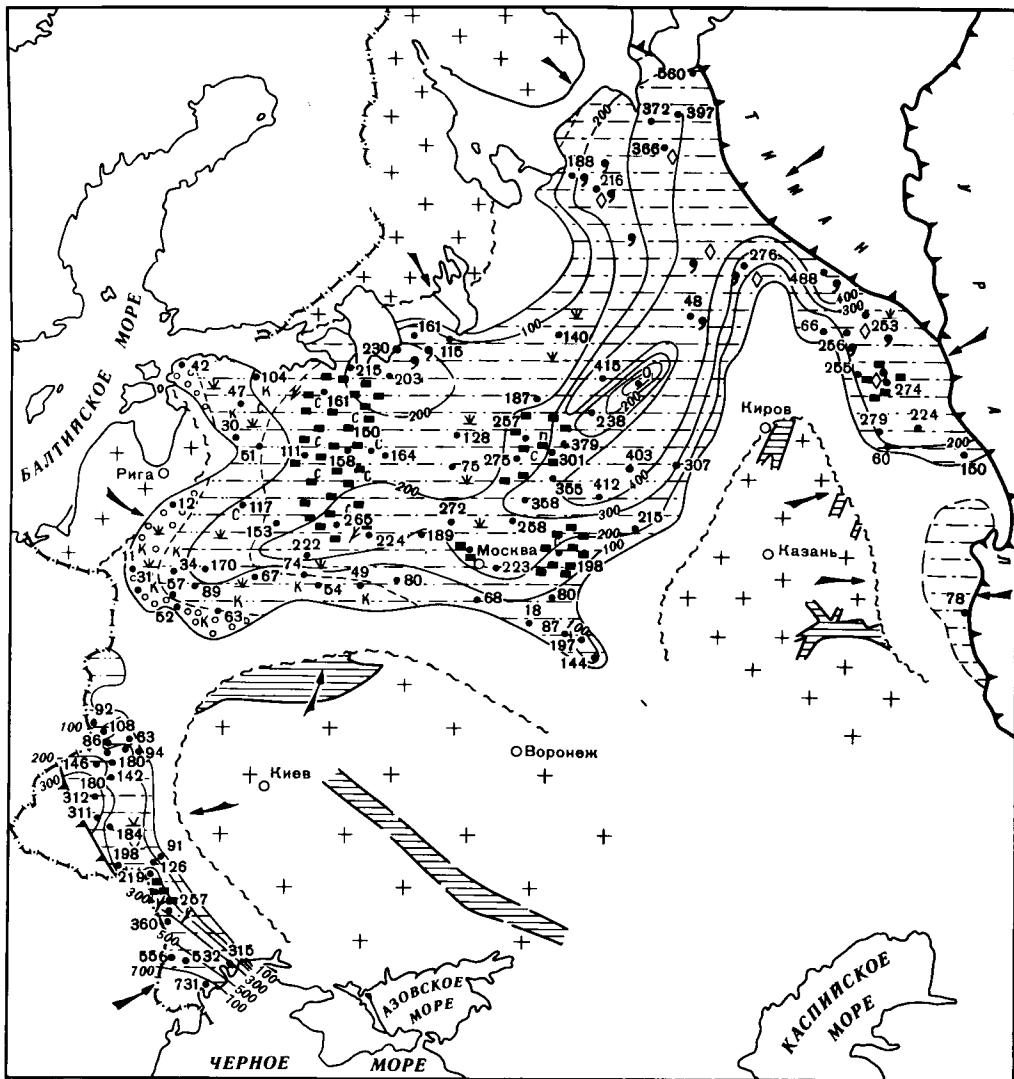
В центральных районах, наиболее удаленных от основных потоков поступления обломочного материала, в условиях донных впадин формировались темные, почти черные илы, обогащенные органическим веществом, пиритом, сидеритом. Так, в котлинском бассейне Московской синеклизы намечаются три зоны "доманиковых" фаций. Одна в районе Любима, Рыбинска, Пощехонья, другие две — на юго-востоке (Непецино, Серпухов) и западе (от Торопца, Валдая до Сиверской) — отделены от первой Пестовско-Переславским поднятием (рис. 11).

Современные границы распространения любимской свиты, как и усть-пинежской, в значительной степени являются эрозионными, особенно вокруг Волго-Камского и Воронежского массивов. Сокращение мощностей от периферических районов в глубь платформы происходило как за счет последующих размывов, так и постепенного отступания регрессии любимского бассейна. Уже с середины любимского времени в западных районах Московской синеклизы начали формироваться пестроцветные осадки регressiveйной фазы и внутриформационные коры выветривания. По мере отступления любимского бассейна к периферическим частям платформы происходила миграция мелководных субаквальных фаций.

Особенностью палеогеографии решминского времени является значительное сокращение площади осадконакопления на платформе, за исключением Шкапово-Шихансской впадины, дальнейшее обмеление бассейна седиментации и накопление наряду с прибрежно- и мелководноморскими в значительном количестве континентальных осадков. Близкие крайне мелководно-морским и субаквальным условия сохранились лишь в пределах центральных частей Московской синеклизы (Любим, Макарьев, Решма), Верхнекамской (Старцево, Краснокамск, Кочево), Львовско-Кишиневской (Вишневка) впадин. Здесь формировались пестроцветные песчано-алеврито-глинистые осадки. Ближе к зонам обрамления накапливавшиеся осадки приобретают субаквальный и равнинно-долинный характер, а в зонах краевых прогибов (Предуральского, Предтиманского и Преддубруджинского) — формировались существенно континентальные красноцветные полимиктовые толщи с характерными косослоистыми текстурами волнового и потокового типа (рис. 12).

Обломочный материал поступал не только со стороны обрамлявших платформу орогенных зон, но и с выступов фундамента платформы. Особенно отчетливо снос происходил с юго-восточной части Волго-Камского массива и со стороны Балтийского щита.

Косая слоистость в песчаниковых пластах, наличие глиняных "катунов", трещин усыхания, "зеркал" скольжения, загипсованность и баритоносность отдельных горизон-



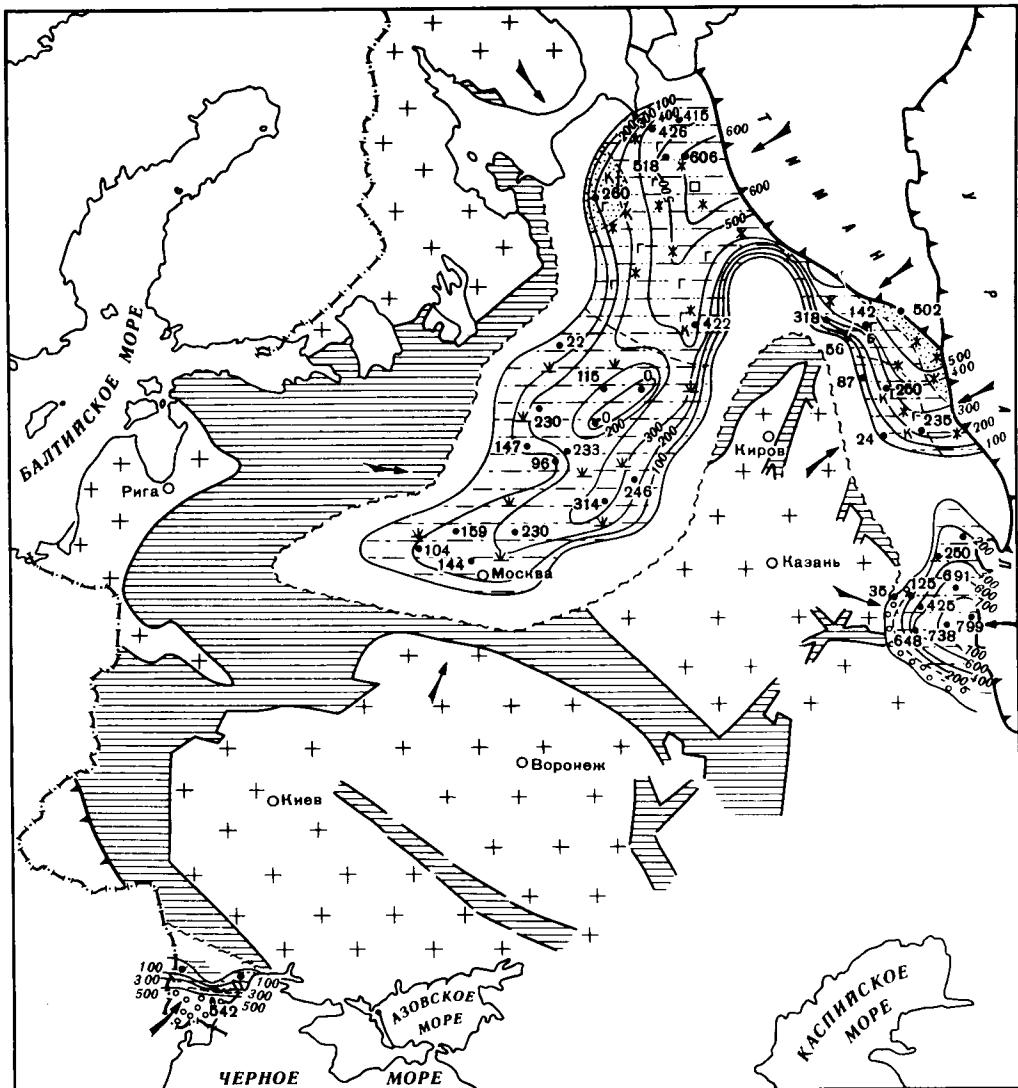
Р и с. 11. Палеогеографическая схема позднего венда Европейской платформы. Любимское время.
Условные обозначения см. на рис. 9

тов, значительное содержание гематита – все это характеризует решминские отложения и их аналоги как крупную обломочную серию сформировавшуюся на обширных равнинных площадях в эпоху разрушения горных массивов.

Климатические условия этой красноцветной аккумуляции скорее были жаркими, с чередованием влажных и сухих сезонов. О жарком климате во время накопления решминских осадков свидетельствуют и пленки галита, обнаруженные на севере Московской синеклизы.

К концу решминского времени водный бассейн покинул пределы Европейской платформы. Лишь в Шкапово-Шиханской впадине и прилегающих районах Предуралья вновь установились мелководные морские условия.

Таким образом, можно отметить, что в течение венда Европейская платформа прошла сложный путь развития – от этапов материкового оледенения и проявления траппового вулканализма в условиях высокого ее стояния, до этапов формирования в ста-



Р и с. 12. Палеогеографическая схема позднего венда Европейской платформы. Решминское время.
Условные обозначения см. на рис. 9

бильных мелководноморских условиях, чрезвычайно выдержаных по площади тонкообломочных осадочных серий, на фоне развивающихся орогенов в прилегающих геосинклинально-складчатых областях. За это время произошли значительные изменения и климатических условий в регионе – от суровой ледовой обстановки, через гумидные условия, до жаркого климата, с чередованием сухих и влажных сезонов. На время максимальной морской трансгрессии на платформу (Усть-Пинежское и Любимское время) приходится пышный расцвет вендской фауны и флоры. Интересно отметить, что все известные к настоящему времени находки мелких форм вендской фауны сделаны в глинистых отложениях фаций открытого, относительно глубоководного моря, а находки крупных и более разнообразных форм – различные виды кишечнополостных, членистоногих, иглокожих и т.д. – чаще встречены в песчано-алевритовых пачках, сформировавшихся в открытых прибрежно-морских условиях (Приднестровье, Зимний Берег).

Глава 2

ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ ВЕНДА ПОДОЛИИ

Разрез древних осадочных толщ, залегающих на юго-западном склоне Украинского щита под нижнепалеозойскими отложениями и широко обнаженных в долине среднего течения Днестра и по его притокам, систематически изучается геологами с начала нашего столетия (Вержиківский, 1932; Курман и др., 1932; Ларин, Светозарова, 1932; Лунгерсгаузен, 1938; Лунгерсгаузен, Никифорова, 1942; Евсеев, 1955; Крашенинникова, 1956; Дикенштейн, 1957; Курочка, 1959; Копелиович, 1965; Заика-Новацкий, 1965; Заика-Новацкий и др., 1968, 1972; Великанов и др., 1971–1979; Гниловская, 1971–1976; Келлер и др., 1974а; Букатчук, 1975; Великанов, 1975–1979; Асеева, 1976; Асеева и др., 1979). На протяжении длительного времени они считались палеонтологически немыми, в связи с чем представления об их возрасте были крайне противоречивыми. К середине 60-х годов сформировалось обоснованное преимущественно общегеологическими данными представление о позднедокембрийском возрасте этих отложений и принадлежности их венду. Вскоре эта точка зрения получила твердые палеонтологические подтверждения благодаря обнаружению комплекса фаунистических остатков (Заика-Новацкий, 1965; Заика-Новацкий и др., 1968), включающего как специфические местные формы, так и представителей эдиакарской фауны Южной Австралии. Последовавшие за этим интенсивные палеонтолого-стратиграфические исследования Подольского разреза и вендских отложений других районов Восточно-Европейской платформы, а также их возрастных аналогов в других районах страны, способствовали принятию венда как самостоятельного подразделения общей стратиграфической шкалы докембрия СССР и широкому употреблению за рубежом. Своим международным признанием как стратиграфической единицы общепланетарного значения, прослеживающейся на различных континентах, венд обязан главным образом работам Б.С. Соколова, убедительно показавшего, что это подразделение докембрийской шкалы наиболее близко отвечает фанерозойским системам, имеет совершенно специфическую палеонтологическую характеристику и отражает важнейший этап в историко-геологическом и палеобиологическом процессе развития Земли (Соколов, 1972–1979). Представления Б.С. Соколова о венде как реально существующей полноценной стратиграфической системе, непосредственно предшествующей классическому палеозою, находят все более широкое обоснование.

В связи с возросшим стратиграфическим значением венда разрез верхнедокембрийских отложений Подолии, отличающийся исключительно благоприятными условиями обнаженности, стратиграфической полнотой, широким распространением в нем разнообразных органических остатков и высокой степенью геологической изученности, приобретает сейчас особую роль как наиболее приемлемый эталонный разрез венда.

В соответствии со структурно-фацальным районированием, отражающим палеоструктурную обстановку, существовавшую на платформе и ее геосинклинальном обрамлении в позднем докембре (Великанов, 1979), район распространения опорного разреза относится к северной части Подольско-Молдавского склона Украинского щита, включающей Могилев-Подольский выступ его и прилегающие территории Западно-Приднестровского блока этого склона, а также палеоструктуры (Северо-Подольский уступ), пограничной с другим самостоятельным районом венского осадконакопления — Волынь-Полесским прогибом.

Обнаженный разрез вендских отложений распространен практически лишь в пределах Могилев-Подольского выступа щита. Этот элемент структуры юго-западного склона охватывает территорию Среднего Приднестровья от р. Русавы на востоке до р. Терновы на западе. Приосевая часть выступа несколько приподнята над окружающими участками, в связи с чем обтекающие его венские толщи обнаруживают наряду с региональным падением (около 1°) моноклинали на запад и юго-запад слабо выра-

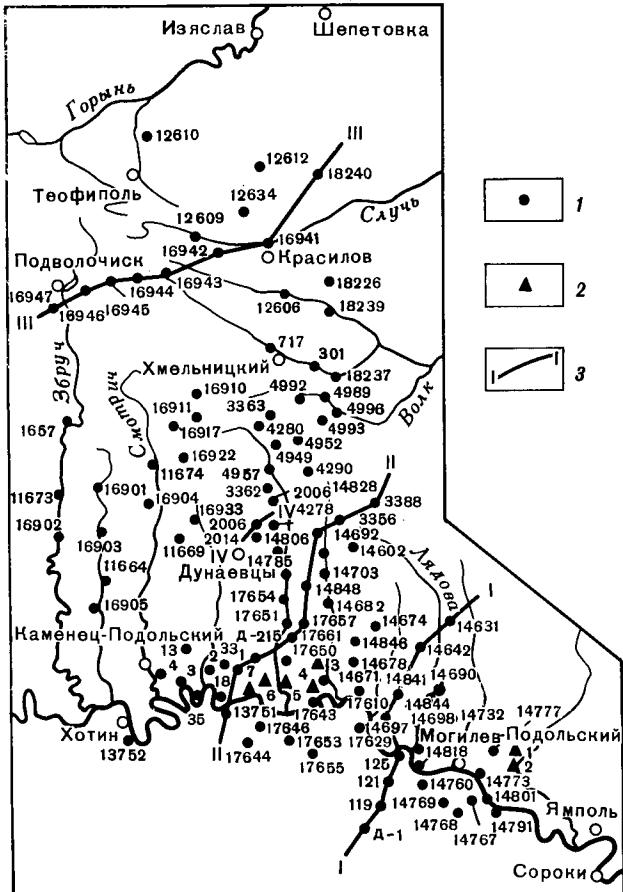


Рис. 13. Размещение скважин и обнажений, упоминаемых в описании опорного разреза

1 – скважины; 2 – стратотипы и неостратотипы подразделений венда, разрезы которых приведены в очерке; грушинской свиты (1 – с. Грушка, 2 – с. Садки), даниловской свиты (3 – села Пилипы Хребтиевские–Шебутинцы), жарновской свиты (4 – с. Лоевцы), кривчанских слоев (5 – с. Вахневцы), дурняковских и поливановских слоев (6 – с. Кривчаны), комаровских слоев (7 – с. Бакота); 3 – ориентировка профилей (рис. 15–18)

женные склонения, направленные от осевой линии выступа в противоположные стороны, т.е. соответственно на север и юго-восток.

Территория Могилев-Подольского выступа испытывает устойчивое неотектоническое поднятие, вследствие чего расчленена системой глубоковрезанных каньонообразных речных долин, вскрывающих на большом протяжении на большую мощность разрезы верхнедокембрийских слоев. Прекрасная обнаженность вендинских толщ по Днестру и его притокам дополняется многочисленными скважинами, пробуренными в процессе поисковых и геолого-съемочных работ, в том числе крупномасштабного картирования, которым охвачена большая часть рассматриваемого района (рис. 13).

Затопление разреза в результате сооружения Новоднестровской ГЭС компенсируется выявлением и изучением неостратотипов по притокам Днестра, располагающихся выше максимального подпорного уровня, легко доступных для дальнейшего изучения в будущем.

Весь опорный разрез венда отличается отчетливой дифференциированностью: каждому из выделенных в нем подразделений свойственны достаточно выражительные фациально-литологические признаки, устойчивые на большой площади, что дает воз-

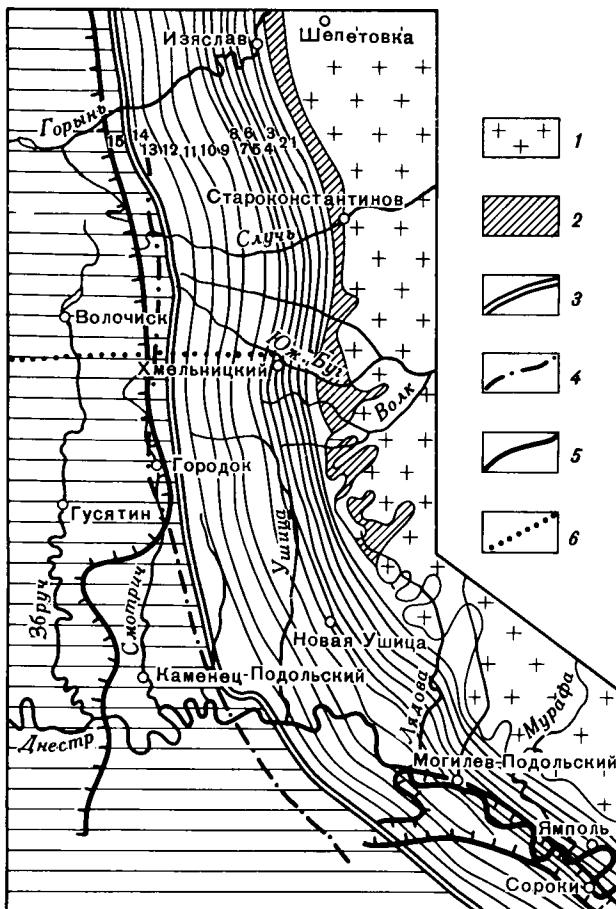


Рис. 14. Схематическая карта домелового среза Подольского опорного района

1 — кристаллический фундамент Украинского щита; 2 — вольвинская серия; 3 — силурийские отложения; 4 — восточная граница распространения балтийской серии; 5 — контур распространения базальтов; 6 — южная граница распространения туфогенной толщи вольвинской серии. Подразделения вендского и палеозойского разреза: 1 — ольчедаевские слои; 2 — ломозовские слои; 3 — ямпольские слои; 4 — лядовские слои; 5 — бернашевские слои; 6 — бронницкие слои; 7 — зиниковские слои; 8 — джуржевские слои; 9 — калиускские слои; 10 — даниловская свита; 11 — жарновская свита; 12 — крушановская свита; 13 — студеницкая свита; 14 — балтийская свита; 15 — ордовик

можность прослеживать эти подразделения на большие расстояния (рис. 14). Эти особенности разреза позволили разработать очень детальную местную схему стратиграфии, равной которой по подробности выделяемых стратиграфических единиц не существует ни для одного района платформы. Уточненный вариант схемы, разработанный для крупномасштабного картирования, отвечающий его требованиям и современному уровню изученности разреза (табл. 1), утвержден УРМСК в декабре 1979 г. Согласно этой официальной схеме и составлено описание разреза в настоящей главе.

Таблица 1

Сводный разрез венда Подольского опорного разреза

Унифицированная стратиграфическая схема Русской платформы (МСК СССР, 1976)		Детальная стратиграфическая схема Подольского опорного района (УРМСК, 1979 г.)		Литологическая характеристика и мощность в м
Горизонт	Серия	Свита	Подсвита, Слои	
Котлинский	канавиновская	крупашновская	комаровские	темно-серые аргиллиты М. до 60 м
			поливановские	переслаивание темно-серых аргиллитов и тонко-зернистых песчаников М. до 40 м
			дурняковские	пестроцветные алевролиты М. до 60 м
			кривчанские	переслаивание зеленовато-серых алевролитов и мелкозерн. полимиктов. песчаников М. до 60 м
		жарновская	староушицкие	пестроцветные слюдистые аргиллиты и алевролиты М. до 15 м
			кулешовские	переслаивание зеленовато-серых аргиллитов, алевролитов и мелкозерн. полимиктов. песчаников М. до 25 м
		шебутинецкая	шебутинецкие	пестроцветные аргиллиты и алевролиты с прослойями песчаников М. до 26 м
			пилиповские	переслаивание зеленовато-серых аргиллитов, алевролитов и полимиктов. песчаников М. до 30 м
Редкинский	могилев-подольская	нагорянская	калюсские	темно-серые битуминозные аргиллиты с конкрециями фосфоритов М. 0–50 м
			джуржевские	олигомиктовые песчаники, иногда с глауконитом, аргиллиты, алевролиты М. 0–40 м
		ярышевская	зиньковские	зеленовато-серые аргиллиты, иногда фосфатизированные М. 0–30 м
			бронницкие	шоколадно-коричневые и зеленые туфогенные аргиллиты М. 0–25 м
		бернашевская	бернашевские	разнозернистые аркозовые песчаники, иногда с глауконитом, аргиллиты, прослои бентонитовых глин М. 0–20 м
			лядовские	пестроцветные слюдистые аргиллиты М. 0–20 м
		могилевская	ямпольские	разнозернистые полевошпато-кварцевые песчаники, прослои аргиллитов М. 0–30 м
			ломозовские	темно-серые слюдистые алевролиты, мелкозернистые аркозовые песчаники М. 0–30 м
			ольчедаевские	разнозернистые аркозовые песчаники, гравелиты М. 0–45 м
Древлянский	волынская (грудининская) (серостовецкая)	верхнегрушинская	серые и бурые аргиллиты и алевролиты, один–два покрова базальтов	М. 0–80
		нижнегрушинская	красноцветные грубозернистые аркозовые песчаники, гравелиты, конгломераты, туфы, туффиты, туфогенные породы	М. 0–80 м

* – родовые названия видов изменены согласно решению Всесоюзного коллоквиума по растительным микрофоссилиям, г. Иркутск, 1980 г.

Характерные комплексы органических остатков		
Ископаемые Metazoa и биоглифы (по В.М. Палию, Б.С. Соколову)	Ископаемые Metaphyta (по М.Б. Гниловской, Е.А. Асеевой, А.А. Ищенко)	Акритархи и другие микрофоссилии (по Е.А. Асеевой)
Harlaniella podolica Sokolov, Studenicia galeiforma Gureev, Paleopascichnus delicatus Palij.	Tyrasotaenia podolica Gnil., Vendotaenia antiqua Gnil.	Leiosphaeridia parva Ass., L. undulata Tim., Trachysphaeridium magnum (Schep.)*, Podiliella irregulare Tim., Oscillatoriites wernadskii Schep., Flagellis tenuis gen. et sp. nov.**, Studenicia bacotica gen. et sp. nov., Volyniella canilovica Ass.
	Vendotaenia antiqua Gnil.	
Harlaniella podolica Sokolov, Loevichnus muriculatus Gureev.	Vendotaenia antiqua Gnil.	Leiosphaeridia volynica Tim., L. effusa (Schep.)*, Stictosphaeridium implexum Tim., Podocella sp., Orygnatosphaeridium sp., Volyniella canilovica Ass., Bicuspidata fusiformis gen. et sp. nov., Flagellis tenuis gen. et sp. nov.
	Fusosquamula vlasovi Ass.	
	Vendotaenia antiqua Gnil.	
	Vendotaenia antiqua Gnil., Fusosquamula vlasovi Ass., Pilitella composita Ass.	Trachysphaeridium partiale (Schep.)*, T. bavense (Schep.)*, T. magnum (Schep.)*, Leiotrichoides sp., Oscillatoriites wernadskii Schep., Bicuspidata fusiformis gen. et sp. nov.
Nemiana simplex Palij	Vendotaenia antiqua Gnil.	
Planomedusites grandis Sokolov, Bronicella podolica Zaika-Novatsky, Medusinites patellaris Sokolov.	Eoholynides Gnil.	Leiosphaeridia aperta (Schep.)*, L. effusa (Schep.)*, L. jacutica (Tim.)*, L. pruniforis Ass., L. asapha (Tim.) Ass., Trematosphaeridium holtedahlii Tim., Orygnatosphaeridium rubiginosum Andr., Taenitrichoides jaryshevicius gen. et sp. nov., Striatella coriacea gen. et sp. nov., Ljadowia perforata gen. et sp. nov., Paleolyngbya sp., Volyniella valdaica (Schep.) Ass.
Cyclomedusa plana Glaessner, C. serebrina Palij, Tirasiana disciformis Palij, Nemiana simplex Palij, Atakia vermiformis Palij.		
Nemiana simplex Palij		Leiosphaeridia minor (Schep.****, L. pelucida (Schep.****, L. gigantea (Schep.****, L. asapha (Tim.) Ass., L. laccata (Tim.) Ass., Stictosphaeridium sp., Favosphaeridium sp., Polycavita concentrica gen. et sp. nov., P. bullata (Andr.) Circumella podolica Ass., Toromorpha sp., Orygnatosphaeridium rubiginosum Andr., Stratimorphis plana Ass., Volyniella valdaica (Schep.) Ass., Trachysphaeridium ovalis Germ.
Разнообразный комплекс остатков Metazoa (см. с. 49)		Leiosphaeridia parva Ass., L. aperta (Schep.)*

** — описания новых стратиграфически важных таксонов сданы в печать в отдельных публикациях.
 *** — транзитные виды, присутствующие во всем разрезе могилев-подольской и каниловской серий, родовые названия которых изменены согласно решению Всесоюзного коллоквиума в г. Иркутске, 1980 г.

Таблица 1

Сводный разрез венда Подольского опорного разреза

Унифицированная стратиграфическая схема Русской платформы (МСК СССР, 1976)		Детальная стратиграфическая схема Подольского опорного района (УРМСК, 1979 г.)		Литологическая характеристика и мощность в м
Горизонт	Серия	Свита	Подсвита, Слои	
Котлинский	каневская	студениковская	комаровские	темно-серые аргиллиты М. до 60 м
			поливановские	переслаивание темно-серых аргиллитов и тонко-зернистых песчаников М. до 40 м
		куришновская	дурняковские	пестроцветные алевролиты М. до 60 м
			кривчанские	переслаивание зеленовато-серых алевролитов и мелкозерн. полимиктов. песчаников М. до 60 м
		жарновская	староушицкие	пестроцветные слюдистые аргиллиты и алевролиты М. до 15 м
			кулешовские	переслаивание зеленовато-серых аргиллитов, алевролитов и мелкозерн. полимиктов. песчаников М. до 25 м
		даниловская	шебутинецкие	пестроцветные аргиллиты и алевролиты с прослойями песчаников М. до 26 м
			пиляповские	переслаивание зеленовато-серых аргиллитов, алевролитов и полимиктов. песчаников М. до 30 м
Редкинский	могилев-подольская	нагорянская	калюсские	темно-серые битуминозные аргиллиты с конкрециями фосфоритов М. 0–50 м
			джуржевские	олигомиктовые песчаники, иногда с глауконитом, аргиллиты, алевролиты М. 0–40 м
			зиньковские	зеленовато-серые аргиллиты, иногда фосфатизированные М. 0–30 м
			бронницкие	шоколадно-коричневые и зеленые туфогенные аргиллиты М. 0–25 м
		ярышевская	бернашевские	разнозернистые аркозовые песчаники, иногда с глауконитом, аргиллиты, прослои бентонитовых глин М. 0–20 м
			льдовские	пестроцветные слюдистые аргиллиты М. 0–20 м
			ямпольские	разнозернистые полевошпато-кварцевые песчаники, прослои аргиллитов М. 0–30 м
			ломозовские	темно-серые слюдистые алевролиты, мелкозернистые аркозовые песчаники М. 0–30 м
			ольчедаевские	разнозернистые аркозовые песчаники, гравелиты М. 0–45 м
			верхнегрушинская	серые и бурые аргиллиты и алевролиты, один – два покрова базальтов М. 0–80 м
Древлянский	волынская	грушинская (брестопольская)	нижнегрушинская	красноцветные грубозернистые аркозовые песчаники, гравелиты, конгломераты, туфы, туффиты, туфогенные породы М. 0–80 м

* – родовые названия видов изменены согласно решению Всесоюзного коллоквиума по растительным микрофоссилиям, г. Иркутск, 1980 г.

Характерные комплексы органических остатков		
Ископаемые Metazoa и биоглифы (по В.М. Палию, Б.С. Соколову)	Ископаемые Metaphyta (по М.Б. Гниловской, Е.А. Асеевой, А.А. Ищенко)	Акритархи и другие микрофоссилии (по Е.А. Асеевой)
<i>Harlaniella podolica</i> Sokolov, <i>Studenicia galeiforma</i> Gureev, <i>Paleopascichnus delicatus</i> Palij.	<i>Tyrasotaenia podolica</i> Gnil., <i>Vendotaenia antiqua</i> Gnil.	<i>Leiosphaeridia parva</i> Ass., <i>L. undulata</i> Tim., <i>Trachysphaeridium magnum</i> (Schep.)*, <i>Podoliella irregularis</i> Tim., <i>Oscillatorites wernadskii</i> Schep., <i>Flagellis tenuis</i> gen. et sp. nov.**, <i>Studenicia bacotica</i> gen. et sp. nov., <i>Volyniella canilovica</i> Ass.
	<i>Vendotaenia antiqua</i> Gnil.	
<i>Harlaniella podolica</i> Sokolov, <i>Loevcichnus muriculatus</i> Gureev.	<i>Vendotaenia antiqua</i> Gnil. <i>Fusosquamula vlasovi</i> Ass. <i>Vendotaenia antiqua</i> Gnil.	<i>Leiosphaeridia volynica</i> Tim., <i>L. effusa</i> (Schep.)*, <i>Stictosphaeridium implexum</i> Tim., <i>Podoliella</i> sp., <i>Orygmatosphaeridium</i> sp., <i>Volyniella canilovica</i> Ass., <i>Bicuspidata</i> <i>fusiformis</i> gen. et sp. nov., <i>Flagellis tenuis</i> gen. et sp. nov.
	<i>Vendotaenia antiqua</i> Gnil., <i>Fusosquamula</i> <i>vlasovi</i> Ass., <i>Pilitella</i> <i>composita</i> Ass.	<i>Trachysphaeridium partiale</i> (Schep.)*, <i>T. bav-</i> <i>lense</i> (Schep.)*, <i>T. magnum</i> (Schep.)*, <i>Leiotri-</i> <i>choides</i> sp., <i>Oscillatorites wernadskii</i> Schep., <i>Bicuspidata fusiformis</i> gen. et sp. nov.
<i>Nemiana simplex</i> Palij	<i>Vendotaenia antiqua</i> Gnil.	
<i>Planomedusites grandis</i> Sokolov, <i>Bronicella podolica</i> Zaika-Novatsky, <i>Medusinites</i> <i>patellaris</i> Sokolov.	<i>Eoholynides</i> Gnil.	<i>Leiosphaeridia aperta</i> (Schep.)*, <i>L. effusa</i> (Schep.)*, <i>L. jacutica</i> (Tim.)*, <i>L. prunifor-</i> <i>mis</i> Ass., <i>L. asapha</i> (Tim.) Ass., <i>Trematosphae-</i> <i>ridium holtedahlii</i> Tim., <i>Orygmatosphaeridium</i> <i>rubiginosum</i> Andr., <i>Taenitrichoides jarycshe-</i> <i>vicus</i> gen. et sp. nov., <i>Striatella coriacea</i> gen. et sp. nov., <i>Ljadovia perforata</i> gen. et sp. nov., <i>Paleolyngbya</i> sp., <i>Volyniella valdaica</i> (Schep.) Ass.
<i>Cyclomedusa plana</i> Glaessner, <i>C. cerebrina</i> Palij, <i>Tirasiana</i> <i>disciformis</i> Palij, <i>Nemiana simp-</i> <i>lex</i> Palij, <i>Atakia vermiformis</i> Palij.		
<i>Nemiana simplex</i> Palij		<i>Leiosphaeridia minor</i> (Schep.)*, <i>L. pelucida</i> (Schep.)*, <i>L. gigantea</i> (Schep.)*, <i>L. asapha</i> (Tim.) Ass., <i>L. laccata</i> (Tim.) Ass., <i>Stictosphaeri-</i> <i>dium</i> sp., <i>Favosphaeridium</i> sp., <i>Polycavita</i> <i>centrica</i> gen. et sp. nov., <i>P. bullata</i> (Andr.) <i>Circu-</i> <i>miella</i> <i>podolica</i> Ass., <i>Toromorpha</i> sp., <i>Orygmato-</i> <i>sphaeridium</i> <i>rubiginosum</i> Andr., <i>Stratimorphis</i> <i>plana</i> Ass., <i>Volyniella valdaica</i> (Schep.) Ass., <i>Trachysphaeridium ovalis</i> Germ.
Разнообразный комплекс ос- татков Metazoa (см. с. 49)		<i>Leiosphaeridia parva</i> Ass., <i>L. aperta</i> (Schep.)*

** – описания новых стратиграфически важных таксонов сданы в печать в отдельных публикациях.

*** – транзитные виды, присутствующие во всем разрезе могилев-подольской и канавловской серий, родовые названия которых изменены согласно решению Всесоюзного коллоквиума в г. Иркутске, 1980 г.

ВОЛЫНСКАЯ СЕРИЯ

Для опорного разреза характерны два основных типа разрезов волынской серии: 1) терригенный и эфузивно-терригенный (с базальтовыми телами) и 2) терригенно-туфогенный (или эфузивно-терригенно-туфогенный). Разрезы первого типа пользуются преимущественным распространением, описаны под названием грушинской (= грушковской) свиты; в разрезах второго типа, распространенных на севере Подолья (севернее г. Хмельницкого) различаются стратиграфические подразделения, выделяемые в схеме Волыно-Полесского региона (горбашевская и берестовецкая свиты).

ГРУШИНСКАЯ СВИТА

На Могилев-Подольском выступе щита распространена достаточно широко, но стратиграфическая полнота ее на различных участках этой территории неодинакова и зависит от морфологии поверхности кристаллического фундамента. Наиболее полные и наиболее мощные разрезы связаны с отрицательными формами довендского палеорельефа. Разрез свиты обнажен лишь в единичных пунктах на юго-востоке района — в низовьях р. Лозовой, по р. Мурафе, ниже слияния ее с последней, на участке левого берега у с. Пороги, по р. Лядове в районе сел. Высший Ольчедаев и Котюканы.

В качестве стратотипического признан (Заика-Новацкий и др., 1972) разрез, обнаженный в устье глубокой промоины правого склона долины р. Мурафы в 1,5 км ниже впадения в нее р. Лозовой, у с. Грушки. Здесь на мигматитах подольского чарнокитового комплекса (нижний протерозой) залегают (снизу вверх):

Нижняя подсвита. а) гравелит темно-бурый щебнистый с глинисто-железистым цементом при отсутствии сортированности и с очень плохой окатанностью обломочного материала — обломков нижележащих пород, кварца, полевого шпата. Мощность 1 м; б) песчаник полевошпатово-кварцевый буровато-светло-серый очень плотный неравномернозернистый до гравийного. Кластический материал плохо окатан. Цемент кварцево-глинистый, базального типа. Мощность 0,4 м; в) песчаник "мусорный" бурый с линейно-горизонтальными обособленными или расщепляющимися осветленными полосами. Обломочный материал полевошпатово-кварцевого состава, окатан очень плохо. Цемент песчано-глинистый. Характерна послойная трещиноватость, подчеркивающая визуально неразличимую слоистость породы. Мощность 6–6,5 м.

Верхняя подсвита. Алевролит зеленовато-серый, песчанистый, с редкими крупными обломками кварца и полевых шпатов. Переход к нижележащей пачке постепенный как в отношении структурных особенностей, так и окраски пород. Мощность 5–5,3 м.

Выше с размывом залегает косослоистый светло-серый песчаник ольчедаевских слоев могилевской свиты.

В районе стратотипа многими скважинами вскрыты разрезы грушинской свиты, содержащие покров базальтов. Представление о них может дать скв. № 14773 (южная окраина с. Бронница).

Нижняя подсвита.

Инт. 70,0–69,5 м — песчаник буро-коричневый, грубозернистый, аркозовый, с обломками гранита, трещиноватый.

Верхняя подсвита.

Инт. 69,5–69,0 м — аргиллит шоколадно-коричневый, с зеленовато-серыми пятнами, плотный, с незначительной примесью кварцевых зерен.

Инт. 69,0–65,2 м — базальт зеленовато-серый, плотный, с обильными кальцитовыми миндалинами неправильной формы в кровле и в подошве и редкими сферическими миндалинами хлоритового состава в середине покрова.

Инт. 65,2–64,5 м — аргиллит шоколадно-коричневый, плотный, тонкослоистый, с примесью (около 15%) зерен кварца средних и крупных размеров.

Инт. 64,5–62,3 м — песчаник серый с зеленоватым оттенком, полевошпатово-кварцевый, средне- и крупнозернистый, на базальном глинистом цементе.

Инт. 62,3–61,0 м — алевролит шоколадно-коричневый плотный песчанистый. В середине интервала содержит прослой (20 см) зеленовато-серого, местами бурого полевошпатово-кварцевого песчаника с обильным глинистым цементом базального типа. Выше залегает разрез могилевской свиты типичного строения.

Аналогичное положение в разрезе, иногда с замещением всей верхнегрушинской подсвиты или ее аналогов, занимает базальтовый покров на всем протяжении Подольско-Молдавского склона щита, где он прослежен вдоль Днестра на 200 км от устья р. Лядовы на северо-западе до с. Красные Окна Одесской области на юго-востоке. Ширина покрова 5–10 км, в отдельных случаях — до 25–30 км.

Во многих случаях зафиксированы в кровле покрова (3–5 м) процессы химического разложения базальтов с образованием коры выветривания, представленной шоколадно-бурой глинистой породой, содержащей многочисленные мелкие обломки базальта, количество и размер которых увеличиваются книзу. Местами же базальтовый покров залегает непосредственно на кристаллическом фундаменте, иногда отсутствуют также кора выветривания или ее верхняя глинистая зона. Общая мощность всего базальтового покрова в пределах указанного выше района достигает 35 м.

На том же стратиграфическом уровне располагаются и базальтовые тела, развитые на юго-западе Подолии, где они вскрыты рядом скважин в районе городов Гусятин, Городок, Чемеровцы. Здесь обычно развиты два лавовых покрова, разделенных конгломератами или разнозернистыми песчаниками мощностью 2,2–4,4 м, содержащими окатанную гальку и гравий гранитов и базальтов; мощность верхнего из них, увеличивающаяся к западу, составляет 15–40 м, а мощность нижнего — 15–25 м. В кровле верхнего покрова повсеместно имеется кора выветривания — бурая глинисто-железисто-хлоритовая порода с реликтами хлоритизированного базальта мощностью до 4–5 метров.

В бассейнах рек Лядовы, Жвана, Карайца и нижнем течении Калюса и Ушицы разрез грушинской свиты в целом сходен с разрезами юго-востока Подолии и севера Молдавии. Верхняя часть его (до 5 м) построена здесь преимущественно зеленовато-грязно-серыми разнозернистыми неслоистыми полевошпатово-кварцевыми песчаниками с большим содержанием (до 40%) базального глинистого цемента, нижняя — красно-бурыми грубозернистыми арковыми песчаниками, гравелитами, брекчевидными породами с глинистым или песчано-глинисто-железистым цементом (обычно 1–2 м).

Распространение грушинской свиты на всей рассмотренной площади Подольского Приднестровья в целом фрагментарно. Подразделение ее представляется не всегда возможным из-за опесчаненности верхней части разреза, неполноты и малой мощности. На правом берегу Днестра, западнее устья р. Лядовы свита практически отсутствует.

Существенными изменениями в характере распространения и строения отличаются разрезы грушинской свиты верховьев рек Калюса (к северу от с. Новая Ушица), Ушицы, Ушки, междуречья Смотрича, Ушицы и Южного Буга. Здесь она образует почти сплошной покров, прерываемый лишь единичными локальными выступами фундамента. Внешний контур площади ее развития извилист, он повторяет рисунок горизонталей довенцкого палеорельефа, углубляясь в область собственно щита вдоль отрицательных палеогеоморфологических элементов на 10–20 км и огибая выступающие по падению склона щита возвышенные участки фундамента (рис. 15). Мощность свиты в пределах рассматриваемого участка достигает 80–85 м.

Нижняя подсвита здесь представлена преимущественно брекчиями, конгломератами, гравелитами, грубозернистыми песчаниками, в которых базальный песчано-глинистый цемент часто преобладает над обломочной частью породы (скважины 14602, 14692 и др.). Окраска пород красно-бурая, темно-бурая, иногда с осветленными зеленовато-серыми и грязно-серыми бесформенными участками. Реже грязно- или темно-серая окраска характерна для всей породы. Все разновидности пород отличаются отсутствием сортированности и очень слабой окатанностью обломочного материала и четких призна-

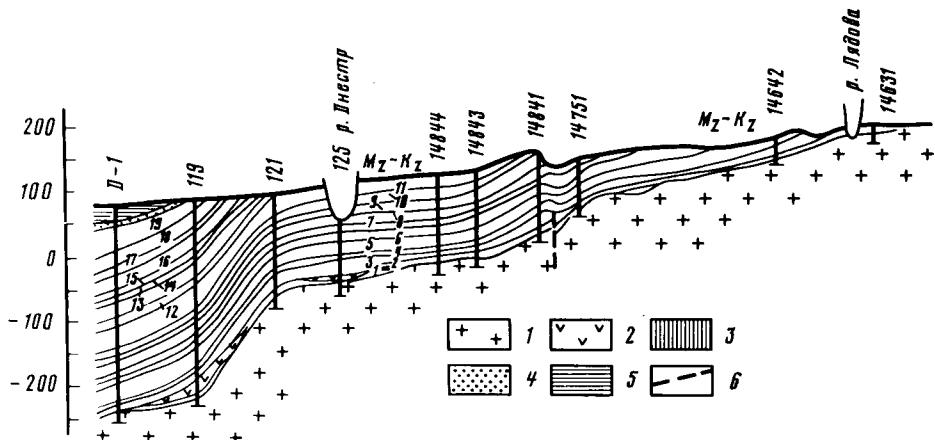


Рис. 15. Схематический разрез по линии I-I

1 - породы фундамента; 2 - базальты; 3 - балтийская серия; 4 - ордовик; 5 - силур; 6 - разрывные нарушения. На разрезе обозначены: 1 - нижнегрушинская подсвита; 2 - верхнегрушинская подсвита; 3 - ольчедаевские слои; 4 - ломозовские слои; 5 - ямпольские слои; 6 - лядовские слои; 7 - бернашевские слои; 8 - бронницкие слои; 9 - зиньковские слои; 10 - дружурьевские слои; 11 - калиускские слои; 12 - пилиповские слои; 13 - шебутинецкие слои; 14 - кулешовские слои; 15 - староушицкие слои; 16 - кривчанские слои; 17 - дурняковские слои; 18 - поливановские слои; 19 - комаровские слои

ков слоистости. В брекчиях, конгломератах и гравелитах обломочный материал образован обломками местных пород фундамента — подстилающих их серых и розовых гранитов с гранатами, чарнокитов, гнейсов и кристаллических сланцев, измененных метабазитов. Песчаники имеют состав аркозов, арко佐вых граувакк и граувакковых арко佐в¹. Обломки пород играют значительную роль (до 5%), кварц составляет 20–35%, полевые шпаты (микроклин преобладает над плагиоклазами) – 30–70%. Глинистый материал цемента представлен смесью гидрослюд и каолинита примерно в равных количествах, примесь гематита объясняет красноцветность пород.

В довольно узкой (около 15 км) полосе, контролируемой субширотным разломом Теребовля–Хмельницкий–Летичев, вскрыты разрезы (скважины 4992, 4989, 4996, 18237, 301, 717 и др.) нижнегрушинской подсвиты, переходные от описанного выше типа к тufогенной толще берестовецкой свиты севера Подолии и Волыни, названной О.В. Крашенинниковой (1956) бабинскими слоями. Эти разрезы построены довольно грубым переслаиванием тufогенных типично "бабинских" пород — бурых, часто с раковистым изломом туфов, туфоаргиллитов, иногда в той или иной мере обогащенных грубоокатанным полевошпатово-кварцевым материалом (до туфопесчанников) с нормально-осадочными породами — грубозернистыми и разнозернистыми арко佐овыми песчаниками, гравелитами и конгломератами бурой, пестрой, реже серой окраски с переменным содержанием пеплового материала в цементе.

Нижняя подсвита распространена неповсеместно, на наиболее возвышенных участках дноволынского рельефа фундамента она отсутствует, и залегающая выше верхнегрушинская подсвита имеет по отношению к ней трангрессивный характер. Мощность подсвиты, зависящая от палеорельефных условий области осадконакопления, изменяется от 0 до 20 м, а в зоне переходных разрезов от терригенных к тufогенно-терригенным разрезам волынской серии достигает 30–40 м.

Преобладающая часть пород нижнегрушинской подсвиты возникла в результате элювиального преобразования кристаллических пород фундамента, а также склоновых и пролювиальных процессов, при которых обломочный материал перемещался не

¹ Здесь и ниже литологический состав пород приводится по данным Л.В. Коренчук, А.В. Копелиовича, А.М. Ханисенко и других исследователей.

только под воздействием силы тяжести, но и при помощи временных потоков. Незначительную роль, видимо, начали играть и зарождающиеся в ранневолынское время постоянные водотоки, область питания которых располагалась на значительном удалении от места накопления осадков. В зоне формирования переходных разрезов генетические типы нижнегрушинских отложений более разнообразны. Здесь элювиально-делювиальные образования чередуются с пирокластическими продуктами, отложившимися на равнинной суще или в прибассейновой обстановке.

Особенности сохранности минерального состава пород, преобладание красноцветов, очень слабые признаки химического выветривания свидетельствуют о том, что породы нижнегрушинской свиты сформировались в условиях аридного климата.

Верхняя подсвита рассматриваемого участка опорного района представлена довольно выдержанной нормально-осадочной толщей преимущественно глинистого состава, резко отличающейся от нижней подсвиты в литологическом и генетическом отношении. Формирование ее связано с расширением Волыно-Полесского бассейна и ингрессией его на территорию Приднестровья.

В наиболее полных и наиболее мощных (60–80 м) разрезах подсвиты, распространенных к югу от г. Хмельницкого между реками Южным Бугом и Волком (скважины 4992, 4989, 4993 и др.) устанавливаются три пачки. Нижняя (до 30 м) сложена бурыми, иногда пестрыми аргиллитами, содержащими редкие тонкие прослои мелкозернистого песчаника. Иногда в средней части пачки присутствует 1–2 прослоя (5–10 см) глинистых оолитов (скважины 4992, 3388), а в подошве, у контакта с нижней подсвитой — тонкие прослои бентонитовой глины.

Вышележащая пачка мощностью до 40 м сложена серыми или зеленовато-серыми аргиллитами и алевролитами тонко чередующимися с прослойями (1–10 мм, редко до 0,5–0,6 см) мелкозернистого, реже разнозернистого полевошпатово-кварцевого песчаника. В отдельных случаях песчаник образует самостоятельные пласты мощностью до 5 м (скв. 4989). В этой части подсвиты часто отмечается мелкая дисгармоничная складчатость подводно-оползневого происхождения и прослои светлоокрашенных (зеленовато-серых, голубых, желтовато-серых) бентонитовых глин мощностью 5–20 см. Как правило, эти прослои тяготеют к нижней части пачки.

Наконец, самая верхняя пачка, мощность которой не превышает 10–12 м, представлена бурыми или пестроцветными тонкослоистыми слюдистыми аргиллитами или алевролитами, чередующимися с маломощными прослойями полевошпатово-кварцевого песчаника. Последние обычно присутствуют в резко подчиненном, по сравнению с аргиллито-алевролитовой частью породы, объеме, но иногда преобладают.

На большей части территории севера опорного района разрез верхней подсвиты имеет двучленное строение и представлена глинистой толщей, верхняя часть которой (до 10 м) часто представлена темно-бурым плотным алевролитом, дающим переходы к тонкозернистому глинистому песчанику, а нижняя, большая часть, сложена относительно ритмичным переслаиванием пепельно-серого аргилита и светло-серого неравномернозернистого песчаника.

Двучленный разрез верхнегрушинской подсвиты, несмотря на меньшую по сравнению с ранее описанным трехчленным разрезом мощностью, по своему объему не отличается от последнего. Присутствие маркирующих прослоев бентонитовых глин и прослоев чрезвычайно характерных образований — глинистых оолитов на одних и тех же уровнях в разрезах обоих типов — не только подтверждает соответствие объемов и синхронность их, но и дает основание коррелировать удаленные разрезы волынской серии Приднестровья и Волыни.

Наиболее распространенные в верхней подсвите разновидности пород характеризуются следующими особенностями минерального состава.

Алевролиты и песчаники весьма близки между собой — аркозовые, с преобладанием калиевых шпатов; количество биотита достигает в отдельных прослоях 20%, но в среднем не менее 5%.

Минеральный состав аргиллитов по данным рентгенографического анализа — гидро-

слюда и каолинит с преобладанием первой и с примесями хлорита, кварца, полевого шпата, гематита. Для аргиллита часто характерна насыщенность бактериеподобными формами — круглыми образованиями величиной 2,5–24 мкм, выполненными пиритом. Они наблюдаются в виде единичных форм, цепочек длиной до 16 мм, скоплений неправильной формы разных размеров, иногда они насыщают породу до 70% и образуют отдельные прослои мощностью 0,25–1 мм, состоящие из более тонких слоек.

Бентонитовые глины по данным рентгенографического анализа и электронной микроскопии представлены смешанно-слойным минералом монтмориллонитового ряда с примесью гидрослюды, каолинита. У прослоям бентонитовых глин тяготеют иногда прослои гипса (скважин 14692, 14703).

В песчаниках верхней подсвиты, также как и в нижней, наблюдается примесь вулканического материала в виде обломков эфузивов и измененного вулканического стекла.

Терригенно-туфогенные и эфузивно-терригенно-туфогенные разрезы волынской серии распространены на севере Подолии. Они вскрыты здесь многими скважинами в междуречье Горыни, Збруча, Случи и Южного Буга и в их верховьях. При этом севернее р. Случь (скважины 12610, 12634 и др.) в основании разреза залегает довольно мощная (до 15 м) пачка разнозернистых аркозовых песчаников и гравелитов, соответствующая горбашевской свите Волыни, южнее р. Случь, где эта базальная пачка практически отсутствует, непосредственно на кристаллическом фундаменте залегает очень устойчивая по мощности (75–80 м) и строению пирокластическая толща, сложенная лито- и витролитокластическими туфами от лапиллиевых до грубообломочных разностей. Туфы сложены частицами, выброшенными в пластичном и полупластичном или твердом состоянии, со следами или без следов транспортировки. В основании туфовой толщи иногда отмечаются маломощные (до 1–2 м) грубообломочные туфогенно-осадочные породы.

Усредненный разрез туфогенной толщи имеет следующее строение (снизу вверх): 1 — пачка зеленовато-серых тонко- и косослоистых алевритовых туфов мощностью 10–15 м; 2 — пачка пятнистоокрашенных грубообломочных туфов, отличающихся присутствием значительной примеси терригенного материала (до 20–35% обломочного кварца и полевых шпатов в отдельных прослоях), нечеткой косой слоистостью и постепенными переходами окраски и гранулометрического состава на границах прослоев. Мощность этой пачки около 60 м; 3 — пачка мелкообломочных и алевритовых туфов фиолетовых, зеленовато-серых, с отчетливой грубой слоистостью и примесью терригенного материала мелкой и тонкой размерности. Мощность около 10 м. Иногда (скв. 16947, г. Подволочиск), в кровле пирокластической толщи развита маломощная (1,8 м) пачка бурых пелитовых туфов.

Формирование туфогенной толщи происходило в водном бассейне, покрывавшем всю территорию Волыни и север Подолии. Можно, предполагать, что южным ограничением бассейна в это время служил субширотный конседиментационный разлом Теребовля—Хмельницкий, который сыграл большую роль в распределении областей осадконакопления и обусловил большую скорость накопления осадков в северной Подолии по сравнению со всей остальной ее территорией.

Вышележащая часть разрезов рассматриваемого типа представлена к востоку от меридиана Теофиополь—Городок очень выдержанной по площади толщей нормально-осадочных пород с примесью вулканомиктового материала, состав и строение которой отвечают верхнегрушинской подсвите.

Минералогический состав нормально-осадочной толщи берестовской свиты отличается от глинистых пород верхнегрушинской подсвиты наличием существенной (особенно в буроцветных пачках толщи) примеси опаловидного туфового материала и рудной пыли, а также окатанных обломков измененного вулканического стекла. В песчаниковых прослоях вулканомиктый материал также постоянно присутствует (до 5–7%).

В западном направлении эта аргиллито-алевролитовая толща замещается двумя

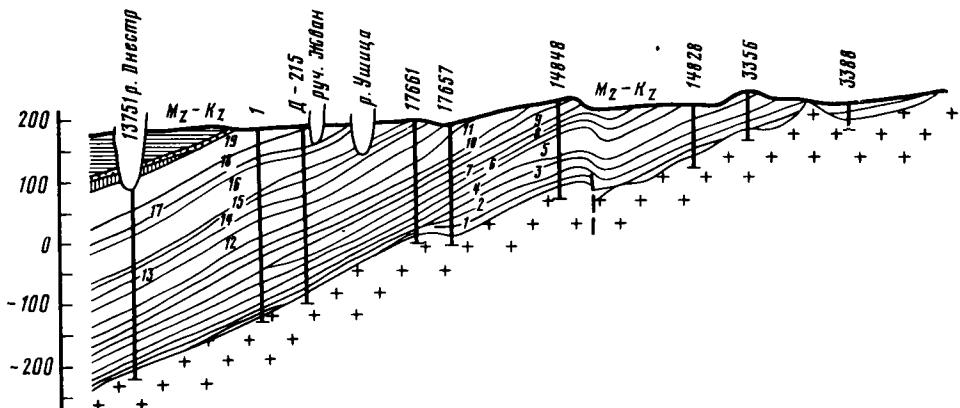


Рис. 16. Схематический разрез по линии II-II. Условные обозначения см. на рис. 15

покровами базальтов, мощность которых в районе городов Подволочиска и Волочиска составляет 40–45 м (верхний покров) и 15–30 м (нижний покров). При этом сначала нижняя буроцветная пачка подстилает лавовый покров, а затем базальты вытесняют всю нормально-осадочную толщу и ложатся непосредственно на толщу туфов (рис. 16). Характерно отсутствие в сопровождающих базальты породах пеплового материала. Вышележащая могилевская свита имеет с описанной толщей резкую (с базальным конгломератом в основании свиты) границу, а в составе ее легко распознаются характерные компоненты разреза Подольского Приднестровья.

Оба описанных типа разрезов волынской серии, как уже отмечалось, связаны узкой переходной зоной, контролируемой разломом Теребовля-Хмельницкий. Верхняя часть волынской серии здесь идентична описанной выше нормально-осадочной толще бересто-ведской свиты и верхней подсвите грушинской свиты. Мощность ее здесь достигает 40–48 м.

В отложениях волынской серии Е.А. Асеевой (1976, Асеева и др., 1979) выделен комплекс микрофитофоссилий, главным компонентом которого являются *Leiosphaeridium apergta* (Schep.). В резко подчиненном количестве присутствуют *L. parva* Ass. и неопределенные микроостратки в виде утолщенных пленок и трубочек. Нижний рубеж волынской ассоциации микрофитофоссилий пока не ясен из-за очень слабой микропалеофитологической изученности заведомо рифейской полесской серии.

Приведенные данные свидетельствуют об идентичности разрезов волынской серии севера Подольского опорного региона и Волыно-Полесского прогиба, который для волынской серии является стратотипическим и отличается наибольшими мощностями (до 500 м). Есть основания полагать, что синхронные с горбашевской свитой осадки присутствуют и в основании грушинской свиты, но однообразный с грубобломочными породами нижней подсвиты состав не позволяет отделять их друг от друга. Если исходить из представления о том, что волынская и вильчанская серии являются структурно самостоятельными возрастными эквивалентами (эта точка зрения в последнее время отстаивается рядом исследователей, например, Власов, 1979), то самая нижняя часть разреза венда и в опорном регионе присутствует в полном объеме.

МОГИЛЕВ-ПОДОЛЬСКАЯ СЕРИЯ

В соответствии с принятой схемой в составе серии выделяются могилевская, ярышевская и нагорянская свиты. Обширный фактический материал (как обнажения, так и скважины) без затруднения обеспечивает корреляцию этих свит и их составных частей в пределах различных участков опорного региона (рис. 17).

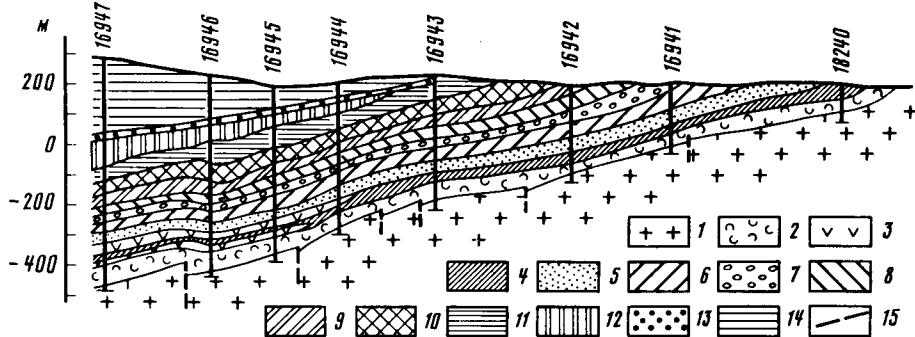


Рис. 17. Схематический разрез по линии III-III

1 – породы фундамента; 2 – туфогенная толща волынской серии; 3 – базальты, 4 – нормально-осадочные породы верхнегрушинской подсвиты; 5 – могилевская свита; 6 – яршевская свита; 7 – нагорянская свита; 8 – даниловская свита; 10 – крушановская свита; 11 – студеницкая свита; 12 – балтийская серия; 13 – ордовик; 14 – силур; 15 – разрывные нарушения

МОГИЛЕВСКАЯ СВИТА

Древнейшей части верхнедокембрийского разреза Подольского Приднестровья, от кристаллического основания внизу до подошвы лядовских слоев вверху, было присвоено название могилевской свиты Л.Ф. Лунгерсаузеном (1938), который подразделил ее на три горизонта (снизу вверх) – ольчедаевский, ломозовский и ямпольский. Однако как самостоятельная стратиграфическая единица свита была выделена ранее Н.И. Лариним и Т.А. Светозаровой (1932) под названием "нижняя арковая свита". Еще раньше в этом же объеме она была описана и расчленена Р.Р. Выржиковским (Виржиковский, 1932). В конце 60-х – начале 70-х годов (Заика-Новацкий и др., 1968, 1972). из ее объема была исключена нижняя часть ольчедаевских слоев (или образования внутренней зоны ольчедаевского горизонта Л.Ф. Лунгерсаузена), которая, как было доказано, имеет самостоятельное стратиграфическое значение и получила наименование грушинской свиты. В данном объеме могилевская свита рассматривается в действующей официальной схеме УРМСК для карт м-ба 1:50 000 и в корреляционной схеме верхнего докембра Русской платформы, утвержденной МСК СССР в 1976 г. (Объяснительная записка..., 1978). На территории Подолии распространено несколько типов разрезов могилевской свиты. Стратотипический разрез ее развит в бассейнах рек Лядовы, Карайца, Жвана и Калюса. Этот разрез имеет четко выраженное трехчленное строение и хорошо вскрывается долиной р. Лядовы. Составные части его – ольчедаевские, ломозовские и ямпольские слои – в отдельных случаях (села Винож, Ломозов, Нижний Ольчедаев) доступны для изучения в одном и том же обнажении.

Ольчедаевские слои трангрессивно залегают на грушинской свите или непосредственно на кристаллическом фундаменте. Внешняя линия полосы выходов их на домеловой срез часто располагается с перекрытием погребенного контура распространения подстилающей грушинской свиты, т.е. ближе к открытым участкам щита. Стратотипом ольчедаевских слоев являются разрезы, обнаженные по р. Лядове от северных окраин с. Высший Ольчедаев до с. Нижний Ольчедаев. Здесь в многочисленных карьерах и обнажениях на маломощной грушинской свите или выветрелых породах фундамента можно наблюдать розово-серые грубозернистые или разнозернистые арковые песчаники, гравелито-песчаники, в средней части разреза обычно с хорошо выраженной косой слоистостью, с обычно четко обособленным прослоем (до 1–1,5 м) валунно-гравийно-галечного конгломерата в основании. Мощность слоев на данном участке 6,5–7,0 м.

В обнажениях по р. Жвану единичные выходы ольчедаевских слоев наблюдаются в районе сел Мурованные Куриловцы и Владимировка. Изолированные выходы ольче-

даевских слоев имеются также по рекам Дерло (с. Воеводчицы), Мурафе (район с. Грушки), Русаве. В этих участках состав и строение слоев несколько отличаются от типовых разрезов в связи с фациальными изменениями, проявившимися в могилевской свите.

Характеризуя ольчедаевские слои по данным бурения для территории опорного региона в целом отметим, что внешний облик пород изменчив. Это серые и розовато-серые аркозовые или полевошпатово-кварцевые разнозернистые (от мелко- до грубо-зернистых, преимущественно средне-крупнозернистые) песчаники, с прослойками гравелитов и конгломератов. Отличаются непостоянством текстуры (массивной, горизонтально- или косослоистой), плотности (от очень неплотных пористых разностей до сливных кварцитовидных), состава, типа и количества цемента, структурных особенностей, окраски. Характерна также различная окатанность обломочного материала, а также отклонение от обычной для трансгрессивных циклов закономерности в его распределении: более тонкие разности с лучшей сортировкой материала часто тяготеют к нижней части слоев. В связи с тем что распространение ольчедаевских слоев, как и грушинской свиты, контролируется палеорельефом, мощность их изменяется от 3–5 до 30–40 м. На многих выступах фундамента они полностью отсутствуют.

В полных разрезах ольчедаевские слои в нижней своей части представлены плотными буровато- и грязно-серыми или бурьими с грязно-серыми участками песчаниками с большим количеством глинистого цемента, иногда переслаивающимися в самом основании с конгломератами, которые содержат в своем составе гальку пород фундамента, а вблизи участков развития вулканитов волынской серии также базальтов и туфогенных пород (скважины 14690, 14697, 4949, 4957, 4962 и др.). Наличие в ольчедаевских слоях нижней пестроцветной пачки в тех случаях, когда в ней отсутствует обособленный базальный конгломерат, а нижележащая верхнегрушинская подсвита представлена не глинистой толщей, а имеет тоже песчанистый состав, затушевывает соотношения волынской и могилев-подольской серий и вызывает трудности в определении границы между ними. В большинстве же случаев эта граница отчетлива, проявляется в резкой смене литологического состава пород и часто сопровождается размывом нижележащей толщи.

Преобладающая разновидность пород – песчаники – по минеральному составу относятся к аркозам и кварцевым аркозам. Количество кварца в них колеблется от 40 до 70%, полевых шпатов – 30–60%, при этом среди них резко преобладают калишпаты – микроклины и микроклинпертиты. Количество темноцветных (обычно гидратизированный биотит) – до 5%, иногда присутствуют единичные пластинки мусковита. Из акцессорных представлены единичные мелкие зерна розового граната, апатита, циркона, турмалина. В обломках отмечаются вулканические стекла, кварцевый порфир. Наиболее распространенными типами цемента являются глинистый (каолинито-глинистый), кремнисто-кварцевый и регенерационно-кварцевый. Глинистый материал цемента представлен смесью гидрослюд (диоктаэдрической и хлорита). Кроме того, в цементе пород ольчедаевских слоев широко распространены такие эпигенетические новообразования, как диккит, кальцит, флюорит, барит, пирит, монанит, сфалерит, халькопирит. Оплакиванные песчаники нередко образуют стратифицированные пластовые залежи с содержанием CaF_2 до 50–55%, а мощность отдельных рудных тел достигает 4–5 метров. В районе с. Бахтын выявлены промышленные концентрации флюорита. В отличие от флюорита сульфиды встречаются в форме спорадической вкрапленности или пятен-обособлений и лишь в отдельных случаях образуют сплошной цемент в маломощных (до 0,1 м) прослоях песчаника, правда, с очень высоким (до 30%) содержанием рудных минералов.

Ольчедаевские слои опорного района сформировались в обстановках древних речных долин, дельт и затопленной литоральной равнины. Главным источником питания, судя по ассоциации акцессоров (гранат, циркон, монацит, кордиерит) общей с минеральной ассоциацией Подольского чарнокитового комплекса, явились участки Украинского щита, непосредственно прилегающие к областям аккумуляции. Перенос продуктов

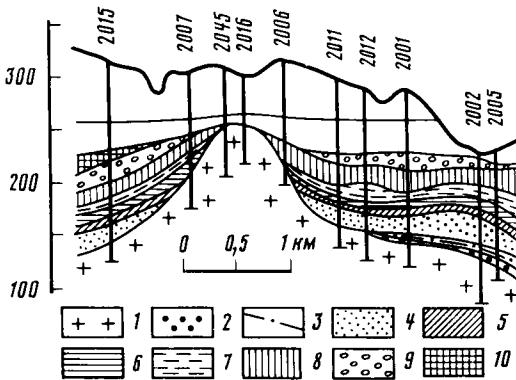


Рис. 18. Разрез по линии IV-IV

1 — породы фундамента; 2 — ольчедаевские слои; 3 — ломозовские слои; 4 — ямпольские слои; 5 — лядовские слои; 6 — бернашевские слои; 7 — бронницкие слои; 8 — зиньковские слои; 9 — джуржевские слои; 10 — калюсские слои

разрушенных пород происходил по системе палеорусел, проникающих в сторону внутренних областей щита. В пределах рассматриваемой территории существовало около 10 таких палеодолин различной протяженности (рис. 18). Наиболее крупной из этих палеодолин является Барско-Винковецкая, которая, сливаясь с расположенными к югу Бахтынско-Михайловецкой и Лядовской палеодолинами с их осложнениями, образует дельту с гигантским конусом выноса, глубоко заходившим в открытый бассейн седиментации.

Началу активного сноса обломочного материала со щита сопутствовало и разрушение молодого базальтового плато, сформированного к концу волынской эпохи на западе Подолии и подвергавшегося энергичному субазральному выветриванию. Снос материала с него происходил как непосредственно с береговой линии бассейна, который после накопления мощной туфогенной толщи широко распространился на юг, так и посредством руслового сноса, судя по протяженной и разветвленной полосе распространения прослоев базальтовых галечников в низах ольчедаевских слоев, которая прослеживается на водоразделе р. Ушицы и правого притока р. Волк.

Наконец, следует указать, что начало могилев-подольского времени ознаменовалось резким изменением климата от аридного к теплому и влажному, что благоприятствовало началу корообразовательных процессов в областях сноса.

Ломозовские слои в области распространения типовых разрезов могилевской свиты представлены тонким ритмичным чередованием темно-серых и зеленовато-пепельно-серых, в различной степени алевритистых и слюдистых аргиллитов (до слюдистых пород — микалитов) с подчиненными им прослоями песчанистых алевролитов, тонко- и мелкозернистых песчаников. Толщина слойков 1–3 мм. Песчаники и гравелиты, а иногда и конгломераты (например, в котловане Новоднестровской ГЭС) присутствуют и в виде более мощных (до 50–60 см) обособленных прослоев и линз (3–4), тяготеющих к нижней половине слоев. Породам свойственна пологоволнистая или почти горизонтальная слоистость, наличие мелких дисгармоничных складок, деформирующих небольшие по мощности (10–20 см) пачки и образовавшихся в результате подводного оползания еще нелитифицированного осадка. Границы с выше- и нижележащими слоями в стратотипическом районе выражены отчетливо и резко. Стратотипические обнажения ломозовских слоев располагаются на участке р. Лядовы между селами Винож и Нижний Ольчедаев. Здесь их мощность 12–15 м, в типовых разрезах могилевской свиты, изученных бурением, мощность слоев достигает 30 м.

За пределами стратотипического района могилевской свиты (т.е. восточнее р. Лядовы и западнее р. Калюса) распространены разрезы, характеризующиеся по сравнению с описанными существенными фациальными отличиями. К северу от с. Зиньково в низах монотонной зеленовато-пепельно-серой толщи появляются сначала отдельные прослои, а затем устойчивая буроцветная пачка мощностью до 10–12 м. Главное же отличие выражается в появлении внутри глинистой толщи или в ее верхней части обо-

собленной песчаниковой части или нескольких мощных пластов песчаников суммарной мощностью до 10 и более метров. Наряду с этим к юго-востоку от области распространения типовой фации ломозовских слоев происходит и общее опесчанивание разреза. В этом случае, а также при смешанном составе разреза ломозовских слоев границы их выражены нечетко, иногда из-за литологической однородности разреза могилевской свиты выделение ломозовских слоев из ее состава практически невозможно (скважины 14760, 14767, 14791 и др.). Подобные разрезы особенно характерны и для некоторых локальных поднятий (Соколецкого, Тымковского и др. – скважины 17643, 17653, 17654, 17655 и др.).

По минеральному составу песчаники ломозовских слоев относятся к аркозам, кварцевым аркозам и грауваковым аркозам и характеризуются более стабильным составом, чем песчаники ольчедаевских слоев – кварца 40–60%, полевых шпатов – 40–60% (микроклин существенно преобладает над плагиоклазом), биотита обычно не более 5%, но в слюдистых разностях – до 20%. Аксессоры редки (циркон). Цемент песчаников преимущественно глинистый (12–22%). Тип цементации – базальный, поровый или соприкосновения. Глинистый материал представлен каолинитом, гидрослюдой (часто в смеси с хлоритом). В составе цемента изредка отмечаются единичные пластинки глауконита, пирит.

Алевролиты, связанные переходами с песчаниками, по минеральному составу близки последним. Л.В. Коренчук (Асеева и др., 1979) в этих породах отмечает иногда присутствие выполненных марказитом или магнетитом бактериеподобных форм в виде округлых или вытянутых скоплений, образующих прослои толщиной 0,16–0,25 мм. Глинистая составляющая, цементирующая обломочный материал алевролитов достигает 30% объема породы и более.

Минеральный состав аргиллитового материала алевролитов и аргиллитов тождественный. По данным рентгенографического анализа и электронной микроскопии аргиллиты состоят из каолинита, гидрослюды, кварца, полевого шпата и небольшой примеси гематита и монтмориллонита, встречаются единичные округлые пластинки глауконита.

Накопление типовой фации ломозовских слоев происходило в условиях бассейна со спокойным гидродинамическим режимом, который поддерживался существованием многочисленных локальных поднятий фундамента – островов и неровностей дна, которые препятствовали течениям и волнениям и способствовали накоплению тонких терригенных продуктов и созданию застойной геохимической обстановки. Вокруг же самих поднятий существовала гидродинамическая и геохимическая обстановка, благоприятствующая заселению песчаных отмелей Metazoa. Их обильные и разнообразные отпечатки в основании ломозовских слоев в котловане Новоднестровский ГЭС недавно обнаружены М.А. Федонкиным: *Nemiana simplex* Palij, *Tirasiana disciformis* Palij, *T. coniformis* Palij, *Cyclomedusa plana* Glaessner et Wade, *C. radiata* Sprigg, *Medusinites asterooides* Glaessner et Wade, *Eoporpita medusa* Wade, *Nimbia occlusa* Fed., *Hiemalora stellaris* Fed., *Protodipleurosoma rugulosum* Fed., *Pteridinium nenoxa* Keller, *Charniodiscus* sp., *Conomedusites* sp., *Dickinsonia costata* Sprigg, *Tribrachidium heraldicum* Glaessner и др. Следы жизнедеятельности, ассоциирующие с фауной, включают *Palaeopascichnus delicatus* Palij, *Neonereites biserialis* Seilacher и др. (Великанов и др., 1983).

Более активная гидродинамическая обстановка, отразившаяся в преобладающем развитии песчаной фации и сокращении мощности слоев, имела место также на западе и юго-востоке области развития опорного разреза венда.

Ямпольские слои. В отличие от подстилающих, ямпольские слои отличаются сравнительно однообразным литолого-фациальным составом. Первоначальная площадь их распространения была шире, чем нижележащих подразделений свиты, в связи с трансгрессивным характером их залегания.

Выходы ямпольских слоев развиты по Днестру в районе городов Сороки и Ямполь и между селами Бернашевкой и Малым Берегом (здесь они будут затоплены), а также по рекам Русаве, Мурафе, Дерло, Немии, Лядове, Жвану и его притокам Батыгу и Тере-

биж. Единичные выходы слоев известны в сводах локальных поднятий по р. Калюс в районе сел. Цивковцы и Струга.

На преобладающей части территории ямпольские слои представлены довольно однородной толщиной светло-серых песчаников, структурно-текстурные особенности которых однако не выдержаны. В связи с этим отдельные пачки в составе слоев на большие расстояния не прослеживаются. Преобладающей разностью являются мелко-средне-зернистый относительно равномернозернистый песчаник средней крепости, часто пористый, "сахаровидный". Крупно- и грубозернистые разности песчаников, как правило, имеют подчиненное значение, но иногда образуют самостоятельные пачки значительной мощности, располагающиеся обычно в нижней половине разреза. В разнозернистых песчаниках обычно хорошо выражена горизонтальная или волнистая слоистость, а на отдельных участках опорного района (по р. Немии, в верховьях рек Ушицы и Калюса и др.) отчетливая косая слоистость.

В верхней части слоев часто присутствует пачка слоеватых песчаников, содержащих тонкие, нередко прерывистые прослои и линзы слюдисто-глинистого материала. Иногда эта пачка (мощность ее до 5 м) представлена равномерным тонким переслаиванием тонко-мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов.

Для северной части опорного района, охватывающей истоки Ушицы, Южного Буга и Случи, характерен разрез ямпольских слоев, отличающийся в целом более глинистым составом. Это выражается или в преобладании аргиллито-алевролитовых пород в верхней части разреза, или в обособлении мощной глинистой пачки в середине слоев. Соотношения ямпольских слоев с ниже- и вышележащими характеризуются следующими особенностями. Нижняя граница их обычно (особенно в стратотипе могилевской свиты) выражена отчетливо и резко. Часто она фиксируется маломощными прослойями гравелитов и конгломератов, содержащих обломки и гальку подстилающих местных пород и из достаточно удаленных источников сноса, а также карманами размыва в кровле ломозовских слоев глубиной до 0,5 м. Вместе с тем на участках локальных поднятий, испытавших конседиментационный рост в могилевское время, юго-восточнее р. Серебрии, а также в зоне береговой линии могилевского седиментационного бассейна (бассейн рек Збруча и Жванчика) ямпольско-ломозовская граница очень неотчетливая и часто устанавливается условно в связи с литологической монотонностью всей свиты.

Верхняя граница ямпольских слоев в стратотипе свиты очень отчетлива, на остальной территории упоминавшаяся выше пачка слоеватых песчаников или песчано-алевритовых пород является, по существу, переходной к аргиллитам лядовских слоев. Отнесение ее именно к ямпольским слоям опирается главным образом на находки отпечатков немиан, заселявших прибрежные отмели моря и характерных для всего разреза слоев. Обильные скопления их отпечатков устанавливаются обычно у подножий локальных поднятий, существовавших в ямпольском бассейне. Прекрасные местонахождения отпечатков немиан отмечаются в обнажениях у с. Букатинка (р. Мурафа), Немия (р. Немия), Виножа (р. Лядова), Бернашевки (р. Днестр) и в многочисленных скважинах (3363, 4290, 14692, 14732, 14828, 14674 и др.) на всей территории опорного района.

Ямпольские песчаники по минеральному составу весьма разнообразны и относятся к аркозам, аркозово-кварцевым и олигомиктовым кварцевым породам. Содержание кварца в песчаниках колеблется от 30 до 90%, полевых шпатов от 10 до 60% (по сравнению с вышеупомянутыми слоями возрастает содержание плагиоклазового компонента), обломков (пород фундамента местных и экзотических эфузивов) и темноцветных минералов (в основном биотита) не более 10%. Из акцессорных присутствуют единичные зерна граната, турмалина, циркона, пирита.

Цемент в песчаниках составляет 15–20% породы и весьма различен по своему составу на разных участках территории и в пределах одного разреза. Наиболее часто глинистая составляющая песчаников представлена по данным рентгенографического анализа каолинитом с незначительными примесями кварца, хлорита и полевого шпата. Реже глинистый материал представлен гидрослюдой. Роль цемента в песчанике выполняет также кальцит (до 15%), наблюдающийся преимущественно в крупнозернистых породах

в виде монокристаллов, регенерационный кварц, пирит, сфалерит, галенит, даллит, флюорит. Флюоритовый цемент в отдельных пластах мощностью до 1–1,5 м достигает высоких содержаний (15–28%) — район с. Майдан Морозовский (скв. 14806 и др.), с. Велика Кужелева на р. Ушице (скв. 14783), с. Виноградное на р. Батыг и др.

Аргиллиты по составу, подобно глинистому материалу в песчаниках, гидрослюдистые, в отдельных их прослоях содержится до 20% биотита.

Характер слоистости, широкое распространение фаунистических остатков указывают на то, что типовая фауна ямпольских слоев сформировалась в прибрежной зоне мелкого моря. Мощности слоев в полных разрезах изменяются в значительных пределах — от 2 до 30 м.

Е.А. Асеевой в могилевской свите опорного района установлен комплекс микрофитофоссилей, характерными формами которого являются *Policavita concentrica* Ass., *P. bullata* (Andr.), *Circumiella podolica* Ass., *Toromorpha* sp., *Trachytrichoides ovalis* Germ. Появляются *Leiosphaeridia minor* (Schep.), *L. pelucida* (Schep.), *L. gigantea* (Schep.), *L. asapha* (Tim.) Ass., *Strictosphaeridium* sp., *Volyniella valdaica* (Schep.) Ass. Кроме того, в ряде разрезов, представленных неблагоприятными для фитопланктона фаунами (скважины 1, 2), в составе комплекса установлено присутствие пленок с зародышевыми гифами и репродуктивными органами грибов, редкие нитчатые филаменты.

ЯРЫШЕВСКАЯ СВИТА

Ярышевская свита объединяет в соответствии с принятой местной схемой лядовские, бернашевские, бронницкие и зиньковские слои.

Лядовские слои образуют хорошие выходы по рекам Лядове, где располагаются стратотипы (район сел. Нижний Ольчедаев, Жеребиловка), Мурафе (ниже с. Бутинка), Дерло (ниже с. Жарновки), Немии, Жвану (ниже с. Муррованные Куриловцы до устья), Днестру (в районе городов Сороки, Ямполь), выше устья Жвана (вблизи створа Новоднестровской ГЭС). Изолированные выходы известны также по р. Калиюс в районе с. Струга и ниже с. Карабчиевцы.

В большинстве разрезов они представлены тонкослоистыми, иногда листоватыми слюдистыми аргиллитами или алевритистыми аргиллитами, которые по преобладанию различной окраски в общем случае для Могилев-Подольского Приднестровья могут быть подразделены на три пачки: нижнюю — серо-зеленую, среднюю — буро-коричневую и верхнюю — серо-зеленую. Значения как маркеры эти пачки не имеют, западнее р. Ушицы трехчленное строение их не сохраняется. В верховьях последней в разрезах лядовских слоев, как правило, выделяются пачка серо-зеленых аргиллитов внизу и темно-коричневых — вверху. В западной части опорного региона весь разрез имеет одинаковую серо-зеленую окраску.

В основании лядовские слои часто содержат многочисленные тонкие прослои и линзы тонкозернистого песчаника или обособленную песчаниковую пачку, присутствие которой затрудняет установление границы с нижележащими ямпольскими слоями (в естественных выходах подобные соотношения лядовских-ямпольских слоев можно наблюдать в Боршовом Яру по р. Дерло, по р. Немии, ниже устья руч. Березовка по Днестру и в других местах). Мощность пограничной пачки обычно 2–4 м, но в западной части рассматриваемой территории песчаником замещается большая часть разреза слоев (например, в скв. 17645, с. Раколупцы — 8,5 м из 11,6 м) или весь разрез слоев (скв. 19602, с. Шидловцы), что отражает фаинальные изменения осадков в береговой зоне лядовского бассейна.

Граница лядовских слоев с вышележащими бернашевскими обычно характеризуется резким литологическим переходом, выражющимся в налегании на породы лядовских слоев разнозернистого песчаника или гравелита. В ряде случаев отмечается размытие лядовских слоев с образованием в подошве кроющих их бернашевских слоев базального слоя, содержащего катуны нижележащих аргиллитов, или образование мощ-

ной (10–15 м) зоны освещения, которая, вероятно, отражает перерыв в осадконакоплении и может рассматриваться как проявление субазрального выветривания (скв. 3363, с. Баламутовка).

По составу обломочного материала породы лядовских слоев сходны с отложениями могилевской свиты. Этот факт вместе с непрерывностью ямпольско-лядовского разреза, постепенностью их перехода, дает основание некоторым исследователям (Великанов, 1979; Власов, 1979) устанавливать общность лядовских слоев с могилевской свитой и включать их в состав последней, рассматривая их при этом как завершающий элемент трансгрессивного седиментационного ритма.

По минеральному составу песчаники лядовских слоев аркозовые и аркозово-кварцевые с содержанием кварца 50–55%, полевых шпатов 18–25% при преобладании микроклина (25–32%), биотита до 3%, в слюдистых разностях количество его возрастает до 20%. Цементируют обломочный материал каолинит и гидрослюдя, иногда кварц, кальцит, пирит.

Алевролиты по минеральному составу аркозовые, с почти равным количеством кварца и полевых шпатов, в слюдистых разностях содержится биотит, часто хлоритизированный, – до 30%.

В верхней части разреза лядовских слоев появляется глауконит, количество которого в отдельных прослоях (скв. 4278) достигает 20%.

Аргиллиты по данным рентгенографического, термического и электронно-микроскопического изучения представлены смесью каолинита, гидрослюд (преобладают), возможно, хлорита с примесями монтмориллонита, иногда карбоната и гематита.

В фациальном отношении лядовские слои являются отложениями мелкого моря, отличающегося достаточно четко выраженными признаками застойности и сероводородного заражения (тонкая горизонтальная слоистость аргиллитов, присутствие сингенетических линз и прослоев пирита, битуминозных пленок и т.п.). Мощность слоев до 30 м.

В лядовских слоях неоднократно отмечалось присутствие растительных микроструктур в виде расплывшихся битуминозных пленок на плоскостях наслоения. Микроскопическим изучением одного из таких проявлений (скв. 4-м, с. Карповка), которое недавно проведено Е.А. Асеевой, выявлен специфический комплекс микрофоссилий (лядовская микробиота), включающий грибы и водоросли, существование, по-видимому, в симбиозе. Характерные микрофоссилии этого комплекса: *Liadovia perforata* Ass., *Taenitrichoides jaryshevicus* Ass., *Striatella coriacea* Ass., *Paleolyngbya* sp. и др. Акритархи, обнаруженные в лядовских слоях, по существу не отличаются от ямпольских. Наиболее распространенными среди них являются *Leiosphaeridium pelucida* (Schep.) Ass., *Stictosphaeridium* sp., *Volyniella valdaica* (Schep.) Ass.

Бернашевские слои прекрасно вскрыты обнажениями по рекам Жвану (от с. Муроманные Куриловцы до устья), Калиюсу (сел Браиловка, Каскада и Струга), Батыгу (сел Житники и Вербовец), Лядове (от с. Жеребиловка до с. Слобода Ярышевская), Серебрии, Немии, Дерло, Котлубаевке, Мурафе (везде в приустьевых частях долин), по берегам Днестра от устья р. Мурафы до с. Серебрии и от сел Ожево и Бернашевки и до с. Калиюс. Разрезы последнего из участков являются стратотипом бернашевских слоев, хотя по строению типовыми можно считать многие разрезы из обнаженных на перечисленных участках. Здесь они, как в открытых выходах, так и по скважинам (17629, 14671, 17610 и др.), четко подразделяются на три пачки.

Нижняя пачка мощностью до 10 м сложена неоднородным плотным полимиктовым песчаником грязно-серым, разнозернистым, преимущественно мелкозернистым, обычно с базальным глинистым цементом, переслаивающимся с мелкозернистым или с разнозернистым песчаником с глинисто-каолинитовым или пойкилитовым кальцитовым, или регенерационным кварцевым цементом, а также с темно-зеленовато-серым алевролитом. Во всех разновидностях пород, особенно в плотных глинистых песчаниках, имеется обычно легко различимая визуально значительная примесь экзоти-

ческого материала — хорошо окатанных зерен желтых и коричневых кремней, вулканитов. В составе пачки ближе к ее подошве часто присутствует один-два прослоя чистой салатово-зеленой гидрослюдисто-монтмориллонитовой глины примерной мощностью до 0,8 м, которые являются хорошими маркирующими уровнями. В основании пачки часто, особенно на локальных поднятиях, отмечается маломощный базальный слой, общее погребение ее или замещение всей пачки песчаником.

Средняя пачка слоев мощностью до 7 м сложена темно-серыми почти черными, грязно-зелеными аргиллитами, тонкослоистыми, слюдистыми, дающими переходы к плотным алевролитам. Иногда (Борцов Яр, г. Могилев-Подольский) у кровли ее наблюдается прослой розово-салатовой бентонитовой глины (10–15 см), а ниже — тонкие прослои гипса, образующего пластинчатые и розетковидные агрегаты на плоскостях наслаждения. Местами эта глинистая пачка фационально замещается песчаниками, обычно тонкозернистыми, глинистыми, слоеватыми, что придает разрезу бернашевских слоев недифференцируемый характер.

Верхняя пачка в наиболее полных разрезах построена в своей нижней части разнозернистыми (крупно- и грубозернистыми) зеленовато-серыми глауконитсодержащими песчаниками, часто с хорошо выраженной косой слоистостью и массивным сложением, благодаря интенсивному развитию регенерационного кварцевого или базально-го кальцитового цемента. В подошве верхней пачки в ряде случаев (р. Немия и др.) наблюдается прослой внутриформационных конгломератов мощностью до 0,5–0,6 м, не имеющих сколько-нибудь значительного площадного развития и обязанных своим происхождением конседиментационному росту локальных поднятий. Гораздо чаще верхняя пачка связана со средней постепенным переходом. Эта зона мощностью 1,5–2,0 м представляет собой чередование мелкозернистого слоеватого глинистого песчаника с алевролитом и прослоями (до 10 см) окварцованного песчаника более грубого сложения. Такого характера взаимоотношения верхней и средней пачек широко представлены в обнажениях в районе сел Атаки, Серебрия, Бернашевка. В слоеватых песчаниках низов верхней пачки в этом районе В.М. Палием (1976) описан комплекс бесскелетной фауны, отличающейся от ямпольского большим разнообразием. Кроме немиан, в нем присутствуют *Tirasiana disciformis* Palij, *T. coniformis* Palij, *Atakia vermiciformis* Palij, *Cyclomedusa plana* Gl. et Wade, *C. serebrina* Palij и следы ползания *Epiichnus augustus* Palij, *E. latus* Palij.

Часто наблюдается сокращенный вариант описанного выше разреза, отличающийся отсутствием верхней пачки. Подобный разрез широко распространен в бассейне рек Жвана, Карайца и Лядовы, в низовьях р. Мурафы и на прилегающих водораздельных пространствах, что указывает на активное поднятие в предбронницкое время.

За пределами территории естественных выходов бернашевских слоев разрез последних характеризуется фациональными изменениями. В среднем и нижнем течении р. Ушицы, к западу от нее, а также на многих участках правобережья Днестра разрез отличается отсутствием выдержаных по простиранию пачек и более или менее одинаковым песчаниковым составом, иногда с элементами трехчленного разреза. Примеры недифференцированного разреза бернашевских слоев встречаются и в стратотипическом районе, при этом фациональные изменения его происходят очень быстро.

В верхнем течении р. Ушицы и к северу разрез в отличие от типового становится более глинистым. Здесь в нем выделяется нижняя песчаниковая пачка и верхняя аргилловая, мощность которой увеличивается в северном направлении за счет уменьшения мощности нижней пачки. Контакт бернашевских и бронницких слоев в отличие от типовых разрезов Приднестровья здесь выражен не так отчетливо, поскольку глинистые породы основания бронницких и кровли бернашевских слоев, внешне похожие, находятся в непосредственном соприкосновении.

От нижележащих песчаников бернашевских слоев отличаются относительным постоянством состава — в пределах одного разреза все разности песчаников относятся к аркозам, количество кварца в них 25–50%, полевых шпатов 48–70, причем калиевые шпаты резко преобладают, биотита 1–3%. Как аксессорные отмечаются гранат, циркон.

Часто встречаются мелкие полуокатанные зерна светло-бурых эфузивов со структурой, подобной фельзитовой. Цементируются песчаники каолинитом со значительным количеством хлорита, гидрослюды. Часто присутствует кальцитовый цемент, развитый отдельными пятнами.

Алевролиты по составу, как и песчаники, аркозовые, количество кварца в них 30–65%, полевых шпатов 40–70, биотита до 7%. В слюдистых разностях содержится до 25% зеленого биотита, хлоритизированного и гидратизированного, и хлорита, а также до 5% зеленого, буровато-зеленого глауконита. Глинистый материал в алевролитах, алевритистых аргиллитах и аргиллитах одинаков и представлен каолинитом и гидрослюдой.

В бернашевских слоях, вскрытых по рекам Днестру, Лядове, Дерло, А.А. Ищенко прослежен флороносный горизонт, растительные остатки в котором представлены водорослями группы *Eoholynides*. Из микрофитофоссилий Е.А. Асеевой отмечаются редкие *Orygmatosphaeridium rubiginosum* Andr., *Leiosphaeridia pruniformis* Ass., *L. effusa* (Schep.).

Формирование большей нижней части бернашевских слоев, судя по структурно-текстурным особенностям и составу пород, наличию сингенетических прослоев гипса в некоторых разрезах, иногда сульфидов, происходило в условиях мелководного бассейна с непостоянным, иногда до застойного, газово-солевым и гидродинамическим режимами.

Верхняя пачка типового разреза, учитывая присутствие разнообразного комплекса ископаемых мягкотелых животных, сформировалась в обстановках нормального моря. Мощность слоев достигает 15–17 м.

Бронницкие слои впервые выделены Н.И. Лариным и Т.А. Светозаровой (1932) как "ливовые грубослоистые сланцы". Современное название предложено Г.Х. Диценштейном (1957), который первым указал, что благодаря своему характерному облику бронницкие слои являются надежным маркирующим уровнем. Бронницкие слои в естественных выходах прослеживаются на тех же участках опорного региона, где и бернашевские. В области распространения типового разреза бронницкие слои состоят из двух пачек. Нижняя представлена грубослоистыми, очень плотными пелитоморфными породами – туфогенными кремнистыми аргиллитами (пелитовыми туффитами) шоколадно-коричневыми, внизу обычно с прослойями светло-зеленой окраски, массивной или неяснослоистой текстуры и раковистым изломом. Часто наблюдается неоднородность (пятнистость) окраски, подчеркивающая слабо выраженную слоистость и скрытую трещиноватость. В средней части пачки отмечаются один-два тонких (до 10 см) простоя листоватой бентонитовой глины. В подошве порода часто обогащена песчанистым или гравийным материалом или содержит самостоятельные мало мощные прослои полевошпатово-кварцевого песчаника (иногда с глауконитом). Присутствие этой песчанистой части в разрезе бронницких слоев или, наоборот, наложение пелитоморфных бронницких пород на глинистую часть разреза подстилающих бернашевских слоев, как это имеет место в междуречье Днестра и Южного Буга, связывает литологически резко разнородные подразделения свиты в единое геологическое тело. Мощность этого базального слоя 0,2–0,7 м; всей пачки 5–7 м.

Верхняя пачка представлена дезинтегрированными, часто до состояния мелкооскольчатой щебенки, тонкослюдистыми аргиллитами преимущественно шоколадно-коричневой окраски в нижней части и пестрой (зеленые и шоколадные тона) – в верхней части толщи. С вышележащими зиньковскими слоями "мелкооскольчатые" аргиллиты верхней пачки связаны очень постепенными переходами. За условную границу между ними принимается почти повсеместно выраженный прослой или зона сближенных прослоев (мощность до 0,5 м) светло- или жгуче-зеленой, иногда серо-голубой бентонитовой глины, положение которой совпадает со сменой окраски пород. Мощность верхней пачки до 10 м.

По данным Л.В. Коренчук, минеральный состав пелитоморфной основы аргиллитов нижней пачки сложный (гидрослюды, хлорит, каолинит, монтмориллонит, кварц,

обломки вулканического стекла, глауконит, карбонаты, гематит). Кроме того, имеется примесь терригенного материала (кварц, полевой шпат, слюды). В составе аргиллитов верхней пачки устанавливается наличие тех же компонентов.

А.В. Копелиович (1965) считает, что основную массу плотных пород нижней пачки слагает агрегат, состоящий из мельчайших кремнистых частиц, образовавшихся вследствие полной перекристаллизации и окремнения первичного пеплового материала. Мелкооскольчатые породы верхней пачки по данным этого же исследователя сложены в основной своей массе дисперсным и тонкочешуйчатым агрегатом глинистых минералов, в котором иногда улавливаются реликтовые контуры пепловых частиц, за счет накопления которых, вероятно, и образовался глинистый агрегат. Мнение о вулканогенной природе глинистого вещества в бронницких слоях всеми исследователями не разделяется. Ряд авторов (Крашенинникова, 1956; Курочка, 1959; Стащук, 1958) связывают происхождение глинистого вещества слоев с преобразованием терригенных продуктов; некоторые признают его двоякую природу.

Из органических остатков в бронницких слоях обнаружены лишь отпечатки бесскелетных *Bronicella podolica* Zaika Novatsky, *Planomedusies grandis* Sokolov, *Medusites patellaris* Sokolov.

Формирование бронницких слоев связано с особым этапом развития юго-западной окраины платформы – этапом мощного эксплозивного кислого вулканизма, очаги которого, судя по закономерному увеличению мощностей на юго-восток, располагались в геосинклинальной области Добруджи. Принесенный пепловый материал осаждался в унаследованном от бернашевского времени бассейне лагунного типа, образовав нижнюю пачку бронницких слоев. Размеры бассейна осадконакопления в это время сократились до минимума: он сузился на левобережье Днестра до 40–30 км и замыкался на севере Подолии в междуречье Горыни и Южного Буга. Бассейн отличался спокойным гидродинамическим режимом, в целом неблагоприятным для развития органики. Расширение бассейна последовало в позднебронницкое время.

Зиньковские слои впервые обособлены в сводном разрезе Н.И. Лариним и Т.А. Светозаровой (1932) под названием “зеленые и желто-бурые песчанистые сланцы”. Настоящее название предложено Г.Х. Дикенштейном (1957).

Выходы зиньковских слоев на дневную поверхность широко распространены по рекам Ушице (от сел Адамовка и Зиньков до с. Миньковцы), Калюсу (ниже с. Новой Ушицы), Жвану (ниже с. Галайковцы), Карайцу (ниже с. Нишивцы), Лядове (ниже с. Ястребна), в приусտевых частях рек Серебрий и Немии. По Днестру выходы зиньковских слоев известны на участках с. Садковцы – г. Могилев-Подольский – устье р. Лядовы, села Ожево-Большой Берег. В скважинах они прослежены на всей территории Подольского склона щита.

На всей территории Подолии зиньковские слои представлены довольно однообразной по внешнему виду толщей зеленовато-серых, голубовато- и синевато-серых, серо-зеленых (в обнажениях грязно-буровато-зеленых) алевритистых аргиллитов и алевролитов с линзами и маломощными прослойями тонкозернистого глинистого песчаника в верхней части. Породам свойственны неяснослоистая текстура, тонкошероховатый излом, мелкооскольчатая отдельность и слюдистость. В нижней половине толщи часто встречаются прослои и линзы алевролитов массивного сложения, отличающиеся повышенным содержанием P_2O_5 . Фосфатоносными являются и мелкие галькоподобные стяжения (с содержанием P_2O_5 до 10%), образующие иногда послойные скопления в средней и верхней частях разреза. В нижней части слоев аргиллиты приобретают пеструю окраску, выраженную в частой смене серо-зеленых и бурых тонов и обуславливающую постепенность перехода к бронницким слоям. Это препятствует установлению четкой литологической границы между ними. Условно в качестве таковой может быть принят нижний из прослоев бентонитовых глин, встречающихся в переходной зоне. Проведение границы с вышележащими джуржевскими слоями обычно не вызывает трудностей, но часто эта граница маскируется появлением в кровле зиньковских слоев прослоев песчаника и общим погребением вмещающих их алевролитов. Очень резкая

с размывом нижележащих отложений и образованием внутриинформационных конгломератов граница джуржевских–зиньковских слоев отмечается крайне редко. Во всех случаях эти размывы на территории Подолии были неглубокими, не сопровождались перерывом в осадконакоплении и не имели широкого площадного распространения, будучи связанными с местными поднятиями дна бассейна седиментации. Некоторые исследователи, однако, придают отмеченным явлениям принципиальное значение, соразмеряя положение этой границы с рубежами серий (Букатчук, 1975). Мощность зиньковских слоев в полных разрезах от 14 до 32 м.

По данным Л.В. Коренчук и А.В. Копелиовича, основная масса глинистого вещества пород зиньковских слоев состоит из каолинита и гидрослюды с примесью кварца. Обломочный материал (до 30%) преимущественно алевритовой размерности (до 70%) представлен кварцем, полевым шпатом, обломками эфузивов, слюдой, хлоритизированных вулканических стекол, хлорита. Постоянно присутствуют глауконит (до 15%), титановые минералы, кальцит, который образует монокристаллический цемент, прорастающий породу и замещающий терригенные и более ранние аутигенные минералы.

В аргиллитовых алевролитах Л.В. Коренчук описала единичные бактериеподобные образования величиной до 0,08 мм и их нитеподобные скопления.

Зиньковские слои, по данным Е.А. Асеевой (1976; Асеева и др., 1979), являются наиболее представительным уровнем ярышевской микробиоты. Характерными формами микрофитофоссилий являются *Leiosphaeridia jacutica* (Tim.), *L. aperta* (Schep.) (=*Kildnella sinica* Tim.), *L. pruniformis* Ass., *L. asapha* (Tim.) Ass., *Trematosphaeridium holtedahlii* Tim. Кроме того, присутствуют нитчатые и трубчатые водоросли – *Taenitrichoides jaryschevicus* Ass., *Striatella coriacea* Ass., *Paleolyngbya* sp., а также некоторые проблематичные остатки.

Отложение зиньковских слоев происходило в мелководном бассейне, который значительно расширил свои границы по сравнению с бронницким временем. Об ингрессирующем характере его свидетельствуют факты налегания зиньковских слоев на породы фундамента в сводах наиболее контрастных локальных поднятий и в прибрюговой зоне доканиловской седиментационной впадины, где отсутствует либо весь нижележащий разрез венда (например, на локальном Прокуровском поднятии – скв. 2006, 2014, рис. 6), либо выпадает его значительная часть (например, скв. 2, Демшин). Судя по богатому комплексу микрофитофоссилий (описанному Е.А. Асеевой и рассматриваемому ей как маркирующий) и фосфатопроявлениям, условия в бассейне осадконакопления приблизились к нормальному-морским. В формировании слоев значительная роль принадлежит вулканизму, пирокластические продукты которого в отличие от бронницкого времени отличаются основным составом. Мощность слоев до 23–26 м.

НАГОРЯНСКАЯ СВИТА

Нагорянская свита объединяет джуржевские и калиусские слои.

Джуржевские слои впервые выделены Р.Р. Выржиковским (Виржиковский, 1932) как "зеленовато-серые аркозы", собственное название – "песчаники Джуржевки" дано Л.Ф. Лунгерстаузеном и О.И. Никифоровой (1942). Синоним – мерешовский горизонт (Евсеев, 1955; Дикенштейн, 1957).

Полные разрезы джуржевских слоев вскрываются по берегам Днестра у сел Кременное, Нагоряны, Ленкауцы, Калиус, Мерешовка, Липчаны, Наславча, Ожево, по рекам Ушице – от с. Барбухи до с. Соколец, по Калису – от с. Новой Ушицы до устья. Хорошие выходы джуржевских слоев отмечаются также в нижних течениях рек Матерки, Жвана, Карайца, Лядовы.

В восточной части Подольского выступа (к востоку от р. Жван) и на прилегающих участках Молдавии джуржевские слои имеют обычно трехслойное строение. Нижняя пачка их представлена зеленовато-серыми неравномернозернистыми грубоплитчатыми глинистыми, в отдельных прослоях кварцитовидными или кальцитизированными

песчаниками, часто с обособленным пластом крупно-грубозернистого массивного полевошпатово-кварцевого песчаника в основании. В нижней пачке джуржевских слоев в районе сел Атаки и Мерешовка, в приустьевых частях рек Жвана, Карайца, Лядовы и прилегающих участках левого берега Днестра встречаются отпечатки немиан. Мощность нижней пачки 3,5–4,0 м. Средняя (глинистая) пачка обычно представлена переслаиванием зеленовато-серых (в обнажениях буроватых) аргиллитов и алевролитов и тонкозернистых глинистых песчаников. Песчаные прослои по объему составляют обычно не более 20–30%. Мощность средней пачки до 10–11 м.

Верхняя пачка сложена зеленовато-серыми мелкозернистыми глауконитсодержащими песчаниками, в отдельных прослоях интенсивно кальцитизированными. В междуречье Лядовы и Карайца в составе верхней пачки имеется прослой конгломерата переменной мощности, грубообломочный материала которого представлен катунами аргиллитов и алевролитов средней пачки, цемент — мелкозернистым полевошпатово-кварцевым песчаником, проросшим местами монокристаллическим кальцитом (скв. 14844 и др.). В районе с. Ярышев конгломератом замещена вся верхняя пачка джуржевских слоев, имеющая здесь мощность 7–8 м. Конгломераты рек Лядовы и Карайца имеют четкую структурную приуроченность и оконтуривают локальное поднятие. Наличие внутриформационных конгломератов, образование которых связано с ростом локальных структур, отмечается в верхней пачке джуржевских слоев и к юго-востоку от г. Могилев-Подольского (скважины 14768, 14769 и др.).

К западу от р. Жван джуржевские слои подразделяются на две пачки. Нижняя, мощностью до 4 м, состоит из полевошпатово-кварцевых песчаников светло-серого или зеленовато-серого цвета, косослоистых, разнозернистых, книзу крупно-грубозернистых, часто с отдельными прослоями интенсивно диккитизированных, а иногда кальцитизированных.

Верхняя часть слоев, соответствующая по объему двум верхним пачкам разреза Могилевского Приднестровья, представлена довольно ритмичным переслаиванием зеленовато-серых или белых мелкозернистых песчаников с голубовато- или зеленовато-серыми алевролитами (до 10–12 м).

К западу от меридиана р. Ушицы разрезы джуржевских слоев отчетливо не дифференцированы и имеют преимущественно песчаниковый состав. Однако в их строении здесь прослеживаются две пачки, нижняя из которых характеризуется преобладанием светло-серых, более грубозернистых и "чистых" песчаников, а верхняя, являющаяся фациальным аналогом глинистой пачки охарактеризованных выше разрезов, сложена более мелкозернистыми, плотными, глинистыми, в целом неоднородными по структурно-текстурным особенностям песчаниками, нередко содержащими прослои пепельно-серых алевролитов. По мере приближения к береговой линии нагорянского бассейна (к бассейну рек Смотрич–Збруч) роль тонких терригенных продуктов в составе верхней пачки заметно сокращается и литологический состав слоев становится все более однородным (скважины 16501, 16902, 16905, 1657 и др.).

В разрезах, распространенных в междуречье Днестра и Южного Буга и к северу, т.е. в сторону Волыно-Полесского прогиба, в составе джуржевских слоев всюду уверенно прослеживается нижняя песчаниково-гравелитовая пачка мощностью до 5–8 м. Верхняя часть слоев литологически неоднородна. Ближе к краю щита она имеет преимущественно глинистый состав (пестроокрашенные до красно-бурых аргиллиты и алевролиты с прослоями тонкозернистых песчаников), в западном направлении она замещается песчаниками, иногда на всю мощность — 8–10 м (скважины 16944, 16946 и др.). Наиболее характерные мощности джуржевских слоев в разрезах разного типа составляют 12–15 м. В редких случаях мощность их резко возрастает до 30–40 м.

По минеральному составу песчаниковые породы джуржевских слоев в целом сходны с отложениями могилевской свиты. В нижней части разреза, по данным А.В. Копелиовича и других исследователей, преобладают олигомиктовые песчаники и кварцевые аркозы с каолинит-диккитовым, регенерационно-кварцевым и базальным кальцитовым

цементом, которые часто присутствуют совместно, в верхней – кварцевые и олигомиктовые песчаники с гидрослюдисто-хлоритовым цементом. Содержание кварца в них 65–90%, полевых шпатов 10–35%, из них резко преобладает микроклин. В верхней части джуржевских слоев содержатся обособленные пластины глауконита с содержащими песчаников (до 7–8% глауконита) с галькой переотложенных фосфатизированных аргиллитов и первичными фосфатными стяжениями, свидетельствующими о морских условиях формирования осадков; характер слоистости этих песчаников типичен для прибрежно-морских отложений. Материал для накопления джуржевских слоев поставляли местные источники сноса. Вместе с тем, судя по постоянной примеси обломков кварцевых порфиров, неизвестных на прилегающих территориях щита, определенное влияние имела и иная область питания, – вероятно, молодая складчатая система байкальд, возникшая к тому времени на месте нынешних Карпат.

Калюсские слои впервые выделены Н.Т. Зоновым в 1928 г. (Курман и др., 1932) под названием "продуктивные сланцы". Собственное название ("черные фосфоритоносные сланцы Калюса") присвоено Л.Ф. Лунгерграузеном и О.И. Никифоровой (1942). Синоним – миньковецкий горизонт (Дикенштейн, 1957; Стащук, 1957).

Обнажения калюсских слоев широко представлены в долине Днестра на участках сел Мерешовка–Текловка, Рудковцы–Лоевцы, а также в долинах рек Даниловки, Ушки, Ушицы (на участках сел Ковалевка–Борбухи, Джуржевка–Тымков, Соколец–Яр Косиковский), Калюса (ниже с. Кучи), а также в приустьевых частях долин рек Карайца, Лядовы, Наславчи.

В отличие от всех нижележащих отложений калюсские слои очень выдержаны по составу и в большей части своего разреза представлены темно-серыми до черных тонкослоистыми аргиллитами, состоящими по данным рентгеноструктурного и термического анализа из дисперсного и тонкочешуйчатого агрегата глинистых минералов (в основном гидрослюд), а в примеси – монтмориллонит, каолинит. В глинистой основной массе присутствует примесь (3–15%) тонкообломочного материала (слюды, хлорит, кварц, полевые шпаты), обогащающего отдельные микропространства. В аргиллитах содержится повышенное по сравнению с другими слоями количество органического вещества, представленного обугленными остатками водорослей (вендетенид), пленками и бесструктурными битуминозными продуктами. В средней части слоев обычно встречаются маломощные (1–50 см) линзо- и жилообразные эпигенетические карбонатные тела с текстурой "конус в конус", согласные со слоистостью или секущие ее под небольшими углами.

Характернейшей особенностью калюсских слоев является их фосфоритоносность. Закономерности размещения фосфоритовой минерализации, которая носит преимущественно конкреционный характер, достаточно детально изучены и ранее неоднократно освещались (Стащук, 1958; Стратиграфия УРСР, 1971; Великанов, 1975). Отметим лишь, что фосфоритоносная пачка включает в свой состав до 15 рядов фторапатитовых конкреций и в целом является прекрасным маркирующим горизонтом, поскольку занимает определенный стратиграфический уровень, располагаясь в полных разрезах слоев в их средней части. Лишь на участках глубокого предканиловского размыва калюсских слоев (обычно наблюдаемого в контурах локальных конседиментационных поднятий) или в полосе налегания мела на них, фосфоритовые конкреции наблюдаются в верхней части слоев.

В пределах большей части Подолии литологические изменения, отмечаемые в калюсских слоях, несущественны. Признаки значительных изменений в облике калюсских слоев, выраженные в появлении среди типичных темно-серых аргиллитов прослоев зеленоватой и красноватой окраски появляются лишь на севере Подолии, в Пригорынье; в направлении на север эти признаки прогрессируют.

Взаимоотношения калюсских слоев с нижележащими джуржевскими характеризуются постепенными переходами и граница их в большинстве случаев отчетливо не выражена из-за того, что нижняя часть калюсского разреза обогащается прослоями тонко- и мелкозернистых песчаников, а сами аргиллиты грубоют, смягшаясь алевритис-

тыми аргиллитами и алевролитами. Эта пачка (3–5 м) отличается обилием остатков вендетиевых водорослей. По окраске породы она ближе к калюсским слоям, в связи с чем в их составе мы ее и рассматриваем.

Верхняя же граница калюсских слоев повсюду в Подолии, а также и на Волыни выражена отчетливо, поскольку каниловская серия залегает на них трансгрессивно и с перерывом. В течение предканиловского перерыва калюсские слои подвергались континентальному выветриванию, результатом которого явилось образование в их кровле своеобразной коры выветривания – зоны осветления – мощность 0,1–3 м. Хорошо сохранилась от каниловского размыва эта кора выветривания на участке долины р. Ушицы от устья р. Ушки до с. Миньковцы. Разрез ее здесь имеет зональное строение и представлен следующим образом.

Под песчаником пилиповских слоев каниловской серии, мощностью 0,6–0,7 м лежит пластичная глина гидрослюдисто-каолинитового состава светло-желтая, с беловатыми пятнами почти без признаков первичной текстуры. Мощность зоны 0,3–0,4 м. Ниже глина более однородная, плотная, желто-серая, с более отчетливыми признаками слоистости (мощность 1,0–1,2 м). Наконец, книзу она переходит в зеленовато-серую аргиллитовидную породу, сохраняющую текстурные особенности исходного аргиллита (мощность 0,7–0,8 м).

Максимальные мощности калюсских слоев связаны с узкой (до 10 км) зоной, вытянутой в северо-западном направлении от сел Сербичаны, Коболчин через Старую Ушицу и далее в сторону сел Малая Побоянка–Малиевцы–Ярмолинцы–Райковцы–Великие Зозулинцы. В контурах седиментационной впадины калюсского времени эта зона занимает резко асимметричное положение, будучи прижатой к ее восточному борту. На продолжении этой зоны в Молдавском Приднестровье мощности калюсских слоев превышают 50 м. Резко сокращенные мощности (до 15–18 м) в разрезах каниловской серии наблюдаются в контурах локальных поднятий (скв. 17650 и др.).

Е.А. Асеевой (1976; Асеева и др., 1979) в нагорянской свите установлен комплекс микрофоссилий, основу которого составляют характерные формы рода *Trachysphaeridium* Tim. – *T. partiale* (Schep.), *T. bavlense* (Schep.), *T. magnum* (Schep.), а также транзитные *Leiosphaeridia mihor* (Schep.), *L. pelucida* (Shep.), *L. gigantea* (Schep.). Кроме акритарх, в состав комплекса входят нитчатые формы *Leiofrichoidus* sp., *Oscillatorites wernadskii* Schep., разнообразный растительный детрит.

В верхней части джуржевских и в нижней и верхней частях калюсских слоев обнаружен комплекс *Metaphyta*, в состав которого входит четыре морфологические формы *Vendotaenia antiqua* Gnilovskaya, *Fusosquamula* Ass., *Pilitella composita* Ass.

КАНИЛОВСКАЯ СЕРИЯ

В пределах рассматриваемой территории каниловская серия залегает на могилев-подольской трансгрессивно, с размывом и некоторым азимутальным несогласием. Анализом структурных взаимоотношений каниловской серии с нижележащими образованиями в более широком региональном плане это несогласие обнаруживается более отчетливо: по направлению от оси могилев-подольского бассейна седиментации (Одесско-Ковельского прогиба) к обрамляющему платформу Галицкому геосинклинальному прогибу каниловская серия последовательно срезает все более древние стратиграфические уровни венда, вплоть до волынской серии, а в районе городов Галича и Ивано-Франковска (например, скв. Завадовка) ложится уже непосредственно на кристаллический фундамент.

Даже в области непрерывной седиментации могилев-подольского времени отложению каниловской серии предшествовал перерыв в осадконакоплении, о чем свидетельствуют признаки корообразования в кровле калюсских слоев.

Внутреннее строение каниловской серии позволяет обосновить в ее разрезе четыре самостоятельных, выдержаных на всей исследованной территории и достаточно уверен-

но прослеживающихся в Подолии вообще, ритма, каждый из которых имеет базальную песчаниковую часть, сверху сменяется преимущественно алевролитами и аргиллитами и содержит (за исключением верхнего) пестроцветные породы. Эти ритмы выделены в схеме в ранге свит (снизу вверх – даниловской, жарновской, крушановской и студеницкой), а составные части последних – как слои. В основу дробного расчленения каниловской серии положены схемы Л.Ф. Лунгергаузена (1938) и М.Ф. Стащука (1957) для обнаженных разрезов Подольского Приднестровья и материалы геологосъемочных работ последнего десятилетия, в ходе которых получены обширные данные о разрезах каниловской серии на закрытых территориях.

ДАНИЛОВСКАЯ СВИТА

Обнаженные разрезы этой свиты хорошо вскрыты в склонах долины левого притока Днестра р. Даниловки между с. Пилипы Хребтиевские и устьем, где многие из них располагаются вне зоны затопления будущим водохранилищем. Кроме того, вне затапливаемой зоны остаются многочисленные обнажения этой свиты по р. Ушице от сел Миньковцы, Великая Кужелева до сел Соколец и Яр Косиковский, по ручьям Побоянка и Лысец. В затапливаемой зоне многочисленные обнажения свиты распространены по Днестру от сел Калюс и Непоротово до с. Кормань.

Стратотипическими для даниловской свиты и отдельных подразделений ее – пилиповских и шебутинецких слоев – являются обнажения, располагающиеся по склонам долины ручья Данилова от с. Пилипы Хребтиевские до северной окраины с. Шебутинцы. Эти обнажения соответствуют всем предъявляемым к стратотипам требованиям.

Пилиповские слои в стратотипе представлены в нижней части (7,0–7,5) преимущественно зеленовато-серыми слабослюдистыми плитчатыми алевролитами и алевритистыми аргиллитами, в отдельных прослоях содержащими примесь песчаникового материала и часто обрывки вендинговых водорослей. В основании пачки обычно присутствует базальный песчаник мощностью 0,1–0,5 м. Вышележащая часть слоев (6–6,5 м) представлена переслаиванием мелкозернистых глинистых песчаников, алевролитов и аргиллитов, образующих прослои мощностью 60–70 см. В верхней части пачки часто появляются прослои лиловых и бурых пород. И за пределами стратотипического участка пилиповские слои имеют сходное строение. Они представлены грубым, реже тонким переслаиванием аргиллитов и тонкозернистых глинистых песчаников в основном серо-зеленой окраски, нередки и прослои бурых пород, в том числе в нижней части слоев. Глинистые породы в целом преобладают, они отличаются слабой слюдистостью и характерной мелкоосколчатой отдельностью. Часто непосредственно в подошве рассматриваемых слоев залегает массивный средне-мелкозернистый сливной песчаник с интенсивно развитым регенерационно-кварцевым или базальным (пойкилитовым) кальцитовым цементом. Состав песчаников полимиктовый. Мощность этого пласта 0,2–5 м. В ряде случаев песчаник обогащен плоскими гальками нижележащих осветленных калюсских аргиллитов или переходит в конгломерат. Мощность слоев 19–31 м.

По минеральному составу преобладающая разновидность пород – алевролиты; в основной своей массе (65–75%) они, а также аргиллиты сложены гидрослюдами с примесью каолинита. Обломочный материал представлен кварцем, плагиоклазом, микроклином, обломками кислых эфузивов, значительной примесью (до 10–15%) биотита, обычно замещенного агрегатом гидрослюд и хлоритоподобным материалом.

Песчаники по минеральному составу олигомиктовые, в них преобладает кварц (70–90% обломочной части), полевые шпаты представлены преимущественно микроклином (до 10–15%), присутствует примесь биотита (до 5%), иногда обломков пород неместного происхождения. Цемент песчаников неоднородный: в одних прослоях (особенно в базальной части слоев) – регенерационно-кварцевый, кальцитовый (пойкилитового характера), диккит-каолинитовый, в других (чаще в верхней части слоев) –

базальный глинистый. В пилиповских слоях часто встречаются многочисленные остатки вендетиевых водорослей.

Шебутинецкие слои в естественных выходах отмечаются на тех же участках, где и пилиповские слои. Они представлены неритмичным переслаиванием аргиллитов и песчаников, в котором глинистые породы по объему резко преобладают и имеют характерную лилово-бурую или фиолетово-коричневую окраску. Песчанистые алевролиты и тонкозернистые песчаники окрашены часто в зеленоватые тона. Песчаниковые прослои, мощность которых, как правило, не превышает 0,2–0,3 м по объему составляют не более 10–15% всей массы породы. Переход к нижележащим пилиповским слоям обычно постепенный. При этом следует отметить, что красноцветность этих слоев выражена неповсеместно и к западу от р. Тернавы очень часто распространены разрезы, в которых вся толща даниловской свиты имеет монотонную зеленовато-серую окраску, в связи с чем обособить составные части ее не представляется возможным. Мощность слоев 9–25 м. Песчаники и алевролиты, по данным А.В. Копелиовича (1965), состоят преимущественно из кварца (70–80%), микроклина (10–15%) и биотита (1–1,5%). Кроме того, присутствуют обломки кремнистых пород, плагиоклаза. В составе цемента первичная пелитовая масса гидрослюдистого состава часто замещается колломорфным шамозитом.

ЖАРНОВСКАЯ СВИТА

Стратотипические разрезы ее распространены по берегам р. Жарновки к северу от с. Лоевцы. Здесь они располагаются выше проектного подпорного уровня водохранилища. Сохраняются от затопления также разрезы свиты в среднем течении р. Ушицы и по ее притокам (район сел Лысец, Соколец и др.). Затапливаемые разрезы широко представлены по Днестру от с. Непоротово до с. Старая Ушица, а также в нижнем течении р. Ушицы. В составе свиты выделены кулешовские (внизу) и староушицкие слои.

Кулешовские слои соответствуют выделенному М.Ф. Стащуком (1957) "кулешовскому горизонту", типовые выходы которого будут затоплены. Как неостратотип рекомендованы выходы по правому берегу р. Жарновки в северной части с. Лоевцы. Здесь на даниловской свите с литологически очень отчетливой границей залегают:

Мощность, м

- | | |
|---|-----|
| 1. Песчаники бурье и зелено-бурые, мелко-среднезернистые, в основании до гравелитистых, с галькой зеленых аргиллитов, косослоистые, в кровле алевритистые. | 3. |
| 2. Переслаивание бурых (в основании) и серо-зеленых аргиллитов, алевролитов, тонкозернистых и алевритистых песчаников. | 3. |
| 3. Переслаивание зеленовато-серых алевритистых аргиллитов, алевролитов и алевритистых песчаников, связанных постепенными переходами и содержащих иногда остатки вендетий. В верхней части пачки – маломощный прослой (10 см) бентонитовых глин. | 12. |

За пределами обнаженного стратотипа кулешовские слои также представлены довольно ритмичным переслаиванием зелено-серых аргиллитов, алевролитов и песчаников с мощностью отдельных прослоев 10–20 см, находящихся примерно в равных объемных соотношениях. Нижняя часть толщи, как правило, более песчанистая, одновременно возрастает мощность литологически разнородных прослоев, достигающая 50–80 см. В подавляющем большинстве случаев в основании слоев повсюду наблюдается обособленный пласт зеленовато-серого мелкозернистого полимиктового песчаника с часто меняющимися текстурными признаками. Цемент песчаника глинистый, участками базальный кальцитовый или регенерационно-кварцевый. Песчаник иногда содержит примесь галечного материала нижележащих пород. Мощность песчаниковой части разреза в бассейне рек Ушицы и Студеницы и на правобережье Днестра достигает 5–7 м. К западу и северо-западу песчаник иногда замещает весь рассматриваемый разрез пачки полностью (скв. 16933 – 8,1 м; 16911 – 19,4 м; 16917 – 16,5 м и др.). В кулешовских слоях повсеместно отмечаются отпечатки вендетиевых водорослей. Мощность слоев 8–23 м.

Староушицкие слои на участке нового стратотипа, который выбран там же, где и для кулешовских слоев, имеет следующее строение:

	Мощность, м
1. Чередование аргиллитов и алевролитов тонкослоистых зеленовато-серых, лилово-бурых, слабослюдистых, с битуминозными пятнами и растительным детритом на плоскостях наслойния	4.
2. Переслаивание алевритистых аргиллитов темно-бурых (преобладают), алевролитов зелено-вато-серых, слабослюдистых и песчаников мелкозернистых плотных розовато-серых и жельто-серых	4.
3. Бурые и лиловые листоватые алевритистые слюдистые аргиллиты с тонкими прослоями зеленых аргиллитов	3,3.

На всей остальной территории распространения обнаженных разрезов, в том числе парагенетических с. Соколец, которые сохраняются от затопления, а также на закрытых территориях Подолии староушицкие слои представлены обычно лилово-бурыми, в отдельных прослоях серо-зелеными тонкослоистыми, слюдистыми аргиллитами, дающими переходы к алевролитам и тонкозернистым песчаникам. Последние составляют обычно 10–15% объема всей пачки, но в редких случаях обогащают нижнюю часть разреза, маскируя переход к нижележащим кулешовским слоям. Цемент этих песчаников глинистый, кварцевый, местами кальцитовый. Для слоев характерна мелкая дисгармоничная складчатость, образовавшаяся в процессе конседиментационных деформаций еще нелитифицированного осадка. В нижней части слоев окраска пород очень неоднородна и по преобладанию серо-зеленых прослоев проводится условная граница с нижележащей толщей.

Западнее линии городов Базалия–Городок–Смотрич–устье р. Тернавы староушицкие слои не имеют пестроцветной окраски и вместе с кулешовскими слоями связаны в единую толщу, поскольку резкой смены литологических разностей пород на их границе не происходит. Мощность слоев 6,5–15,0 м.

В даниловской и жарновской свитах Е.А. Асеевой выделен комплекс микрофоссилий (нижнеканиловская микробиота), характерными компонентами которого являются акритархи *Leiosphaeridia volynica* Tim., *L. effusa* (Schep.), *Strictosphaeridium implexum* Tim., *Podoliella* Tim., *Orygmatosphaeridium* sp., *Volyniella canilovica* Ass., нитчатые водоросли *Bicuspidata fusiformis* Ass.

Какие-либо отпечатки Metazoa в даниловской и жарновской свитах не обнаружены. Следы жизнедеятельности их однако отмечались неоднократно. Среди них известные ранее как следы питания *Harlaniella podolica* Sokolov и проблематичные следы движения *Loevcichnus muriculatus* Gureev.

КРУШАНОВСКАЯ СВИТА

Крушановская свита объединяет кривчанские и дурняковские слои. Стратотип ее принят по скв. 1, пробуренной в с. Крушановка Каменец-Подольского района (инт. 138, 5–192,0 м). Полные разрезы ее в обнажениях вскрываются лишь у с. Старая Ушица, но после затопления они здесь не сохраняются и в отдельных взятых обнажениях доступными наблюдению будут лишь фрагменты разреза. В затапливаемой зоне широко развита по Днестру от с. Лоевцы до с. Молодово.

Кривчанские слои относительно полно сохраняются в естественных выходах в склонах долины р. Ушицы от с. Вахневцы до с. Старая Ушица. Разрез их на этом участке имеет следующее строение.

	Мощность, м.
1. Базальная пачка, залегающая с резким разрывом на староушицких слоях, сложена песчаниками зеленовато-серыми или светло-бурыми мелкозернистыми, с отдельными прослоями, обогащенными грубозернистым и гравийным материалом, чередующимися с темно-серыми, иногда бурыми аргиллитами, которые имеют подчиненное значение.	4–5.
2. Чередование песчаников зеленовато-светло-серых мелкозернистых плитчатых и аргиллитов пепельно-серых, в кровле содержащих битуминозные пленки и растительный детрит на плоскостях наслойния, отдельные линзы темно-серых очень плотных известняков	6.

3. Грубое (0,3–0,6 м) переслаивание зеленовато-серых песчаников и алевролитов (40%) и тонко-слоистых зеленовато-серых аргиллитов, содержащих детрит вендотений. 4.
 4. Тонкое переслаивание зеленых аргиллитов и алевролитов. 4,7–5,0.
 5. Аргиллиты зеленовато-серые (преобладают внизу) тонко переслаивающиеся с алевролитами (преобладают вверху). Содержат один-два прослоя темно-серых очень плотных тонкозернистых известняков. 6.
 6. Тонкое переслаивание (до 1 см) алевролитов (до 70%) и аргиллитов зеленовато-серых слабо-слюдистых с редкими прослойями мелкозернистых песчаников (10–15% объема). В середине пачки – тонкие линзы известняков, темно-серых афанитовых. Редкий детрит вендотений. 14.
 7. Тонкое (до 1 мм) переслаивание светло-серых песчаников, зеленых аргиллитов и алевролитов. В середине пачки – обособленные прослои аргиллитов и песчаников. до 0,3.

В типовых разрезах кривчанских слоев и по данным бурения почти всегда различаются их две части. Нижняя часть разреза мощностью до 4,5–5 м в большинстве случаев сложена зеленовато-светло-серым мелкозернистым полимиктовым песчаником, плотным, слюдистым с кварцево-глинистым цементом. В песчанике часто хорошо выражена слоистость – горизонтальная, косая, иногда перекрестная, подчеркивающаяся скоплениями слюдистого материала. Контакт с нижележащими слоями обычно резкий, с размытом. В основании песчанистой пачки иногда встречается уплощенная галька нижележащих аргиллитов или алевролитов.

Большая верхняя часть представлена относительно ритмичным тонким (от нескольких мм до 1–2 см) горизонтально или слегка волнистым переслаиванием зеленовато-темно-серых слабослюдистых аргиллитов или алевролитов и зеленовато-светло-серых тонкозернистых песчаников, находящихся примерно в равных количественных соотношениях. Относительно мощные (до 0,4–0,6 м) обособленные пласти песчаника со слабо выраженной горизонтальной слоистостью отмечаются резко в верхней части разреза (через 3–6 м) и довольно часто в нижней (через 1–1,5 м), но здесь они более маломощные (0,1–0,2 м). Иногда встречаются прослои тонкозернистых массивных известняков мощностью 0,1–0,2 м.

Разрезы, в которых базальная пачка отсутствует, а наблюдается лишь сгущение маломощных песчанистых прослоев в общей толще переслаивания, имеют подчиненное значение. Мощность слоев до 45–58 м.

Кривчанские слои выше по разрезу постепенно сменяются дурняковскими, которые после накопления водохранилища в обнажениях сохраняются лишь к востоку от с. Кривчаны по одноименной балке. Благодаря своей пестроцветности и некоторым другим признакам, они играют маркирующую роль. Надо отметить, однако, что пестроцветный характер отложений проявляется в основном в контурах доканиловского прогиба. За его пределами пестроцветность в дурняковских слоях, как и на нижележащих пестроцветных уровнях, обнаруживается фрагментарно. Так, например, в одной из опорных скважин (3, с. Баговица) дурняковские слои представлены породами исключительно серо-зеленой окраски, которая вместе с тем дает возможность отличать их от вышележащих сероцветных поливановских слоев.

В составе слоев преобладает шоколадно-коричневый с серо-зелеными прослойями песчанистый алевролит с чрезвычайно характерной тонко перекрестной слоистостью и обилием тонкой слюды на плоскостях наслложения. Подчиненное значение имеют встречающиеся по всему разрезу прослои тонкозернистого полимиктового песчаника мощностью до 0,3–0,4 м. Переходы к выше- и нижележащим толщам постепенные. Нижняя граница условная и проводится по изменению характера окраски и по смене текстурных особенностей – перекрестная слоистость не свойственна кривчанским слоям. Мощность таких пачек 2–3 м. В низах дурняковских слоев наблюдаются 1–2 прослоя внутриформационных конгломератов мощностью 5–10 см с галькой черных аргиллитов. Общая мощность слоев 13–23 м.

В крушановской свите Е.А. Асеевой установлен комплекс микрофитофоссилий, являющийся составной частью верхнеканиловской микробиоты. В нем преобладают

акритархи *Leiosphaeridia aperta* (Schep.), *L. undulata* Tim., *L. effusa* (Schep.), появляются *L. parva* Ass., *Podoliella irregulare* Tim. Из прочих микрофитофоссилей характерны водоросли *Oscillatorites wernadskii* Schep., *Flagellyformis* Ass., *Studenicia bacotica* Ass. Кривчанские слои на всех уровнях разреза часто содержат многочисленные остатки вендетиевых водорослей. Этот флороносный горизонт прослежен А.А. Ищенко в пределах всей обнаженной части опорного разреза и по скважинам.

СТУДЕНИЦКАЯ СВИТА

Студеницкая свита, завершающая разрез каниловской серии, объединяет поливановские и комаровские слои. Стратотипические разрезы ее, представленные в устье р. Студеницы и на прилегающих участках долины Днестра, в значительной мере будут уничтожены после затопления. Как неостратотип свиты рекомендован разрез скв. 2 (с. Печора, Каменец-Подольского района на р. Мукше) в инт. 99,5–161,5 м.

Поливановские слои отвечают нижней части студеницкого горизонта М.Ф. Стащука. Название – от руч. Поливанов Яр, в приустьевой части долины которого, а также на прилегающих участках левого берега Днестра эти слои хорошо обнажены. Здесь эти выходы, однако, будут затоплены. Полностью сохранится от затопления разрез поливановских слоев, обнаженный по левому берегу руч. Жван. (приток р. Ушицы) на западной окраине с. Кривчаны. Здесь на дурняковских слоях с размывом залегают:

Мощность, м.

- | | |
|--|------|
| 1. Песчаник бурый, разнозернистый, с мелкой галькой зеленых и бурых аргиллитов в основании | 1. |
| 2. Грубое (10–30 см) переслаивание алевролитов (преобладают) и песчаников косослоистых мелкозернистых, окраска которых меняется от буровато-серой до зеленовато-серой. На плоскостях наслаждения алевролитов в верхней части пачки часто встречается дегрит вендетий | 7,5. |
| 3. Тонкое переслаивание аргиллитов зеленовато-серых слабослюдистых плитчатых (преобладают внизу), алевролитов серых и песчаника тонко-мелкозернистого, образующего самостоятельные прослои (до 0,1 м) в кровле пачки. В верхней половине на плоскостях наслаждения аргиллитов – скопления дегрита вендетий | 2,3. |
| 4. Аргиллиты алевритистые светло-серые, слюдистые, тонкослоистые с редкими прослоями алевролитов и тонкозернистых слюдистых песчаников | 4,3. |
| 5. Неритмичное переслаивание алевритистых аргиллитов (преобладают), алевролитов и песчаников мелкозернистых. Породы серые, зеленовато-серые, слабослюдистые, тонкослоистые, часто плитчатые | 4,1. |

На других участках распространения опорного разреза, в том числе затапливаемом стратотипе (западная окраина с. Молодово) поливановские слои также представлены переслаиванием серых, часто с зеленоватым оттенком тонкослюдистых аргиллитов и алевролитов и светло-серых или зеленовато-серых тонкозернистых песчаников. Одна из отличительных особенностей слоев – неритмичный характер переслаивания и резкое преобладание песчаного материала, который либо в виде примеси обогащает глинистые прослои, либо образует обособленные пласти мощностью до 7–10 см, редко 0,4 м.

Часто наблюдаются плитчатые текстуры, связанные с подводно-оползневыми процессами. Суммарная мощность песчаниковых прослоев составляет до 35–40% общего объема породы. В основании слоев, как правило, присутствует пласт тонкозернистого полимиктового песчаника мощностью до 2,5 м, сменяющийся иногда в подошве конгломератом, состоящим из уплотненной гальки нижележащих пород (скважины 17644, 17653, 16933, 16922 и др.). Реже наблюдается сравнительно постепенный переход к нижележащим слоям. Верхняя граница слоев в одних разрезах устанавливается отчетливо по резкому сокращению общего объема песчанистого материала, в других – постепенная, устанавливаемая условно. Мощность слоев 10–40 м.

Комаровские слои в основном соответствуют комаровскому горизонту Г.Х. Диценштейна (1957) и верхней части студеницкого горизонта М.Ф. Стащука (1957). В зоне затопления разрезы их обнажены по берегам Днестра от с. Молодово до с. Демшин и в долинах низовьев рек Студеницы и Тернавы, хотя в полном объеме нигде не пред-

тавлены. Выше максимального подпорного уровня водохранилища наиболее мощный разрез комаровских слоев сохранится на левом берегу Днестра у южной окраины с. Бакота. Здесь на поливановских слоях, связанных с комаровскими постепенным переходом, вскрыты:

Мощность, м.
1. Аргиллиты алевритистые серые слабослюдистые, тонкослоистые с редкими прослойками алевролитов и (в верхней части) песчаников мелкозернистых светло-серых, мощность до 25 см. Встречаются редкие линзы алевритистых известняков. В основании — обособленный пласт мелкозернистого песчаника (0,3 м) со знаками ряби на поверхности напластования 14.
2. Аргиллиты алевритистые серые и темно-серые, тонкослоистые, слабослюдистые, с остатками "растений" на плоскостях напластования, редкими прослойками и линзами алевролитов (5–15 см) 4,5.
3. Аргиллиты алевритистые серые, слабослюдистые, ленточно-слоистые, с прослойками и линзами песчаников мелкозернистых (до 20%) и алевролитов (до 5%). В кровле породы несут следы субаэрального выветривания 3,5.

Выше с размывом залегают песчаники ордовика.

Более высокие уровни комаровских слоев после затопления практически не будут доступны для изучения в открытых выходах. В скважинах же полные разрезы комаровских слоев распространены лишь западнее линии сел Вапнярка (на Днестре) – Китайгород – Войтовцы – Базалия, где они не срезаны ордовикским размывом, а согласно и без перерыва перекрыты балтийской серией. В общем случае, в отличие от подстилающих, породы характеризуются ритмичным тонким переслаиванием аргиллитов, алевролитов и песчаников. Мощность литологически разнородных прослоев обычно 1–5 мм, редко до 5–10 см. Окраска толщи темно-серая. Глинистая составляющая резко преобладает – 75–80% от общей массы породы. Нередко аргиллит образует самостоятельные литологически однородные и "чистые" пласти мощностью до 3,5–4 м. В пределах таких участков аргиллит сланцеватый, слюдистый, при выветривании легко рассасывающийся и превращающийся в мелкоосколчатую дресву с острыми режущими краями обломков. Слоистость пород горизонтальная, реже волнистая. На протяжении всего разреза отмечается характерная мелкая (в прослоях мощностью 10–15 см) плойчатая складчатость подводно-оползневого происхождения, а также несогласные с напластованием линзы и "прожилки", образовавшиеся в результате заполнения песком трещин в еще незатвердевшем осадке. К таким участкам нередко приурочены тонкие (в одну гальку) прослои внутриформационных гравелитов и конгломератов. Это явление – свидетельство неспокойного гидродинамического режима комаровского бассейна. Нижняя граница комаровских слоев обычно отчетливая, но иногда нерезкая и проводится тогда условно по различиям в окраске и изменению песчанистости толщи. Мощность 35–60 м.

Породы студеницкой свиты отличаются от всех нижележащих уровней большей насыщенностью растительными остатками. По данным Е.А. Асеевой, комплекс микрофитофоссилей, имеющих массовое распространение, при этом однако, менее разнообразен, чем нижележащий. Типичные его представители – акритархи *Leiosphaeridium parva* Ass., *L. undulata* Tim., *L. gigantea* Schep., *Trachysphaeridium magnum* (Schep.), *Podoliella irregulare* Tim., водоросли *Studenicia bacotica* Ass., *Volyniella canilovica* Ass.

Студеницкий уровень характеризуется также массовым развитием макрофлоры. А.А. Ищенко установлено присутствие вендетиевых водорослей в пределах всего разреза свиты. В комаровских слоях наряду с остатками вендетий присутствуют водоросли, принадлежащие к роду *Tirasotaenia* Gnil.

Фаунистические остатки и для рассматриваемого уровня каниловской серии неизвестны. Кроме характерных для всей серии следов питания *Harlaniella podolica* Sokolov, в поливановских слоях с. Студеницы Ю.А. Гуреевым описаны проблематичные отпечатки *Studenicia galeiforma* Gureev.

По сравнению с органическими остатками вещественный состав отложений каниловской серии изучен еще недостаточно, чему препятствовало прежде всего отсутствие детального стратиграфического расчленения, которое разработано и стало

применяться на практике лишь в самое последнее время. В связи с этим литолого-минералогическая характеристика ряда подразделений каниловской серии не может быть представлена так, как это сделано для составных частей волынской и могилев-подольской серий. Однако, несмотря на это, особенности минералогического состава слагающих серию пород в целом изучены достаточно полно. А.В. Копелиовичем (1965) и другими исследователями установлено, что минеральный состав пород каниловской серии существенно отличается от нижележащих отложений, особенно грушинской и могилевской свит, отсутствием аркозов, а также присутствием экзотических полимиктовых ассоциаций, содержащих обломки кислых и основных эффузивов, филинов, кремнистых пород, железистых кварцитов, кварцево-мусковитовых и других сланцев в таких больших количествах (до 50% в некоторых разновидностях песчаников в средних частях разреза), какие никогда не отмечаются в нижележащих стратиграфических подразделениях. Одновременно некоторые песчано-алевритистые породы по идентичности аксессорных минералов, близости соотношений главных компонентов (кварца и полевых шпатов) обнаруживают родство с однотипными породами доканиловской части разреза. Это свидетельствует о том, что в каниловское время наряду со старой областью сноса – Украинским щитом – большую роль приобрела новая область питания, представленная молодыми поднятиями байкалид Галицкого складчатого обрамления платформы, которые располагались на месте нынешнего Предкарпатского прогиба. Широкая перемычка, отделявшая доканиловский платформенный бассейн от миогеосинклинального, прекратила в это время свое существование, вызвав начало поздневендско-раннекембрийской трансгрессии, распространявшейся из предгорного прогиба байкалид Карпат и Добруджи на большие участки платформы, ранее не покрывавшиеся морем.

Подчеркнем некоторые общие закономерности в распространении и строении каниловской серии Подольского опорного района. Маркирующие пестроцветные уровни в разрезе серии прослеживаются вдоль всего Подольского склона щита, вкрест же про-стирания поздневендского прогиба они не прослеживаются, как бы наследуя в своем распространении ограничения той зоны доканиловского седиментационного бассейна, которая отличалась наибольшими мощностями осадконакопления и застойным режимом. Наиболее существенные фациальные изменения выражаются в замещении песчаником нижней части разреза, которое постепенно происходит в сторону Волыно-Полесского прогиба, где (например, район г. Ровно) мощность базального песчаника в основании серии достигает 30 и более метров. Нарастание мощностей каниловской серии и увеличение количества экзотического обломочного материала, образовавшегося за счет разрушения метаморфизованных комплексов Галицкой миогеосинклинали происходит в направлении Прикарпатья и Добруджи. Этот факт, очевидно, указывает на то, что формирование Приднестровского перикратона началось именно в каниловское время.

Студеницкая свита согласно покрывается пачкой пород нижнекембрийского возраста, не получившей пока собственного наименования. Ранее она рассматривалась в составе комаровских слоев. Эта пограничная пачка мощностью до 11 м прослежена целым рядом картировочных и опорных скважин (2, 3, 4, 13, 18, 35), и представлена в обнажениях по р. Тернаве в районе с. Китайгорода и по Днестру в районе с. Демшин. В наиболее представительных разрезах она сложена внизу (до 5–6 м) песчаником светло-серым, мелкозернистым, плотным, переслаивающимся с редкими прослойками темно-серого алевролита. Верхняя часть пачки представлена темно-серым до черного тонкослюдистым аргиллитом, отличающимся слабовыраженным полураковистым изломом и практически полным отсутствием песчанистых прослоев. В пределах всей пачки визуально обнаруживаются остатки *Tirasotaenia antiqua* Gnil.

Минералогические особенности (наличие аутигенного глауконита и отсутствие экзотических терригенных примесей, характерных для каниловской серии, повышение фосфатоносности пород), а также палеонтологическая характеристика, общая с ровенским горизонтом (Е.А. Асеевой и В.В. Кирьяновым здесь описаны постоянно встречаю-

щиеся *Teophipolia lacerata* Kirjan., *Leiosphaeridia dehisca* Pašk., *L. pilomifera* Pašk., *L. div. sp.*) указывают на принадлежность этой пачки к балтийской серии.

Детальность стратиграфического расчленения, наличие надежных маркирующих горизонтов, четких литологических характеристик, выделенных подразделений и специфических комплексов органических остатков во многих из них, а также стратиграфическая полнота разреза и отсутствие перерыва на вендо-кембрийской границе являются той совокупностью факторов, которые обусловливают эталонное значение Подольского разреза при корреляционных построениях.

Назревшая задача уточнения выработанной Кишиневским совещанием корреляционной схемы венских отложений платформы должна решаться на основе строгого соблюдения принципа последовательной увязки разрезов с опорным разрезом Подолии, что обеспечит наибольшую обоснованность и достоверность этих построений.

Глава 3

ВЕНД ЮГО-ВОСТОЧНОГО БЕЛОМОРЬЯ

Юго-Восточное Беломорье является той частью Русской платформы, где венские отложения (валдайская серия) имеют наибольшую площадь распространения на поверхности и под четвертичными образованиями. Полоса их выходов шириной до 120 км прослеживается на протяжении около 350 км от побережья Горла Белого моря на северо-востоке через Зимний берег Белого моря, низовья Северной Двины и Онежский полуостров до среднего течения р. Онеги на юго-западе. К востоку и юго-востоку венду быстро погружается под мощную толщу палеозойских осадков и распространяется на огромном пространстве до Тимана, где вскрыт единичными скважинами. В последнее время значительно более широкое, чем было известно ранее (Станковский и др., 1981), распространение венских отложений установлено в пределах юго-восточной окраины Балтийского щита, где на Поморском берегу и Ветреном поясе они заполняют разветвленную систему грабенообразных впадин (данные А.Н. Зудина и А.А. Черепанова). Довольно многочисленные обнажения могут быть использованы в качестве стратотипов отдельных частей разреза венда (Станковский и др., 1981).

Выявление в последние годы в Юго-Восточном Беломорье уникальных местонахождений венской фауны (Келлер и др., 1974б; Келлер, Федонкин, 1976; Федонкин, 1978, 1980в, 1981а) выдвинули этот регион на ведущее место в мире по обилию и разнообразию остатков бесскелетных метазоа (Соколов, 1977, 1978, 1980). Для установления четкого стратиграфического положения местонахождений фауны, имеющего первостепенное значение при решении принципиальных вопросов биостратиграфии и эволюции органического мира, разрез венда Юго-Восточного Беломорья представляется одним из лучших на Русской платформе как по количеству обнажений, так и по литологическим особенностям, позволяющим во многих случаях уверенно коррелировать разрезы отдельных скважин и обнажений и довольно надежно определять положение фаунистических остатков в сводном разрезе.

В соответствии с последними решениями МСК (Аксенов и др., 1978; Объяснительная записка..., 1978) в венде Юго-Восточного Беломорья выделяются редкинский и котлинский горизонты валдайской серии. Это мощная, более 1 км в сводном разрезе, алеврито-аргиллитовая толща с глубоким размывом и несогласием перекрывающая рифей и кристаллический фундамент (Станковский и др., 1981). Возраст ее на севере Русской платформы за последние 40 лет определялся как девонский (Кальберг, 1940), нижнекембрийский (Зоричева, 1956, 1963; Иголкина, 1956; и др.), синийский (Кривцов, 1958), вплоть до волынского (Иванова и др., 1965). В результате многолетних исследований преобладающей оказалась точка зрения Б.С. Соколова, выдвинутая им

еще в начале 50-х годов, о вендинском (валдайском) возрасте этой части осадочного чехла Русской платформы (Соколов, 1952; Решения..., 1965; Солонцов, Аксенов, 1970; Аксенов и др., 1978; Станковский и др., 1981; и мн. др.). Однако сохраняется мнение о раннекембрийском возрасте верхов описываемой толщи (Аксенов, Иголкина, 1969; Геологические формации..., 1981). Одним из важнейших подтверждений достоверности установленного возраста описываемых толщ и является выявление богатейших местонахождений вендинской бесскелетной фауны в Юго-Восточном Беломорье.

Вендинские (валдайские) отложения региона образуют единый крупный трансгрессивно-регressiveный цикл осадконакопления, причем редкинский горизонт в общем соответствует трансгрессивной, котлинской – регressiveной частям цикла (рис. 19). В свою очередь, каждый из горизонтов отвечает циклу осадконакопления более низкого порядка, которые можно подразделить на еще более мелкие циклы и ритмы.

Характерной особенностью распространения отложений двух горизонтов венда является развитие наиболее полного разреза редкинского горизонта на юго-востоке Архангельского горста фундамента (Усть-Пинега) и к северо-востоку от него в зоне Керецкого грабена и Ручьевского выступа фундамента (Вайзица). К юго-западу от горста происходит, судя по имеющимся данным (Станковский и др., 1979), срезание верхних частей редкинского горизонта котлинскими отложениями (рис. 19, 20 см. вкл.). Анализ мощностей тех или иных стратиграфических подразделений венда (см. рис. 20) указывает на неоднократность и разновременность (при широком колебании амплитуд) блоковых тектонических движений фундамента вдоль зон глубинных разломов, сформировавших структуры фундамента, в первую очередь рифейские (Станковский и др., 1981). В свою очередь, по принципу обратной связи, колебания мощностей в различных разрезах связаны преимущественно с их структурным положением и обусловлены особенностями истории тектонического развития отдельных структур и блоков фундамента.

Для отложений редкинского горизонта характерно преобладание аргиллитовых разностей пород при подчиненном развитии алевролитов и песчаников. Окраска пород в основном зелено-сероцветная с локальным распространением красноцветных (шоколадно-коричневых) прослоев. В составе котлинского горизонта соотношение пелитовых и алевропсаммитовых разностей пород обратные, но не столь резко выраженные, как в нижележащем горизонте, причем алевролиты и песчаники наиболее широко представлены в верхней части разреза горизонта (падунская свита). Преобладающая окраска пород красноцветная, лишь в нижней половине мезенской свиты сохраняется доминирующая роль зеленоцветной.

При проведении в регионе в последние годы геологоразведочных работ пройдено большое количество новых скважин. Анализ полученных материалов позволил уточнить и разработать детальную стратиграфию горизонтов венда Юго-Восточного Беломорья. В результате установлено, что объем редкинского горизонта соответствует одной усть-пинежской свите, а плетеневская свита отсутствует (Станковский и др., 1981). В составе котлинского горизонта выделяются мезенская и подунская свиты. Особенности литологии этих подразделений, в первую очередь наличие пачек своеобразных туфогенных пород, являющихся надежными маркерами усть-пинежской свиты всего севера Русской платформы, позволило довольно уверенно расчленить весь разрез венда региона на слои, часть из которых получает, в первом приближении, и определенную палеонтологическую и палинологическую характеристики (Сиверцева, Станковский, 1979; Станковский и др., 1979, 1981; Сиверцева и др., 1981).

Разрез редкинского горизонта начинается *тамицкими слоями*. Это типичная базальная пачка цикла с размывом и крупным несогласием перекрывающая отложения рифея и кристаллический фундамент (см. рис. 20) и начинающая вендинский (валдайский) этап платформенного осадконакопления на севере Русской платформы. Среди скважин, вскрывающих соответствующий стратиграфический уровень, слои отсутствуют в

скв. Архангельск. Вероятно, в начальный период формирования редкинского бассейна северо-западная часть Архангельского горста фундамента представляла собой остров.

Среди резко неравномернозернистых тамицких отложений преобладают песчаники, плохо отсортированные, от крупно- до мелкозернистых, часто с включениями гальки и гравия. В основании слоев обычно залегают прослои гравелитов и конгломератов различной мощности (до 3 м). Маломощные слойки гравелитов встречаются в средней и верхней частях разреза, в некоторых скважинах в заметных количествах развиты аргиллиты и алевролиты. Окраска псефитовых разностей обычно бело- и сероцветная, часто пестроцветная, аргиллиты и алевролиты – коричневого цвета различных оттенков. По текстурным особенностям породы также разнообразны. Доминируют в той или иной степени сплоистые – с неясной, наклонной, неправильной, волнистой, тонкой сплоистостью, часто кососплоистые со срезанием и выклиниванием отдельных серий друг в друга. Алевропелитовые разности в основном массивные с раковистым изломом, реже – тонко-горизонтальносплоистые. Среди обломков псефитов встречаются плотно сцепленные песчаники, кварциты (обычно красноцветные), кремнистые породы, известняки (Ненокса), крупнокристаллические плагиомикроклиновые граниты и слюдистые сланцы. Размеры отдельных обломков 3 см в поперечнике. Обломочный материал преимущественно угловато-окатанный при вариациях от окатанного до угловатого, иногда с разъединенными краями. Типы цемента – выполнения пор, базальный, иногда регенерационный, пленоный. Состав каолинитовый, карбонатный (для сероцветных разностей), глинистый, железисто-глинистый, глинисто-слюдистый.

Тамицкие слои обычно постепенно, но быстро, на 3–4 м, через переслаивание сменяются вышележащими. Средняя их мощность около 25–30 м до 73 м в скв. Тамица (Станковский и др., 1981).

Литолого-текстурные особенности слоев определенно указывают на формирование их в прибрежных мелководных, возможно, дельтовых условиях при довольно частых малоамплитудных и кратковременных колебаниях уровня бассейна во время его трансгрессии.

Лямицкие слои соответствуют нижнему туфогенному горизонту (Аксенов, Иголкина, 1969). Их внешний облик, основные особенности литологического состава и характер контактов с подстилающими и перекрывающими отложениями аналогичны среднему и верхнему туфогенным горизонтам, которые выделяются под названиями *верховские* и *вайзицкие слои* (см. рис. 19, 20, вкл.).

Все слои, представляющие туфогенные горизонты, в подавляющем большинстве разрезов сложены преимущественно аргиллитами шоколадно-коричневого цвета, грубо-слоистыми или массивными с раковистым изломом, с резко подчиненными в нижней части прослоями серо-зеленых аргиллитов и алевролитов. Вверх по разрезу количество зеленоцветных прослоев и их мощность увеличиваются. Поэтому верхняя граница слоев во многих разрезах является в той или иной степени условной и определяется по исчезновению прослоев шоколадно-коричневых аргиллитов. Этим объясняются колебания мощности слоев в различных разрезах (см. рис. 19). Нижняя граница повсеместно очень четкая, фиксируется по резкой смене подстилающих тонкослоистых зеленоцветных отложений (для верховских и вайзицких слоев) или псефитов тамицких слоев шоколадно-коричневыми аргиллитами.

Характерной чертой лямицких, верховских и вайзицких слоев в основном для нижних частей (как правило, мощностью до 10–15, иногда до 25 м) является наличие тонких (от 1–2 до 3–5 мм, местами до 5 см) прослоев пелитовых туфов монтмориллонитового состава белого, сиреневого, бледно-розового цветов своеобразного "крупчатого" облика. Вмещающие такие слойки аргиллиты также содержат примесь туфогенного материала и относятся к туффитам. Детальное литолого-минералогическое описание туфогенных горизонтов приводится в многочисленных работах (Иванова и др., 1965; Кирсанов, 1966; Аксенов, Волкова, 1969; Аксенов, Иголкина, 1969).

Несколько отличается облик верховских слоев лишь в скв. Усть-Пинега, где пропластки туфов залегают среди преимущественно зеленоцветных пелитовых туффитов.

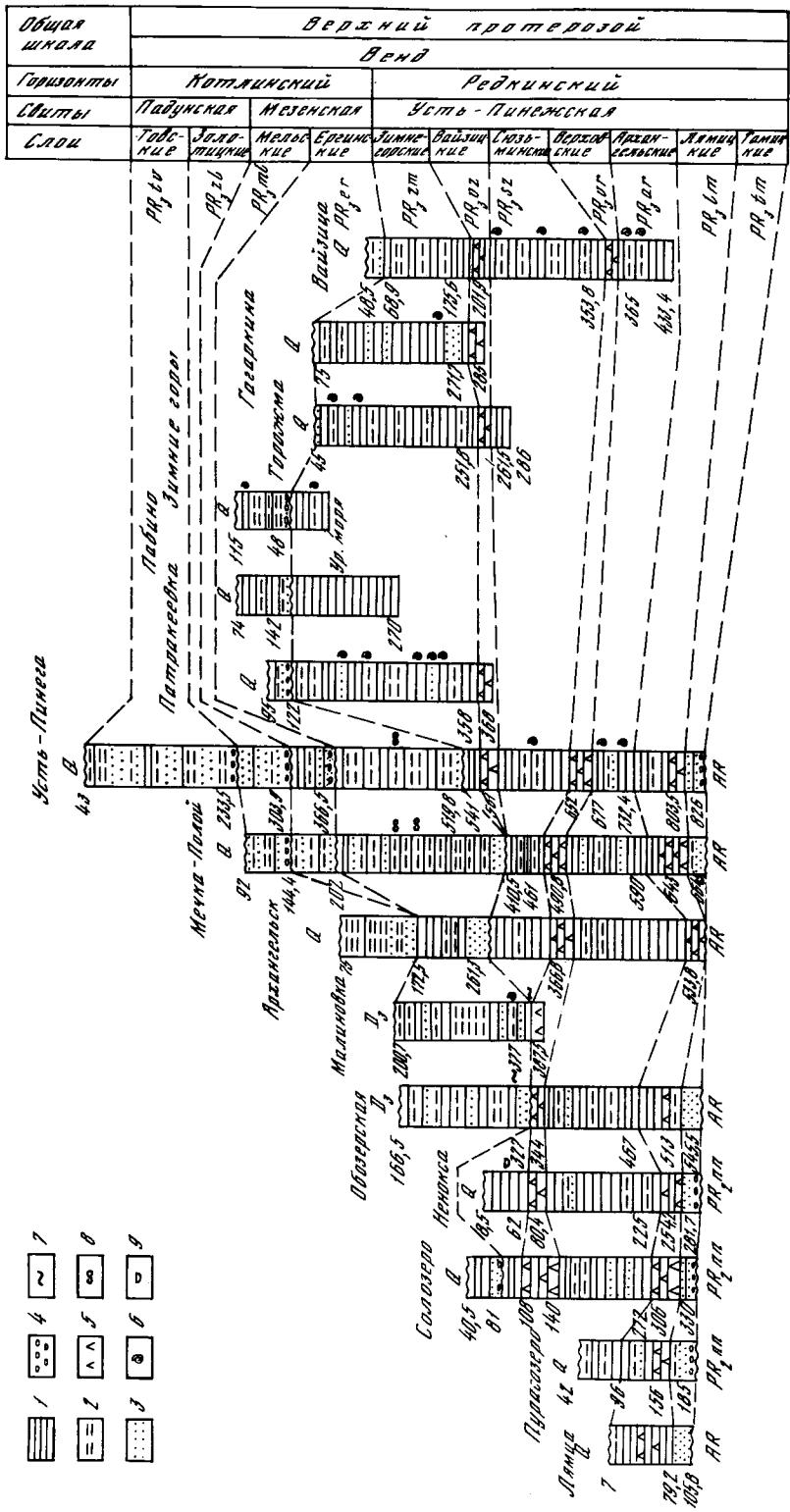
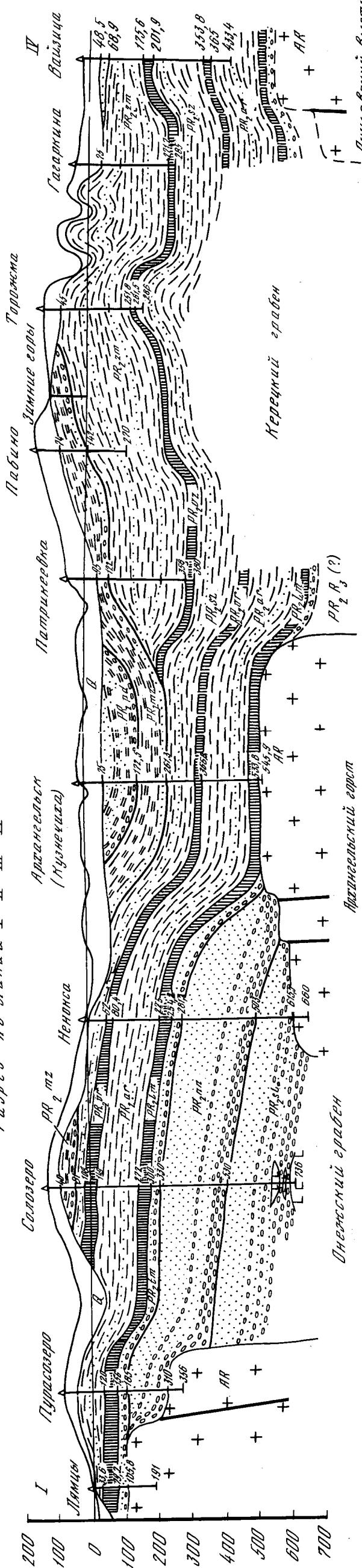


Рис. с. 19. Сопоставление разрезов юнда Юго-Восточного Беломорья (1—аргиллиты; 2—алевролиты; 3—песчаники; 4—гравелиты и конгломераты; 5—туфы и туффиты; 6—положение в разрезе на ходу венской бесклеточной фауны металлоидов и спелдов, 7—Салурийские разрезы см. на рис. 20

Разрез по линии I-II-III-IV



Разрез по линии III-II-I

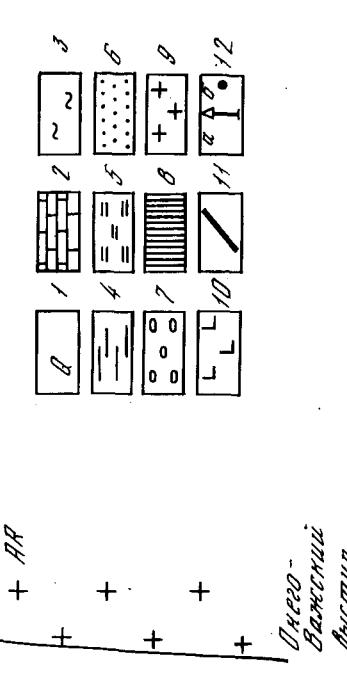
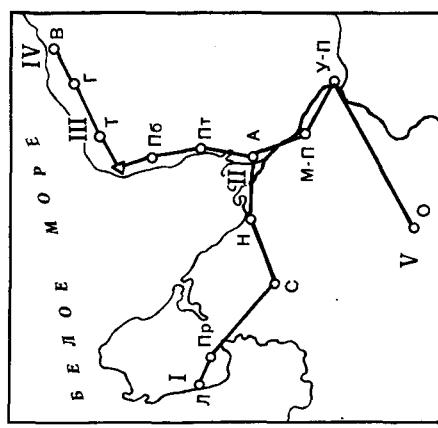
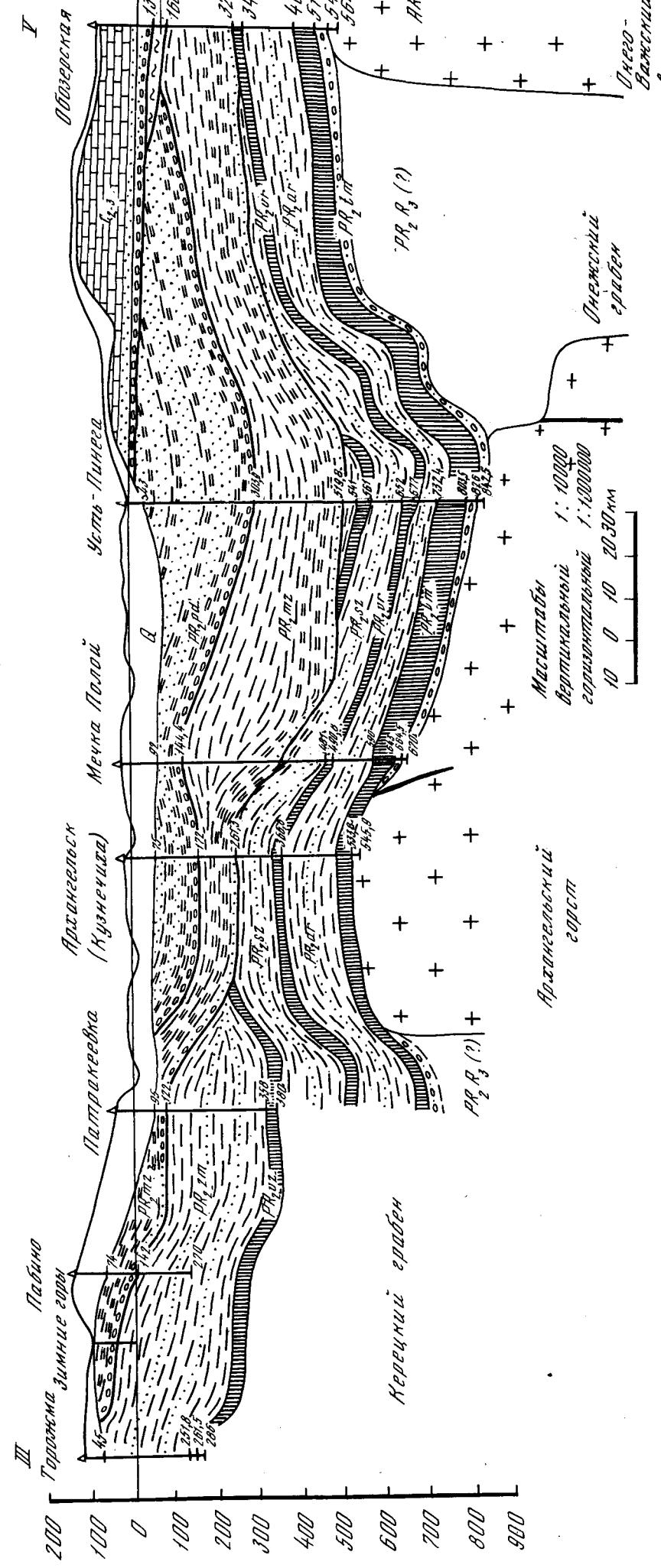


Рис. 20. Структурно-литологические разрезы верхнего докембрия Юго-Восточного Беломорья и схема их расположения

1 — четвертичные отложения; 2 — известняки и доломиты; 3 — глины; 4 — аргиллиты; 5 — алевролиты; 6 — песчаники; 7 — гравелиты и конгломераты; 8 — слой туфов и туфлитов; 9 — кристаллические породы фундамента; 10 — базальты и долериты; 11 — основные разломы фундамента; 12 — скважины: а — на разрезе, б — на схеме. Обозначения см вжин на схеме: Л — Лимча, Пр — Пурасоверо, С — Солозеро, Н — Ненокса, А — Архангельск, Пб — Пабино, Т — Торожма, Г — Гагаркина, В — Вайцица, М-П — Мечка-Полой, У-П — Усть-Пинега, О — Обозерская, М — Маньинка. ЗГ — обнажения Зимних гор. Стратиграфические индексы на разрезах: sm — солозерская свита среднего риффа; np — ненокская свита верхнего риффа; слой редкинского горизонта (Усть-Пинегской свиты); tm — тампиче; ur — арангольские; vr — верховские; mz — мезенская; zm — зимнегорские; pd — падунская

На Онежском полуострове в скв. Войозеро среди типичных шоколадно-коричневых аргиллитов лямицких слоев залегает покров кварцевых долеритов мощностью 65,4 м со следами размыва в кровле (Станковский и др., 1977).

Формирование слоев туфогенных пород происходило в спокойной обстановке обширного бассейна – если для лямицких слоев содержание алевро-псаммитовой фракции еще достигает 10%, то в верховских и вайзицких оно снижается до 1–2%. Отсутствовали в раннередкинское время и сколько-нибудь широко проявленные резкие тектонические подвижки. Удивительная выдержанность (около 150 м) по всему региону мощности редкинских отложений между подошвами лямицких и верховских слоев (см. рис. 20) указывает на очень равномерные, спокойные, и, вероятно, медленные эпирогенические движения всей территории Юго-Восточного Беломорья в этот период. Колебания же мощностей самих туфогенных слоев является в значительной степени кажущимися из-за условности их верхней границы в связи с постепенной сменой красноцветов зеленоцветами, на характер которой влияли локальные фаунистические условия.

Здесь представляется необходимым остановиться на обосновании отнесения туфогенных пород, вскрытых на неполную мощность в скважинах Патракеевка и Гагаркина (см. рис. 19, 20), к вайзицким слоям, т.е. к верхнему (III по Е.М. Аксенову) туфогенному горизонту. Надежное определение стратиграфической приуроченности этого горизонта имеет принципиальное значение для установления стратиграфического уровня богатейшего местонахождения вендской бесскелетной фауны в обнажениях Зимних гор.

Как уже говорилось, интервал между подошвами лямицких и верховских слоев составляет для всего региона примерно 150 м. Близкую величину имеют и интервалы между подошвами верховских и вайзицких слоев в двух скважинах, где они полностью пересечены – 110 м в Усть-Пинеге и 163 м в Вайзице. В скважинах Патракеевка и Гагаркина на шоколадно-коричневых туффитах с прослойками туфов залегают зеленоцветные существенно аргиллитовые толщи мощностью соответственно 232 и 207 м, не содержащие никаких признаков туфогенных пород. Последние отсутствуют и в разрезе скв. Пабино. Поэтому возможность отнесения туфогенного горизонта скважин Патракеевка и Гагаркина к верховским или тем более к лямицким слоям представляется маловероятной, если не исключается. Таким образом, обнажения Зимних гор располагаются, по нашему мнению, стратиграфически значительно выше (см. рис. 19, 20) верхнего туфогенного горизонта – вайзицких слоев.

Туфогенные горизонты и соответствующие им слои разделяются пачками тонкого переслаивания зеленоцветных аргиллитов, алевролитов и песчаников. Аналогичная по облику и составу пачка перекрывает вайзицкие слои.

Зеленоцветные пачки выделяются в следующие слои: *архангельские, сюзьминские и зимнегорские* (см. рис. 19). Они сложены преимущественно аргиллитами светло- и темно-серовато-зеленого цвета, иногда с бледно-коричневым оттенком, переслаивающимися с такими же по окраске алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. Встречаются прослои песчаников мощностью до 0,1–0,2 м, редко до 0,5–1 м. Слоистость пород тонкая горизонтальная, песчаники часто косослоистые, отмечается волнистая и линзовидная слоистость, микроскладки подводного оползания. Породы обогащеныpiritом, в отдельных интервалах – включениями углистого вещества, пленками черного и темно-бурого цвета, по всему разрезу зеленоцветных пачек отмечается в переменных количествах глауконит.

Основную массу архангельских, сюзьминских и зимнегорских слоев слагают аргиллиты и алевритистые аргиллиты. Пелитовая составляющая представлена в основном гидрослюдами, реже монтмориллонитом, карбонатно-хлоритово-глинистым материалом, редко каолинитом. Содержание алевритовых частиц колеблется от 2 до 30%, большая их часть представлена кварцем (до 80%), далее идут полевые шпаты (10–15%), слюды (4–5%), обломки кремнистых и других сильно измененных пород. Текстура пород тонко-, реже грубослоистая, структура пелитовая или чешуйчатая. Широко распространены пачки тонкого и тончайшего (доли мм) переслаивания аргиллитов и алевро-

литов. Состав обломочной части и цемента алевролитов и песчаников близок таковому у аргиллитов при вариациях содержания отдельных компонентов.

Содержание тяжелой фракции в архангельских слоях составляет первые десятые доли процента, увеличиваясь в зимнегорских до 2%. Карбонатность отложений в среднем 10–12%, также с тенденцией к увеличению в зимнегорских слоях. Из геохимических особенностей следует отметить резкое преобладание закисной формы железа над окисной, указывающее на восстановительную обстановку осадконакопления, и относительно высокое содержание битумов (до $30 \cdot 10^{-3}$ %) и Сорг. – до 0,22%. Количество их увеличивается в верхах разреза зимнегорских слоев в скв. Вайзица.

Для средних частей архангельских и сюзьминских слоев и верхов зимнегорских в подавляющем большинстве их полных разрезов отмечается увеличение количества песчаново-алевролитовых прослоев и их мощностей. Это отражает наличие относительно слабо выраженных трех циклов осадконакопления второго порядка внутри более крупного усть-пинежского (редкинского) цикла. Поднятие дна бассейна в архангельскую стадию происходило спокойно и равномерно по всему региону, было, вероятно, очень кратковременным и не повлияло на изменение условий осадконакопления. Со второй половины сюзьминской стадии характер тектонического режима региона начинает меняться и крупные структуры фундамента вовлекаются в более интенсивные разноамплитудные движения. Так, район Онежского грабена и северо-запада Архангельского горста имел тенденцию к поднятию или устойчивому более высокому положению по сравнению с юго-востоком горста, Керецким грабеном и Ручьевским выступом, где происходило интенсивное опускание дна бассейна и продолжалось осадконакопление. Еще большая дифференциация блоковых движений фундамента началась с конца зимнегорской стадии и сохранялась в течение всего котлинского времени (см. рис. 20). Суммарная мощность редкинских отложений в сводном разрезе достигает 750 м.

В обнажениях архангельские слои вскрываются в верховьях р. Малошуйки (Поморский берег Онежского залива), в низовьях р. Лямцы и на побережье Онежского залива вблизи ее устья. Сюзьминские слои обнажаются в низовьях рек Сюзьмы и Солзы и по берегу Двинского залива (Онежский полуостров). Обнажения зимнегорских слоев протягиваются полосой по северо-восточному побережью Двинского залива между реками Золотица и Большие Козлы (Зимний берег), наиболее крупные из них известны на Зимних горах.

Подавляющее большинство находок бесскелетной фауны и все крупные местонахождения в Юго-Восточном Беломорье приурочены именно к тонкослоистым зеленоцветным отложениям усть-пинежской свиты, в основном к пачкам тончайшего переслаивания аргиллитов и алевролитов. С архангельскими слоями связаны открытые М.А. Федонкиным в 1979 г. сравнительно небольшое местонахождение на юго-западном побережье Онежского полуострова около Лямцы и многочисленные находки в скважинах от низовьев Онеги до Зимнего берега – в Неноксе, Усть-Пинеге, Вайзице и др. (Иголкина, 1961; Станковский и др., 1981). На этом уровне (см. рис. 19) наиболее часто встречаются *Beltanelloides*.

К сюзьминским слоям приурочено крупное местонахождение на р. Сюзьме на Онежском полуострове (Келлер и др., 1974б; Келлер, Федонкин, 1976; Палеонтология..., 1979; Федонкин, 1980в, 1981а) и отдельные находки в скважинах Усть-Пинега и Вайзица (Станковский и др., 1981).

С зимнегорскими слоями нами связываются нижние уровни крупнейшего в регионе местонахождения вендской фауны в обнажениях Зимних гор (Федонкин, 1978, 1980в, 1981а) и находки в скважинах Патракеевка (Станковский и др., 1981), Торожма и Гагаркина (см. рис. 19). Верхи Зимнегорских обнажений представляются возможным на современном уровне изученности разреза венда Зимнего берега (Станковский и др., 1979, 1981) отнести, с той или иной степенью достоверности, к основанию котлинского горизонта, к ергинским слоям, что и нашло свое отражение на рис. 19, 20. При таком варианте расчленения разреза Зимних Гор их верхние, также достаточно богатые, фауни-

стические уровни (Федонкин, 1978, 1980в, 1981а) оказываются котлинскими, что в какой-то мере противоречит сложившемуся мнению о преимущественно редкинском возрасте подавляющего большинства находок остатков мягкотелых Metazoa на севере Русской платформы (Келлер, Федонкин, 1976; Соколов, 1972, 1976; и др.). Это обстоятельство определяет необходимость подробнее остановиться на вопросе о стратиграфической принадлежности отложений Зимних гор.

После установления их заведомо додевонского возраста в 50-х годах обосновывается отнесение их к нижнему кембрию, причем нижние слои считаются валдайскими, а выше лежащие – балтийскими (Иголкина, 1956, 1959; Зоричева, 1963). Основываясь на данных по фитопланктону, Б.В. Тимофеев (1966) сравнивал толщи, вскрытые на Зимних горах, с "синими глинями" балтийской серии, полагая, что в основании их могут присутствовать верхи вендинского комплекса.

В 1969 г. впервые обосновывается редкинский возраст низов Зимнегорских обнажений у руч. Медвежьего (Аксенов, Иголкина, 1969), однако мнения о возрасте выше лежащих отложений у авторов разошлись – Е.М. Аксенов считал их также валдайскими, но более высокого стратиграфического уровня, а Н.С. Иголкина – нижнекембрийскими. Позднее весь разрез Зимнегорских обнажений относится к валдайской серии венда – к любимской (Солонцов, Аксенов, 1970) или котлинской (= любимской) свитам с абсолютным возрастом по глаукониту 600 млн. лет (Келлер и др., 1974а). В это же время нижняя его часть включается в состав усть-пинежской свиты, а верхняя остается в любимской (Аксенов, 1974).

Позже намечается редкинский возраст всего разреза Зимних гор (Станковский и др., 1977). Однако наличие туфогенного горизонта, на которое опиралось это предположение, дальнейшими исследованиями не подтверждилось (Станковский и др., 1981). Детальное изучение состава глинистых минералов позволило Э.А. Пиррусу подтвердить точку зрения Е.М. Аксенова (Аксенов, Иголкина, 1969; Аксенов, 1974) об отнесении верхней части обнажений к котлинскому горизонту, а нижней – к редкинскому (Палеогеография и литология..., 1980). К этому же выводу пришли авторы настоящего очерка на основании результатов бурения на Зимнем берегу, в первую очередь скв. Патракеевка, и данных палинологических исследований (Сиверцева и др., 1981; Станковский и др., 1981). До настоящего времени сохраняется мнение о раннекембрийском возрасте по крайней мере части разреза Зимних гор (Иголкина, 1981).

Таким образом, вендинский (валдайский) стратиграфический уровень Зимнегорских обнажений принимается большинством исследователей и многие из них (Е.М. Аксенов, Э.А. Пиррус, А.Ф. Станковский с соавторами) допускают наличие здесь редкинских и котлинских отложений. В литологическом отношении в разрезе Зимних гор четко выделяется также две толщи (Иголкина, 1956; Аксенов, 1974; Федонкин, 1978; Станковский и др., 1981; и др.) – нижняя, преимущественно аргиллитовая, и верхняя – аргиллito-левролито-песчаниковая, граница между которыми наиболее четко выражена примерно в середине обрывов на высоте около 40–50 м над уровнем моря в районе Зимнегорского маяка. К ней приурочены линзовидные прослойки конгломератов мощностью до 0,2 м, многочисленные выходы подземных вод (верхи обнажений являются водоносным горизонтом, а низы – водоупором). Минералого-geoхимические характеристики обеих толщ очень близки. Заслуживает упоминания лишь увеличение в 2 раза содержания марганца в верхней толще по сравнению с нижней, примерно вдвое возрастает в верхней части разреза средняя величина отношения окисного железа к закисному (от 0,44 до 0,68) и среднее содержание битумов – от $8,4 \cdot 10^{-4}$ внизу до $16,9 \cdot 10^{-4}\%$ вверху.

Особо следует остановиться на результатах определения микрофитофоссилий. Две половины одного и того же образца изучались в разных лабораториях – И.А. Сиверцевой (Институт Земной коры Ленинградского университета) и Е.К. Фандерфлит (Тематическая экспедиция Севзапгеологии). И.А. Сиверцева выделила фактически единый комплекс, в верхней половине разреза отмечается отсутствие лишь вновь описанного ею рода *Rudniana* (Сиверцева и др., 1981).

Совершенно другие результаты получены Е.К. Фандерфлит. Согласно ее совместно с В.А. Рудавской (ВНИГРИ) заключению, „...верхняя часть разреза уверенно может быть отнесена к гдовско-котлинской части разреза венда, а точнее – именно к верхней части венда, т.е. котлинскому горизонту...”. Для интервала от основания обнажения до высоты примерно 40 м над уровнем моря выделен своеобразный комплекс микрофитофоссилий, расшифровка которого представляет значительные трудности, он не может быть отождествлен с редкинским и не исключается, что это какая-то "разновидность" более древних комплексов.

Таким образом, микрофитофоссилии в какой-то степени указывают на возможность наличия котлинских отложений в разрезе Зимних гор и в совокупности с приведенными выше данными не исключают вероятности смены здесь редкинского цикла осадконакопления котлинским.

Залеганию котлинского горизонта на различных стратиграфических уровнях редкинского, т.е. с перерывом и несогласием, считается общепринятым для севера Русской платформы (Солонцов, Аксенов, 1970; Келлер и др., 1974а; Аксенов и др., 1978; и др.). В Юго-Восточном Беломорье в одних разрезах (Солозеро, Патракеевка, Зимние горы, обнажения по р. Золотице) котлинские отложения имеют в основании мало мощные прослои гравелитов и конгломератов, в базальных частях других (Обозерская, Мечка-Полой, Усть-Пинега) – относительно мощные (до 15 м) пачки песчаников или алевролитов, перекрывающие преимущественно аргиллитовые отложения редкинского горизонта (см. рис. 19, 20). Однако во многих случаях граница между горизонтами остается относительно условной. В первую очередь это относится к Зимнему берегу, где резко увеличивается мощность зимнегорских слоев и признаки перерыва между редкинским и котлинским циклами в значительной степени нивелируются (Вайзица, Пабино), если вообще не отсутствуют.

Котлинский возраст отложений на Онежском полуострове, с перерывом перекрывающих среднюю часть редкинского горизонта – сюзьминские слои (Солозеро) определяется комплексом микрофитофоссилий с доминирующими *Bavlinella*, установленным Е.К. Фандерфлит в скв. Илларионова вблизи Солозера над прослоем конгломератов (Станковский и др., 1979).

Для котлинских отложений Юго-Восточного Беломорья принимается разделение их на мезенскую (нижнюю) и падунскую свиты¹ (Аксенов и др., 1978; Объяснительная записка..., 1978). Граница между ними устанавливается в большинстве разрезов довольно уверенно по смене литологического состава и по наличию прослоев конгломератов в основании падунской свиты. Последние установлены в 1980 г. и в обнажениях на р. Золотице (Зимний берег). Для мезенской свиты характерно преобладание аргиллитово-алевролитовых разностей пород и пестроцветная в целом окраска с увеличением красноцветности в верхах разреза. В составе падунской свиты доминируют песчаники и плевролиты с подчиненными прослоями красноцветных аргиллитов.

Полная вскрытая мощность мезенской свиты в низовьях Северной Двины составляет 266 м (Мечка-Полой). По падунской свите (неполная мощность) в Усть-Пинеге пройдено 261 м. Максимальная суммарная мощность котлинских отложений в сводном разрезе Юго-Восточного Беломорья достигает 700 м. По особенностям литологического состава и признакам цикличности обе свиты котлинского горизонта подразделяются на слои.

В мезенской свите выделяются *ергинские* и *мельские* слои. Первые представлены преимущественно зеленоцветными породами – преобладают светло-зеленовато-серые алевролиты и тонкозернистые песчаники с подчиненными прослоями аргиллитов и пачками тонкого переслаивания аргиллитов и алевролитов. Вверх по разрезу постепенно увеличивается количество аргиллитов и появляются красноцветные разности пород.

Ергинские слои с разрывом и часто с конгломератами в основании перекрываются *мельскими* слоями. Это толща тонкого и грубого переслаивания алевролитов и песча-

¹ См. примечание на с. 10.

ников, реже аргиллитов. Окраска пород пестроцветная при преобладании красноцветной.

Многочисленные обнажения ергинских слоев известны на р. Ерге (Зимние горы) и в низовьях р. Золотицы, а мельских – в среднем течении р. Мелы на Зимнем берегу (Станковский и др., 1981).

Как уже указывалось выше, ергинские слои представлены, по нашему мнению, в верхней части разреза Зимних гор, где с ними связаны верхние фаунистические уровни этих обнажений (Федонкин, 1978, 1981а). К ергинским же слоям котлинского горизонта нами относится часть разреза Обозерской скважины в интервале 166,5–327 м (см. рис. 19), которая считается нижнекембрийской (Солонцов, Аксенов, 1970; Аксенов, 1974) на основании находки О.Н. Толстыхиным в 1958 г. на глубине 303,5 м органического остатка, отнесенного к сабеллидитам и определенного Б.С. Соколовым как *Salyptrina striata* Sok. (Дэли, 1976). Хорошая корреляция разреза Обозерской скважины с соседними в низовьях Северной Двины и на Онежском полуострове (см. рис. 19), ее структурное положение и история геологического развития региона не позволяют согласиться с раннекембрийским возрастом этого интервала разреза и заставляют считать его по крайней мере вендским, валдайским. Новые данные, появившиеся в последние годы, подтверждают, по нашему мнению, такую возможность.

В 13 км к юго-востоку от Обозерской в 1979 г. пробурена скв. Малиновка, продублировавшая верхи разреза Обозерской. По материалам В.Н. Митрофанова, в интервале 387,5 (забой) – 377 м она вскрыла неполную мощность верховых слоев, хорошо коррелирующих с аналогичными слоями Обозерской. Вышележащая зеленоцветная толща в основании представлена пачкой переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов с преобладанием первых до глубины 271 м, а выше, до контакта с девоном (200,7 м) идет грубое переслаивание аргиллитов и алевролитов с маломощными прослойями песчаников. В нижней пачке этой толщи, соответствующей интервалу 327–166,5 м разреза Обозерской скважины, который и относится к нижнему кембрию, М.А. Федонкиным и В.Н. Митрофановым на глубинах 371–375,5 м найдены остатки крупных сегментированных червей, а значительно выше, на глубине 339 м – отпечаток представителя типичной вендской, по М.А. Федонкину, фауны (см. рис. 19). По всему этому слою М.А. Федонкиным определены многочисленные вендотениды.

Имеются данные о возможном развитии сабеллидитоподобных организмов с основания валдайской серии. По устному сообщению В.В. Кирсанова и Ю.А. Розанова (1979 г.), в Воробьевской скважине вблизи Серпухова в интервале глубин 1115–1117 м несколько сабеллидитоподобных отпечатков найдено на заведомо редкинском уровне. Многочисленные ходы червей в ергинских слоях встречены в скв. Мечка-Полой в интервале глубин 271–304 м, их наличие отмечалось в Усть-Пинеге (Зоричева, 1963), где котлинский возраст соответствующей части разреза является общепринятым (см. рис. 19). Указанные факты представляются достаточно убедительными по крайней мере для постановки вопроса об отсутствии нижнего кембраия в Обозерской скважине. С другой стороны, для нижней части котлинского горизонта в Юго-Восточном Беломорье намечается своеобразная ассоциация фаунистических остатков, требующая дальнейшего тщательного изучения.

Падунская свита подразделяется на золотицкие и товские слои. Они представлены в основном песчаниками и в меньшей степени алевролитами с резко подчиненными маломощными прослойями аргиллитов, развитых преимущественно в нижней части разреза свиты. Породы в целом красноцветные, для золотицких слоев характерна серо- и красно-бурая окраска с хорошо заметным сиреневым оттенком, а отложения товских слоев имеют кирпично-красную окраску блеклых, белесых тонов. Песчаники косослоистые или массивные, алевролиты массивные или грубослоистые с раковистым изломом. В песчаниках товских слоев встречены знаки рапи, отпечатки капель дождя. По обнажениям на р. Золотице намечается залегание золотицких песчаников в виде мощных, до 30 м, протяженных линз (первые километры), вложенных в красноцветные пачки переслаивания алевролитов и аргиллитов.

Серия крупных обнажений золотицких слоев известная в среднем течении р. Золотицы, а многочисленные обнажения товских описаны в районе Товского озера и по р. Чаче, правому притоку р. Золотицы. Полные их разрезы вскрыты несколькими скважинами на Зимнем берегу и в низовьях Северной Двины.

Падунская свита с четко выраженным перерывом и конгломератами в основании залегает на различных стратиграфических уровнях мезенской. Золотицкие и товские слои также в большинстве разрезов разделяются прослоями конгломератов. В Усть-Пинежской скважине мощность такого прослоя достигает 2,5 м.

Прямые палеонтологические данные о возрасте падунских отложений пока отсутствуют и отнесение их к венду условно.

Таким образом, в Юго-Восточном Беломорье фиксируется наибольшая для Русской платформы (не считая Мезенской впадины) суммарная мощность вендских, валдайских, отложений, в сводном разрезе достигающая 1,5 км. Имеются все основания полагать, что трансгрессия валдайского бассейна на Русскую платформу шла с севера и в свой максимум, приходящийся, очевидно, на редкинское время, захватила значительные части и востока Балтийского щита, в том числе, вероятно, и Кольский полуостров. По мере движения с севера на юг из разреза валдайской серии выпадают все более древние горизонты. Не исключается, что собственно редкинская свита первоначально выделенная в Подмосковье, соответствует верхам редкинского горизонта Юго-Восточного Беломорья, а входящий в состав редкинской свиты туфогенный горизонт коррелируется, по нашему мнению, с вайзицкими слоями.

Глава 4

ВЕНД УРАЛА

Венд как стратиграфическое подразделение выделен Б.С. Соколовым в разрезах осадочного чехла запада Русской платформы. Историко-геологический анализ позволил обособить аналоги вендских отложений и в древних толщах Уральской складчатой области (Верхний докембрий, 1963; Келлер, 1966).

Возраст верхних горизонтов древних толщ Урала – один из наиболее сложных вопросов уральской геологии, который обсуждается на протяжении почти ста лет. Со временем полемика по этому вопросу не только не утихает, но становится все более напряженной. Достаточно напомнить, что на недавнем III Уральском стратиграфическом совещании (Свердловск, 1977) согласия по этому вопросу добиться не удалось и основные проблемы "решались" голосованием.

Главным центром всех расхождений по-прежнему остается возраст ашинских, сильвицких, чурочных отложений западного склона Урала. Обычно проблема возраста вендских отложений на Урале решалась с позиций выяснения их соотношения с более молодыми горизонтами палеозоя. В результате детальных работ установлено, что разновозрастные горизонты девона, силура, ордовика с разрывом, а иногда и угловым несогласием, залегают на различных отложениях венда Южного, Среднего и Северного Урала. Соотношения венда с фаунистически охарактеризованными кембрийскими отложениями остались невыясненными, но перспективы в этом отношении весьма ограничены в связи с разобщенностью рассматриваемых отложений и сложной структурной позицией кембрийских биогермов.

Необходимо отметить, что какие-либо постепенные переходы между палеозойскими и вендскими отложениями на Урале повсеместно отсутствуют. Существенное значение имело выяснение характера сочленения венда с подстилающими карбонатными маркерами с микрофитолитами так называемого IV комплекса (укская свита и ее аналоги).

И наконец, новый фактический материал был получен в результате датировки изотопными методами по глаукониту чурочных и ашинских отложений.

Широкое применение этих методов способствует решению многих местных или региональных вопросов, хотя в последнее время не приносит принципиально новой информации. Иные возможности возникают при изучении докембрийской фауны эдиакарского типа. Ее открытие на Урале позволяет выделять здесь венду на основе не только историко-геологических, но и биостратиграфических данных. С появлением фауны эдиакарского типа новые возможности возникают для расчленения венды на Урале и сопоставления его со стратотипическими вендскими отложениями запада Русской платформы.

Уральский венд принадлежит к числу широко распространенных (рис. 21) и достаточно хорошо обнаженных образований. Вендские отложения облекают выступы докембрийских толщ на западном склоне Урала и протягиваются с небольшими перерывами с юга на север на расстояние около 800 км. Ширина этой зоны местами достигает первых десятков километров. К востоку от основной полосы, в пределах так называемых Центральной и Восточной зон Урала, вендские образования выполняют отдельные изолированные грабены, мульды и характеризуются локальным распространением. Вендские отложения Южного, Среднего и Северного Урала заметно различаются, что вынуждает дать их раздельную характеристику.

ЮЖНЫЙ УРАЛ

На западном склоне венд вначале выделялся в объеме укских и ашинских отложений (Келлер, 1966). Позднее укские отложения были отнесены к вендомию (Келлер и др., 1974).

Укские и ашинские отложения разделены крупным перерывом, имеющим первостепенное значение. Геохронологическое изучение глауконитов из укских отложений показало, что здесь наряду с датировками 612–648 млн. лет, отмечаются и большие значения вплоть до 665 и 735 млн. лет (Беккер, 1978). Учитывая, что значения близкие наименьшим отмечаются в вышележащих ашинских отложениях, можно полагать, что большие значения ближе соответствуют истинному возрасту укских образований. На границе рассматриваемых комплексов резко изменяется характер осадконакопления, устанавливаются отчетливые признаки глубокого размыва и значительного ожелезнения. Таким образом, геохронологические и геологические данные свидетельствуют о том, что укские и ашинские образования принадлежат различным страницам геологической летописи и вряд ли их стоит объединять в составе единого стратиграфического подразделения. Все это позволяет ограничить объем вендских отложений на западном крыле Башкирского антиклиниория ашинской серией (рис. 22). До недавнего времени ашинская серия расчленялась в восходящем разрезе на следующие четыре свиты:

- 1) урюкскую (200 м), образованную аркозовыми и полевошпатово-кварцевыми песчаниками, гравелитами, полимиктовыми конгломератами;
- 2) басинскую (900–1000 м) сложенную субграувакковыми, полевошпатово-кварцевыми песчаниками, переслаивающимися с пестроцветными алевролитами и алевропелитами;
- 3) куркураускую (до 240 м), представленную красноцветными полимиктовыми конгломератами, песчаниками с подчиненными прослоями алевропелитов;
- 4) зиганскую (500 м), состоящую из серых, зеленовато-серых песчаников, чередующихся с алевролитами и алевропелитами.

В нижней части этой последовательности выявлено (Беккер, 1975) новое стратиграфическое подразделение – бакеевская свита. Она сложена ожелезненными песчаниками, глауконитовыми алевролитами, гематитовыми рудами. Мощность отложений составляет 140 м.

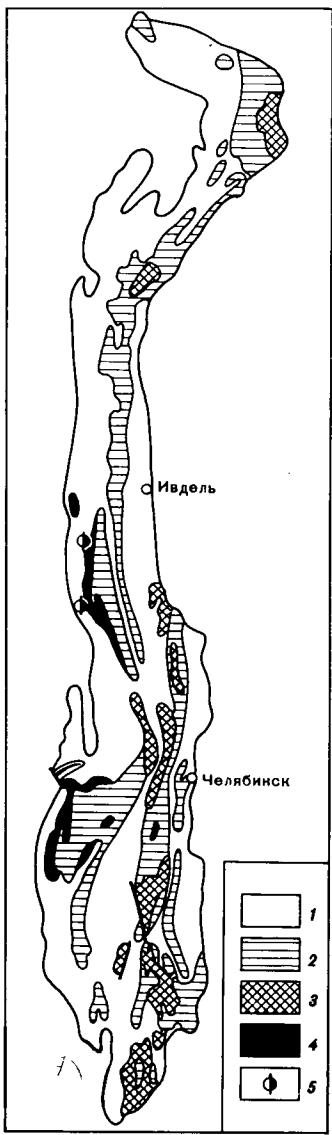
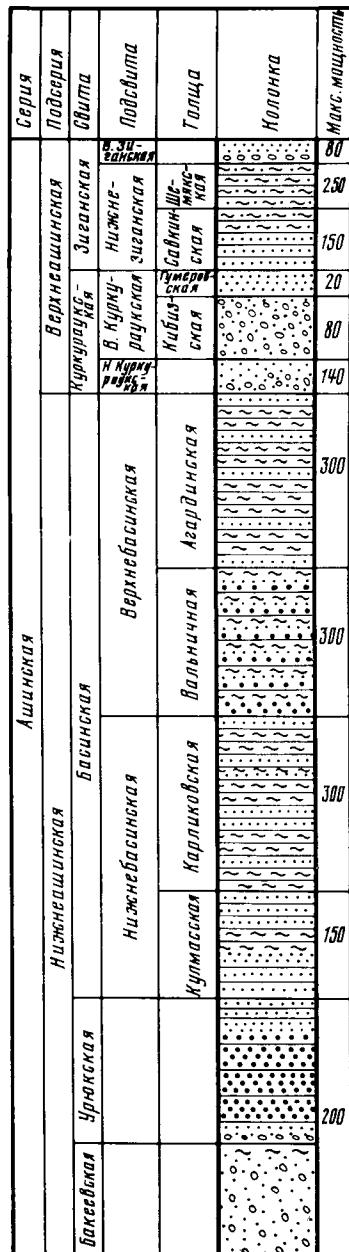


Рис. 21. Схема распространения вендинских отложений на Урале
1 – фанерозой; 2 – рифей; 3 – дорифей; 4 – венд; 5 – местонахождения фауны

Рис. 22. Разрез венда Южного Урала. Западное крыло Башкирского антиклиниория



Вопрос о стратиграфическом положении бакеевских отложений оживленно обсуждался в геологической литературе. Высказаны различные точки зрения: 1) бакеевская свита является локально развитой фацией урюкских отложений; 2) бакеевская свита — часть кудашской серии, включающую уксскую и бакеевскую свиты, или кудашского горизонта; 3) бакеевская свита является стратиграфическим аналогом осланских и шегровитских отложений басегской серии Среднего Урала; 4) бакеевские отложения являются доурюкским базальным горизонтом ашинской серии.

Представления о фациальных соотношениях не подтверждаются ни результатами детального изучения разрезов (Беккер, 1975), ни данными новейших геолого-съемочных работ, которые показали, что бакеевская свита в бассейне р. Зилим хорошо картируется и не обнаруживает фациальных переходов в вышележащие урюкские отложения. Объединение бакеевских и уксских отложений в единую серию представляет-
ся также неправомерным в связи с тем, что их разделяет крупный перерыв, который маркируется железорудным оруднением, тяготеющим к нижней части бакеевских отложений. Имеющиеся геохронологические данные, в том числе и вновь полученные датировки (Беккер, 1978), свидетельствуют о продолжительном перерыве между бакеевскими (с возрастом глауконитов до 625 млн. лет) и уксскими (с наибольшими значениями до 735 млн. лет) отложениями. Обращает внимание и различие общего плана распространения уксских и бакеевских свит, что также нарушает единство кудашской серии.

Литологически бакеевские отложения заметно обособляются и не имеют прямых аналогов в докембрийском разрезе Среднего Урала. В связи с тем что геохронологические пределы формирования пород басегской серии не установлены, параллелизация басегских и бакеевских отложений является проблематичной. Дальнейшие исследования прояснят этот существенный вопрос, однако имеющиеся в настоящее время геологические и геохронологические данные не позволяют разделять значительным перерывом ашинские и бакеевские отложения и свидетельствуют об их вендинском возрасте. Как уже отмечалось, глауконит из ашинских отложений имеет изотопный возраст 570 и 590 млн. лет, а из бакеевских 618 и 625 млн. лет (К – Аг определения).

На восточном крыле Башкирского антиклиниория разрез вендинских отложений заметно меняется и становится менее полным. Зиганские и куркурауские отложения здесь отсутствуют, а басинские представлены только нижними горизонтами. Урюкская свита сложена тем же набором пород, что и в западных разрезах Башкирского антиклиниория, хотя количество алевропелитовых прослоев несколько увеличивается. Однако ниже урюкских отложений, в восточных разрезах, залегает не бакеевская, а кургашлинская свита (Ключихин и др., 1969). Она с перерывом залегает на нижележащих криволукских породах и расчленяется (Келлер, 1966; Беккер, 1968) на две толщи: а) нижнюю (10–50 м) — редкогалечных тиллитоподобных конгломератов и б) верхнюю (140–200 м) — пестроцветных ленточнослоистых сланцев с редкими прослойями пестроцветных известняков.

Относительно генезиса редкогалечных конгломератов были высказаны различные точки зрения (Лунгерсгаузен, 1947; Чумаков, 1965, 1978а; Беккер, 1968). После выявления в 1975 г. участниками Международного симпозиума по корреляции докембрия дропстоунов в алевролитах среди конгломератов Кривой Луки, их ледниково-е происхождение стало еще более очевидным. Верхняя толща кургашлинской свиты тесно связана с тиллитами и является, по-видимому, возрастным аналогом бакеевских отложений.

Ниже кургашлинской свиты залегают криволукские отложения, которые понимались неоднозначно и выделялись то в ранге серии, комплекса, то свиты. В настоящее время по этому вопросу достигнуто взаимопонимание, что нашло отражение в решении III Уральского стратиграфического совещания.

Криволукская свита расчленяется в восходящем разрезе на три толщи: а) нижнюю (> 200 м) — зеленовато-серых грубослоистых песчаников, алевролитов, алевропелитов, б) среднюю (апшакскую) (54 м) — светло-серых кварцитов с редкими просло-

ями зеленовато-серых сланцев, в) верхнюю (200 м) — тонкослоистых серых алевролитов и темно-серых алевропелитов. В верхней части толщи отмечаются пластовые залежи диабазов с изотопным возрастом 450–600 млн. лет (К – Аг метод).

Относительно стратиграфического положения и значения криволукских отложений высказаны многочисленные, нередко взаимоисключающие представления, которые условно можно свести к следующим.

1. Криволукские отложения являются частью ашинской серии.

2. Криволукские отложения образуют верхнюю свиту каратауской серии.

3. Криволукские отложения отвечают крупному самостоятельному стратиграфическому подразделению в ранге серии, широко развитому не только в Криволукском грабене и в зоне Урал-Тау, но и на Среднем Урале.

4. Выделение криволукской свиты представляется излишним, так как она отвечает бакеевским отложениям западного крыла Башкирского антиклинария.

Предполагаемое широкое распространение криволукской свиты в зоне Урал-Тау не подтвердилось. Соотношения криволукских отложений с породами каратауской серии являются повсеместно тектоническими, в том числе и в тех разрезах восточнее с. Мурадымово, где они ранее считались постепенными. Вместе с тем и от вышеизложенных ашинских (точнее кургашлинских) отложений они отделены перерывом, который устанавливается в основании тиллитов. Подобные соотношения определили промежуточное стратиграфическое положение криволукских отложений между ашинской и каратауской сериями. Учитывая структурные и литологические особенности пород, можно отметить большую близость криволукских отложений с ашинскими, а не каратаускими образованиями. Однако этот вопрос нельзя считать решенным. Принадлежит ли криволукская свита венду, залегая ниже верхнего горизонта тиллитов лапландского оледенения? Исходя из геологических соотношений, на Уфимском совещании по общим вопросам расчленения докембрия криволукские отложения были причленены к довендскому кудашу. Следует, однако, отметить, что на Урале имеются три горизонта тиллитов и тиллоидов лапландского оледенения и соотношение криволукской свиты с двумя нижними горизонтами не известно. Это обстоятельство не исключает в принципе отнесения к венду (Соколов, 1972) криволукских отложений, которые в этом случае могли бы соответствовать волынским отложениям платформы. Только дальнейшие исследования внесут ясность в этот вопрос. Более определенно на основе уже приведенных геологических и геохронологических данных устанавливается вендский возраст ашинской (кальтигаусской) серии восточного крыла Башкирского антиклинария в составе басинской, урюкской, кургашлинской свит.

СРЕДНИЙ УРАЛ

В Чусовском антиклинарии на Среднем и Северном Урале к венду относятся возрастные аналоги ашинских отложений, известные как сыльвицкая серия (рис. 23). Строение сыльвицкой серии показывает следующий восходящий разрез (Младших, Аблазин, 1967; Беккер, 1978).

1. Старопечная свита (500 м). Тиллоиды, серые песчаники, алевролиты, серые и темно-серые аргиллиты.

2. Переволокская свита (300 м). Темно-серые аргиллиты, алевропелиты с *Laminaria antiquissimus* Eichw., алевролиты, песчаники, гравелиты.

3. Чернокаменская свита (1700–1800 м). Серые, зеленовато-серые песчаники, алевролиты ритмично переслаивающиеся с пестроцветными алевропелитами и аргиллитами. На поверхности песчаников установлены *Tirasiana cf. coniformis* Palij, *T. concentrica* Beck., *T. disciformis* Palij, *T. cokardus* Beck., *Nemiana simplex* Palij.

4. Устьсыльвицкая свита (700 м). Пестроцветные полимиктовые песчаники, алевролиты, алевропелиты. На поверхности песчаников встречена *Arumberia banksi* Glaesner et Walter.

Р и с. 23. Положение ископаемых остатков в венде Урала

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты, 4 — аргиллиты, алевролиты; 5 — горизонтальная слоистость; 6 — косая слоистость; 7 — знаки ряби; 8 — гиероглифы; 9 — струйки стекания; 10 — кольца Лизеганга; 11 — шаровая отдельность, 12 — капли дождя, 13 — следы оползания

Дайки габбро-диабазов, рвущие чернокаменские отложения, имеют изотопный возраст 590 ± 20 , 630 ± 15 млн. лет (К — Ar определения). Имеется и ряд меньших значений (315; 270 млн. лет).

Обычно к венду на Среднем Урале относят нижележащие отложения серебрянской, а нередко и басегской серий. Отнесение басегской серии к венду является условным и базируется лишь на стратиграфическом положении отложений выше клыктанских известняков с Linella.

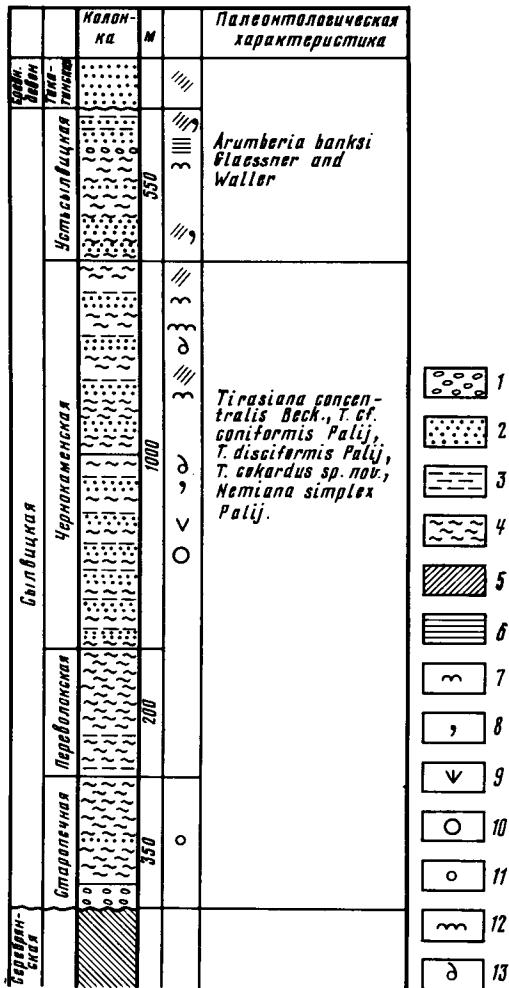
Однако в отложениях клыктанской свиты встречена и Baicalia baicalica (Masl.) Kryl. Поэтому жесткая корреляция клыктанских и укских отложений может не подтвердиться.

Вендский возраст серебрянской серии обычно основывают на наличии в ней двух нижних горизонтов тиллоидов. Объем венда на Среднем Урале зависит от того, по каким тиллоидам лапландского оледенения коррелируется его нижняя граница. Строение этой сложно построенной серии уже приводилось в геологической литературе, поэтому ниже дается только ее краткая характеристика в восходящем разрезе.

1. Танинская свита (350–600 м). Редкогалечные конгломераты (тиллоиды) с прослойями ленточно-слоистых сланцев и полимиктовых песчаников.
2. Гаревская свита (570–730 м). Зеленовато-серые, серые, темно-серые ленточно-слоистые песчанистые сланцы.
3. Койвинская свита (12–600 м). Пестроцветные глинистые сланцы с прослойями редкогалечных конгломератов (тиллоидов), песчаников, иногда к этой свите относят щелочные базальтоиды, которые представляют самостоятельный стратиграфический горизонт. Изотопный возраст базальтоидов обнаруживает значительный разброс значений от 285 до 509 млн. лет, что, по-видимому, обусловлено влиянием более поздних наложенных процессов.
4. Бутонская свита (350 м). Темно-серые углисто-слюдяно-кварцевые сланцы с повышенным содержанием фосфора и прослойками песчаников.
5. Керносская свита (900 м). Полевошпатово-кварцевые песчаники, гравелиты и углисто-глинистые сланцы.

Общая мощность серебрянской серии достигает 3000 м.

На основе биостратиграфических данных на Среднем Урале выше ледниковых отложений могут быть выделены (см. рис. 23) слои с *Arumbeeria* (устысыльвицкая свита) и слои с *Tirasiana* (чернокаменская, возможно, переволокская свиты). На Южном Урале первым отвечают зиганские и куркураукские, вторым — басинские образования.



СЕВЕРНЫЙ УРАЛ

На Северном Урале в зоне сочленения с Тиманом вендинским отложением соответствует чурочная серия. Строение серии в восходящем разрезе приведено ниже (Боровко, 1967; Беккер, 1968).

1. Устьчурочинская свита (550 м). Зеленовато-серые, красноцветные песчаники с прослойями алевролитов и алевропелитов. В породах наблюдается глауконит, имеющий изотопный возраст 680–686 млн. лет.

2. Среднечурочинская свита (500 м). Тиллиты, зеленовато-серые алевропелиты, алевролиты, доломиты.

3. Ильяшовская свита (600 м). Серые, светло-серые, зеленовато-серые песчаники с прослойями алевропелитов. Изотопный возраст глауконита 620 млн. лет.

4. Кочешорская свита (600 м). Зеленовато-серые, серые, песчаники, алевролиты с прослойями серых, темно-серых, бордовых, алевропелитов и гравелитов. Изотопный возраст глауконита 560–590 млн. лет.

Чурочная серия залегает с перерывом на карбонатных породах с *Linella ukka Kryl.* – возрастных аналогов укских отложений Южного Урала – и трансгрессивно перекрывается полюдовскими конгломератами. Корреляция разрезов венда Урала и изотопные данные однозначно указывают на вендинский возраст чурочной серии. Однако устьчурочинские отложения залегают ниже верхнего горизонта тиллитов лапландского оледенения. Они достаточно надежно коррелируются с криволукскими образованиями Южного Урала и поэтому могли бы быть отнесены к довендинским отложениям. Но подобному решению противоречили бы и имеющиеся изотопные датировки устьчурочных глауконитов. Поэтому устьчурочные отложения обычно рассматривают в составе венда в отличие от пород криволукской свиты, которые нередко относят к кудашу, чем нарушается очевидная корреляция устьчурочных и криволукских отложений.

Венд на Урале распространен и в ряде других мест. В частности, вендинский возраст имеют аршинские вулканогенно-осадочные отложения Тирлянского района Центральной зоны. Венду принадлежат некоторые терригенные отложения восточного склона Южного Урала, в которых обнаружены акритархи валдайского облика. Необходимо отметить, что хотя количество местонахождений вендинских отложений на восточном склоне Урала со временем несомненно возрастет, в целом венд на западном склоне Урала развит неизмеримо более широко, чем на его восточном склоне (см. рис. 21). Подобная асимметрия в распространении венда на Урале является одной из его отличительных особенностей. В дальнейшей истории развития Урала сходный асимметричный план возникает только на пермском этапе развития всей складчатой области. Венд в восточных разрезах изучен еще недостаточно и поэтому более подробно не рассматривается.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В разрезах позднего докембрия Урала известно (Младших, Аблазин, 1967) три уровня тиллитов и тиллоидов.

Нижний (танинский) горизонт, наиболее выдержаный и протяженный, распространен на Среднем и Северном Урале. Средний (куйвинский) горизонт развит локально в нескольких разрезах Среднего Урала. Верхний (чурочный, старопечный, криволукский) горизонт развит на Северном, Южном и Среднем Урале, причем в первых двух районах доказано его ледниковое происхождение (Лунгерсгаузен, 1947; Чумаков, 1978а). Особенностью тиллитов верхнего уровня являются резкие колебания мощностей ледниковых отложений вплоть до полного их выклинивания на сравнительно коротких расстояниях. Тиллиты верхнего уровня залегают с перерывом на нижележащих отложениях и разграничиваются двумя существенно различных комплексами. Нижний комплекс образован диким флишем и диамикитовой формацией, а верхний – типичной альпинотипной молассой.

Таким образом, в венде Урала намечается два этапа осадконакопления: серебрянский преимущественно ледниковый и сильвицкий предгорный. Наиболее надежно вендский возраст обоснован для отложений второго этапа. Здесь выше ледниковых отложений отчетливо выделяются отложения горизонтов с *Tirasiana* и *Arumberia*.

Отложения горизонта с *Tirasiana* известны в венде запада Русской платформы, что облегчает их параллелизацию с одновозрастными образованиями Урала. Первый серебрянский этап осадконакопления причленяется к венду условно и иногда выделяется в самостоятельное крупное стратиграфическое подразделение.

Глава 5

ВЕНД СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Подразделения общей шкалы позднего докембрия – рифей (Шатский, 1952а) и венд (Соколов, 1952) были обоснованы в начале пятидесятых годов, но только первое из них с начала шестидесятых годов было расчленено на три части, которые сразу же вошли в геологическую практику Сибири.

Гораздо сложнее происходило внедрение венда в стратиграфию этого региона. Впервые вендский комплекс на официальных стратиграфических схемах появился после Межведомственного совещания по стратиграфии отложений верхнего докембрия Сибири и Дальнего Востока в 1962 г. Но в схемы Всесоюзного совещания по унификации стратиграфических схем Сибири (Новосибирск, 1965) он не вошел и появился вновь лишь на последних унифицированных схемах Средней Сибири, окончательно утвержденных в 1981 г. (Решения..., 1983).

О том, сколь напряженно происходило становление понятия венда в геологии Сибири весьма определенно свидетельствуют решения Уфимского Всесоюзного совещания по общим вопросам расчленения докембрия СССР (Келлер и др., 1977), на котором разрабатывалась шкала стратиграфических подразделений докембрия СССР. В конечном итоге венд и рифей в азиатской части СССР оказались не расчленены (Постановления МСК..., 1981, табл. 1), а в решениях отмечены лишь различные точки зрения по поводу сопоставления общесибирского стратиграфического подразделения, завершающего в Сибири поздний докембрий (юдомский комплекс) с подразделениями общей шкалы.

Анализ упоминавшихся и других стратиграфических схем позднего докембрия и раннего кембрия Сибири, принимавшихся на аналогичных совещаниях, показывает, что отложения венденского возраста на них часто включались либо в состав нижнего кембрия в качестве толбинского подъяруса, либо объединялись с верхним рифеем под названием вендомия или терминального рифея (Келлер и др., 1974). Если же в анализ включить, помимо официальных схем, опубликованные точки зрения по этому вопросу различных исследователей, то амплитуда расхождений в оценке возраста переходных от кембрия к докембрию отложений Сибири резко возрастет.

Причина, определяющая трудности выделения аналогов венда в Сибири, заключается в резком различии сравниваемых отложений по составу, условиям образования и палеонтологической характеристике. При этом заключения о венденском возрасте тех или других слоев в конкретных разрезах Сибири часто делались на основании далеких аналогий или одной интуиции. В итоге в различных районах Сибири к венду оказывались отнесенными разновозрастные отложения.

В создавшихся условиях необходимо было решить обратную задачу – скоррелировать по комплексу геологических, палеонтологических и радиологических данных разрезы переходных отложений смежных структурно-фаунистических зон Сибири, суммировать информацию о возрасте и условиях формирования отложений конца

позднего докембрия—начала кембрия, а затем на основе всех данных обосновывать аналоги венда в Сибири (Хоментовский, 1976, 1980). Эта задача конкретизировалась благодаря тому, что в пределах Сибири между несомненным кембрием, с одной стороны, и заведомым верхним рифеем во многих районах выделялся юдомский комплекс. В основе его выделения как общесибирского биостратиграфического подразделения первоначально лежал юдомский комплекс фитолитов (Журавлева, Комар, 1962), отличающийся большой общностью ассоциаций, главным образом микрофитолитов, на юго-востоке и севере Сибирской платформы. Затем на Всесоюзном совещании по стратиграфии пограничных отложений докембрия и кембрия (Уфа, 1967) с учетом историко-геологических и радиологических данных он был распространен на всю территорию Сибирской платформы (см. Хоментовский и др., 1969а). Таким образом, задача состояла в уточнении объема, границ юдомского комплекса, более дробном расчленении его и определении характера взаимоотношений этих подразделений между собой и с вмещающими толщами. Осуществление этих исследований и должно было решить вопрос, какое именно подразделение переходных слоев Сибири по комплексу данных отвечает венду.

Первоначально исключительно обнадеживающий результат дали микрофитолиты, которые наметили возможность расчленения юдомского комплекса на три общесибирских горизонта, по продолжительности близких региональным подразделениям нижнего кембрия Сибири (Журавлева и др., 1969). Однако по мере детализации исследований по корреляции разнофациальных отложений выяснилось, что ассоциации форм микрофитолитов, приравнивавшиеся к зональным, на самом деле обусловлены обстановками осадкообразования и в других разрезах теряют смысл, а слагающие их формы имеют существенно отличные возрастные диапазоны. В связи с этим от фитоловых горизонтов в юдомии пришлось пока отказаться. Более того, оказалось, что в целом ряде регионов многие характерные для юдомского комплекса формы появляются в гораздо более древних отложениях в сочетании с рифейскими микрофитолитами. К этому необходимо добавить, что иногда многие юдомские микрофитолиты проходят в кембрий. Поэтому для заключения о юдомском возрасте по микрофитолитам требуется много дополнительных данных (чистота комплексов, их последовательность) и обязательно контроль другими методами. В связи с этим юдомский комплекс (юдомий) сейчас правильнее определять как этап, начавшийся существенной перестройкой, достаточно синхронно проявившейся на обширной территории Сибирской платформы и в ее непосредственном обрамлении около 650 млн. лет¹ тому назад и закончившейся накоплением отложений зоны *Al. sunnaginicus* 560 млн. лет тому назад. Для этого этапа в Сибири характерно массовое развитие юдомских фитолитов и микрофоссилий и с ним связаны все известные в Сибири остатки эдиакарской фауны (Хоментовский, 1976).

Несмотря на то, что на последних унифицированных схемах Средней Сибири принято сопоставление юдомского комплекса с вендром, многие исследователи продолжают настаивать на других вариантах корреляции. Одни на основании того, что юдомские микрофитолиты известны на Восточно-Европейской платформе в довенских отложениях считают, что юдомский комплекс, помимо венда, включает и более древнее стратиграфическое подразделение — кудаш (Келлер и др., 1974); другие на основании своеобразной ассоциации встреченных в нем микрофоссилий готовы относить его к кембрию (см. Хоментовский, 1980). Поскольку эти точки зрения широко освещены в литературе и многие несибирские геологи привыкли на них базироваться, в данном разделе будут рассмотрены важнейшие опорные узлы стратиграфии юдомского комплекса Сибири; обоснована корреляция их сводных разрезов; суммирована информация, определяющая возраст, а уж затем будут сделаны заключения о возможности корреляции венда и юдомия.

¹ Здесь и далее определения абсолютного возраста пересчитаны на международные константы.

ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗОВ ЮДОМСКОГО КОМПЛЕКСА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ

Ограниченнный объем этого очерка не позволяет планомерно описать все разновидности разрезов юдомского комплекса. Основываясь на итогах Всесоюзного совещания по унификации стратиграфических схем Средней Сибири, рассматриваемый регион целесообразно разделить на четыре области (рис. 24), корреляция разрезов в каждой из которых не вызывает особых затруднений. Первая из них охватывает север и восток платформы; вторая расположена в ее южной части; третья тяготеет в западной периферии региона, а четвертая занимает его центральную часть. При рассмотрении юдомских отложений в каждой из названных фациальных областей будут описаны наиболее полные разрезы, изложены некоторые данные о разрезах, несущих дополнительную информацию, сделаны реконструкции палеотектоники и истории развития, если они способствуют стратиграфии юдомских отложений.

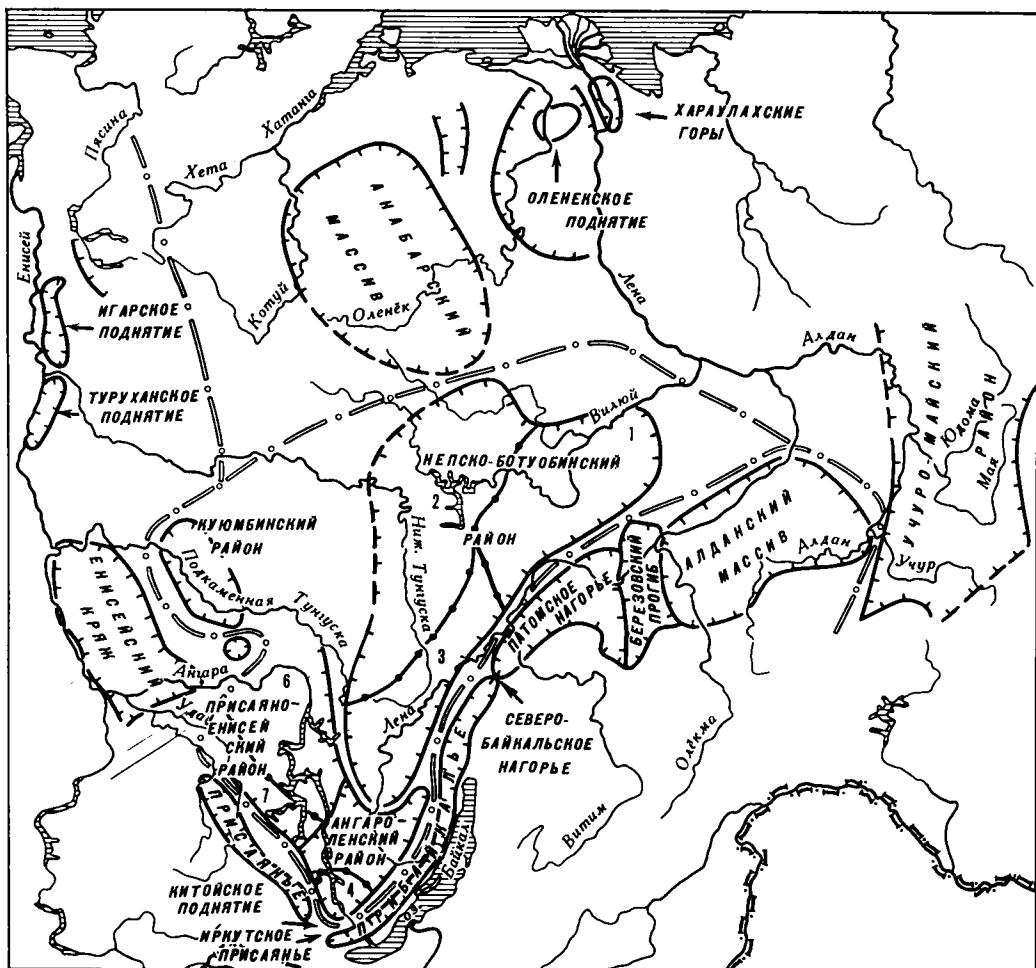


Рис. 24. Структурно-фацальные зоны венда Сибирской платформы (Хоментовский, 1984)

Цифры на карте обозначены: 1 – Верхне-Вилючанская зона; 2 – Средне-Бутуобинская зона, 3 – Приленская зона, 4 – Верхне-Ангарская зона; 5 – Братско-Седановская зона; 6 – Ильйско-Удинская зона

СЕВЕР И ВОСТОК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Этот регион охватывает Учуро-Майский район, Алданский массив, Хараулах, Олекнекское и Уджинское поднятия, а также Анабарский массив. Здесь юдомский комплекс впервые был выделен как в качестве подразделений местной (юдомская свита), так и региональной шкалы. Несмотря на то что перечисленные районы полностью обособлены и удалены один от другого на значительные расстояния, обособление и корреляция юдомского комплекса в них не вызывает серьезных затруднений благодаря тому, что он повсеместно имеет близкий состав (главным образом карбонатные отложения), палеонтологическую характеристику и резкую нижнюю историко-геологическую границу.

Учуро-Майский район

В пределах этой обширной и гетерогенной в палеотектоническом плане территории (Учуро-Майская плита, Юдомо-Майский многоеосинклинальный прогиб, склон Охотского срединного массива, рис. 25) юдомский комплекс представлен юдомской серией, которая и определила его наименование. Первоначальное юдомское подразделение было выделено в качестве свиты (Дзевановский, 1943). Определению стратотипов местных стратиграфических подразделений в то время не уделялось должного значения, но Ю.К. Дзевановский, В.А. Ярмолюк (1946) и ряд других исследователей наиболее полно описывали достаточно хорошие и легкодоступные обнажения юдомской свиты по правому берегу р. Юдомы в 1,5 км выше ее устья и по левому берегу р. Май против устья р. Юдомы. Это обстоятельство послужило поводом для того, чтобы впоследствии разрезы названных обнажений стали считать стратотипическими (см. разрез 60 на рис. 29). В получившемся таким образом лектостратотипе юдомской свиты не обнажены ни кровля, ни подошва ее, что весьма затрудняет детальное расчленение и корреляцию этого подразделения (см. ниже).

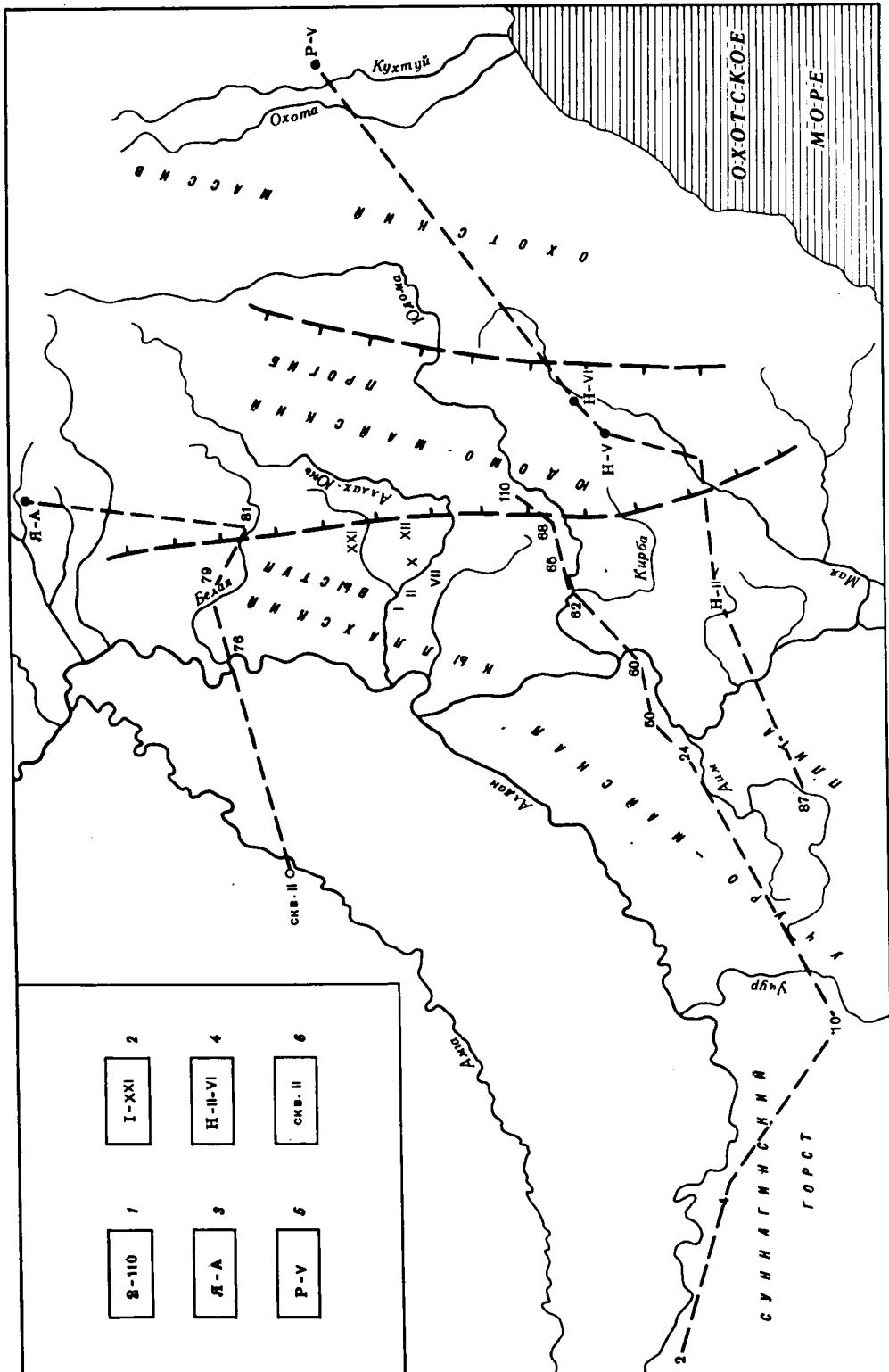
Поэтому в качестве гипостратотипа юдомской свиты был предложен разрез по р. Юдома в районе урочища Нуучалаах (см. разрез 65 на рис. 29), примерно в 80 км выше ее устья (Семихатов и др., 1970). Этот прекрасный разрез, к сожалению, также обладает одним существенным недостатком. В нем неясно выражено деление юдомской свиты на подсвиты, и различные исследователи представляют его себе самым разным образом.

Впервые эту проблему пытались решить В.Т. Работнов и Л.И. Нарожных (1961). Они обратили внимание на то, что в пределах Учуро-Майской плиты юдомское подразделение имеет четко выраженное двуритмичное строение и предложили каждый из этих ритмов обособить в качестве самостоятельной свиты: аимской (внизу) и усть-юдомской вверху. В дальнейшем, однако, по более обширной территории получены данные о гораздо более сложном строении юдомского комплекса, особенно его нижней части, содержащей большое количество терригенных пород. Для расчленения юдомских отложений при этом был использован принципиально отличный подход (Семихатов и др., 1970), который заключался в том, что фациально изменчивая нижняя часть их была обособлена в качестве нижней подсвиты, а монотонные доломиты, завершающие разрез юдомской свиты, стали считать верхней подсвитой. Указывалось, в частности, на некоторые различия в комплексах фитолитов в подсвитах (Семихатов и др., 1970), но возможность использования их для стратиграфических целей вызывала серьезные возражения (Хоментовский и др., 1972; Хоментовский, 1976).

Несколько позднее было показано, что новые данные о сложности фациального профиля нижнеюдомской подсвиты не исключают возможности обособить в ее верхах

Рис. 25. Обзорная карта Учуро-Майского района

1–6 – привязка разрезов, упоминаемых в работе: 1 – номера 1–110 – разрезы, описанные в монографии Семихатов и др., 1970; 2 – номера I–XXI – разрезы из статьи Мезенцев и др., 1978; 3 – Яа – разрез из статьи Ян-Жин-шин, 1975; 4 – НП–НУ1 – разрезы из статьи Неволин и др., 1978; 5 – РУ – разрез из статьи Работнов, 1977; 6 – разрез скважины Амга II (Некрасова, 1955)



- | | |
|---------|--------|
| 1 | 2 |
| I-XXI | |
| 3 | 4 |
| H-II-VI | |
| 5 | 6 |
| | CKE-II |
| 81 | |
| H-A | |
| P-V | |

выдержанную базальную пачку верхнеюдомского подразделения, с которой и предлагалось начинать верхнеюдомское подразделение (Хоментовский и др., 1972; Хоментовский, 1976). Но окончательное подтверждение представлений о наличии крупной внутриюдомской перестройки было получено в результате площадных геолого-съемочных работ на севере (Мезенцев и др., 1978) и юге (Неволин и др., 1978) Учуро-Майского района. В результате на Межведомственном совещании по унификации стратиграфических схем Средней Сибири (Новосибирск, 1979) юдомская свита была переведена в ранг серии, которая на юге состоит из аимской и усть-юдомской (Работнов, Нарожных, 1961), а на севере из юкандинской и сарданинской (Мезенцев и др., 1978) свит.

Все сказанное заставляет начать описание юдомских отложений с северных районов, затем перейти на юг, и уже после этого к разрезам стратотипической местности и интерпретировать их в свете всей имеющейся информации.

Особенно интересные материалы о строении юдомской серии получены в бассейне р. Аллах-Юнь (см. рис. 24, 25) где помимо геологической съемки, было проведено и изучение разрезов с большим объемом горных работ.

По данным этих исследователей (Мезенцев и др., 1978) юкандинская свита, с которой здесь начинается юдомская серия, с глубоким размывом залегает на различных подразделениях уйской серии, от которых она отделяется корой выветривания. Несмотря на подобный характер взаимоотношений, базальный характер нижней пачки юдомских отложений выражен нечетко и проявляется лишь некоторой запесоченностью карбонатных пород, а местами вообще не выражен. В составе свиты выделяется (разрез XXI, рис. 26) до пяти пачек (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Доломиты, иногда слабо запесоченные с тонкими глинистыми прослоями и включениями кремней	до 40.
2. Известняки и доломитизированные известняки	25–30.
3. Доломитовые мергели и глинистые доломиты, редкие прослои алевролитов	до 30–40.
4. Доломиты и известняки, часто с включениями кремня, которым подчинены глинистые разности	до 80.
5. Доломиты светлые тонкослоистые, иногда брекчиевидные.	до 30.

В 1 и 5 пачках юкандинской свиты известны микрофитолиты *Volvatella* (*Ambigolamellatus*) *horridus* Z.Zhur., *Vermiculites irregularis* (Rietl.), *Vesicularites bothrydioformis* Krasnop., *V. reticulatus* Nar., *V. subinensis* Zabt., *V. lobatus* Reitl., *V. enormis* Z. Zhur., *Medularites* sp., *Nubecularites abustus* Z.Zhur.

Вышележащая сарданинская свита перекрывает юкандинскую с резким размывом и в различных участках контактирует с самыми различными пачками вышеописанного разреза – от 5 до 1. Она также расчленена на пачки (см. разрез 2, фиг. 26, снизу вверх):

1. Песчаники кварцевые, серые с прослоями алевролитов и более или менее запесоченных доломитов. Иногда в основании прослой осадочной брекции с обломками пород юкандинской свиты	от 40 до 80.
2. Мергели доломитовые и известняковые, переходящие по простиранию в глинистые доломиты с прослоями глинистых и кремнистых сланцев	от 30 до 50.
3. Доломиты известковистые, доломиты с включениями кремней	5–25.
4. Битуминозные известняки	3–35.
5. Чередование известняков, доломитистых известняков и доломитов. В различных разрезах преобладают то одни, то другие разности, но верхняя часть пачки всегда сложена известняками, в которых появляются первые анабариты <i>Anabarites trisulcatus</i> Miss., <i>A. tripartitus</i> Miss., <i>Cambrotubulus decurvatus</i> Miss., <i>Angustiochrea</i> cf. <i>lata</i> Val. et Sys. и конодонтоморфные формы ? <i>Protohertzina</i> cf. <i>anabarica</i> Miss.	видимая до 100.

Пачка 4 в разрезе сарданинской свиты частично может замещаться карбонатными породами пачек 3 и 5. Мощность известняков со скелетной фауной в кровле пачки 5 достигает 40 м, но вряд ли она является полной. Это связано с тем, что вышележащая пестроцветная свита нижнего кембрия перекрывает сарданинскую свиту с достаточно резким размывом. Как видно на рис. 26, в результате этого размыва основание пестро-

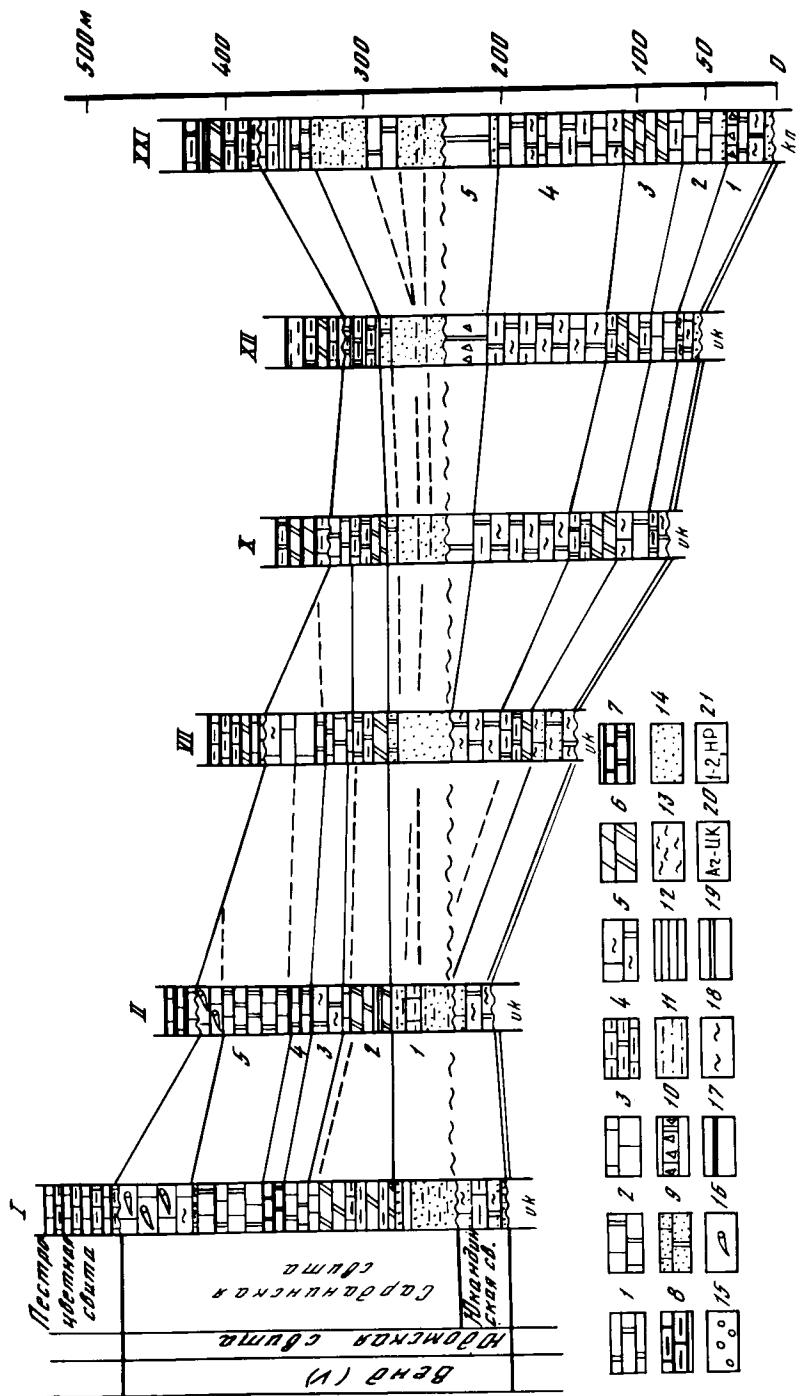


Рис. 26. Схема корреляции разрезов юдомской серии в бассейне р. Алыпах-Юны
1 – доломиты; 2 – известковистые доломиты; 3 – известняки; 4 – доломиты; 5 – известники глинистые; 6 – мергели и доломитовые мергели; 7 – известники и доломиты битуминозные; 8 – известники, мергели и алевролиты пестроцветной свиты; 9 – известники и доломиты запесочечные; 10 – карбонатные брекчи; 11 – алевролиты;

12 – аргиллиты; 13 – кремнистые породы; 14 – песчаники; 15 – конгломераты; 16 – находки скелетной фауны; 17 – верхняя граница юдомской серии; 18 – граница свит юдомской серии; 19 – нижняя граница юдомской серии; 20 – индексы подстилающих отложений: А – нижний докембрий, еп – энинская свита, 2р – шиландинская свита, 1н – лахандинская свита, kn – капыкская свита, dj – джебатыминская свита, ик – усть-кирбинская свита; 21 – номера разрезов; привязка на рис. 25

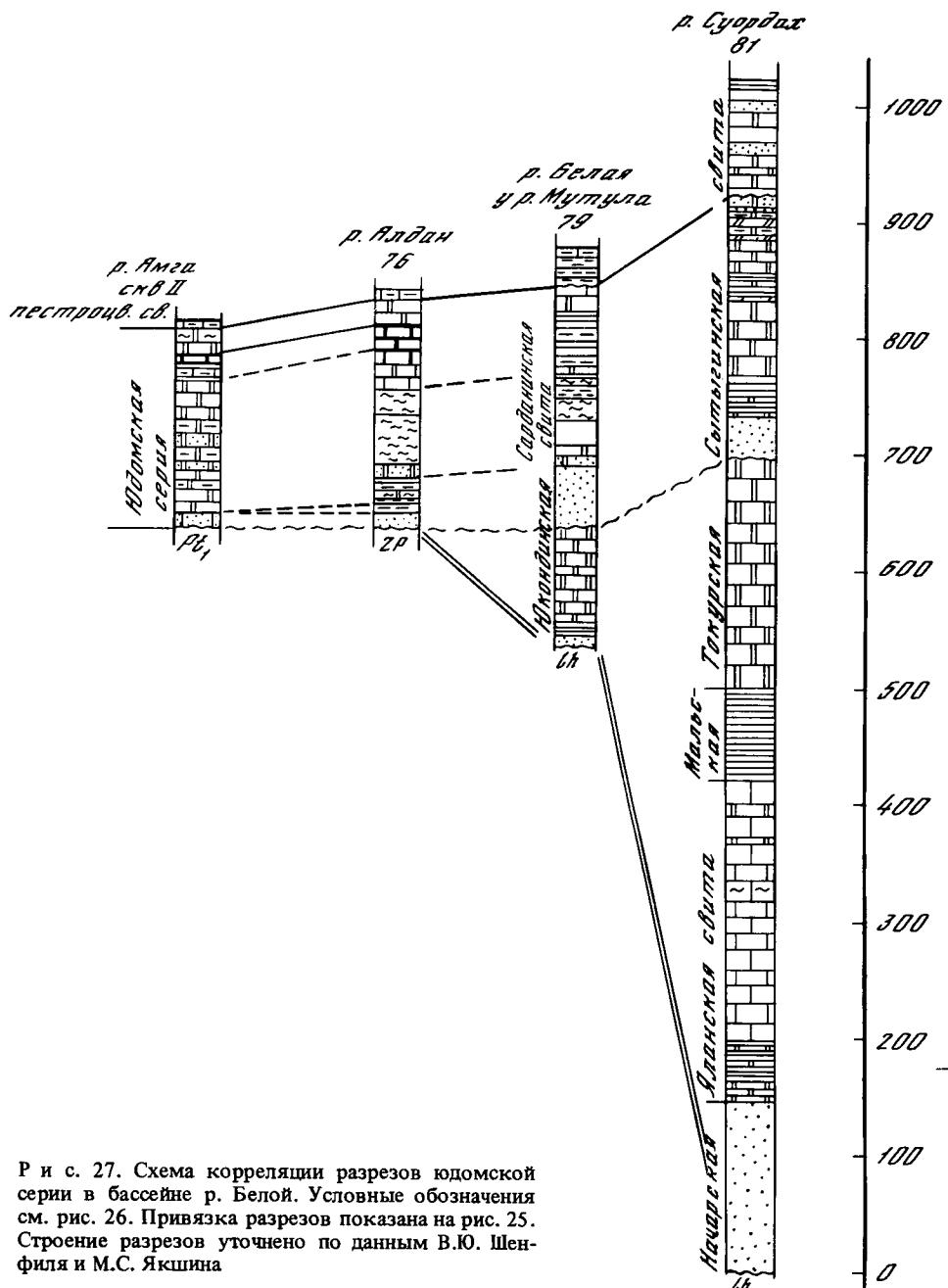
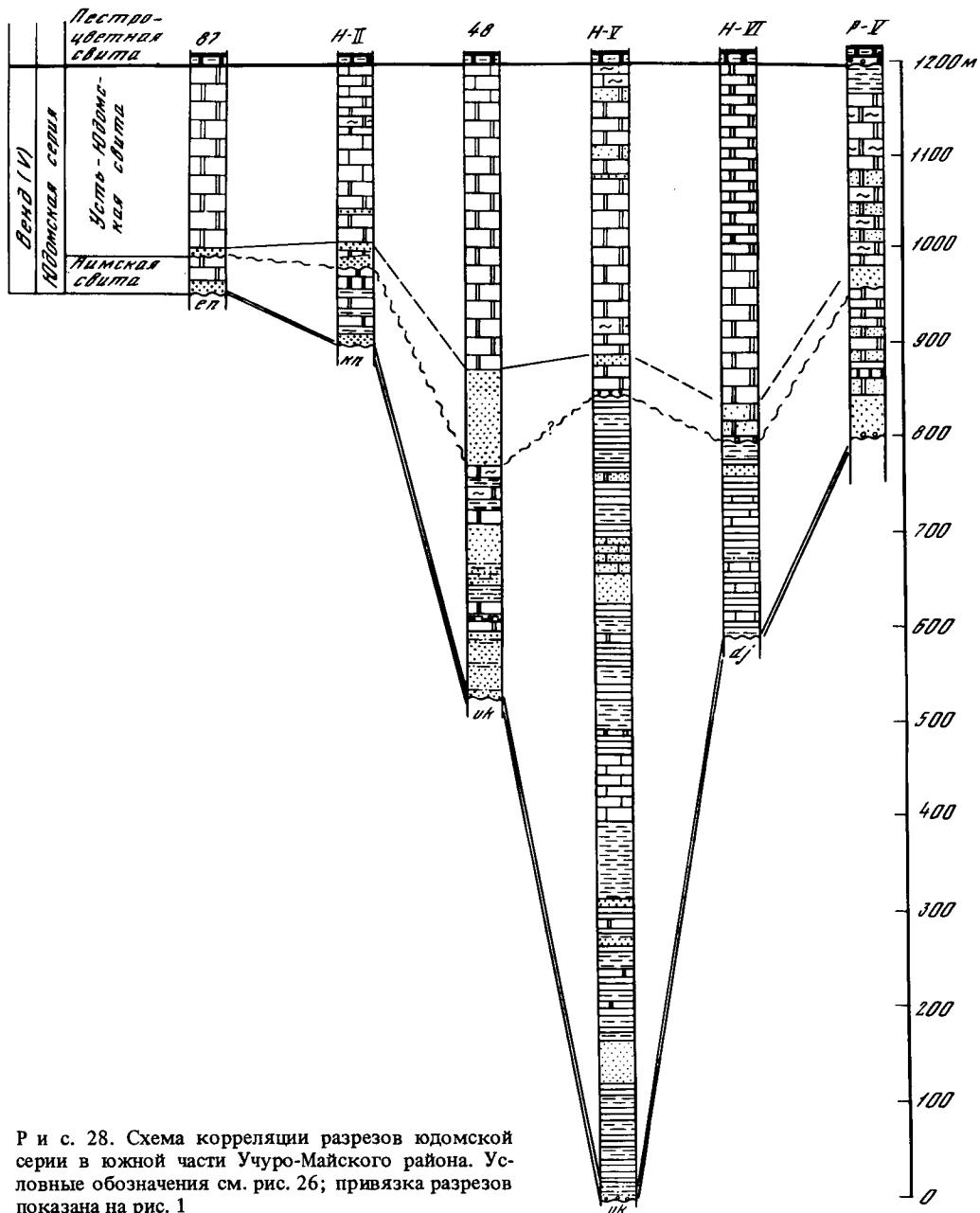


Рис. 27. Схема корреляции разрезов юдомской серии в бассейне р. Белой. Условные обозначения см. рис. 26. Привязка разрезов показана на рис. 25. Строение разрезов уточнено по данным В.Ю. Шенфеля и М.С. Якшина

цветной свиты может переходить с пачки 5 на кровлю пачки 2. Если мощность пачки 5 сарданинской свиты определяется в основном глубиной предпестроцветного размыва, то первая скелетная фауна появляется здесь примерно в 100 м от ее кровли, поскольку в некоторых разрезах анабариты встречены практически с основания этой пачки.

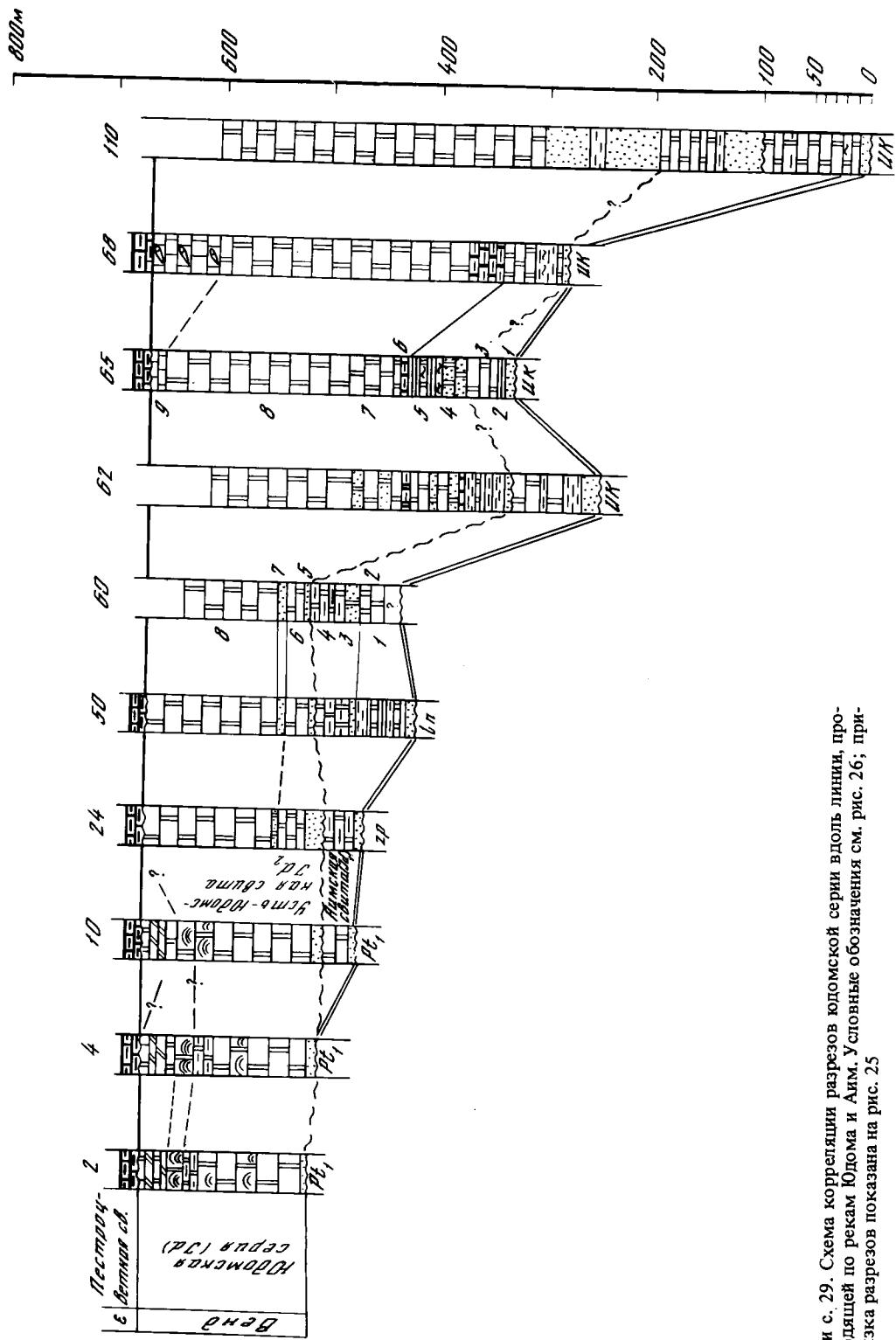
В различных пачках сарданинской свиты известны микрофитолиты *Vesicularites bothrydioformis* Krasnop., *V. lobatus* Reitl., *V. reticulatus* Nar., *Volvatella vadosa* Z. Zhur., в обеих свитах юдомской серии встречены строматолиты *Boxonia allahjunica* Kom. et Semikh.



Р и с. 28. Схема корреляции разрезов юдомской серии в южной части Учуро-Майского района. Условные обозначения см. рис. 26; привязка разрезов показана на рис. 1

Итак, в бассейне р. Аллах-Юнь максимальная глубина предсардинского размыва, по всей видимости, не менее 200 м, а амплитуда его так же, как и в случае с предьюкандинским размывом, возрастает в сторону Алданского массива. Предпестроцветный размыв ведет себя существенно отлично, глубина его, наоборот, увеличивается в восточном направлении к осевой части Юдомо-Майского прогиба.

Близкое строение юдомская серия имеет и в более северном пересечении Кыллахского выступа Учуро-Майского района, проходящем через бассейн р. Белой (рис. 25, 27). Колонки, входящие в этот профиль, составлены по данным различных публикаций и



Р и с. 29. Схема корреляции разрезов юдомской серии вдоль линии, проходящей по рекам Юдома и Аим. Условные обозначения см. рис. 26; привязка разрезов показана на рис. 25

материалам В.Ю. Шенфеля и М.С. Якшина. Юдомская серия и здесь состоит из двух крупных ритмов, каждый из которых выделяется в качестве самостоятельной свиты — юкандинской и сарданинской. Нижняя, терригенная, часть юкандинской свиты выражена даже более резко, чем на юге, что, по-видимому, связано с более резким проявлением предъюдомского размыва (см. рис. 27). Достаточно определенно представлена и базальная пачка в основании сарданинской свиты, в строении которой на востоке преобладают алевролиты, а на западе песчаники. В этом же направлении сарданинская свита срезает юкандинскую и ложится вначале на рифейские толщи, а затем прямо на кристаллические породы фундамента. Совершенно очевидно, что столь глубокий эрозионный срез лишь частично обусловлен предсарданинской перестройкой. Так же, как предъюкандинскому размыву, ему, по-видимому, предшествовала энергичная эрозия, с которой связано формирование мощнейших терригенных толщ уйской серии (Хоментовский и др., 1972). Базальные же пачки обеих свит юдомской серии отражают скорее всего двухэтапное развитие юдомской трансгрессии. Расщепление сарданинской свиты в бассейне р. Белой и корреляция слагающих ее пачек пока еще аргументированы недостаточно. В значительной мере это связано с наличием резких фациальных замещений терригенных пород на карбонатные. Единственным четко выраженным литологическим маркером в сарданинской свите пока является основание ее базальной пачки. Это обстоятельство до недавнего времени мешало правильно определить объем сарданинской свиты, что весьма искажало ее возрастную характеристику. Так, калий-argonовое определение по глаукониту (625 млн. лет) из нижней четверти сарданинской свиты относили к низам юкандинской свиты. Аналогичным образом обеднялась и фитолитовая характеристика сарданинской свиты за счет того, что встреченные вблизи устья р. Белой в низах ее строматолиты *Boxonia grumulosa* Kom., и многочисленные микрофитолиты *Vesicularites concretus* Z.Zhur., *V. lobatus* Z.Zhur., *V. enornis* Z.Zhur., *V. filiformis* Z.Zhur., *Volvatella (Ambigolamellatus)* horridus Z.Zhur., *V. zonalis* Nar., *Nubecularites abustus* Z.Zhur., также относились к юкандинской свите (Семихатов и др., 1970; Шенфель и др., 1975).

Недостаточно детальное расщепление сарданинской свиты на картируемые пачки затрудняет и трактовку взаимоотношений юдомской серии и пестроцветной свиты, но анализ колонок на рис. 27 позволяет думать о том, что и здесь имел место предпредцветный размыв, глубина которого также увеличивалась в северо-восточном направлении.

На рис. 28 приводятся данные о строении юдомской серии, по самому южному пересечению через Учуро-Майский район (см. рис. 25), полученные в основном геологами Аэрогеологического треста (Неволин и др., 1978). Несмотря на то, что в это пересечение входит ограниченное число колонок, оно дает поперечный профиль через весь Учуро-Майский район и выявляет самые общие особенности его юдомской палеоструктуры.

Юдомская серия, как уже отмечалось выше, и здесь состоит из двух ритмично построенных свит — аимской и усть-юдомской. Несколько аномальным выглядит лишь резкое преобладание терригенного материала в мощных разрезах аимской свиты, развитых в осевой части Юдомо-Майского прогиба. Лишь на крыльях его происходит некоторое замещение терригенных отложений карбонатными и юдомская серия приобретает типичное для нее в других местах строение и состав. Эта аномалия, по-видимому, определяется тем, что источник обломочного материала находился где-то на южном продолжении Юдомо-Майского прогиба.

Основная особенность, которую выявляет рассматриваемое пересечение, заключается в том, что оно иллюстрирует симметричное строение Юдомо-Майского прогиба в юдомское время. Эта симметрия проявляется как в увеличении предъюдомского эрозионного среза от осевой части прогиба к Алданскому и Охотскому массивам, так и одновременным в обе эти стороны сокращением мощностей аимской и усть-юдомской свит.

Особый интерес представляет профиль (рис. 25, 29), проходящий через среднюю часть Учуро-Майского района, вдоль долины р. Юдомы и левому притоку р. Май — р. Аиму. Этот профиль на запад продолжается через приусьтевую часть р. Учур и уходит вдоль р. Алдан глубоко внутрь Алданского массива (см. рис. 25). В пределах этого пересечения, как известно, находятся все классические разрезы юдомской серии — стратотип (разрез 60 на рис. 29), гипостратотип (разрез 65 на рис. 29), и ее подразделений — аимской (разрез 24 на рис. 29) и усть-юдомской (разрез 60 на рис. 29) свит.

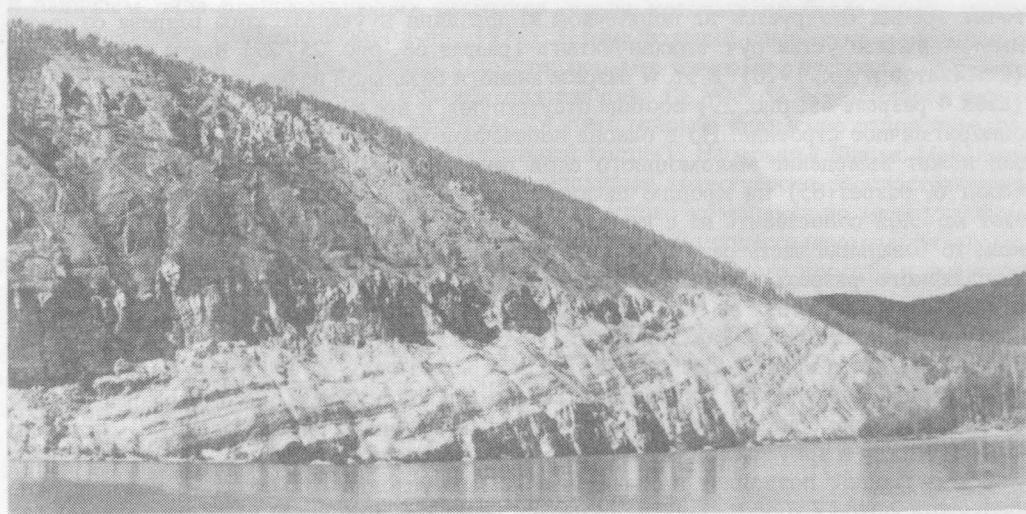
Последовательность напластования юдомской серии в стратотипических обнажениях, находящихся в приусьтевой части р. Юдомы (снизу вверх) такова.

Мощность, м.

1. Доломиты серые и коричневато-серые, толстослоистые, иногда известковистые и слабобитуминозные. видимая 13.
2. Доломиты серые до светло-серых, сплоистые, часто микрофитолитовые (*Vesicularites compositus Z.Zhur.*, *V. reticulatus Nar.*) 12.
3. Песчанистые доломиты массивные, косослоистые. Количество обломочного материала, представленного кварцевыми зернами, резко варьирует. В отдельных пластах и линзах содержание его возрастает до 70% и породы превращаются в песчаник с доломитовым цементом 10–15.
4. Доломиты сплоистые, часто глинистые и даже запесоченные, встречаются микрофитолиты — *Vesicularites gigantus Nar.*, *V. bothrydioformis (Krasnop.)* и строматолиты *Paniscollenia emergens Kom.*, *Colleniella singularis Kom.* В нижней части этой пачки в обнажении против устья Юдомы Н.П. Суворовой найдены *Suvorovella aldanica Vol. et Masl.*, *Majaella verhojanica Vol. et Masl.* (Вологдин, Маслов, 1960); Л.И. Нарожных (Нужков и др., 1975), а затем М.С. Якшиной *Suvorovella sp.* и *Majella sp.* встречены также в верхах пачки по правому берегу р. Юдомы в 1,5 км выше устья. 30–40.
5. Песчаники кварцевые, светло-серые, разнозернистые с доломитовым цементом 2 м.
6. Доломиты светло-серые онколитовые и катаграфиевые, чередующиеся с микрозернистыми, плитчатыми глинистыми разностями. Микрофитолиты представлены *Ambigolamellatus horridus Z. Zhur.*, *Vesicularites compositus Z. Zhur.*, *Vermiculites tortuosus Reitl.*, *Volvatella zonalis Nar.*, *Osagia tenuilamellata Reitl.*; строматолиты — *Paniscollenia emergens Kom.*, *Colleniella singularis Kom.* 20–25.
7. Песчаники кварцевые, серые, сплоистые с зернами глауконита — и линзами запесоченного доломита 3–10.
8. Доломиты сахаровидные, иногда кавернозные с линзами доломитовых брекчий, иногда слабобитуминозные с коричневатым оттенком. Встречаются микрофитолиты *Vesicularites enigmatis*, *Z. Zhur.*, *V. flexuosus Reitl.*, *V. bothrydioformis (Krasnop.)*, *V. concretus Z. Zhur.*, *Volvatella zonalis Nar.*, *Ambigolamellatus horridus Z. Zhur.*, *N. morulus Z. Zhur.* видимая 70–90.

В стратотипических разрезах не вскрыта ни кровля, ни подошва юдомской серии, а в средней части развиты по крайней мере три пласта песчаников и запесоченных доломитов, что весьма затрудняет определения границы между аимской и усть-юдомской свитами, которую разные исследователи предлагают проводить по-разному. Учитывая данные о существенной предверхнеюдомской перестройке, от некоторых из этих представлений сейчас можно отказаться. Так, по-видимому, не следует проводить границу между свитами по основанию доломитовой пачки 2 (Семихатов и др., 1970). Эта граница без каких-либо признаков размыта разделяет две пачки доломитов. Не следует также за рассматриваемую границу принимать основание верхних песчаников пачки 7 (Шишкин, Степанова, 1978). Эти песчаники в нижнем течении р. Аим замещаются песчанистыми доломитами, а на реках Учуре и Алдане вообще выклиниваются. В связи с этим наиболее перспективной с позиций двуритмичного строения юдомской серии остается основание песчаников пачки 5, которые являются наиболее выдержаными, а в пределах Суннагинского горста (см. рис. 25) срезают аимскую свиту и переходят на кристаллические породы фундамента (см. рис. 29). При такой корреляции в стратотипе юдомской серии аимской свите (разрез 24, рис. 25, 29) отвечают пачки 1–4.

Еще более сложной является проблема расщепления на свиты в гипостратотипе (правый берег р. Юдомы в районе урочища Нуучалаах — (разрез 65 рис. 25 и 29), несмотря на то что это прекрасный разрез, в котором вскрыты как подошва, так и кровля юдомской серии (рис. 30). Здесь (снизу вверх) выделяются:



Р и с. 30. Гипостратотип юдомской серии по правому берегу р. Юдомы в урочище Нуучалаах (разрез 65 фиг. 29). Фото В.В. Хоментовского

Мощность, м.

1. Песчаники светло-серые, кварцевые, в нижних 20 см крупнозернистые. Встречаются обломки алевролитов	12,5.
2. Алевролиты внизу лиловые, выше серые	5.
3. Доломиты стратиферовые, реже микрофилитовые в <i>Ambigolamellatus horridus</i> Z. Zhur., <i>Vesicularites concretus</i> Z. Zhur., V. <i>rectus</i> Z. Zhur., V. <i>rorectus</i> Z. Zhur. Встречаются прослои запесоченных доломитов. В верхней части пачки прослои глинистых доломитов	40.
4. Доломиты песчанистые с глауконитом, переходящие местами в песчаники с базальным доломитовым цементом. В доломитах встречены <i>Boxonnia grumulosa</i> Kom. и <i>Vesicularites concretus</i> Z. Zhur.	7.
5. Чередование алевролитов и доломитов. Доломиты желтовато-серые, кремнистые иногда запесоченные, есть строматолитовые разности. Алевролиты тонкошлипчатые, мелкозернистые, реже встречаются пласти алевропесчанников. Окраска алевролитов пестрая — лиловая и зеленовато-серая. В верхней части пачки мощность доломитовых пластов увеличивается. Здесь установлены строматолиты <i>Jurusania judomica</i> Kom. et Semikh. и обильные микрофилиты <i>Vesicularites lobatus</i> Reitl., V. <i>concretus</i> Z. Zhur., V. <i>rectus</i> Z. Zhur., <i>Volvatella vadosa</i> Z. Zhur.	30
6. Известняки доломитистые, серые до темно-серых, тонкослоистые	3.
7. Доломиты светло-серые и серые, толстослоистые до массивных, часто кавернозные, а иногда запесоченные и косослоистые, местами отмечаются большие скопления микрофилитов плохой сохранности (<i>Vesicularites concretus</i> Z. Zhur.)	45.
8. Доломиты частично слабоизвестковистые, сахаровидные, массивные	170.
9. Известняки доломитистые, светло-серые, мелкозернистые	15.

Пачка 9 в нижней по течению части обнажения согласно перекрывается бурьими мергелями с хиолитами, относящимися к нижнекембрийской пестроцветной свите.

Имеется несколько точек зрения по поводу выделения свит юдомской серии в гипостратотипе. Наименее вероятной из них в свете двуритмичного строения юдомской серии представляется предложение начинать усть-юдомскую свиту с основания доломитовой пачки 7 (Семихатов и др., 1970). Этот вариант можно будет обсуждать только в случае обоснования скрытого перерыва, связанного с этой границей.

Другая группа исследователей (Хоментовский и др., 1972; Нужнов и др., 1975; Шен菲尔ль и др., 1975) связывает границу аимской и усть-юдомской свит с основанием песчаников и запесоченных доломитов с глауконитом пачки 4, поскольку с основания ее начинается явный ритм.

Наконец, в последнее время широкое распространение получило представление о том, что в гипостратотипе аимская свита вообще отсутствует и он целиком отвечает усть-юдомской свите (Мезенцев и др., 1978; Иогансон, Кропачев, 1979). Последняя

точка зрения базируется на попачечной корреляции нуучалаахского разреза со смежным — вблизи устья руч. Улахан-Ыатыга (разрез 68, рис. 25, 29) выше по р. Юдоме (Семихатов и др., 1970). В этом разрезе аналоги базальной пачки усть-юдомской свиты (слой 4 разреза 65, рис. 29) вообще отсутствуют, и все юдомское подразделение имеет одноритмичное строение. Но в основе попачечной корреляции рассматриваемых разрезов лежит выведение маломощного слоя битуминозных известняков гипостратотипа (слой 6, разрез 65) на кровлю пачки аналогичных известняков разреза 68. Но если этот же слой сопоставить не с кровлей, а с подошвой пачки битуминозных известняков, то базальная часть разреза руч. Улахан-Ыатыга сопоставится не с основанием нуучалаахского разреза, а с базальной пачкой его усть-юдомской свиты (см. рис. 29). В этом случае участок, на котором по р. Юдома выпадает аимская свита, ограничивается приустьевой частью руч. Улахан-Ыатыга. Предложенный вариант корреляции подтверждается тем, что в нескольких километрах к северо-западу от устья руч. Улахан-Ыатыга геологами Аллахюньской экспедиции магистральной канавой вскрыт разрез нижней части юдомской серии с очень резко выраженным двуритмичным строением, аналогичный ее разрезу в приустьевой части р. Кирбы (разрез 62 на рис. 29).

Все сказанное позволяет в значительной мере условно совместить основание усть-юдомской свиты в нуучалаахском разрезе с пачкой 4, а нижнюю часть его (пачки 1–3) сравнивать с аимской свитой. Для окончательного решения этой проблемы необходимы специальные исследования.

Специфической особенностью разреза усть-юдомской свиты в приустьевой части руч. Улахан-Ыатыга является резчайшее (до 75 м) увеличение мощности пачки известняков (слой 9 в разрезе 65). При этом она практически с основания охарактеризована скелетной фауной (Семихатов и др., 1970; Хоментовский и др., 1972).

Изложенные данные и принятый вариант их интерпретации хорошо согласуют строение разреза юдомской серии по рекам Юдоме и Аиму со спецификой развития региона в целом. Не исключено даже, что выклинивание аимской свиты на склоне Юдомо-Майского прогиба в приустьевой части руч. Улахан-Ыатыга связано с развитием той же самой палеоструктуры, которая привела к исчезновению ее аналогов (юкандинской свиты) на севере в приустьевой части р. Белой (см. рис. 27). Нельзя исключить также и то, что как и в бассейне р. Аллах-Юнь (см. рис. 26) резкие изменения мощности слоев, завершающих усть-юдомскую свиту (см. рис. 28, 29), обусловлены предпестровцовым разрывом.

На основании четырех рассмотренных пересечений через Учуро-Майский район (см. рис. 26–29) можно составить достаточно определенное представление об основных закономерностях строения и условий формирования юдомских отложений этой территории. Юдомская палеоструктура региона в общем является унаследованной по отношению к рифейской, поскольку максимальные мощности тех и других отложений формировались в осевой части Юдомо-Майского прогиба (см. рис. 25) и отсюда сокращались, как к Алданскому, так и к Охотскому массиву (Нужнов, 1967; Неволин и др., 1978). Вместе с тем началу накопления юдомской серии предшествует определенная перестройка, проявляющаяся в том, что она контактирует с самыми различными свитами рифея и дорифейскими отложениями. В бассейне правого притока р. Маи — р. Ингили в основании юдомского комплекса описано угловое несогласие, а он с разрывом перекрывает ультращелочные породы, прорывающие рифейские отложения. Однако оценить предъюдомские события как проявление байкальской складчатости трудно. Собственно угловые несогласия связаны с небольшими локальными структурами — куполами, обусловленными внедрением штоков Ингильских интрузий платформенного типа. В нескольких километрах от этих штоков, как и на всей остальной территории Юдомо-Майского района, юдомские отложения перекрывают рифейские согласно. Размыв многокилометровых толщ рифея непосредственно перед отложением юдомской серии плохо согласуется с существенно карбонатными составом ее. Скорее всего эффект интенсивности предъюдомской перестройки преувеличен в результате сокращения мощностей всех рифейских подразделений на крыльях Юдомо-Майского прогиба.

и наличием ряда предшествующих размывов, среди которых наиболее интенсивным был предуйский (Хоментовский и др., 1972). С этих позиций специфика соотношения юдомской серии и ее подразделений с подстилающими толщами обусловлена тем, что в осевой зоне Юдомо-Майского прогиба она залегает на уйской серии рифея трансгрессивно, но без существенного перерыва (в ряде районов юдомские отложения, подобно уйским, имеют существенно терригенный состав). На крылья Юдомо-Майского прогиба и в пределы Учуро-Майской плиты юдомская трансгрессия распространялась с постепенным запозданием и базальные слои юдомского комплекса по мере удаления от осевой зоны прогиба становятся все более молодыми. В процессе накопления юдомской серии контраст в интенсивности погружения Юдомо-Майского прогиба и смежных поднятий постепенно сокращается. Определенное ускорение этого процесса ощущается между нижней и верхней свитами юдомской серии. Верхнеюдомские отложения имеют гораздо более выдержанную мощность и развиты на большей площади. Они перекрыли положительные структуры на склоне Юдомо-Майского прогиба (например, поднятие, протягивающееся от руч. Улахан-Батыга на юге до приусьевой части р. Белой на севере). Одновременно юдомская трансгрессия распространилась в центральные районы Алданского массива.

Палеонтологическая характеристика аимской и юкандинской свит по рассмотренным пересечениям такова: строматолиты *Jurusania judomica* Kom. et Semikh., *Boxonia grumulosa* Kom., *Paniscollenia emergens* Kom., *Coleniella singularis* Kom. (сл. 4 разреза 60), микрофитолиты *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *V. enormis* Z. Zhur., *V. concretus* Z. Zhur., *V. porrectus* Z. Zhur., *V. obscurus* Z. Zhur., *V. lobatus* Reitl., *Vermiculites irregularis* (Reitl.), *V. tortuosus* Reitl., *Volvatella zonalis* Z.Zhur., *Nubecularites abustus* Z. Zhur., *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur. и др.

В усть-юдомской и сардининской свитах известны практически все нижнеюдомские формы фитолитов, и это не противоречит заключению, сделанному в более ранних публикациях (Семихатов и др., 1970 и др.), поскольку в соответствии с принципом расчленения юдомской серии на свиты по крупным циклам в верхнеюдомское подразделение вошли слои, ранее считавшиеся нижнеюдомскими.

Более того, имеются достаточные основания утверждать, что некоторое обеднение комплекса фитолитов верхней части верхне-юдомского подразделения по сравнению с нижним обусловлено фациальными причинами. Действительно, первая из них сложена светло-серыми, толстослоистыми, часто пористыми и как бы кристаллическими доломитами и известняками. Во второй же преобладают терригенно-карбонатные разности. Это объяснение согласуется с тем, что в Патомском нагорье (см. ниже) и ряде других районов наиболее обильные и разнообразные комплексы фитолитов тяготеют, наоборот, к верхам юдомского комплекса (см. ниже).

Большое значение для суждения о возрасте юдомских отложений имеют находки *Suvorovella* и *Majaella*, которые Б.С. Соколов (1974) считает медузоидами. В принятом варианте расчленения юдомской серии в стратотипическом разрезе они происходят из верхов аимской свиты (слой 4 разреза 60 на рис. 29).

В пределах Якутского свода, непосредственно примыкающего к рассматриваемому району с северо-запада, в верхней свите юдомской серии обнаружены остатки сабеллидитид (Кокоуллин, 1974).

В отложениях юдомской серии региона встречены остатки известны выделяющих водорослей — *Renalcis* sp. Ранее они отмечались только в усть-юдомской свите (Семихатов, 1974; Шишгин, Степанова, 1978), но в последнее время появились указания о находках *Renalcis* sp., *Amganella* sp. и из аимской свиты (Неволин и др., 1978).

Все большее внимание привлекают данные о микрофоссилиях из юдомских отложений. Они пока описаны только из низов гипостратотипического Нуучалаахского разреза: *Granomarginata prima* Naum., *Leiomarginata simplex* Naum., *Bavlinella faceta* Schep., *Nucellospiraeridium* sp., (Рудавская, Фролов, 1974), *Bavlinella faveolata* Schep., B. sp., *Bailikania* sp., *Sibirella* sp., *Protosphaeridium tuberculiferum* Tim., *Leiosphaeridia minor* (Schep.), *L. pelucida* (Schep.), *Protosphaeridium densum* Tim., *Leiovalia* sp. (Хоментовский и др., 1982).

Этот комплекс резко противопоставляется обильным находкам рифейских кильденелл из отложений подстилающей уйской серии. Специфической особенностью комплекса микрофоссилий из юдомской серии является наличие руководящих форм лонтоваского горизонта балтийской серии Восточно-Европейской платформы. Правда, на коллоквиуме по микрофоссилиям, проходившем в 1979 г. в Новосибирске, некоторые маргинатные формы были отнесены к новому роду *Baicalina*. Но по новым данным Н.А. Волковой и В.Г. Пятилетова, продолжающихся изучение микрофоссилий из этих слоев, количество лонтоваских или "кембрийских" форм в них значительно увеличивается.

Совершенно особенный интерес представляет появление в верхней части усть-юдомской и сарданинской свит остатков скелетной фауны. В настоящее время можно даже говорить о наличии в этих слоях двух комплексов этих окаменелостей. Для нижнего из них характерны только анабариты и хиолитимнты, а в верхнем появляются и первые гастроподы (подробнее см. в разделе "Верхняя граница венда в Сибири"). Нижняя граница появления скелетных форм не вполне определена, так, как обусловлена фациальной обстановкой — сменой доломитов известняками. Определенно можно сказать лишь то, что они известны из верхней четверти верхнеюдомского подразделения.

Итак, специфический комплекс юдомских фитолитов в Учуро-Майском районе позволяет уверенно отделить юдомскую серию от вмещающих рифейских и кембрийских отложений. Наличие известьвыделяющих водорослей, сабеллидитид, микрофоссилий лонтоваского комплекса и скелетной фауны принципиально отличает юдомский комплекс от рифейских отложений, сближает его с фанерозойскими и палеозойскими образованиями.

Радиологические данные о возрасте юдомской серии довольно скучны. Из основания пестроцветной свиты по р. Юдоме выше устья Тыаллаха по глаукониту K—Ag методом получено определение 588 млн. лет, а на р. Алдан из тех же слоев — 553 млн. лет (Хоментовский и др., 1972). Как уже отмечалось, в приустьевой части р. Белой из низов верхней свиты юдомской серии по глаукониту имеется определение 625 млн. лет, сделанное K—Ag методом (Семихатов и др., 1970). Гораздо менее уверенно датируется основание юдомской серии. Некоторое представление об этом дает K—Ag определение по глаукониту из подстилающей усть-кирбинской свиты в приустьевой части р. Белой — 663 млн. лет (Башарин, 1967) и весьма противоречивые данные, полученные U—Th—Pb и K—Ag методами из предъюдомского Инглийского штока. В последнее время за наиболее достоверные датировки из этой серии цифры принимаются близкие к 650 млн. лет (Семихатов, 1974). Таким образом, формирование юдомской серии происходило в интервале 560 — 650—660 млн лет (в пересчете на международные константы).

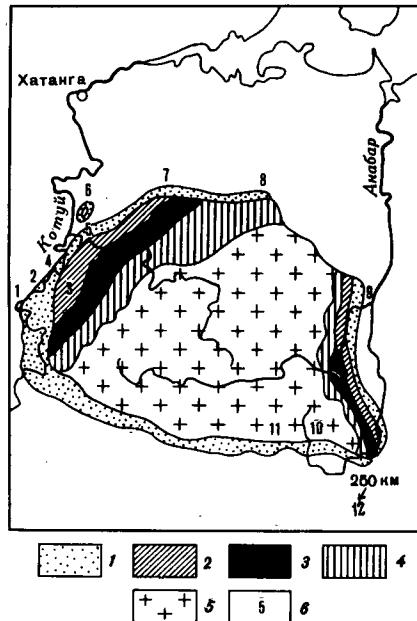
Анабарский массив

Выходы юдомских отложений окаймляют Анабарский массив узкой лентой почти со всех сторон (рис. 31). Внутри этого кольца обнажены более древние протерозойские и архейские толщи, а по внешней периферии его рассматриваемые слои погружаются под более молодые образования. Небольшая ширина юдомского пояса весьма осложняет понимание истории развития региона в венде и его районирование в это время. Сейчас юдомские отложения принято дифференцировать в зависимости от приуроченности к склонам Анабарского массива — западному, восточному, северному и южному, но, как будет показано далее, подобный подход к районированию является весьма формальным. Сопоставление юдомских отложений Прианабарья с их разрезами в стратотипической местности дало основу для превращения юдомского комплекса в подразделение региональной шкалы (Журавлева, Комар, 1962). Но здесь еще остается много вопросов в отношении объема, расчленения, детальной корреляции и номенклатуры местных стратиграфических подразделений. В значительной мере это связано с неудачностью их стратотипов. Так, стратотип старореченской свиты, составляющей основу венда Анабарского массива, выбран в пределах его восточного склона, вблизи устья р. Старой, впадающей справа в р. Большая Куонамка (Комар, 1966). Вскрывающийся здесь разрез

Рис. 31. Обзорная карта Анабарского массива

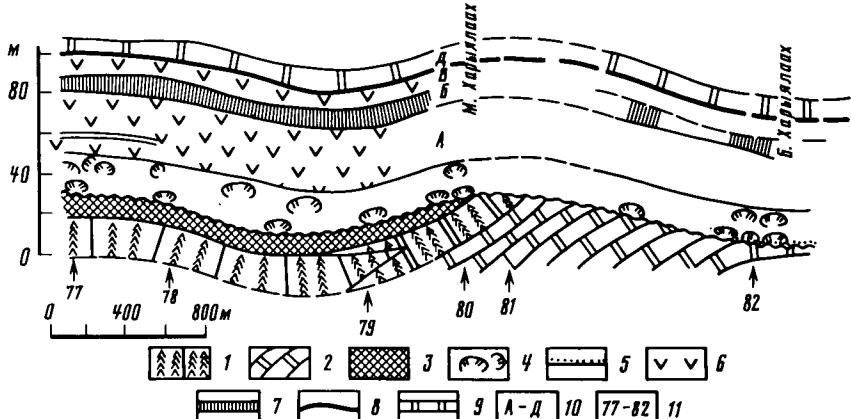
1 — юдомский комплекс; 2 — юсматахская свита; 3 — котуйканская свита; 4 — мукунская серия; 5 — нижний докембрий; 6 — привязка разрезов, упоминаемых в тексте (1 — Шишкин, 1978; Юон, 1978; Хоментовский, Трофимов, 1980; 2—6 — Хоментовский, Трофимов, 1980; 7 — Розанов и др., 1969; 8 — Мешкова и др., 1976; 9 — Кабаньков и др., 1970; Демокидов, Лазаренко, Шишкин, 1981; 10 — Кутейникова и др., 1973; Демокидов, Лазаренко, 1964; 11 — Соболевская, 1959; 12 — Грицк, 1969)

не отличается полнотой, а положение в нем кровли свиты дискутируется до настоящего времени. В связи с этим возникло предложение отказаться от использования названия старореченская свита для западного склона Анабарского массива (Шишкин, 1978). Однако новые данные (Хоментовский, Трофимов, 1980), уточняющие объем и корреляцию различных типов разреза старореченской свиты в западном Прианабарье, снимают сомнения в отношении одновозрастности ее в стратотипе и в гипостратотипе, находящемся в западном Прианабарье в нижнем течении р. Котуйкан (Злобин и др., 1970). Еще более остро обсуждается вопрос о номенклатуре и возрастной принадлежности верхнего подразделения юдомского комплекса — маныкайской или немакит-далдынской свит. Первая из них была выделена В.Г. Лопатиным, С.М. Табуновым и К.С. Забурдиным в 1959 г. в верхнем течении р. Малая Куонамка (Демокидов, Лазаренко, 1964). Разрез этот находится в весьма труднодоступной местности и до недавнего времени не был должным образом изучен и обоснован. Все это давало основание в пределах западного склона Анабарского массива вместо маныкайской свиты выделять немакит-далдынскую (Егорова, Савицкий, 1969). Но стратотип последней находится в не менее труднодоступной местности (руч. Немакит-Далдын в верховьях р. Эриечка, см. рис. 31), не лучшим образом обнажен и представлен крайне маломощным и, возможно, неполным разрезом (разрез 7 на рис. 35). Новые данные о строении и палеонтологической характеристике маныкайской свиты в стратотипической местности (Кутейникова и др., 1973) не оставляют сомнений в том, что ее стратотип и гипостратотип, расположенный на западном склоне Анабарского массива, в приустьевой части р. Котуйкан, одновозрастны. В связи с этим в дальнейшем свита будет именоваться маныкайской, но отсюда не следует, что переименовано должно быть и одновозрастное региональное подразделение — немакит-далдынский горизонт, выделенное В.Е. Савицким (1962) и широко используемое в советской и зарубежной литературе.



Старореченская свита

При выделении старореченской свиты из рифейской билляхской серии В.А. Комар (1966) в значительной мере исходил из того, что она трангрессивно перекрывает разные свиты этой серии, а во многих районах контактирует непосредственно с кристаллическими породами фундамента. Значение предстарореченской перестройки длительное время оспаривалось (Егорова, Савицкий, 1969; Шишкин, 1978). При этом отмечалось, что единственное описанное в основании старореченской свиты несогласие (Комар, 1966) имеет локальный характер. То есть и здесь, как в Учуро-Майском районе, предлагалось отождествить предстарореченскую перестройку с развитием трангрессии. Однако полученные в последнее время данные (Хоментовский, Трофимов, 1980) не позволяют с



Р и с. 32. Взаимоотношение юсмостахской и старореченской свит по правому берегу р. Котуй ниже устья р. Малый Харылаах (№ 2 на фиг. 34) (по Хоментовскому, Тимофееву, 1980)

1–3 – юсмостахская свита: 1 – известняки и доломиты с крупными конофитонами, 2 – доломиты, 3 – выветрелые строматолитовые известняки и доломиты с гипсом (сабха); 4–9 – старореченская свита: 4 – харылааская толща, 5 – базальные песчаники харылаахской толщи, 6–10 – чимукская толща: 6 – гипсы и доломиты пачек А и В, 7 – чередование алевролитов, глинистых и строматолитовых доломитов, 8 – тонкоплитчатые доломиты, 9 – толстослоистые доломиты; 10 – индексы пачек чимукской толщи; 11 – привязка разрезов."

этим согласиться. Так, по р. Котую в районе приусадебных частей ручьев Большой и Малый Харылаах, где описывались постепенные переходы между юсмостахской и старореченской свитой (Шишгин, 1978), выяснено, что в контакт со старореченской свитой приходит 40 метровая пачка, охарактеризованная гигантскими конофитонами, которые ранее описывались только из нижнеюсмостахской подсвиты. В настоящее время, правда, местонахождение конофитонового маркера уточнено (Шенфиль, Якшин, 1982). Оказалось, что он происходит хотя и из верхнеюсмостахской подсвиты, но не из верхней, а из более древней (четвертой) ее пачки. В пределах рассматриваемого участка долины р. Котуй старореченская свита очень полого ($1-2^{\circ}$) падает на юг, тогда как юсмостахская образует флексуру с углами падения в северо-восточном направлении от $2-3$ до $10-14^{\circ}$. В результате этого несогласия на расстоянии 4 км срезается вначале вся конофитоновая пачка юсмостахской свиты, а затем и подстилающие ее слои мощностью до 120 м (рис. 32). В рассмотренном обнажении характер взаимоотношений маскировался так называемой "переходной пачкой", в которую снизу проходят юсмостахские строматолиты и которая содержит линзы гипсов, считавшихся очевидным показателем старореческого возраста этих слоев (Хоментовский, Трофимов, 1980). Характерные особенности строения этой пачки, рыхлость слагающих ее пород, желтовато-буроватая окраска, связь гипсов с трещинами и полостями, ориентированными косо к напластованию, свидетельствует о том, что это своеобразная кора выветривания, формировавшаяся в обстановке сабхи (Хоментовский и др., 1982).

Ниже по р. Котую на протяжении 7 км маркирующая пачка юсмостахской свиты с крупными конофитонами еще два раза появляется в сводах складок-флексур и полностью срезается предстарореченским размывом.

Еще более впечатляющее несогласие между юсмостахской и старореченской свитами фиксируется по р. Котую, в 5 км ниже порога Сергей-Корил-Уран (рис. 33). Здесь выясняется, что с предъюдомскими тектоническими движениями связано внедрение крупных долеритовых интрузий, которые обусловили образование Котуйских порогов (Хоментовский, Трофимов, 1980). При этом оказывается, что блоковые подвижки и интенсивный размыв продолжались после внедрения долеритов. Таким образом, предстарореченская активизация была не одноактовой, а весьма продолжительной. Трангрессивный контакт старореченской свиты с долеритами, прорывающими юсмостахскую свиту, сформировался в результате длительного размыва и поднятия Котуйских порогов.

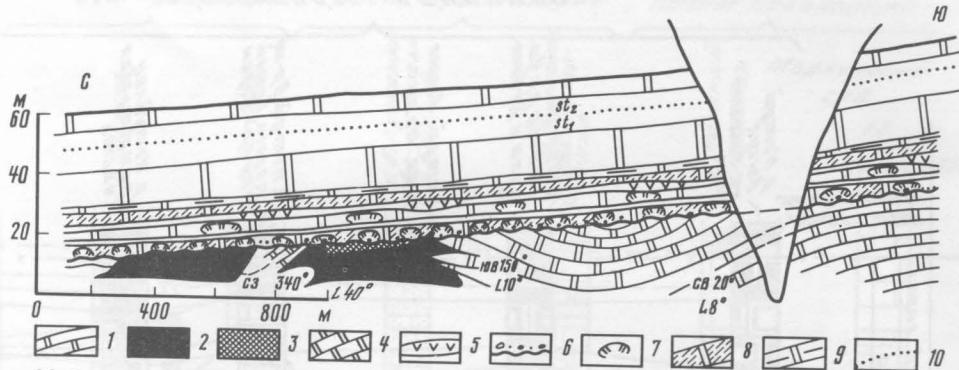


Рис. 33. Взаимоотношение старореченской свиты с юсмастахской и долеритами по правому берегу р. Котуй ниже порога Сергей-Корил Уоран (№ 4 на рис. 34) (по Хоментовскому, Тимофееву, 1980)

1 – юсмастахская свита – доломиты, 2 – долериты; 3 – кора выветривания по долеритам; 4 – старореченская свита: 4 – доломиты, 5 – гипсы, 6 – базальная пачка, 7 – доломиты со строматолитовыми онкоидами, 8 – пористые и кавернозные доломиты, 9 – глинистые доломиты, 10 – граница между нижней и верхней подсвитами

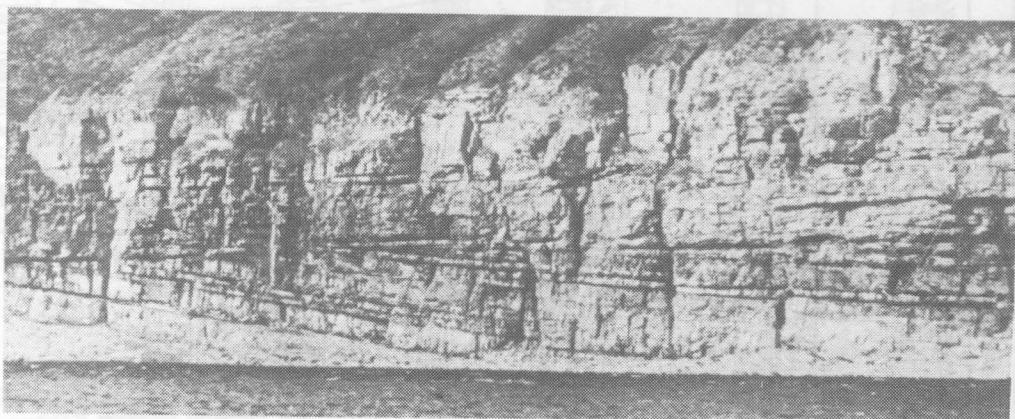


Рис. 34. Угловое несогласие между старореченской и юсмастахской свитами по правому берегу р. Котуйкан в 7 км выше устья (фото Хоментовского)

стахскую свиту, устанавливается и в большой петле р. Котуйкан, ниже устья руч. Верхний Тагой (Трофимов, 1982). Рядом В.Ю. Шенфиль и М.С. Якшин (1982) наблюдали несогласное залегание старореченской свиты на строматолитовых доломитах юсмастахской. Отсюда следует, что предстарореченское угловое несогласие (рис. 34), ранее описанное по левому берегу р. Котуйкан в 7 км выше устья (Комар, 1966; Злобин и др., 1970), является не исключением, а скорее правилом, во всяком случае для западного Прианабарья.

Анализ предстарореченского эрозионного среза по данным геологического картирования (см. рис. 31) в пределах всего Анабарского массива свидетельствует о том, что к началу накопления юдомского комплекса отложений здесь была сформирована крупная антиклинальная структура, вытянутая в меридиональном направлении. В ядре ее обнажались нижнедокембрийские кристаллические и метаморфические породы, а на крыльях последовательно все более молодые образования мукунской, котуйканской и юсмастахской свит рифея. Несогласия же, описанные выше, связаны с палеоструктурами более высокого порядка, осложнявшими эту антиклиналь. Морфология этих структур достаточно четко определяет их как платформенные складки-флексуры,

Западное Прианаборье

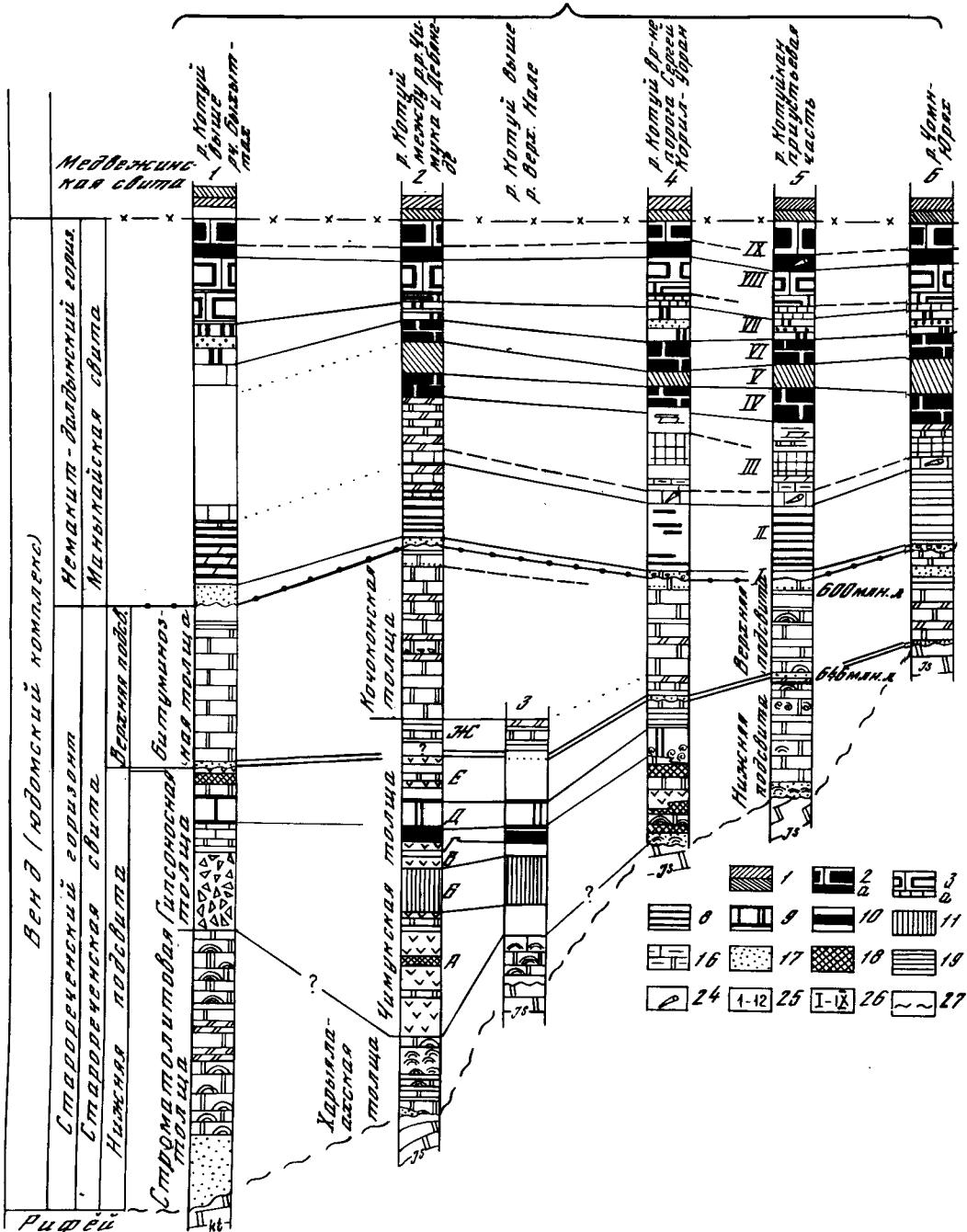
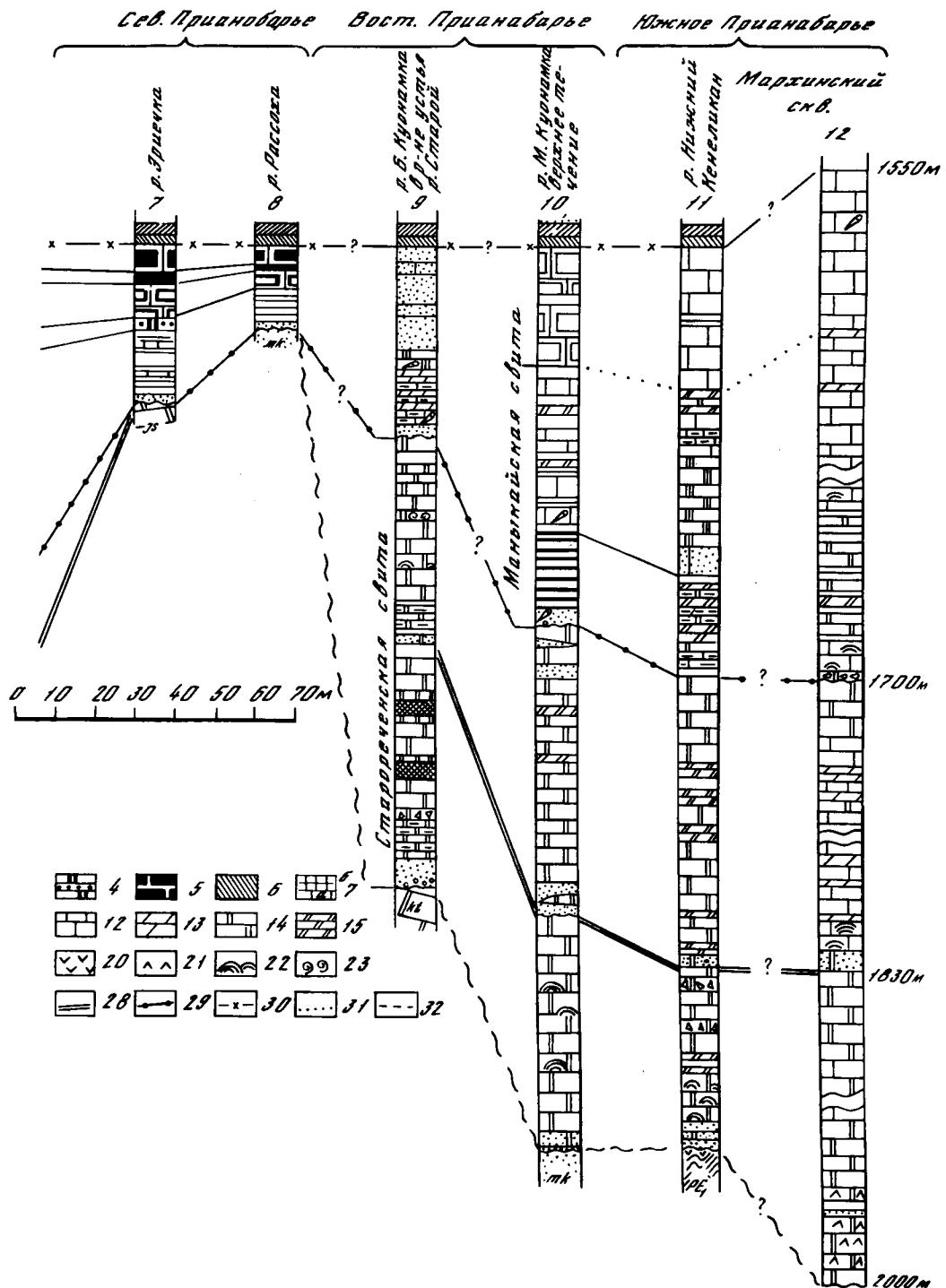


Рис. 35



связанные с блоковыми подвижками. Для более полного понимания значения представореченской перестройки необходимы данные о вендском структурном плане, которые будут приведены ниже.

В настоящее время наиболее детально разработана стратиграфия старореченских отложений Западного Прианабарья, где устанавливается наличие трех фациальных зон (Хоментовский, Трофимов, 1980).

Первую фациальную зону характеризует разрез гипостратотипа старореченской свиты, находящийся в приустьевой части р. Котуйкан. Эта фациальная зона в меридиональном направлении вытянута вдоль долины р. Котуй от порога Сергей-Корил-Уоран на юге до его правого притока — Чомин-Юрях на севере (разрезы 5–6 на рис. 35). Наиболее полный разрез старореченской свиты вскрыт срезанной меандровой р. Котуйкан ниже устья руч. Верхний Тагой, где обнажены нижний и верхний ее контакты. Несколько лучше они известны по многократно описанным в литературе обнаружениям, расположенным ниже по р. Котуйкану, соответственно в 7 (см. рис. 34) и 3,5 км (см. рис. 36) от устья.

Разрез старореченской свиты в гипостратотипе и на громадной территории, рассматриваемой фациальной зоны имеет четко выраженное двуритмичное строение, на основании которого свита разделяется на две подсвиты.

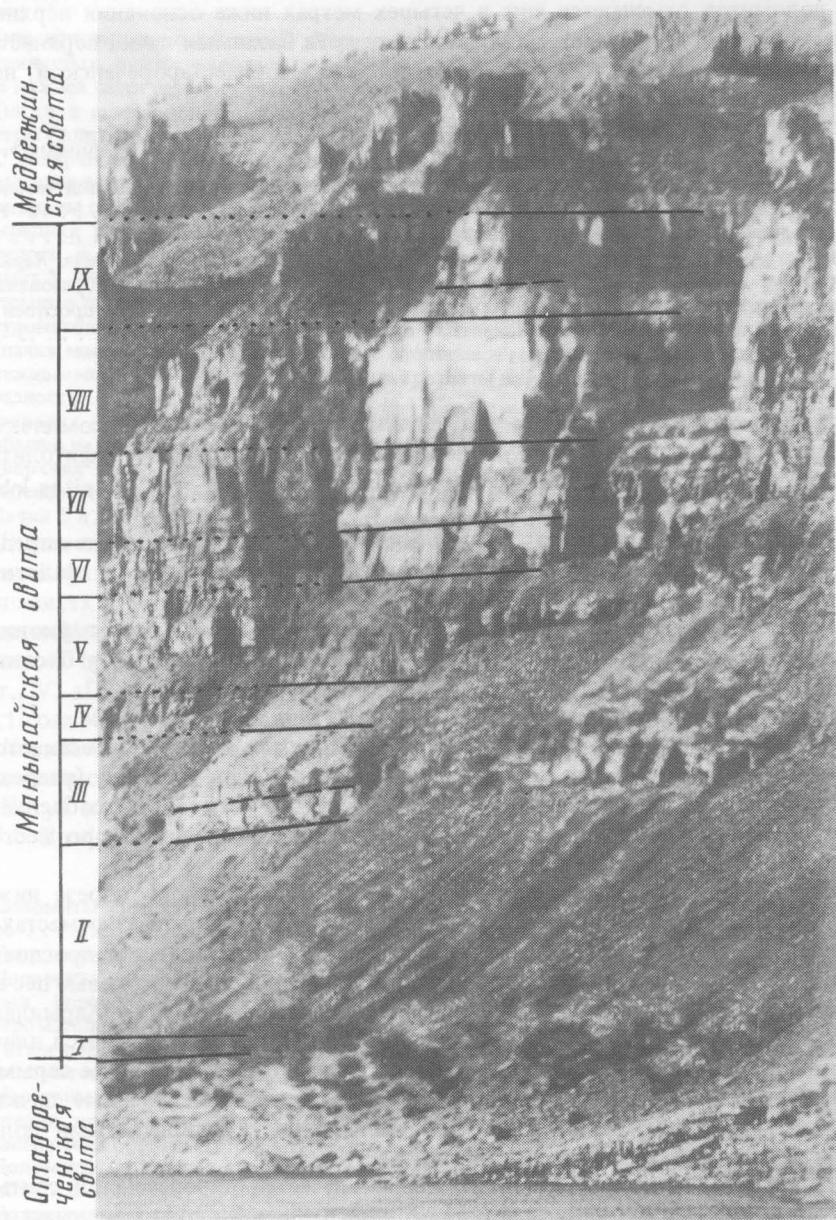
Нижняя подсвита, несмотря на то что она перекрывает подстилающие отложения с глубоким размывом, часто с угловым несогласием и корами выветривания различного типа, имеет весьма слабо выраженную базальную пачку. Она представлена пластом плитчатых или онкоидных доломитов мощностью 0,5 м, к подошве и кровле которого приурочены линзовидные скопления терригенного материала — обломки доломита, кремня и кварца в глинистом или запесоченном доломите. Мощность этих линз обычно не превышает 1,5 см. Но там, где они выклиниваются, старореченские доломиты контактируют с очень близкими внешне юсматахскими и обнаружить границу между теми и другими довольно сложно.

Разрез вышележащей части подсвиты не дифференцируется на выдержаные по простиранию литологические пачки. Для него характерно чередование строматолитовых (стратиферовых и онкоидных) доломитов с хемогенными. Этим породам подчинены прослои зеленовато-серых плитчатых доломитов, иногда образующие пакеты частого переслаивания с серыми доломитами. В глинистых доломитах встречаются крупные горизонтальные ходы илоедов.

В нижней подсвите определены характерные для юдомского комплекса строматолиты *Paniscollenia* sp., *Coleniella singularis* Kom., *Boxonia grumulosa* Kom. и микрофитолиты *Vesicularites lobatus* Reitl., *V. bothrydioformis* (Krasnop.), *V. compositus* Z. Zhur., *V. concretus* Z. Zhur., *Vermiculites aff. tortuosus* Reitl., *V. sucharichus* Milst., *Volvatella (Ambigolamellatus)* horridus Z. Zhur., *Osagia svalbardica* Milst. (Злобин и др., 1970).

Р и с. 35. Схема корреляции разрезов отложений юдомского комплекса на склонах Анабарского массива

1 — медвежинская свита, пестроцветные глинистые известняки и мергели; 2–8 — маркирующие пачки маныкайской свиты; 2 — корицкая пачка (IX), водорослевые известняки с базальной пачкой глинистых известняков в основании (а), 3 — подкорицкая пачка (VIII) водорослевых известняков с листоватыми известняками в основании (а), 4 — пачка VII, доломиты и гравелиты, 5 — пачки известняков (IV и VI), 6 — пачка V плитчатых глинистых доломитов, 7 — пачка III с анабаритовыми известняками в основании (а) и известняками с крупными ходами илоедов (б), 8 — пачка II пестроцветные алевролиты и глинистые доломиты; 9–11 — маркирующие пачки чимукской свиты: 9 — массивные доломиты и известняки, 10 — темные плитчатые доломиты, 11 — зеленовато-серые глинистые доломиты и мергели, чередующиеся со строматолитовыми доломитами; 12 — известняки; 13 — мергели; 14 — доломиты; 15 — доломитовые мергели; 16 — глинистые известняки и доломиты; 17 — песчаники; 18 — пористые доломиты; 19 — алевролиты и аргиллиты; 20 — гипсы; 21 — ангидриты; 22 — строматолитовые биогермы; 23 — массовые скопления макрофитолитов; 24 — остатки скелетной фауны; 25 — 1–12 — номера разрезов; привязка на рис. 31; 26 — номера пачек маныкайской свиты; 27 — нижняя граница старореченской свиты; 28 — нижняя граница верхне-старореченской подсвиты; 29 — нижняя граница маныкайской свиты; 30 — нижняя граница медвежинской свиты; 31 — границы, проведенные условно; 32 — границы пластов



Р и с. 36. Гипостратотип маныкайской свиты и немакит–далдынского горизонта по правому берегу р. Котуйкан в 3,5 км выше устья

Из сборов В.В. Хоментовского и В.Р. Трофимова М.С. Якшиным дополнительно определены *Osagia composita* Z. Zhur., *O. tenuilamellata* Reitl., *O. cf. nersinica* Yak. Мощность подсвиты в стратотипе 28 м.

Верхняя подсвита в нижнем течении р. Котуйкан начинается базальными слоями, мощность которых достигает 0,5 м. Они сложены тесно сгруженными онкоидами, заключенными в плитчатой зеленовато-серой, алевро-доломитовой породе. В этой пачке на разных уровнях, но более выдержано в основании, расположены линзы кварцево-глауконитовых песчаников мощностью до 15 см. Цемент песчаников базального типа, представлен зеленовато-серым глинистым доломитом. Первые признаки

запесочивания доломитов отмечаются еще в четырех метрах ниже основания верхней подсвиты. Таким образом, в пределах гипостратотипа, хотя базальная пачка верхнестарореченской подсвиты выражена даже более резко, чем в нижнестарореченской, нет оснований говорить о наличии существенного размыва между ними.

Выше в разрезе подсвиты выделяются следующие пачки:

Мощность, м

1. Ритмичное чередование строматолитовых доломитов с зеленовато-серыми и бурыми плитчатыми и алевритистыми разностями 10–13.
2. Светло-серые строматолитовые доломиты с редкими прослойками плитчатых разностей 7.
3. Известковистые доломиты, в которых вновь увеличивается роль глинистого материала. Характерной особенностью пачки является повышенная кремнистость, проявляющаяся в образовании конкреций и окремнении поверхностей некоторых пластов. В кровле пачки в виде прослоев и линз появляются скопления кварцевых зерен, иногда с примесью глауконита 3–5.

Общая мощность подсвиты 21 м.

Из верхнестарореченской подсвиты определены типичные для юдомского комплекса строматолиты *Paniscollenia emergens* Kom., *Colleniella singularis* Kom. и микрофитолиты *Volvatella (Ambigolamellatus) horridus* Z. Zhur., *V. kokorica* Milst., *Vesicularites lobatus* Reitl.

Из базальной пачки верхней подсвиты по глаукониту K–Ag методом сделано определение 646 млн. лет, а из кварцево-глауконитовых прослоев вблизи ее кровли аналогичным образом получена датировка 600 млн. лет.

Однако значение этих определений несколько обесценивается тем, что глауконит, по которому они сделаны, образовался в значительной мере по терригенному биотиту (Злобин и др., 1970).

Общая мощность старореченской свиты в бассейне р. Котуйкан порядка 50 м.

Вторая фациальная зона западного Прианабарья располагается южнее и пересекается долиной р. Котуй на участке между устьями ручьев Верхняя Нале-От-Юрях (разрезы 2–4 на рис. 35). Выделяющиеся здесь толщи имеют настолько четкие и обособленные литологические характеристики, что каждая из них получила наименование по местоположению наибольшего полного разреза (снизу вверх):

Харыялаахская толща (Хоментовский, Тимофеев, 1980) в опорном разрезе ниже устья руч. Малый Харыялаах с резким размывом и несогласием перекрывает юсматахскую свиту (рис. 32) и отделяется от нее корой выветривания, представленной прослойем бурых глин. Иногда в основании толщи отмечаются крупнозернистые кварцевые песчаники. Вблизи устья Большой Харыялааха мощность их 2–4 см, а ниже Малого Харыялааха они выклиниваются и кора выветривания юсматахской свиты перекрывается плитчатыми глинистыми доломитами. Харыялаахская толща сложена в основном серыми строматолитовыми доломитами, которым подчинены ритмично построенные пачки, начинающиеся зеленовато-серыми алевролитами или глинисто-алевритистыми доломитами и заканчивающиеся серыми плитчатыми известняками.

Строматолиты, как это характерно и для более высоких частей старореченской свиты, представлены караваеобразными биогермами – онкоидами, четко обособленными от вмещающих доломитов. Здесь встречены типичные для юдомского комплекса *Paniscollenia emergens* Kom. и *Colleniella singularis* Kom. (Юон, 1978). В харыялаахской толще определены микрофоссилии *Leiomarginata simplex* Naum., *Granomarginata squamacea* Volk., *Bavlinella faveolata* Schep., *Leiosphaeridium minor* (Schep.), *L. pelucida* (Schep.), *L. gigantea* (Schep.), *Protosphaeridium densum* Tim., *Leiotrichoides typicus* (Herm.) (Хоментовский и др., 1982).

Чимукская толща (или чимукская свита – Шишгин, 1978) широко известна также под названием "гипсоносная" (Юон, 1978). Опорный разрез ее вскрывается долиной р. Котуй между устьями рек Чимука и Уран-Юрях (разрез 2 на рис. 35). Здесь (Хоментовский, Трофимов, 1980) согласно на биогермных доломитах харыялаахской толщи залегают (снизу вверх).

Мощность, м.

- А (нижняя гипсоносная пачка). Чередование гипсов, преобладающих в разрезе, и зеленовато-серых глинистых, реже алевритистых доломитов. Мощность отдельных пластов гипсов достигает 10 м. В нижней части пачки их разделяют маломощные (0,1–0,5 м) слои доломитов 30.
 Б (нижняя алевро-доломитовая пачка). Ритмичное пересланывание серых доломитов и зеленовато-серых плитчатых глинистых доломитов. Мощность слоев тех и других колеблется от 0,2 до 1,5 м. С поверхности выветривания доломиты имеют довольно яркую желтоватую окраску. Среди них выделяются хемогенные и строматолитовые –онкоидные и стратиферовые разности. Встречаются онкоиды с развитыми по радиусам мелкостолбчатыми строматолитами 8–10.
 В (средняя гипсоносная пачка). Чередование гипсов и доломитов. Мощность отдельных пластов гипсов и разделяющих их доломитов или зеленовато-серых доломитов мергелей не превышает 3–4 м. 10–13.
 Г (темные доломиты). Темно-серые плитчатые и слоистые доломиты, среди которых выделяются строматолитовые, хемогенные, глинистые разности 2–3.
 Д (пачка массивных доломитов). Серые слоистые и массивные доломиты, слагающие хорошо прослеживаемый в рельфе уступ. Среди них развиты как строматолитовые, так и микрофитолитовые разности 7–8.
 Е (верхняя гипсоносная пачка). По строению близка нижней и средней, но мощность гипсов в ней обычно не превышает 0,2–0,5 м. видимая 5–8.
 Ж (верхняя алевро-доломитовая пачка). Подобно пачке Д состоит из желто-серых доломитов и зеленовато-серых плитчатых глинистых и алевролитовых доломитов и мергелей. . . . видимая 7–5.
 Пачки Е и Ж повсеместно разделены задернованным интервалом мощностью 3–5 м.

Выделенные в разрезе пачки отчетливо прослеживаются в пределах всей рассматриваемой фациальной зоны, а некоторые из них, например пачка Д, и за ее пределы. В доломитах чумукской толщи встречены типичные для юдомского комплекса фитолиты: *Vesicularites porrectus* Z. Zhur., *Medularites lineolatus* Nar. (Юон, 1978); *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *Vermiculites tortuosus* Reitl., *Volvatella zonalis* Nar., V. aff. *obsoleta* Nar. (Шишкун, 1978); *Vesicularites compositus* Z. Zhur., *Osagia corticosa* Nar. (определения М.С. Якшина из сборов В.В. Хоментовского).

Кочоконская толща (кочоконская свита — Шишкун, 1978; толща битуминозных известняков — Юон, 1978). Опорный разрез толщи находится по правому берегу р. Котуй в 2–2,5 км ниже устья руч. Кочокон. Здесь, по данным В.В. Хоментовского и В.Р. Трофимова (1980), выделяются (снизу вверх).

Мощность, м.

1. Доломиты средне-тонкослоистые, стратиферовые коричневато-серые с запахом битума при удалении 4,5.
 2. Силл долеритов 3.
 3. Доломиты среднеслоистые серые с коричневатым оттенком. Слои разделены прослойками глинистых плитчатых разностей. Наиболее массивные пласти обычно заканчиваются караваеобразными строматолитовыми биогермами. В средней части пачки микрофитолитовые доломиты 7.
 4. Ритмичное пересланывание стратиферовых коричневато-серых доломитов и плитчатых глинистых доломитов с конкрециями кремней 7.
 5. Массивные и толстослоистые стратиферовые доломиты, светло-серые и серые. Характерно обилие следов конседиментационных подвижек — оползневых складок и микронадвигов. В нижней части пачки обильные онкоиды 7.
 6. Доломиты массивные светло-серые, разделенные пакетами зеленовато-серых листоватых алевритистых доломитов 9.
 7. Полукоренные выходы белых микрофитолитовых доломитов 3.
 8. Песчаник кварцевый 0,2.
 9. Доломиты коричневато-серые, разделенные прослойками зеленовато-серых листоватых глинистых разностей. 7.
- Общая мощность кочоконской толщи 45 м.

В кочоконской толще определены следующие формы типичных для юдомия (венда) микрофитолитов: *Glebosites gentilis* Z. Zhur., G. magnus Nar., G. gibbosites Reitl., *Vermiculites cf. angularis* Reitl., V. tortuosus Reitl., *Medularites cf. lineolatus* Nar., *Hieroglyphites* sp., H. cf. *mirabilis* Z. Zhur., *Nubecularites aff. catagraphus* Reitl., N. aff. *punctatus* Reitl., N. *parvus* Z. Zhur., *Osagia nersinica* Yak, *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), V. lobatus Reitl., V. consuetus Jak., V. ovatus Z. Zhur., *Volvatella vadosa* Z. Zhur., V. *zonalis* Nar., V. *obsoleta* Nar., V. *horridus* Z. Zhur. (Шишкун, 1978).

М.С. Якшиным по сборам В.В. Хоментовского и А.Н. Диденко дополнительно определены *Osagia corticosa* Nar., *O. globulosa* Korol., *O. tenuilamellata* Reitl. *Vesicularites compositus* Z. Zhur., *Vermiculites irregularis* (Reitl.).

Пачки, выделенные в опорном разрезе кочоконской толщи далеко не столь выдержаны по площади, как пачки чимукской. Исключение составляют, возможно, лишь песчаники пачки 8.

Для корреляции разрезов старореченской свиты первой и второй фациальной зон большое значение имеют промежуточные обнажения по р. Котуй в районе порогов Улахан-Уоран и Сергей-Корил-Уоран. В них (см. разрез 4 на рис. 35) выделяются почти все пачки чимукской толщи и в то же время – базальные песчаники верхней подсвиты старореченской свиты разрезов р. Котуйкан. Благодаря этому здесь устанавливается, что граница подсвит в первой фациальной зоне соответствует границе между верхней гипсоносной (Е) и верхней алевро-доломитовой (Ж) пачками во второй фациальной зоне (см. рис. 35). Практически во всех разрезах второй фациальной зоны этому уровню отвечает задерновка, пересыпанная глыбами кочоконских доломитов. Но выше по р. Котуй А.А. Юон (1978) на этом же стратиграфическом уровне описывает гравийные кварцевые песчаники (см. разрез 1 на рис. 35). Анализ промежуточных разрезов показывает, что резкое отличие строения старореченской свиты сравниваемых фациальных зон обусловлено выклиниванием к северу пачек гипсов, которое фиксируется уже в северных разрезах второй зоны (Хоментовский, Трофимов, 1980).

Трудно сказать, есть ли аналоги харыялаахской толщи в составе нижнестарореченской подсвиты р. Котуйкан. Об отсутствии их как будто бы свидетельствует то, что юсмастахские породы в районе порогов Улахан-Уоран и Сергей-Корил-Уоран перекрываются сильно пористыми из-за выщелачивания кристаллов гипса доломитами, типичными уже для чимукской толщи. Это хорошо согласуется с последовательными выклиниваниями к северу все более молодых слоев нижней части старореченской свиты (рис. 35). Однако обилие строматолитовых биогермов в низах нижнестарореченской подсвиты не исключает по крайней мере частичного замещения ими харыялаахских отложений.

Третий тип разреза старореченской свиты развит на самом юге Западного Прианабарья. По данным А.А. Юон (1978), в составе свиты здесь также выделяется три толщи (разрез 1 на рис. 35).

Первая толща (строматолитовая) с резким размывом ложится непосредственно на котуйканскую свиту нижнего рифея. В основании ее здесь выделяется пачка базальных песчаников, которым подчинены прослои и линзы мелкогалечных конгломератов. Мощность песчаников в наиболее южных разрезах зоны достигает 20 м. Севернее она сокращается до 10 м, а у северных окраин зоны до долей метров.

Большая верхняя часть толщи сложена доломитами, среди которых преобладают строматолитовые разности. Очень характерны строматолитовые биогермы – онкоиды. Форма их караваебобразная, линзовидная или даже дисковидная. Размеры от 20 см до 1–1,5 м. Для старореченских онкоидов в отличие от рифейских характерны резкая обособленность от вмещающей породы (они не связаны с ней общей полосчатостью и легко вываливаются) и то, что строматолитовая полосчатость в них широкая и нерезкая. В.А. Комаром отсюда определены *Paniscollenia emergens* Kom., *Colleniella singularis* Kom., типичные для юдомского комплекса. В южных районах рассматриваемой фациальной зоны среди доломитов в значительных количествах появляются известковистые разности и известняки.

Мощность толщи на юге зоны 50 м, севернее к устью р. Быхыттах она сокращается вдвое (Юон, 1978).

Вторая толща обычно называется гипсоносной, хотя настоящие гипсы в ней практически не известны.

Наиболее специфическим членом этой толщи являются пачки своеобразных крупнообломочных доломитовых брекчий. Одна из них, достигая 20 м мощности, хорошо обнажена в пределах всего рассматриваемого участка долины р. Котуй и его притоков и представляет собой прекрасный маркирующий горизонт. Брекчия сложена беспоря-

дочно нагроможденными угловатыми обломками, среди которых преобладают доломиты, кремни, реже встречаются аргиллиты, а по данным А.А. Юон (1978) и скопления хлорита. Цементом брекчии является карбонатная и глинисто-карбонатная масса. Вблизи кровли и подошвы брекчии отмечаются прослои пористых (в результате выщелачивания кристаллов гипса) доломитов. Специфическая бесструктурность брекчии, также, по-видимому, связана с выщелачиванием гипса. Вместе с тем определенное разнообразие состава обломков не позволяет считать брекчию исключительно гипергенной. В какой-то мере ее обломочный материал обусловлен и конседиментационным размывом.

Верхняя часть второй толщи сложена плитчатыми доломитами, в кровле которых вновь отмечаются слои пористых разностей, линзы и прослои гипса. Характерным элементом верхней части второй толщи по р. Быхыттах является 7-метровая пачка массивных доломитов. Южнее, на р. Унгкян эта пачка замещается массивными известняками, которые, судя по данным А.А. Юон (1978), имеют близкое стратиграфическое положение и текстурные особенности. Этот маркер, по всей видимости, является аналогом пачки массивных доломитов "Д" чимукской толщи (см. рис. 35).

Третья толща по р. Унгкян начинается серыми грубозернистыми кварцевыми песчаниками (0,3 м). Характерным элементом ее являются коричневато-серые карбонатные породы, издающие при ударе запах битума, что дало основание ряду исследователей именовать все это подразделение толщей "битуминозных известняков". Мощность третьей толщи по р. Быхыттах около 40 м (см. рис. 35).

Три толщи рассмотренной фациальной зоны являются вероятными аналогами харыялаахской, чимукской и кочоконской толщ второй фациальной зоны. На те и другие часто распространяют общие названия — соответственно толща строматолитовых известняков, гипсоносная толща и толща битуминозных известняков (Юон, 1978). Но третья толща, подобно верхней подсвите старореченской свиты по р. Котуйкан, начинающаяся базальными песчаниками, соответствует не только кочоконской толще, но и верхам чимукской. Об этом же свидетельствует прослеживание в кровлю второй толщи маркирующей пачки "Д" чимукской свиты (см. рис. 35).

О соответствии толщи строматолитовых доломитов харыялаахской, помимо общности состава и постепенного уменьшения мощности к северу (см. рис. 35), прямых данных нет. Поэтому исключить возможность частичного замещения строматолитовых доломитов низами чимукской толщи категорически, пока невозможно.

Своебразная фациальная зона старореченского времени располагалась в пределах северо-западной и северной части Анабарского массива. Наиболее южные разрезы ее вскрываются правым притоком р. Котуя — руч. Чомн-Юрях на склонах купола, свод которого находится в пределах г. Одихинча (см. рис. 31). Здесь старореченская свита представлена одной своей верхней подсвитой, которая с глубоким размывом ложится прямо на юсматахские доломиты.

По мощности и особенностям строения — это подразделение аналогично верхнестарореченской подсвите в приустьевой части р. Котуйкан (рис. 35, обн. 5). Как и по р. Котуйкан, для нее характерно чередование строматолитовых (онкоидных и стратиферовых) доломитов с хемогенными и плитчатыми глинистыми или алевритистыми разностями. В нижней и верхней частях значение терригенного материала возрастает, а вблизи кровли отмечается появление пачки черных глинистых сланцев. Из этой пачки, мощность которой около 1 м, В.Г. Пятилетовым из сборов В.В. Хоментовского выделены и определены микрофоссилии *Leiomarginata simplex* Naum., *Microhystridium* sp., *Bavlinella faveolata* Schep., *Leiosphaeridia pelucida* (Schep.), *L. minor* (Schep.), *Protosphaeridium densum* Tim. (Хоментовский и др., 1982).

В крайних северных разрезах по рекам Эриечке и Рассохе, выклинивается и верхнестарореченская подсвита, и с древнейшими толщами раннего и позднего докембрия контактирует более молодая маныкайская свита.

Гораздо меньше известно о деталях строения старореченской свиты в пределах восточного и южного склонов Анабарского массива.

Публикации, относящиеся к пятидесятным и шестидесятым годам (Соболевская, 1959; Комар, 1966; Демокидов, Лазаренко, 1964; Кабаньков и др., 1970), характеризуют развитые здесь разрезы весьма противоречиво. При этом часто старореченская свита объединяется с маныкайской или с отдельными пачками входящих в нее отложений.

Там, где эти подразделения удается разделить, строение старореченской свиты представляется следующим образом (см. разрезы 9–11 на рис. 35). Повсеместно она начинается пачкой (5–10 м) песчаников с линзами гравелитов или даже мелкогалечных конгломератов. Выше залегает толща доломитов с прослойями плитчатых глинисто-алевритистых и песчанистых разностей, а иногда и слоями песчаников. Фиксируется определенное скопление терригенных пород в средней части свиты. В подстилающих эту пачку доломитах отмечаются щелевидные пустоты по выщелоченному гипсу, карбонатность и доломитовые брекчи. В доломитах же завершающих разрез описываются битуминозные разности. Общая мощность старореченской свиты здесь порядка 100–130 м. Старореченские доломиты по всему разрезу охарактеризованы типичными для юдомского комплекса фитолитами *Paniscollenia emergens* Kom., *Colleniella singularis* Kom., *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *V.lobatus* Reitl., *Vermiculites irregularis* (Reitl.). Весьма вероятно, что пачка, насыщенная терригенными породами и разделяющая доломитовую толщу примерно пополам, отвечает базальным слоям верхнестарореченской подсвиты в гипостратотипе по р. Котуйкан. Во всяком случае, разрезы старореченской свиты восточного и южного склонов Анабарского массива по строению и мощностям более всего похожи на вышеописанные разрезы первой фациальной зоны западного Прианабарья, особенно на те из них, которые развиты вблизи ее южной границы (см. разрезы 4 и 9–10 на рис. 35). Этот вывод подтверждается разрезом Мархинской скважины, которая вскрыла старореченскую свиту еще южней (см. рис. 31 и разрез 12 на рис. 35). Здесь, по данным В.В. Грицика (1969), на размытой поверхности долеритового силла залегает мощная (298 м) толща доломитов, содержащая вблизи основания и в средней части прослои и пачки кварцевых песчаников и запесоченных доломитов. Из верхней части ее описаны типичные для юдомских отложений микрофитолиты *Nubecularites uniformis* Z. Zhur., *Vesicularites lobatus* Reitl., *V.bothrydioformis* (Krasnop.), *Vermiculites irregularis* (Reitl.), *V.tortuosus* Reitl. Из низов рассматриваемой толщи была определена одна лишь форма микрофитолитов *Vesicularites flexuosus* Reitl. В то время она считалась руководящей для среднего рифея, что дало А.А. Грицику основание считать нижние 168 м доломитов достарореченскими. В настоящее время общеизвестно, что данная и многие другие формы рифейских микрофитолитов широко развиты и в юдомии. В связи с этим при определении возраста нижних доломитов большее значение приходится придавать их антидиритоносности, которая в довенденских отложениях Сибирской платформы пока нигде не известна. Приведенная характеристика доломитовой толщи, вскрытой Мархинской скважиной, и значительная мощность (298 м) сближают ее с самыми южными разрезами старореченской свиты Западного Прианабарья.

Таким образом, в пределах западного и восточного склонов Анабарского массива с юга на север отмечается очень близкая направленность изменения состава и мощности старореченской свиты (см. рис. 35). По существу, в пределах восточного Прианабарья не известны лишь разрезы с мощными пачками гипсов, описанные на юго-западе региона. Но весьма вероятно, что они будут вскрыты между коренными выходами Южного Прианабарья и Мархинской скважиной. Это обстоятельство и значительные мощности старореченской свиты в Южном Прианабарье свидетельствует о наличии в пределах всего Анабарского массива в это время единого морского бассейна, фациальные границы в пределах которого имели субширотную, а не меридиональную, как об это часто пишут, ориентировку. Следовательно, к началу отложения старореченской свиты меридиональный свод, образовавшийся в результате предстарореченской активизации, был полностью снивелирован, а наметившаяся затем структура имела поперечное к нему направление. Все это еще раз подчеркивает значение предстаро-

реченской активизации. Природа фациальных зон старореченского бассейна определялась тем, что в северной части его находилось поднятие, постепенно затапливаемое старореченской трансгрессией. Вблизи южной границы этого бассейна, несмотря на интенсивное прогибание, находилось другое поднятие, представлявшее собой своеобразный седиментационный барьер, сложенный строматолитовыми биогермами (Хометовский, Трофимов, 1980). Между поднятиями находился несколько более глубоководный участок, доступ воды в который из основного водоема, располагавшегося южнее, был затруднен. Это обстоятельство, по-видимому, и привело здесь к накоплению мощных (до 30 м) пачек гипсов.

В развитии старореченского бассейна отчетливо намечаются два этапа резкого ускорения трансгрессии, с которыми связано образование базальных слоев двух крупных осадочных ритмов. Эти ритмы и послужили основой для расчленения старореченской свиты на две подсвиты, которые прослеживаются через все фациальные зоны. Но в гипсородном прогибе, разделявшем поднятия, намеченные ритмы проявились менее четко, в связи с чем здесь и выделяются три местные литостратиграфические подразделения — харьялаахская, чимукская и кочоконская толщи. При дальнейшей детализации районирования они, возможно, получат статус самостоятельных свит, как это предлагает Б.Б. Шишкин (1978), а старореченская свита и ее подсвиты превратятся в региональные подразделения в ранге горизонта и подгоризонтов.

Маныкайская свита

Лучшим, наиболее изученным разрезом маныкайской свиты, как уже отмечалось, является ее гипостратотип, расположенный в приустьевой части р. Котуйкан (см. рис. 35, разр. 5). По данным В.В. Хометовского и В.Р. Трофимова (1980), здесь выделяются следующие маркирующие пачки, имеющие широкое географическое распространение (снизу вверх).

Мощность, м.

- I. Конгломерато-брекчия, состоящая из угловатых и окатанных обломков доломита, которые цементируются кварцево-глауконитовым песчаником с базальным доломитовым цементом. В составе брекчии присутствуют и обломки этого цемента. В цементе встречены первые остатки сабеллидитид 0,6.
- II. Пестроцветная алевролитовая пачка. Чередование бурых и зеленовато-серых плитчатых глинисто-алевритистых доломитов и мергелей. Гораздо реже встречаются прослои известняка и доломита, лишенные терригенной примеси, и, наоборот, сложенные алевро-песчаниками 21.
- III. Следующая пачка образует прекрасно десифрируемый в рельефе уступ, в строении которого принимают участие два пласта. Нижний из них (3–5 м) представлен светлыми плотными известняками, переполненными остатками *Anabarites trisulcatus* Miss. Второй сложен комковатыми известняками, разделенными прослоями глинистых известняков. Для него характерны обильные, изогнутые ходы илоедов диаметром до 3 см 15.
- IV. Известняки желто-серые, тонко-среднеспойственные 8.
- V. Доломиты желто-серые слойстые, с пакетом тонкого чередования глинистых доломитов и мергелей в средней части. Отсюда описаны *Anabarites trisulcatus* Miss, *Sabellidites cf. cambrensis* Jan. и вендетиды *Dvinia Gnilovskaya* (Лучинина и др., 1978) 12–13.
- VI. Известняки желтовато-серые слойстые, повсеместно образующие в рельефе четкий уступ 7–8.
- VII. Пачка желто-серых доломитов и гравелитов, начинающаяся пластом слойстых доломитов (1–3 м), выше следует пакет тонкого чередования плитчатых глинистых доломитов, доломитовых мергелей и запесоченных доломитов. Обломочный материал, концентрирующийся в линзовидных прослоях, представлен зернами кварца и красного минерала размером до 2–3 мм. Мощность таких линз, обнаруженных в пакете на 2–3 уровнях, до 10–12 см, а всего пакета до 1,5 м. Пачка завершается желтовато-серыми слойстыми доломитами 5–7.
- VIII. Подкорилская пачка обычно начинается тонкослоистыми (до листоватых) известняками (2–2,5 м). Основная часть пачки сложена серыми и коричневато-серыми толсто-слоистыми известняками, в которых обособливаются массивные водорасовые биогермы 10–12.
- IX. Корилская пачка. Начинается базальными слоями (4,5–5 м), в которых массивные водорасовые известняки линзовидно перемежаются с зеленовато-серыми, глинистыми, плитчатыми. В разрезе резко преобладают то одни то другие разности, в результате чего эти слои иногда не отличимы от основной части корилской пачки, сложенной

массивными водорослевыми известняками. В глинистых известняках собраны *Circotheca* sp., *Hyolithellus tschuskunensis* Val., *Anabarites trisulcatus* Miss., *Cambrotubulus decurvatus* Miss., *C. sibiricus* (Val.), *Conotheca* sp., *Anabarella plana* Vost., *Oelandiella korobkovi* Vost., *Helcionella* (?) *antiqua* Ab., *Sachites* sp. (Вальков, 1975; Шишкин, 1978; Хоментовский и др., 1982). В массивных биогермных известняках корилской пачки встречены известковые водоросли *Kogilophyton inopinatum* Voron., *Renalcis gelatinosum* Korde 12–14.

Суммарная мощность маныкайской свиты в гипостратотипе 92 м.

Описанный разрез достаточно уверенно прослеживается на значительной территории. В Западном Прианабарье (долина р. Котуй между устьями ручьев Быхыттах–Чомн–Юрях) почти все пачки гипостратотипа выделяются на протяжении 180 км. Благодаря этому здесь не возникает никаких сомнений в отношении самой точной привязки к опорному разрезу остатков окаменелостей, встречающихся в других разрезах. Не вызывает сомнения, в частности, обогащение характеристики анабаритового пласта пачки II, повсеместно содержащего массовые остатки *Anabarites trisulcatus* Miss., по руч. Чомн–Юряху другими видами *A. tristichus* Miss., *A. ternarius* Miss., *A. compositus* Miss. (Мешкова и др., 1976). В пласте с илодами этой же пачки встречена *Hercina* sp.nov., а в корилской пачке *Torellella* (?) sp., *Fomitchella* sp., *Bemella* sp., *Purella* sp. (Хоментовский и др., 1982). Из средней части маныкайской свиты (пачка VII) описаны микрофоссилии *Leiomarginata simplex* Naum., *Leiosphaeridia pelucida* (Schep.), *L.minor* (Schep.), *Protosphaeridium densum* Tim. (Хоментовский и др., 1982), а из базальных слоев корилской пачки – *Tasmanites tenellus* Vol., *Leiomarginata simplex* Naum., *Micthystridium* sp., *Leiosphaeridia dehisca* Palk., *Leiosphaeridia* sp. (Волкова и др., 1980).

Насколько можно судить по описаниям Р.Ф. Соболевской (1959), маныкайская свита в достаточно типичном выражении развита в пределах южного склона Анабарского массива по р. Нижний Кенеликан, где мощность ее достигает 110 м.

Еще южнее, в Мархинской скважине (Грицик, 1969), основание маныкайской свиты весьма условно отбивается по базальной пачке мелкогалечных доломитовых конгломератов на глубине 1700 м, выше которых развиты зеленовато-серые доломитовые мергели и глинистые доломиты (аналог пачки II гипостратотипа). Кровлю маныкайской свиты в этом разрезе уверенно наметить трудно, но весьма вероятно, что она совпадает с основанием пласта песчаников на глубине 1470 м, с которого начинается медвежинская свита, охарактеризованная в 20 м выше по разрезу археоциатами и хиолитами кенядинского горизонта. Если это так, то верхняя часть маныкайской свиты в Мархинской скважине содержит остатки гастропод *Oelandiella sibirica* Vost. и водорослей *Amganella glabra* (Krasnop.) и *Renalcis jakuticus* Korde (Грицик, 1969), а общая мощность ее возрастает до 230 м.

В южной части восточного склона, где по рекам Кеняда, Малая Куонамка (верхнее течение) впервые была выделена маныкайская свита (см.: Демокидов, Лазаренко, 1964) в последние годы (Кутейникова и др., 1973) описан ее разрез (см. 10 на рис. 35), исключительно напоминающий котуйканский (см. рис. 35). Во всяком случае сюда уверенно прослеживаются пачки I, II, VIII, IX гипостратотипа.

На севере Анабарского массива в разрезе по р. Эриечка (см. рис. 35) в маныкайской свите намечаются практически все маркирующие пачки котуйканского разреза, но общая мощность ее сокращается до 40 м (Томмотский ярус..., 1969). Северо-восточнее (р. Рассоха) происходит дальнейшее сокращение мощности маныкайской свиты до 20 м, что, возможно, связано с выклиниванием ее нижней части (см. рис. 35). На крайнем севере Восточного Прианабарья (р. Большая Куонимка ниже устья р. Старой) между старореченскими доломитами и пестроцветными мергелями и известняками, по данным А.К. Валькова (1975) и Б.Б. Шишкина, описывается разрез терригенно-карбонатных пород мощностью порядка 50 м, содержащих в средней части обильные остатки скелетной фауны: *Tiksitheca licus* Miss., *Cambrotubulus decurvatus* Miss., *Torellella* sp., *Turcitheca* sp., *Anabarites trisulcatus* Miss. Эта ассоциация напоминает ту, которая описана в верхах юдомской свиты в бассейне р. Учур и в корилской пачке Западного

Прианабарья. Но из более древних слоев этого разреза Б.Б. Шишкиным упоминаются остатки хиолитов, возможно относящихся к семейству Orthothecidae?. Если это определение подтверждается, то рассматриваемую специфическую толщу, завершающуюся 30-метровой пачкой песчаников, по-видимому, правильнее считать базальными слоями медвежинской или эмаксинской свиты нижнего кембрия и допускать здесь наличие предкембрийского размыта.

Оба варианта трактовки разреза по р. Большая Куонамка укладываются в общую схему развития Анабарского массива в маныкайское время. Суть ее определяется тем, что как и в процессе формирования старореченской свиты, область максимального погружения находилась на юге рассматриваемой территории, северная или ССВ часть которой представляла собой постепенно затапливаемое поднятие. Исключительное однообразие строения маныкайской свиты на большей части этой обширной территории свидетельствует о продолжении стабилизации тектонического режима после предстарореченской активизации. Этот процесс отчетливо ощущается уже в позднестарореченское время, когда снизелись различия фациальных зон. Унаследованность старореченского и маныкайского этапов развития проявилась и в том, что первые прослои кварцевых песчаников, развитые на обширных территориях, появляются уже в 5–7 м ниже основания маныкайской свиты. Исключительная выдержанность строения переходных слоев исключает преположение о наличии существенной предманыкайской перестройки, приводящей к возникновению угловых несогласий (Лучинина и др., 1978), за которые принимались некоторые изменения углов падения на склонах небольших сводов биогенного происхождения (Хоментозский, Трофимов, 1980). Появление же песчаников в основании маныкайской свиты, по-видимому, связано с энергичным импульсом в развитии начавшейся в старореченское время трансгрессии.

Маныкайская свита представляет большой интерес в связи с тем, что в ее объеме В.Е. Савицким (1962) был выделен немакит-далдынский горизонт, имеющий исключительное значение для понимания стратиграфии переходных от кембрия к докембрию слоев. Сущность этого подразделения определяется тем, что оно перекрывается пестрозвездными отложениями медвежинской свиты, нижняя часть которой охарактеризована окаменелостями суннагинско-нижнекенядинского комплекса и содержит достаточно представительную ассоциацию скелетной фауны.

В маныкайской свите выделяются два самостоятельных комплекса. Нижний из них, отвечающий зоне *A.trisulcatus*, очень бедный и своеобразный, кроме анабаритов, сабеллидитид и конодонтоморфных форм в нем, по всей видимости, появляются первые представители колпачковых гастропод. Второй комплекс, появляющийся в основании корилской пачки, более богатый, но отличающийся от ассоциации суннагинского и низов кенядинского горизонтов отсутствием многих руководящих форм.

Оленекское поднятие

Основные сведения по геологии юдомских отложений Оленекского поднятия получены в процессе геологической съемки, проводившейся в пятидесятых и начале шестидесятых годов геологами НИИГА (А.А. Красильщикова, В.А. Виноградов и др.) и ВАГТ (И.М. Битерман, Б.Н. Леонов, М.Л. Натапов и др.). В результате этих работ была выделена хорбусуонская серия, состоящая из трех свит (снизу вверх): маастахской, хатыспытской, туркутской. Вышележащая кессюсинская свита в это время полностью относилась к алданскому ярусу нижнего кембрия. Большая работа по изучению строматолитов докембрийских отложений была проделана В.А. Комаром (1966). Полученные им данные, а также определения микрофитолитов и радиологические датировки, позволили уверенно сопоставить с юдомским комплексом хорбусуонскую серию, а более древние отложения отнести к рифею.

Более поздние работы существенно уточнили палеонтологическую характеристику кессюсинской свиты (Миссаржевский, Розанов, 1975; Мешкова и др., 1973; Миссаржевский, 1980) и дали материал для более обоснованных суждений о местоположении

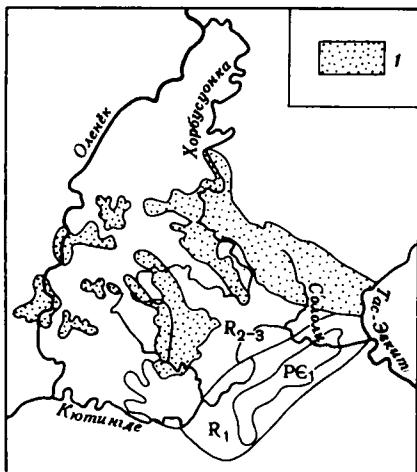


Рис. 37. Обзорная карта Оленекского поднятия

1 — выходы хорбусонской серии

нижней границы кембрия в регионе. Но для решения ряда проблемных вопросов региональной стратиграфии юдомского комплекса, возникших при геологической съемке, они оказались безрезультатными.

В пределах Оленекского поднятия намечаются три поля распространения хорбусонской серии (рис. 37), разрезы которых несколько отличаются по мощностям и строению. Первое, наиболее крупное из них, находится на востоке (широкая полоса выходов, протягивающаяся в юго-восточном направлении от р. Хорбусонки до р. Тас-Эекит); второе располагается на юге, в верхнем течении р. Кютингде и ее притоков, а третье (западное) связано с долиной р. Оленек.

Близкие по составу отложения юдомского комплекса известны выше по р. Оленек (Куйско-Далдынское поднятие) и в верховьях р. Уджи (Уджинское поднятие), но изучены они недостаточно и в этом очерке рассматриваться не будут.

На подстилающих толщах рифея хорбусонская серия залегает с резким размывом, глубина которого увеличивается в юго-восточном направлении, достигая 600 м (Комар, 1966; Красильщиков, Битерман, 1970). В полном объеме хорбусонская серия развита на северном склоне Оленекского поднятия, где общепринято расчленение ее на три упомянутые выше свиты (рис. 38).

Маастахская свита начинается пестроцветной терригенной пачкой, в составе которой преобладают гравелиты, переслаивающиеся с мелкогалечными конгломератами, песчаниками и алевролитами. Максимальная мощность пачки достигает 35 м. К востоку и западу она уменьшается до 2–3 м. Базальные слои маастахской свиты сменяются пачкой доломитов мощностью 20–30 м. Общая мощность ее к юго-востоку сокращается с 65 до 35 м. На юге о наличии маастахских отложений делаются лишь более или менее вероятные предположения (Комар, 1966; Шпунт и др., 1979).

Хатыспытская свита на севере перекрывает маастахскую без каких-либо признаков размыва (Комар, 1966). Она начинается здесь пачкой гравелитов, песчаников и алевролитов мощностью до 10 м. Вверх по разрезу эта пачка через плитчатые алевролиты переходит в толщу темно-серых и коричневато-серых битуминозных тонкоплитчатых известняков, которым подчинены прослои мергелей. Иногда известняки доломитистые. Реже в составе толщи встречаются прослои серых доломитов, количество которых, по данным геологов НИИГА (Красильщиков, Битерман, 1970; Комар, 1966), увеличивается к югу.

На разных уровнях хатыспытской свиты В.А. Комаром (1966) определены строматолиты *Boxonnia grumulosa* Kom. По р. Оленек в отложениях свиты вскрыты раннегайды — *Glaessnerina sibirica* Sok. (Соколов, 1974а). В 1981 г. Б.С. Соколовым и М.А. Федонкиным список представителей эдиакарской фауны существенно увеличен. Мощность хатыспытской свиты в пределах северной части Оленекского поднятия порядка 150 м.

Туркутская свита в бассейне р. Хорбусонки связана с хатыспытской постепенными переходами. Лишь иногда в основании ее здесь отмечается пласт доломитовых брекчий. Но сходные брекчии отмечаются выше и ниже по разрезу. К западу от Оленекской структуры, в пределах Куйско-Далдынского поднятия, в основании туркутской свиты И.Н. Гогиной устанавливается размыв, с которым связано образование пачки пестроокрашенных конгломератов, алевролитов и глинистых доломитов (Красильщиков, Битерман, 1970). В основании туркутской свиты обычно достаточно четко обособли-

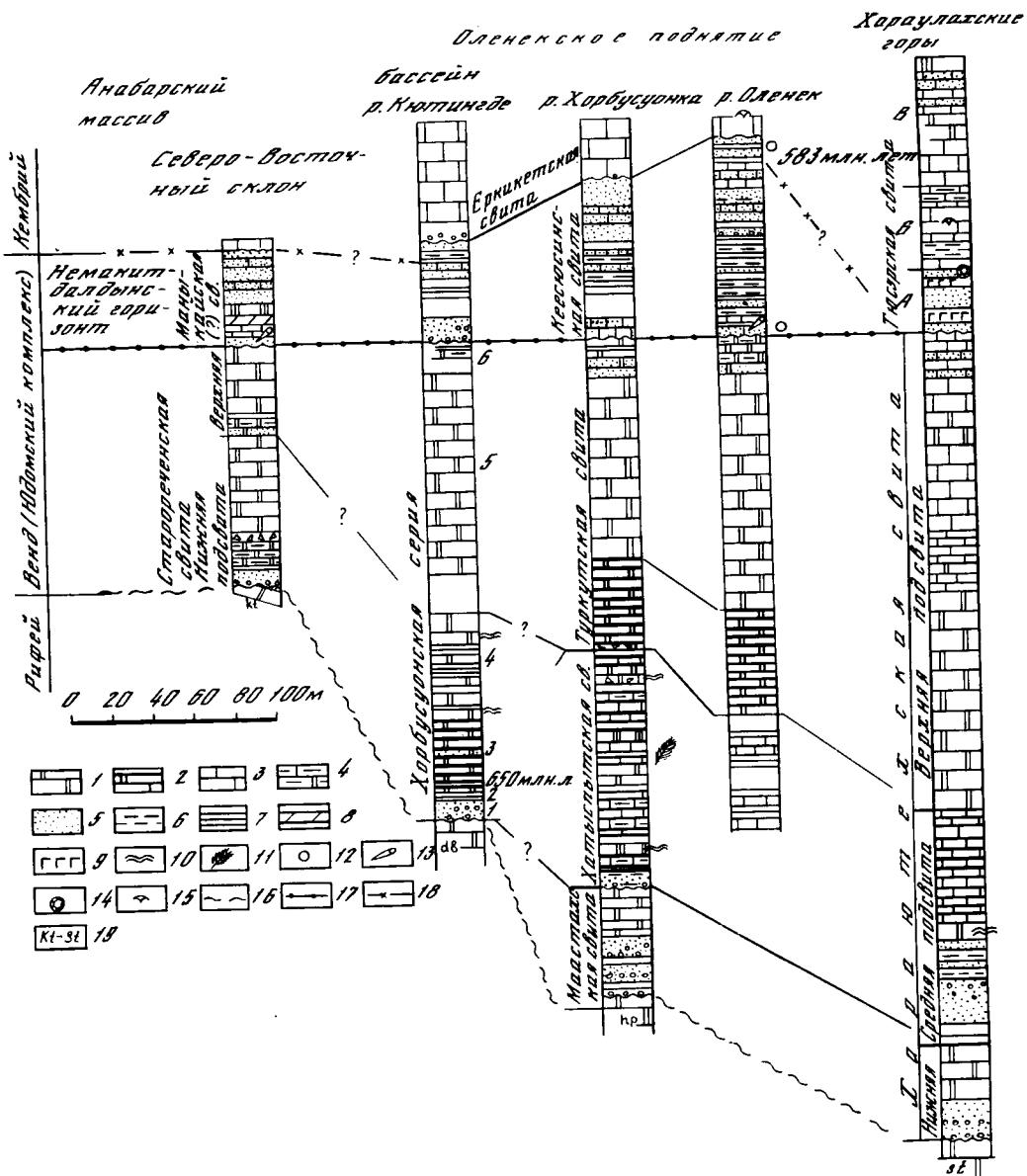


Рис. 38. Схема корреляции разрезов юдомских отложений Оленеского поднятия

1 – доломиты; 2 – плитчатые битуминозные доломиты и известняки; 3 – известняки; 4 – глинистые известняки; 5 – песчаники; 6 – алевролиты; 7 – аргиллиты; 8 – мергели; 9 – долериты; 10 – строматолиты *Bohopia grumulosa* Kom.; 11 – эдиакарская фауна; 12 – находки микрофоссилий; 13 – первые находки скелетной фауны; 14 – первые находки археоциат; 15 – древнейшие трилобиты–фаллотасиды; 16 – нижняя граница юдомского комплекса; 17 – основание немакит-далынского горизонта; 18 – нижняя граница кембра; 19 – индексы подстилающих подразделений: *kt* – котуйканная свита; *db* – дебенгдинская свита; *hp* – хайпалахская свита; *st* – систа-чанская свита

вается пачка темных плитчатых доломитов, мощность которой колеблется от 60 до 45 м. Большая верхняя часть свиты сложена серыми массивными и плитчатыми доломитами. Мощность этой пачки колеблется от 110 до 80 м (см. рис. 38). Выше обычно выделяется пачка кварцевых песчаников и запесоченных доломитов, а завершается разрез серыми доломитами, иногда глинистыми, с прослоями алевролитов.

В Туркутских доломитах обнаружены микрофиолиты: *Vermiculites irregularis* (Reitl.), *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *V. concretus* Z.Zhur., *V. lobatus* Reitl. (Решения..., 1979) и строматолиты: *Paniscollenia emergens* Kom., *Colleniella singularis* Kom., *Stratifera irregularis* Kom.

В пределах южного склона Оленекского поднятия (см. рис. 38, разрез 1) хорбусуонская серия с резким размывом ложится на различные пачки дебенгдинской свиты рифея. Разрез ее здесь, по данным В.А. Комара (1966) и Б.Р. Шпунта с соавторами (1979), имеет следующее строение (снизу вверх).

Мощность, м.

1. Мелкогалечные косослоистые конгломераты, гравелиты и разнозернистые песчаники, существенно кварцевого состава	10–12.
2. Частое переслаивание тонкоплитчатых и листоватых темно-серых аргиллитов и глинистых доломитов, содержащих в средней части биогермы строматолитов <i>Boxonnia grumulosa</i> Kom.	8–10.
3. Битуминозные доломиты темно-серые до черных, содержащие линзовидные прослои гравелитов	30.
4. Чередование желто-серых доломитов и темно-серых плитчатых известковистых алевролитов. В верхней части пачки алевролиты отсутствуют, а появляются светлые массивные доломиты с <i>Boxonnia grumulosa</i> Kom. и B. sp	видимая 55.
5. Доломиты светлые органогенно-обломочные с линзами плоскогалечных конгломерато-брекчий. Они отделены отложений пачки 4 задернованным участком, соответствующим по мощности 25 м. Из этой пачки описаны строматолиты <i>Colleniella singularis</i> Kom. (Шпунт и др., 1979) и, по всей вероятности, <i>Paniscollenia emergens</i> Kom., <i>Stratifera irregularis</i> Kom. (Комар, 1966) . . . видимая 95.	
6. После задернованного участка, соответствующего по мощности 10-метровому слою, доломиты глинистые светлые, серые, плитчатые с прослоями зеленовато-серых доломитистых алевролитов	10.

Суммарная мощность хорбусуонской серии в бассейне р. Кютингде 230–250 м.

Единого мнения о детальном сопоставлении южных и северных разрезов хорбусуонской серии нет. Одни исследователи (И.М. Битерман, Б.Н. Леонов, Л.М. Натапов) считают, что на юге развита одна туркутская свита. Это заключение основывается на общем подобии разреза хорбусуонской серии в бассейне р. Кютингде разрезу туркутской свиты по р. Хорбусуонке (внизу битуминозные доломиты, а выше серые, более массивные доломиты; рис. 38). В качестве признаков резкой предтуркутской перестройки рассматриваются доломитовые брекчи в основании туркутской свиты по р. Хорбусуонке и наличие размыва в пределах Куойско-Далдынского поднятия (см. выше).

Другие исследователи (Комар, 1966; Хоментовский и др., 1967, 1969а; Шпунт и др., 1979) вслед за А.А. Красильщиковым и В.А. Виноградовым считают подобный литостратиграфический подход упрощением. Ему противоречит тот факт, что в области древнего поднятия, каким была южная часть Оленекского поднятия, мощность туркутской свиты оказывается не меньшей, а даже большей, чем на севере (см. рис. 38). Это обстоятельство заставляет думать о возможности замещения битуминозных известняков хатыспытской свиты темными глинистыми доломитами на юге. В.А. Виноградов и А.А. Красильщикова (Красильщикова, Битерман, 1970) по материалам геологической съемки приводят конкретные данные о наличии подобного замещения. О соответствии нижней части хорбусуонской серии южных разрезов (пачки 3 и 4 разреза по р. Кютингде) хатыспытской свите свидетельствует и тот факт, что эти слои в обоих районах охарактеризованы строматолитами *Boxonnia grumulosa* Kom., а выше описываются только *Paniscollenia emergens* Kom. и *Colleniella singularis* Kom.

Для окончательного решения вопроса о детальном сопоставлении южных и северных разрезов хорбусуонской серии необходимы специальные геологические работы. Организация их оправдывается хотя бы тем, что они будут способствовать обоснованию ритмостратиграфии юдомского комплекса Сибирской платформы. Вариант сопоставления хорбусуонской серии бассейна р. Кютингде с одной туркутской свитой требует

признания предтуркутской перестройки в качестве основной¹ в составе юдомского комплекса Оленекского поднятия. Напротив, при сравнении нижней части этого подразделения с хатысъптыской свитой предтуркутские события сводятся на нет и акцентируются предхатысъптыские. Если это так, то с позиций ритмостратиграфии на юге Оленекского поднятия трудно допустить наличие маастахской свиты, которая в северных разрезах образует четкий самостоятельный ритм, который вряд ли мог затушеваться в области южного поднятия (см. рис. 38).

Вблизи основания хорбусуонской серии в южных разрезах по глаукониту K-Ar методом получено определение 650 млн лет. Но точная привязка взятия пробы, к сожалению, неизвестна.

Кессюсинская свита перекрывает отложения хорбусуонской серии с размывом, но повсеместно контактирует с самыми верхами туркутской свиты. Некоторые исследователи подчеркивают значение предкессюсинского эпизода связью с ним проявлений вулканализма (Красильщиков, Битерман, 1970). Но Б.Р. Шпунт с соавторами (1979) считают, что вулканогенные породы в позднем докембрии Оленекского поднятия и других структур севера Сибирской платформы развиты весьма широко на многих стратиграфических уровнях.

В отличие от подстилающей туркутской свиты кессюсинская в основном сложена терригенными породами. Максимальные мощности ее до 100–120 м отмечаются на северо-западе в долине р. Оленек. В бассейне р. Хорбусуонки мощность несколько сокращается, а минимальные значения ее отмечаются на юге и юго-западе в пределах Куойско-Далдынского поднятия и бассейна р. Кютингде (см. рис. 38). Другой отличительной особенностью кессюсинской свиты является наличие в ней остатков скелетной фауны. Почти все находки ее сделаны в долине р. Оленек, где, по данным В.Е. Савицкого и соавторов (1972), в составе кессюсинской свиты выделяются следующие пачки (см. рис. 38, разрез 3).

Мощность, м.

- I. Кварцевые песчаники, переслаивающиеся с алевролитами. Реже встречаются карбонатные породы (рис. 38). Отсюда указываются находки *Anabarites trisulcatus* Miss., *Cambrotubulus* sp. (Миссаржевский, 1980). В районе о-ва Бороулах из низов этой пачки определены *Hyolithellus* sp., *Circothecidae*, *Chancelloria* sp. и водоросли *Proaulopora glabra* Krasnop. (Мешкова и др., 1973). Наконец, из нижней пачки описаны микрофоссилии *Origmatosphaeridium* sp., *Trematosphaeridium* sp., *Leiosphaeridium* тип A, B (Огурцова, 1975 a) 17.
- II. Пестроцветные алевролиты с прослойками аргиллитов и мелкозернистых песчаников, реже известняков. По всей видимости, из верхней части этой пачки определены *Anabarella* sp., *Hyolithellus tschuskunensis* Val., *Cambrotubulus sibiricus* (Val.), *C.decurvatus* Miss., *Anabarites trisulcatus* Miss. (Вальков, 1975) 31–38.
- III. Чередование песчаников и алевролитов, которым подчинены запесоченные известняки и доломиты. Часто к основанию пачки приурочены конгломераты с калькой карбонатных пород, мощностью до 1 м. Из этой пачки указываются *Tiksitheca liciis* Miss., *T.kogorovi* (Miss.), *Cambrotubulus decurvatus* Miss., *Philoxenella* sp., *Igorella* sp., *Anabarites trisulcatus* Miss., *A.tripartitus* Miss., *A.tricarinatus* Miss. (Савицкий и др., 1972). По данным В.В. Миссаржевского (1980), этот список может быть дополнен *Hyolithellus tenuis* Miss., *Chancelloria* sp. 16.
- IV. Известняки и запесоченные известняки. Соотношение этих разностей в разных разрезах существенно меняется. В известняках встречены многочисленные водоросли *Renalcis gelatinosus* Korde, *R.jacuticus* Korde, *R.granosus* Vologd. и микрофитолиты. По данным В.В. Миссаржевского, в пределы этой пачки проходят все формы скелетной фауны, отмечавшиеся ниже, и вновь появляются *Philoxenella spiralis* Vost. и, возможно, впервые *Allatecidae* и *Sachitidae*, *Turcutheca* sp. 12–13.
- V. Песчаники, запесоченные известняки и алевролиты. Помимо перечисленных выше остатков скелетной фауны, здесь встречены многочисленные *Allateca* sp., *Sachites* sp., *Kugdotheca voluta* Miss., *Turcutheca crassecochlia* (Sys.), *T.rugata* (Sys.), *Ladatheca annae* (Sys.), *Egdetheca* sp., *Anabarella plana* Vost., *Bemella* sp., *Igorella ungulata* Miss., *Aldanella* sp., *Purella carinata* Miss., *Crossbitheca arcuaria* Miss. (Миссаржевский, 1980) 13–14.

Из самых верхов кессюсинской свиты описаны микрофоссилии *Leiosphaeridium* тип A, B, C, *Granomarginata squamacea* Volk., *Leiomarginata simplex* Naum., *Micrhystridium tornatum* Volk., *Tasmanites tenellus* Volk. (Огурцова, 1975 a).

Из верхних песчаников кессюсинской свиты K-Ar методом по глаукониту получено определение 583 млн. лет.

По сумме радиологических, палеонтологических и историко-геологических данных юдомский комплекс Оленекского поднятия и Анабарского массива имеет исключительно много общего. Но наибольшее сходство отмечается между разрезами Северо-Восточного Прианабарья и юго-западной части Оленекского поднятия (см. рис. 38). При значительных мощностях карбонатных отложений старореченской свиты и хорбусонской серии в них крайне слабо или вообще не выражено двуритмичное строение, а в составе близких по мощностям и деталям строения маныкайской и кессюсинской свит резко преобладают терригенные породы. В обоих регионах юдомские отложения с резким и глубоким размытом перекрывают различные свиты рифей. По сравнению с этими событиями размыты в основании толщи вышележащих пестроцветных известняков (соответственно медвежинской и еркicketской свит) представляется совершенно не существенным.

Однако признаки, сближающие между собой сравниваемые разрезы, как раз и затрудняют детальное сопоставление наиболее полных классических разрезов Западного Прианабарья и севера Оленекского поднятия. В какой-то мере эти затруднения позволяют преодолеть палеонтологические остатки. Так, исключительная приуроченность строматолитов *Boxoplia grumulosa* Kom. к нижнестарореченской подсвите (Злобин и др., 1970) подкрепляет, с одной стороны, точку зрения о том, что нижняя часть хорбусонской серии южного склона отвечает хатыстыкской свите. С другой стороны, этот же факт укрепляет представление противников подобной корреляции о наличии существенной предтуркутской перестройки по аналогии с предверхнестарореченской в Прианабарье (см. рис. 35). Чтобы, безусловно, делать столь ответственные заключения, по всей видимости, необходимы дополнительные данные.

Нижняя часть кессюсинской свиты (пачки I-II) на основе своей палеонтологической характеристики напоминает низы маныкайской свиты, но в ней встречены и некоторые формы, появляющиеся в Прианабарье лишь с уровня базальных слоев корилской пачки: *Cambrotubulus* sp., *Circothecidae*. Это может быть объяснено двояко. Либо предкессюсинский перерыв был столь существенным, что отложения зоны *A. trisulcatus* на Оленекском поднятии отсутствуют, либо характеристика этой зоны, в которую входят различные анабариты, хиолительминты, возможно, первые археогастроподы пополняется и первыми представителями циркотецид.

Одни исследователи (Мешкова и др., 1979; Миссаржевский, 1980 и др.), всю верхнюю часть кессюсинской свиты относят к зоне *Al. sunnaginicus* алданского яруса, другие (Савицкий и др., 1972; Хоментовский, 1976) считают возможным обособить ее в качестве самостоятельного, более древнего подразделения. Наиболее представительные списки, приведенные В.В. Миссаржевским (1980), показывают, что нижняя часть этого подразделения (пачка III и большая часть пачки IV) по палеонтологической характеристике является аналогом корилской пачки Западного Прианабарья (анабариты, хиолительминты, археогастроподы и циркотециды). Существенное обогащение комплекса палеонтологических остатков происходит лишь в самой верхней пачке кессюсинской свиты. Здесь значительно увеличивается количество родов и видов гастропод и хиолитов (появляются несомненные *Allatheca* sp., *Kugdatheca voluta* Miss. и др.). Но в списке из этих слоев отсутствуют еще многие таксоны, характеризующие зону *A.sunnaginicus* в бассейне р. Алдан. Некоторые из них – томмотиды, *Conotheca mammilata* и др. появляются лишь в низах еркicketской свиты. Но вместе с ними здесь встречена *Allatheca corrugata* Miss., отмеченная на юге с низов зоны *Dokidocyathus regularis*. Все сказанное делает весьма вероятным сопоставление верхов кессюсинской свиты с самыми нижними слоями медвежинской свиты Прианабарья.

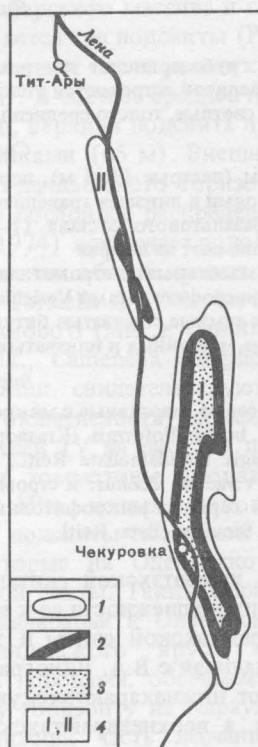
При определении границы кембрия и докембрия в Прианабарье некоторые исследователи опираются на различие списков микрофоссилий из верхов и низов кессюсинской свиты (Огурцова, 1975 а). Однако тот факт, что в западном Прианабарье большинство форм, характеризующих верхи кессюсинской свиты появляется еще в старореченской свите, заставляет осторожно относиться к подобного рода заключениям.

Хараулахские горы

Докембрийские отложения обнажаются во внешней зоне Хараулахских гор – хребте Туор-Сис, где они приурочены к сводам ряда антиклинальных структур. В настоящее время наиболее изучены разрезы, вскрытые долиной р. Лены, пересекающей Чекуровскую и Булкурскую антиклинали (рис. 39). Основы стратиграфии позднего докембраия здесь были заложены работами В.А. Виноградова (1962), В.А. Комара (1966) и Н.В. Мельникова (1966). В дальнейшем была лишь несколько уточнена палеонтологическая характеристика венда и низов кембрия (Журавлева, 1974; Крылов и др., 1971; Якшин, 1979; Репина и др., 1974) и детальнее изучен состав развитых здесь отложений (Шпунт и др., 1979).

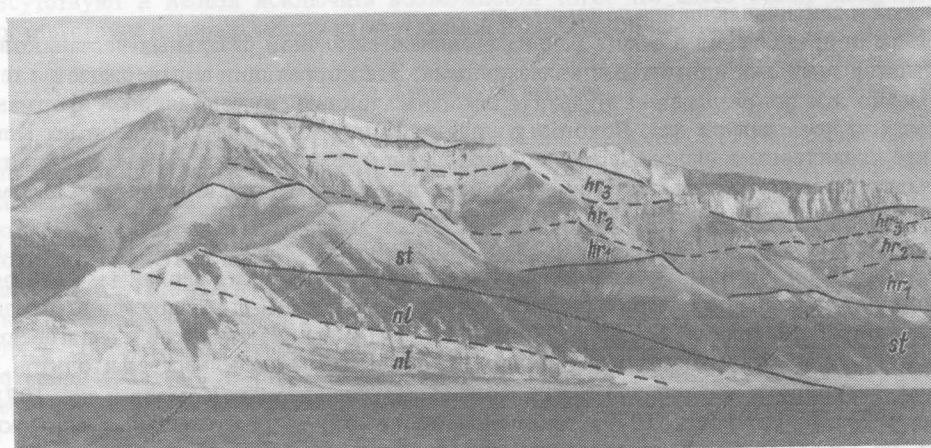
Р и с. 39. Схема распространения вендинских отложений в Хараулахских горах

1 – контур антиклинальных структур, в строении которых принимают участие докембринские отложения; 2 – выходы харапутехской свиты; 3 – довендинские отложения; 4 – названия структур: I – Чекуровская антиклиналь; II – Булкурская антиклиналь



Р и с. 40. Разрез позднекембрийских отложений по правому берегу р. Лены против пос. Чекуровка

Индексы свит: *nl* – нэлэгэрская, *st* – сизтачанская, *hr* – харапутехская (фото М.С. Якшина)



С юдомским комплексом на Хараулахе обычно сравнивается лишь завершающая докембрийский разрез хараютэхская свита. Хотя некоторые исследователи склонны относить к этому уровню некоторые более древние подразделения — нэлэгерскую и сиэтачанскую свиты (Журавлева, 1974) и низы вышележащей тюсэрской свиты (Томмотский ярус . . . , 1969; Хоментовский, 1976).

В пределах Чекуровской антиклинали отчетливо устанавливается, что на подстилающей сиэтачанской свите хараютэхская залегает с крупным перерывом и явными признаками размыва. Наиболее полный разрез хараютэхской свиты в Чекуровской антиклинали (рис. 40) описан в работе Б.Р. Шпунта и соавторов (1979), которые в нем выделяют:

Нижнехараютэхская подсвита

Мощность, м.

- | | |
|---|-----|
| 1. Песчаники грубозернистые до гравийных, полевошпатово-кварцевые светло-серые и пестрые. В линзах гравелитов встречаются уплощенные гальки | 20. |
| 2. Доломиты светлые, толсто-среднеплитчатые, окремненные, в кровле брекчированные. | 26. |

Среднехараютэхская подсвита

- | | |
|---|-----|
| 1. Алевролиты (пестрые (3–4 м), переходящие выше в мелко-, а затем и крупнозернистые песчаники с прослойками и линзами гравелитов и конгломератов. К средней части пачки приурочено пластовое тело базальтового состава (7–10 м), которое одни исследователи описывают как силл, а другие принимают за покров | 40. |
| 2. Доломиты массивные со строматолитами <i>Boxoplia grumulosa</i> Kom., <i>Jurusania (?) judomica</i> Kom. et Semikh. и микрофитолитами <i>Vesicularites ovarus</i> Z.Zhur., <i>Osagia grandis</i> Z.Zhur. | 7. |
| 3. Известняки темные, плитчатые битуминозные | 40. |
| 4. Чередование массивных и плитчатых известняков | 14. |

Верхнехараютэхская подсвита

- | | |
|---|------|
| 1. Доломиты серые, массивные с микрофитолитами <i>Vesicularites congermans</i> Z.Zhur., <i>V.concretus</i> Z.Zhur., <i>V.bothrydioformis</i> (Krasnop.), <i>V.lobatus</i> Reitl., <i>V.subinensis</i> Zabr., <i>Vermiculites irregularis</i> (Reitl.), <i>Osagia tenuilamellata</i> Reitl., <i>O.minuta</i> Z.Zhur., <i>Nubecularites abustus</i> Z.Zhur., <i>Volvatella zonalis</i> Narr., <i>V.vadosa</i> Z.Zhur. и строматолитами <i>Paniscollenia emergens</i> Kom., <i>Boxonia</i> sp. | 113. |
| 2. Известняки серые с микрофитолитами <i>Vesicularites bothrydioformis</i> (Krasnop.), <i>Osagia minuta</i> Z.Zhur., <i>O.tenuilamellata</i> Reitl., | 133. |

Строение хараютэхской свиты и палеонтологическая характеристика не оставляют сомнений в принадлежности ее к юдомскому комплексу. Особенно близки между собой разрезы хараютэхской свиты и хорбусуонской серии Оленекского поднятия. На эту общность, начиная с В.А. Виноградова (1962), обращают внимание все исследователи и сопоставляют нижнехараютэхскую подсвиту с маастахской, среднехараютэхскую с хатыстыктской, а верхнехараютэхскую с туркутской свитами (см. рис. 38). Нижние из сравниваемых подразделений отделены от подстилающих образований существенной перестройкой и представляют осадочный ритм, начинающийся сходной в деталях базальной пачкой и заканчивающейся доломитами.

Средние подразделения в обоих районах начинаются пачкой базальных песчаников и завершаются темными плитчатыми известняками. Эта корреляция подтверждается тем, что именно эти подразделения охарактеризованы такими руководящими формами юдомских строматолитов как *Boxoplia grumulosa* Kom., *Jurusania (?) judomica* Kom. Наиболее характерным членом верхних подразделений сравниваемых районов являются серые массивные доломиты с массой микрофитолитов юдомского комплекса и строматолитами *Paniscollenia emergens* Kom.

Несмотря на эти очевидные данные, в отношении объема юдомского комплекса на Хараулахском поднятии возникла оживленная дискуссия, обусловленная тем, что ряд руководящих форм микрофитолитов юдомского комплекса был обнаружен в гораздо более древних отложениях. Так, З.А. Журавлева (1974) из сиэтачанской и нэлэгерской свит, подстилающих хараютэхскую, приводит обильный список микрофитолитов, в котором фигурируют только юдомские формы. Другие авторы (Крылов и др., 1971; Якшин, 1979; Шпунт и др., 1979) также отмечали в этих свитах отдельные юдомские формы, но основная масса определенных из их коллекций микрофитолитов была ха-

рактерна для рифейских отложений. На Всесоюзном коллоквиуме по микрофитолитам, где этот вопрос специально рассматривался, из нэлэгерской свиты были подтверждены только две юдомские формы – *Vermiculites tortuosus* Reitl. и *V.irregularis* (Reitl.), которые сопровождают обильный комплекс верхнерифейских микрофитолитов (Решения . . . , 1979).

Таким образом, на Хараулахском поднятии, так же как и в Западном Прианабарье, в верхах рифея отмечается несколько форм микрофитолитов, ранее описывавшихся только в юдомском комплексе. Однако, рассмотренная дискуссия вызывает серьезные сомнения в обоснованности диагностики микрофитолитов и демонстрирует к сколь крупным ошибкам в определении возраста и корреляции это может привести.

Тюсэрская свита, перекрывающая хараутэхскую с признаками явного размыва, имеет определенную общность с маныкайской свитой Анабарского массива и с кессюсинской свитой Оленекского поднятия. В составе ее выделяется три подсвиты (Репина и др., 1974). Нижняя из них (А на рис. 38) сложена в основном песчаниками с прослойями запесоченного известняка в кровле (мощность 21,5 м). В составе средней преобладают алевролиты и глинистые известняки (42 м). Наконец, верхняя подсвита представлена известняками, запесоченными известняками и песчаниками (65 м). Внешне здесь развиты все литостратиграфические комплексы немакит-далдынского горизонта Прианабарья и Оленекского поднятия (см. рис. 38). Однако постепенное распределение окаменелостей по разрезу тюсэрской свиты (Репина и др., 1974) исключает подобную корреляцию. Даже список древнейших окаменелостей, собранных вблизи кровли нижней подсвиты: *Hyolithellus tenuis* Miss., *H.vladimirovae* Miss., *Torellella* sp., *Coleolus trigonus* Sys., *Lapworthella tortuosa* Miss., *Hertzina?* sp., *Tiksitheca korobovi* (Miss.), *Conotheca mammillata* Miss., *Laratheca nana* Miss., *Allatheca?* *nana* Valk., *Camenella complicata* Miss., а также археоциаты *Ajacicyathus ex.gr.khemtschikensis* Zhur. свидетельствуют о том, что линзы запесоченных известняков, из которых эти окаменелости происходят, моложе корилской пачки Западного Прианабарья и верхней (В на рис. 38) пачки кессюсинской свиты. Здесь встречены первые археоциаты, томмотиды и зональная форма низов кенядинского горизонта *Lapworthella tortuosa* Miss., которая никогда не встречается ниже зоны *Al.sunaginiclus*. В середине второй подсвиты тюсэрской свиты появляются уже первые трилобиты из фаллотаспид, которые на Оленекском поднятии отмечаются лишь в 11 м выше кровли кессюсинской свиты. Таким образом, на Хараулахе еще более резко, чем при переходе от Прианабарья к Оленекскому поднятию, происходит замещение типичных для низов алданского яруса мергелистых пестроцветных отложений терригенно-карбонатными породами, обычными для немакит-далдынского горизонта. К немакит-далдынскому горизонту на Хараулахе в свете изложенных данных может относиться только нижняя часть песчаников нижнетюсэрской подсвиты. Но для доказательства этого прямые палеонтологические данные отсутствуют и нельзя исключить возможности того, что здесь этому подразделению соответствует перерыв между хараутэхской и тюсэрской свитами.

Алданский массив

После работ Ю.К. Дзевановского (1943) и В.А. Ярмолюка (1946) стало очевидным, что юдомский комплекс из Юдомо-Майского прогиба распространяется в пределы Алданского массива, сохраняя все особенности своего строения. Выше это было показано при рассмотрении юдомских отложений Учурской плиты и Сунагинского горста, которые являются достаточно глубокой частью восточного склона Алданского массива. На рис. 41 приведены другие разрезы Учурской плиты (разрез 1 и 2), аналогичные описанным выше. Через скважину на р. Амге (Некрасова, 1955) юдомская серия в составе аимской и усть-юдомской свиты прослеживается в пределы Якутского свода (разрез 4 на рис. 41; по Кокоулину, 1974) и далее к западу на территорию северного склона Алданского массива, где одновозрастные отложения выделяются в виде двух подсвит толбинской свиты (разрезы 5 и 6 на рис. 41). Данные о толбинс-

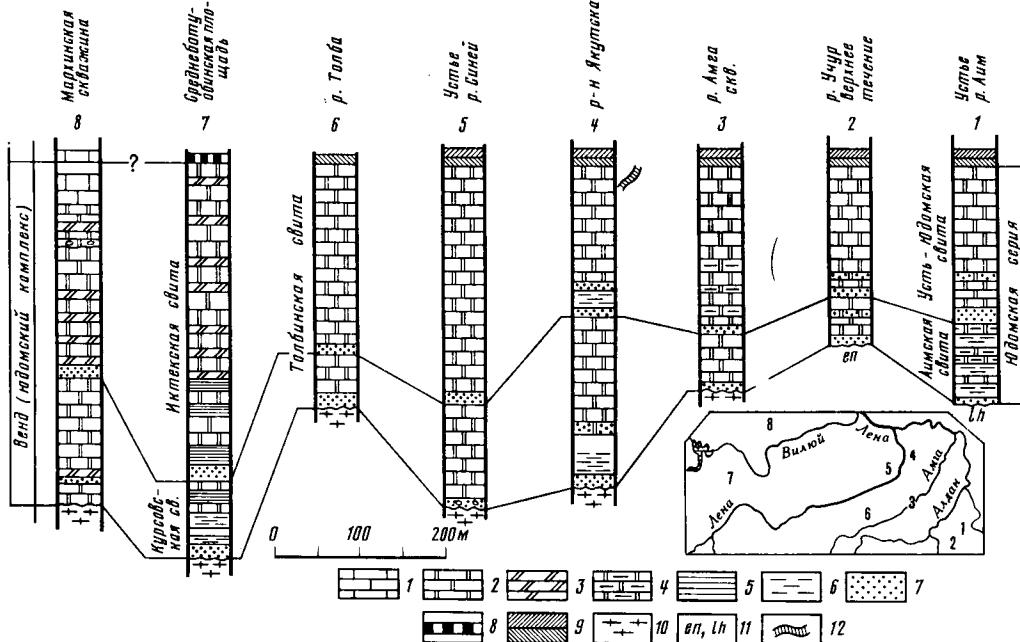


Рис. 41. Схема корреляции разрезов юдомских отложений Алданского массива и смежных территорий

1 – известняки; 2 – доломиты; 3 – мергели; 4 – глинистые доломиты; 5 – аргиллиты; 6 – алевролиты; 7 – песчаники; 8 – низы усольской свиты; 9 – низы пестроцветной свиты; 10 – кристаллические породы фундамента; 11 – индексы свит рифейских отложений: *lh* – лахандинская, *en* – энгинская; 12 – находки сабеллидитид

кой свите получены в процессе бурения профиля глубоких скважин вдоль долины р. Лены и среднемасштабной геологической съемки Лено-Алданского водораздела. Эти работы, завершенные в 50-х годах, дают лишь самое общее представление о строении и составе юдомских отложений. Они позволили, однако, расчленить толбинскую свиту на две подсвиты, сопоставить между собой конкретные разрезы ее и даже наметить корреляцию с юдомскими отложениями смежных территорий. Как видно на профиле скважин, составленном по этим данным (разрезы 4, 5, 6 на рис. 41), толбинская свита сложена в основном доломитами, в которых, подобно юдомской серии, благодаря пачкам песчаников намечается два ритма, ставшие основой при выделении подсвит.

С целью детализации строения толбинской свиты и получения информации о содержащихся в ней органических остатках, в начале 70-х годов была сделана попытка пройти ее в долине р. Лены между устьями рек Толбы и Синей скважинами с полным отбором керна. Одна из них была задана против пос. Исить, а вторая против пос. Сайлык. К сожалению, первая скважина была остановлена в базальтовой пачке верхнетолбинской подсвиты, а вторая вскрыла лишь верхние 120 м ее разреза. Скважины показали, что мощность верхней подсвиты в районе пос. Исить, как и в приусьевой части р. Синей, около 270 м. Но благодаря им выяснилось, что верхнетолбинская подсвита имеет гораздо более сложное строение, чем это представлялось ранее. Оказалось, что в верхней части второй скважины до глубины 120 м, содержится значительное количество пластов и пачек известняка. Западнее, (в первой скважине) чистые известняки существенное значение имеют лишь в верхних 30 м свиты, а ниже по разрезу развиты лишь известковистые доломиты. По всему разрезу скважин отмечается тонкое переслаивание чистых карбонатных пород (обычно светло-серых) с зеленовато-серыми глинистыми разностя-

ми и мергелями. Два мощных пакета таких пород, в составе верхнего из которых преобладают чистые доломиты, а в нижнем зеленовато-серые мергели, являются хорошими маркирующими горизонтами. Наличие их позволяет говорить о том, что в основании вышележащей пестроцветной свиты отсутствует существенный размыв, а некоторые отличия в строении разрезов скважин 1 и 2 обусловлены фациальными изменениями. Заслуживает внимания и тот факт, что вблизи кровли толбинской свиты широко развиты микрофитолитовые известняки. Аналогичные породы, как известно, являются прекрасным маркирующим горизонтом в верхах усть-юдомской свиты р. Алдан. Текстурные особенности верхнетолбинских отложений свидетельствуют о том, что формирование их происходило в обстановке сравнительно небольших глубин и весьма активной гидродинамики. Об этом свидетельствует большое количество прослоев плоскогалечных (штормовых) брекчий, наличие волнистой и косой слоистости, многочисленные признаки взвалывания и перемыча осадка. Прослои плоскогалечных конгломератобрекчий, в частности, в обеих скважинах ассоциируют с контактом пестроцветной и толбинской свит. По аналогии с разрезами среднего течения р. Алдан, разрез пестроцветной свиты начинается с пачки зеленовато-серых известняков и мергелей, охарактеризованных обильным комплексом окаменелостей зоны *Al.sunnaginicus*. Во всяком случае, в 1 м от основания этой пачки появляются характерные для этой зоны археоциаты и руководящие формы других групп скелетной фауны *Sunnaginia imbricata* Miss., *Tommotia kozlowskii* Miss., *T.admitanda* Miss., *Conotheca mammilata* Miss. и др.

В верхних 12 метрах толбинской свиты о наличии скелетной фауны свидетельствуют лишь единичные сечения раковин, напоминающих *Cambrotubulus* и остатки спикул губок. В этом же интервале В.А. Лучининой описаны многочисленные остатки водорослей *Renalcis gelatinosus* Korde и *Korilophyton* sp., такие же, как в корилской пачке маныкайской свиты Западного Прианабарья. М.С. Якшиным со всех уровней верхнетолбинской подсвиты описан довольно однообразный комплекс микрофитолитов, в котором резко преобладают юдомские формы: *Vesicularites lobatus* Z.Zhur., *V.concretus* Z.Zhur., *Vermiculites tortuosus* Reitl., *V.irregularis* (Reitl.), *Medularites ovatus* Nar., *M.lineolatus* Nar., *Volvatella zonalis* Nar., *V.vadosa* Z.Zhur., *V.(Ambigolamellatus)* horridus Z.Zhur., *Nubecularites abustus* Z.Zhur., *N.parvus* Z.Zhur., кроме того, здесь обычны такие формы, как *Hieroglyphites mirabilis* Reitl., *Nubecularites catagraphys* Reitl., *N.punctatus* Reitl., в ряде районов известные главным образом в кембрийских отложениях; наконец, нередки формы более обычные для рифея *Glebosites glebosites* Reitl., *G.gentilis* Z.Zhur., *Osagia nersinica* Vaksch., *Radiosus aculeata* Z.Zhur., *R.tenuis* Z.Zhur. (Журавлева и др., 1983).

Двуритмичная толбинская свита северного склона Алданского массива, залегающая непосредственно на кристаллических породах фундамента, аналогична по деталям строения и фитолитовой характеристике юдомским отложениям Непско-Ботуобинского свода (разрез 7 на рис. 41; Колосов, Авдеева, 1979) и Южного Прианабарья, где они пройдены Мархинской скважиной (разрез 8 на рис. 41; Гричик, 1969). К сожалению, в пределах Алданского массива, как и в Юдомо-Майском прогибе, не удается наметить нижней границы аналогов маныкайской свиты и немакит-далдынского горизонта Прианабарья. О наличии же отложений этого возраста в самых верхах толбинской свиты и юдомской серии свидетельствуют уже упоминавшиеся находки известньяделяющих водорослей в ленских скважинах, а также сабеллидитид в скважинах Якутского свода (разрез 4 на рис. 41; Кокоулин, 1974).

Гораздо менее определены данные об объеме и нижней границе юдомия в пределах Западного склона Алданского массива, но поскольку эта проблема связана с корреляцией развитых там отложений с разрезами Патомского нагорья и Березовского прогиба, мы вернемся к ней ниже после изложения необходимых данных.

ВЫВОДЫ

Несмотря на громадную площадь рассмотренной северо-восточной части Сибирской платформы, полную изолированность входящих в пределы ее районов развития верхнекембрийских отложений и обширные пространства, разделяющие их между собой, выделение юдомских (вендских) отложений и общая корреляция их разрезов не вызывает здесь существенных затруднений. Это определяется общностью строения, развития и относительным однообразием господствовавших обстановок осадконакопления.

Повсеместно в пределах всего северо-востока Сибирской платформы накоплению юдомских отложений предшествовала существенная тектоническая перестройка. Но на юге она в основном сводилась к резкому расширению и выплаживанию узкого и интенсивно погружавшегося Юдомо-Майского прогиба, превращению его в обширную платформенную синеклизу. Более существенные события здесь фиксируются в прибрежной части Юдомо-Майского прогиба, где внедрение инглийского комплекса интрузий привело к образованию куполов и последующему резкому размыву их сводов. С этим процессом связаны локальные угловые несогласия.

На севере, в пределах Анабарского массива, предъюдомская активизация сопровождалась гораздо более существенной структурной перестройкой, приведшей к существенному изменению структурного плана. Следствием этих событий было гораздо более интенсивный магматизм, региональное развитие угловых несогласий и интенсивнейший размыв. Но конечный результат перестройки, так же как и на юге, выразился в смене рифейских авлакогеновидных структур платформенными синеклизами. На Оленекском, Уджинском и Хараулахском поднятиях, хотя несогласия в основании юдомских отложений не фиксируются, они повсеместно отделены даже от наиболее молодых рифейских толщ весьма значительным перерывом, соответствующим байкальскому комплексу (Хоментовский, 1976). Обращает на себя внимание крайне слабое развитие в основании юдомских карбонатных пород базальных терригенных образований. На юге это, по-видимому, связано с тем, что древний рельеф был в значительной мере денудирован в предъюдомское время, с чем связано накопление грубообломочных отложений уйской серии (Хоментовский и др., 1972). На севере же продукты длительного перемыва подстилающих карбонатных отложений просто трудно обособить среди близких по составу юдомских отложений.

Не вызывает сомнений и то, что крупная цикличность юдомских отложений на всей рассмотренной территории являлась следствием активизации тектонических движений. Они приводили к выпадению целых подсвит в пределах палеоподнятий или резкому расширению области прогибания, сопровождавшемуся интенсивным расширением юдомской трансгрессии. Эти активизации и обусловленное ими накопление базальных отложений новых циклов имеют исключительное значение для разработки региональной стратиграфии. Но для детальной корреляции активизаций разных районов необходимы дополнительные исследования. О том, что эти события не всегда происходили синхронно, свидетельствуют различия в строении так называемого немакит-далдынского горизонта. На юге он не обособляется как самостоятельное литостратиграфическое подразделение, а на севере с ним связано образование наиболее эффектного цикла осадкообразования. Однако характер взаимоотношений немакит-далдынских отложений северных районов с подстилающими свидетельствует о том, что каких-либо существенных тектонических событий в области осадконакопления здесь в отличии от предъюдомской активизации не произошло. Массовое же появление красноцветного терригенного материала связано с размывом, проявившимся севернее, в области питания.

Предкембрийская активизация была, по всей видимости, наименее существенной в ряду вышеописанных событий. Тем не менее в это время на громадной территории произошло весьма синхронное интенсивное развитие трансгрессии, сопровождавшееся существенным и удивительно однообразным изменением состава отложений и комплекса заключенных в них окаменелостей. Весьма вероятно, что эта специфика обус-

ловлена не региональной тектонической активизацией, а эвстатическим изменением уровня океана в начале кембрия.

Как уже говорилось, главнейшим критерием для выделения и корреляции юдомских отложений были фитолиты. В использовании юдомских строматолитов до сих пор никаких осложнений не произошло, но встречаются они реже микрофитолитов, а изучение их гораздо более трудоемко. Поэтому то, что получается по микрофитолитам, в какой-то мере является возможным и для строматолитов.

Сравнительное же изучение микрофитолитов юдомских и подстилающих отложений дало интересный результат. Большинство юдомских форм известно в рифе и проходит в кембрий, так же как и масса рифейских форм встречена сейчас в юдомских отложениях (см. выше; Хоментовский, 1976; Якшин, 1978). Но, несмотря на эти вызывающие беспокойство факты, подавляющее количество юдомских микрофитолитов в регионе связано именно с отложениями юдомского возраста. Очевидно, здесь решающим фактором является не биогенный (эволюция водорослей и бактерий), а обстановка осадкообразования и, возможно, ряд других факторов, которыми определяется вторая, abiогенная составляющая природы фитолитов. Отсюда следует вывод, что фитолиты в пределах рассмотренной части Сибирской платформы прекрасно работают для целей стратиграфии, но местами (как, например, на Хараулахе) юдомский комплекс может оказаться на не свойственном ему уровне.

Исключительное значение для датировки юдомских отложений играют остатки вендо-эдиакарской фауны. Но крайняя редкость их пока не позволяет использовать эту группу в практике региональных исследований для целей выделения и корреляции рассматриваемых отложений.

В последние годы выяснилось, что юдомские отложения Сибири сверху донизу охарактеризованы специфическим комплексом микрофоссилий, многие элементы которого сближают его с лонтовским комплексом западных районов Восточно-Европейской платформы. В пределах северо-востока Сибирской платформы появление этого комплекса микрофоссилий обычно позволяет достаточно уверенно отделять юдомские отложения от рифейских. Исключения представляют лишь микрофоссилии, описанные в одном месте из усть кирбинской свиты (Волкова, 1981). Но каких-либо существенных изменений в составе комплекса микрофоссилий на границе кембрия и докембрия здесь пока фиксировать не удается.

Верхняя часть юдомских отложений (так называемый немакит-далдынский горизонт) охарактеризована остатками скелетной фауны и известны выделяющими водорослями. В этом интервале сейчас обосновывается по крайней мере два возрастных комплекса скелетной фауны, что подкрепляет делавшиеся ранее предложения выделять это биостратиграфическое подразделение в качестве самостоятельного немакит-далдынского (балтийского) яруса (Хоментовский, 1976; Розанов, Соколов, 1980).

Общее количество более-менее достоверных радиологических определений из юдомских отложений пока слишком незначительно. Основная масса их сделана K-Ag методом по глаукониту и определяет время формирования юдомского комплекса в интервале 650 (660) – 560 млн. лет.

ЮЖНАЯ ФАЦИАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ

Южная фациальная область позднего докембрия Сибирской платформы охватывает внешние дуги Патомского нагорья и Прибайкалье, а также районы, примыкающие к названным и разделяющие их – Иркутское Присаянье, Северо-Байкальское нагорье, Березовский прогиб (см. рис. 24).

Перечисленные районы в позднем докембрии входили в состав двух палеопрогибов – Патомского, ограничениями которого являлись современный Березовский прогиб и восточная часть Северо-Байкальского нагорья, и Прибайкальский прогиб, объединявший, кроме Прибайкалья, Иркутское Присаянье и западный склон Северо-Байкальского нагорья (Хоментовский, 1976).

Патомский прогиб

Патомское нагорье. В этом разделе будут рассмотрены лишь юдомские отложения внешних дуг Патомского нагорья потому, что выделение их аналогов в метаморфических толщах, слагающих внутреннюю часть этого региона, пока не удается сделать обоснованно.

К юдомскому комплексу здесь принято относить жербинскую и тинновскую свиты, а также нижнюю часть более молодой – нохтуйской свиты (разрез 3 на рис. 42). Делается это на основании данных по распределению в разрезе различных ассоциаций фитолитов. При этом следует отметить два обстоятельства. Во-первых, именно в Патомском нагорье был выделен и получил биостратиграфическое обоснование юдомский комплекс микрофитолитов. Во-вторых, по существу, лишь в Патомском нагорье и непосредственно примыкающих к нему районах в единых разрезах, сплошь охарактеризованных фитолитами, отбивается граница между рифеем и юдомскими отложениями, т.е. именно здесь находится эталон нижней границы юдомского комплекса Сибири.

Жербинская свита обычно описывается как толща, сложенная светлыми кварцевыми песчаниками. Это связано с тем, что скальные выходы этой свиты почти нацело состоят из этих пород. Однако, суммировав все данные о составе свиты по рекам Большому и Малому Патому, а также примыкающей к ним части долины р. Лены (Хоментовский и др., 1972), удается составить более полное представление о строении жербинской свиты (разрез 3 на рис. 42).

В основании ее обычно выделяется пачка доломитов, которым подчинены прослои кварцевых песчаников и алевролитов. В северо-восточной части Патомского нагорья мощность этой пачки обычно не превышает 25–30 м. По особенностям строения (чередование карбонатных и терригенных пород) она является переходной между подстилающей карбонатной ченчинской свитой и терригенными породами вышележащей жербинской свиты. Основанием для включения этой переходной пачки в жербинскую свиту служит резкое изменение комплекса строматолитов вблизи основания свиты (Хоментовский и др., 1972; Воронцова и др., 1975). Если для ченчинской свиты характерен комплекс руководящих для верхнего рифея форм строматолитов из групп *Katavia*, *Inzeria* и др., то в доломитах жербинской свиты встречены лишь *Dgerbia grumulosa Dol.* и *Linella zhuiica* Shenf. Характерная микроструктура у *D. grumulosa* развита лишь в отложениях юдомского комплекса Сибири и их аналогах в других регионах. Микрофитолиты в жербинских доломитах представлены эндемичными формами *Osagia recta* Voron., *Vesicularites undularis* Voron. Они сменяют вблизи границы свиты обильный комплекс руководящих для верхнего рифея форм, развитых в ченчинской свите.

Вторая пачка жербинской свиты северо-восточных районов Патомского нагорья сложена в основном светлыми кварцевыми песчаниками, иногда глауконитовыми. Отдельные пласты песчаника имеют доломитовый цемент, который резко преобладает над кварцевыми зернами. Пласти песчаника разделены тонкими пропластками алевролитов и аргиллитов. Мощность пачки 170–200 м.

В западном направлении мощность доломитов первой пачки увеличивается за счет замещения ими песчаников второй. В верхнем течении р. Большой Чуи мощность доломитов в низах жербинской свиты достигает 180 м.

По глаукониту К–Аг методом получены многочисленные радиологические определения 539, 562, 566, 575, 578, 595 млн. лет. Все приведенные цифры для низов юдомского комплекса явно занижены, что, по всей видимости, определяется интенсивным проявлением каледонской складчатости, охватившей всю рассматриваемую территорию.

Третья пачка жербинской свиты обычно очень плохо обнажена. Исключение представляет лишь разрез по р. Большой Патом в районе устья руч. Челончен. Здесь на песчаниках второй пачки залегают темно-серые плитчатые алевролиты и аргиллиты с прослойями доломитов и песчаников. Мощность пачки 100–150 м.

Четвертая пачка вновь сложена светло-серыми кварцевыми песчаниками, которым подчинены прослои алевролитов. Мощность пачки 60–80 м.

Общая мощность жербинской свиты порядка 450 м.

Тинновская свита сложена преимущественно доломитами. В составе ее в северо-западной части Патомского нагорья выделяются (снизу вверх).

Мощность, м.

1. Чередование темно-серых алевролитов и аргиллитов, которым подчинены прослои песчаников и запесоченных доломитов	50.
2. Чередование пестрых мергелей и глинистых алевролитов и аргиллитов. Характерным членом пачки являются черные антраконитовые известняки (20 м)	70–90.
3. Серые до темно-серых доломиты и известковистые доломиты с более или менее четко выраженной брекчевой текстурой. В подчиненных количествах встречаются слои черных глинистых известняков и пестрых глинисто-известковистых сланцев и доломитовых мергелей. Пачка начинается гравийными песчаниками, в верхней части которых появляются прослои сланцев (20 м)	300.

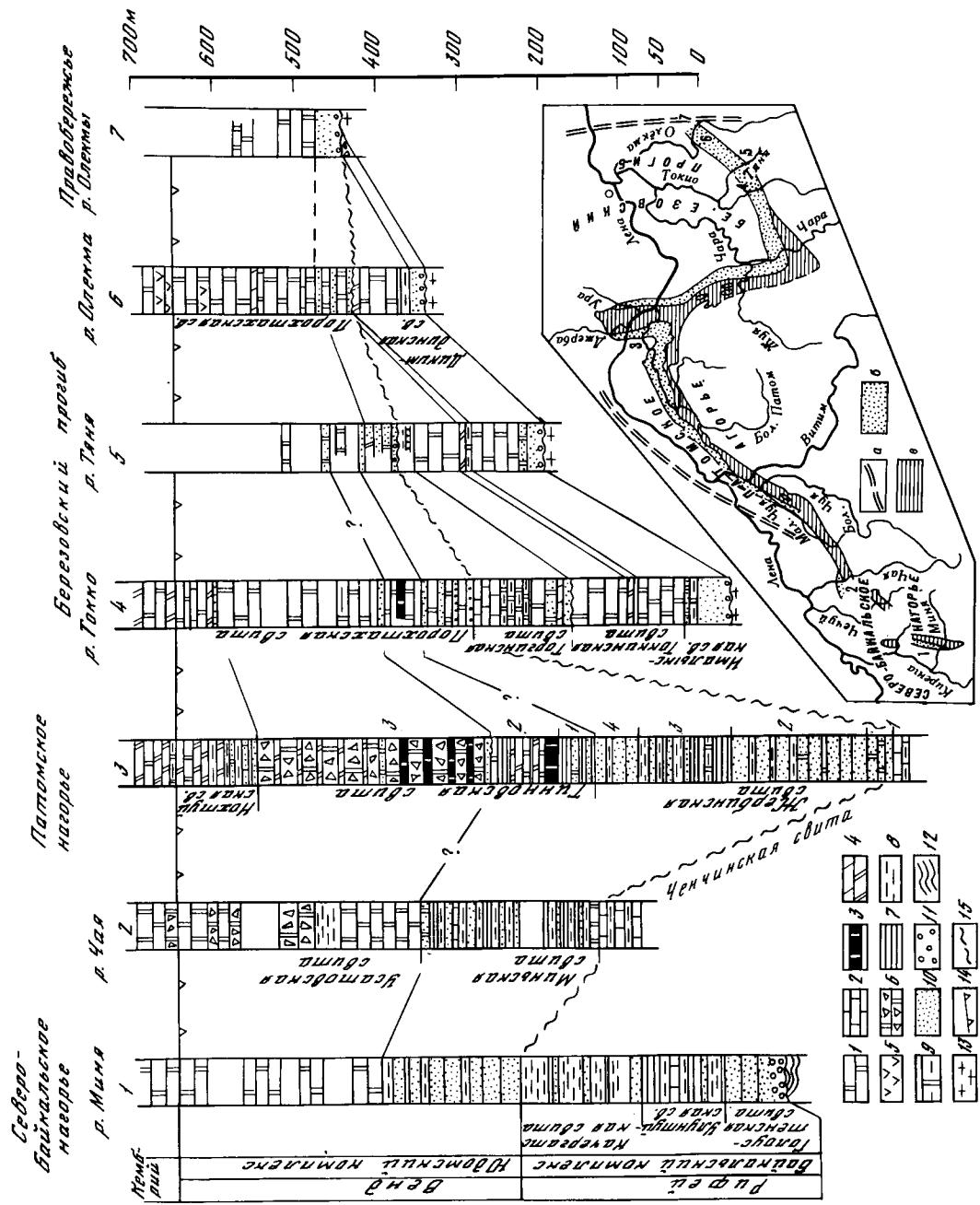
Общая мощность свиты достигает 450 м. В черных известняках ее встречены водоросли *Obrutchevella parva* Reitl., а в доломитах – юдомские микрофитолиты *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *V. flexuosus* Reitl., *V. lobatus* Reitl., *Vermiculites irregularis* (Reitl.), *V. tortuosus* Reitl. В отложениях тинновской свиты встречен также III комплекс микрофоссилий *Aducta sibirica* Fajz.; *Bailikania antiqua* Trestsh., *N. diligena* Trestsh., *Bavlinella faveolata* Schep., *Granomarginata* (?) sp., *Micrhystridium* (?) sp., *Nucellospheeridium* sp., *Paracrassosphaera dedalea* Rad., *Pterospermopsimorpha* sp., *Sibiriella prima* Fajz. (Волков и др., 1980).

Нохтуйская свита взаимопереходами связана с тинновской. В нижней части ее (мощностью около 150 м) преобладают пестрые доломитовые мергели, которым подчинены светлые доломиты и запесоченные доломиты. В верхней пачке нохтуйской свиты серые доломиты преобладают над пестрыми доломитовыми мергелями.

В нижних 100 м нохтуйской свиты развиты исключительно юдомские микрофитолиты *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *V. lobatus* Reitl., *Vermiculites irregularis* (Reitl.), *V. tortuosus* Reitl. и др. На этом основании эта часть нохтуйской свиты обычно относится к юдомскому комплексу. Однако позднее выяснилось, что юдомские микрофитолиты проходят и в более молодые отложения. В выщележащей мачинской свите встречены, в частности, *Vermiculites tortuosus* Reitl., *Medularites ovatus* Nar., *M. lineolatus* Nar. и др., но вместе с ними обычно встречаются и характерные для кембрийских отложений *Nubecularites punctatus* Reitl., *N. catagraphus* Reitl., *Nuergoliphites mirabilis* Reitl. и др., а также известковые водоросли *Renalcis jacuticus* Korde, *R. polymorphus* (Masl.).

Приведенное выше традиционное расчленение юдомских отложений вызывает обоснованные возражения. Нижняя алевролитовая пачка тинновской свиты по составу близка пачке III жербинской свиты, следовательно, может быть переведена в эту свиту. Грубые гравелиты пачки III тинновской свиты иногда залегают на подстилающих доломитах и мергелях с явным размывом, что дает основание начинать с них самостоятельное стратиграфическое подразделение, для которого, может быть, и следует сохранить название тинновская свита. Характерный же комплекс пород пачки II тинновской свиты при этом может быть выделен в самостоятельное подразделение. С позиций ритмостратиграфии, наоборот, в качестве самостоятельного подразделения имеет смысл объединить песчаники верхней пачки жербинской свиты с пачками I и II тинновской свиты, сложенными сланцами и карбонатными породами (разрез 3 на рис. 42). Но уточнить номенклатуру стратиграфических подразделений до тех пор, пока не будет обоснована детальная корреляция разрезов Патомского нагорья и примыкающих к нему территорий, преждевременно.

В пределах Северо-Байкальского нагорья, при некотором сокращении мощности юдомского комплекса, разрез его в общем сохраняется. По р. Чae, в частности, (разрез 2 на фиг. 42) нижняя часть юдомских отложений представлена миньской свитой. В



составе ее преобладают алевролиты и аргиллиты, которым подчинены кварцевые песчаники (мощность 200 м). Подобно жербинской свите, в основании ее развиты доломиты с характерными юдомскими строматолитами *Jurusania judomica* Kom. et Semikh., *Paniscollenia* sp. 1. В самом общем виде минская свита параллелизуется с жербинской, но для суждения о том, включает ли она в себя и нижнюю часть тинновской свиты, конкретные данные отсутствуют. Минская свита согласно перекрывается доломитами (ионогда брекчийвидными) усатовской свиты. Верхняя часть усатовской свиты, судя по радиологической датировке, сделанной K-Ag методом по глаукониту (550 млн лет), относится уже к кембрию, а в нижней половине ее встречены юдомские микрофитолиты *Vesicularites lobatus* Reitl. и др. Внешне нижнеусатовские доломиты более всего напоминают тинновские, но, по всей видимости, они отвечают и нижней пачке нохтуйской свиты.

Березовский прогиб примыкает к Патомскому нагорью с востока, являясь крылом этой палеоструктуры.

С юдомским комплексом в Березовском прогибе всеми исследователями сравнивается порохтахская свита, в составе которой преобладают светлые доломиты. Этую свиту обычно расчленяют на две неравные по объему подсвиты. Верхняя из них почти нацело состоит из серых слоистых доломитов, мощность которых последовательно сокращается в сторону Алданского массива с 300 до 180 м (разрезы 4–7 на фиг. 19). Нижняя подсвита имеет более выдержанную мощность 40–60 м и помимо доломитов содержит слои светлых кварцевых песчаников, запесоченных и глинистых доломитов. В доломитах порохтахской свиты известны микрофитолиты *Osagia globulosa* Korol., *O. corticosa* Nar., *Vesicularites compositus* Z. Zhur., *V. bothrydioformis* (Krasnop.), *V. flexuosus* Reitl., *V. enigmatus* Zabr., *Vermiculites tortuosus* Reitl., *Glebosites gentilis* Z. Zhur., *Radiosus aculeatus* Z. Zhur. (Москвитин и др., 1980) и строматолиты *Boxonaria allahjunica* Kom. et Semikh. и *Jurusania tuructachica* Shenf. Вблизи кровли порохтахской свиты встречаются первые известковые водоросли *Renalcis* sp. Дискуссию вызывала лишь возможность отнесения к юдомскому комплексу дикимдинской свиты р. Олекмы (разрез 6 на рис. 42). На основании комплекса микрофитолитов дикимдинская свита иногда относилась к среднему рифею (Журавлева, 1964), но более поздние сборы *Vesicularites flexuosus* Reitl., *V. parvus* Zabr., *V. compositus* Z. Zhur., *V. krylovi* Zabr., *V. enigmatus* Zabr., *Vermiculites aff. tortuosus* Reitl. (Москвитин и др., 1980) свидетельствуют, наоборот, об определенной общности этой ассоциации с той, которая характеризует порохтахскую свиту (см. выше). Некоторые исследователи, обнаружив на реках Токко и Тяне в 120–100 м выше подошвы порохтахской свиты песчаники и запесоченные доломиты, предложили с них и начинать порохтахскую свиту в этой части Березовского прогиба, а пачку между этими терригенными породами и поверхностью размыва в основании юдомского комплекса сравнивать с дикимдинской свитой р. Олекмы (Шенфильд, Якшин, 1975). Дальнейшие работы не подтвердили этих представлений (Москвитин и др., 1980). На основании исключительной выдержанности мощности и состава нижнепорохтахской подсвity было показано, что дикимдинская свита в стратотипе находится ниже поверхности предъюдомского несогласия и в нескольких километрах к востоку от долины р. Олекмы срезается им (разрезы 4–7 на рис. 42).

В пределах Березовского прогиба доломиты порохтахской свиты согласно перекрываются юдомской свитой, для нижней части которой типичны пестроцветные мергели и

Рис. 42. Схема корреляции разрезов юдомских отложений внешней части Северо-Байкальского и Патомского нагорий, Березовского прогиба и западного склона Алданского массива

1 – доломиты; 2 – известняки; 3 – битуминозные известняки; 4 – мергели и доломитовые мергели; 5 – гипсы; 6 – доломитовые брекчи; 7 – аргиллиты; 8 – алевролиты; 9 – глинистые доломиты; 10 – песчаники; 11 – конгломераты; 12 – метаморфические толщи раннего докембрия; 13 – кристаллические породы раннего докембра; 14 – граница между вендом и кембрием; 15 – граница между вендом и рифеем. На врезке: а – внешняя граница распространения рифейских отложений; б – юдомский комплекс; в – рифей

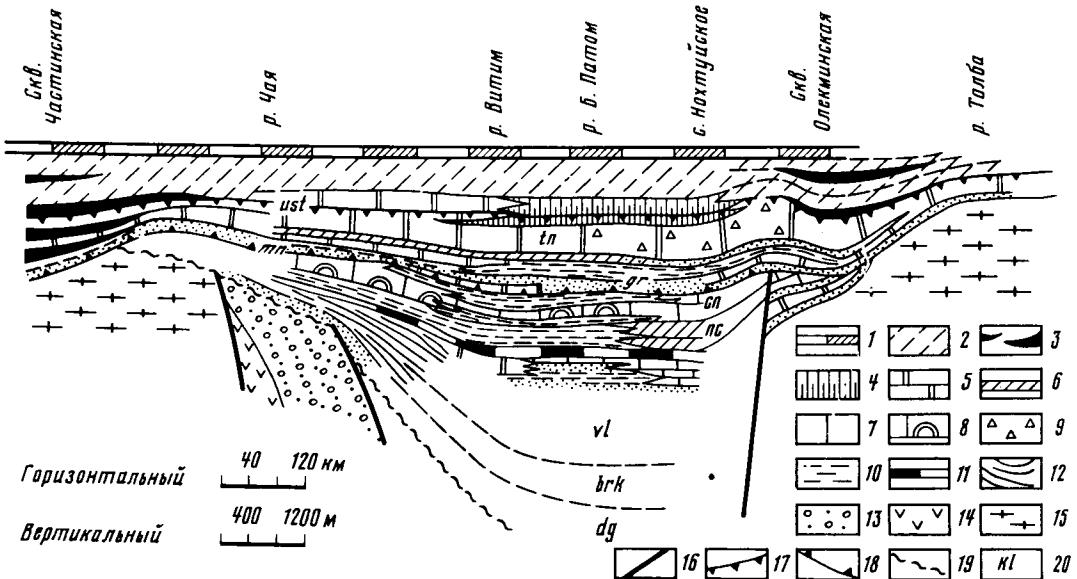


Рис. 43. Схематический палеогеографический профиль через северную часть Патомского прогиба (по Хоментовскому, 1976)

1 – известняки и доломиты олекминского и урицкого горизонтов; 2 – доломиты, реже известняки эльгинского и толбачанского горизонтов; 3 – соленосные пачки; 4 – глинистые доломиты (мачинская свита), пестроцветные внизу (нохтуйская свита); 5 – доломиты; 6 – мергели; 7 – известняки; 8 – строматолитовые известняки ченчинской свиты; 9 – брекчии; 10 – алевролиты; 11 – темные глинистые известняки; 12 – алевролиты, известняки, песчаники валюхтинской и баракунской свит; 13 – конгломераты и песчаники окуньской свиты; 14 – вулканогенные породы хебеленской свиты; 15 – кристаллический фундамент; 16 – разломы; нижние границы: 17 – кембрия; 18 – венда; 19 – байкальского комплекса; 20 – индексы свит: *ust* – усатовская; *tn* – тинновская; *gr* – жербинская; *чн* – ченчинская; *нс* – никольская; *вл* – валюхтинская; *брк* – баракунская; *дг* – джемкуканская

гипсы. Внешне эта пачка несколько напоминает нохтуйскую свиту, на основании чего их иногда сопоставляют между собой (Бобров, 1976). Судя по остаткам археоциат и комплексу микрофитолитов, кембрийский возраст юэдской свиты не вызывает сомнений. Поэтому для корреляции ее с низами нохтуйской свиты, охарактеризованными юдомскими фитолитами, необходимы дополнительные данные, поскольку в переходных от кембрия к докембрию отложениях Березовского прогиба красноцветные породы встречены на нескольких уровнях.

На схеме корреляции разрезов Патомского нагорья со смежными районами (см. рис. 42), а также на профилях через эту территорию (рис. 43 и 52) видно, что в юдомское время здесь находился довольно пологий прогиб. Осевая часть его связана с Патомским нагорьем; с запада он ограничен смежной частью Северо-Байкальского нагорья, а с юго-востока Березовским прогибом и примыкающим участком Алданского массива.

В отличие от Юдомо-Майского прогиба отложения юдомского комплекса Патомского не имеют четко выраженного ритмичного строения, выраженного в общерегиональной плане. В связи с этим уровень детализации его стратиграфического расчленения пока остается гораздо меньшим. Здесь, по существу, выделяются две толщи – верхняя, карбонатная, и нижняя, в которой обычно преобладают терригенные породы. Хотя не вызывает сомнения, что границы этих формаций не являются изохронными, анализ изменения их мощностей (см. рис. 42 и 43) показывает, что по мере накопления юдомских отложений Патомский прогиб постепенно выполаживался.

На поперечных профилях (см. рис. 43 и 52) прекрасно видно, что Патомский прогиб юдомского времени наследует гораздо более контрастную авлакогеноподобную рифей-

скую структуру. Н.С. Шатский (1932, 1963) считал ее остаточной геосинклиналью, разделявшей Алданский и Анабарский блоки, которые байкальской складчатостью, случившейся в начале кембрийского времени, были спаяны в единую Сибирскую платформу. Исследования последних лет показали, что ничего подобного завершающей складчатости в регионе ни перед вендром, ни тем более перед кембriем или внутри него на рассматриваемой территории не произошло. Юдомский (вендрский) прогиб, как было показано выше, наследовал рифейский. При этом в осевой части этой сквозной структуры осадкообразование на рассматриваемом рубеже даже не прерывалось. Но, как и в Юдомо-Майском прогибе, накоплению юдомского комплекса здесь предшествовала весьма специфическая тектоническая перестройка. Она проявилась в том, что интенсивность погружения в осевой части Патомского прогиба резко сократилась. По сравнению с рифейской структурой, юдомская представляет собой уже типичную платформенную синеклизу, спивающуюся с осадочным чехлом Сибирской платформы. В пределах поднятий, обрамлявших Патомский прогиб, в предъюдомское время имело место воздымание, возможно, сопровождавшееся горстообразованием. Эти события отразились в последовательном срезании основанием юдомского комплекса все более древних отложений по мере распространения юдомской трансгрессии через Березовский прогиб на склоны Алданского массива (см. рис. 42, 43).

Прибайкальский прогиб

Прибайкальский прогиб в основном находился на территории Западного Прибайкалья, но центриклинальные окончания этой палеоструктуры выходили за его пределы в Иркутское Присаянье на юго-западе, и в Северо-Байкальское нагорье на северо-востоке.

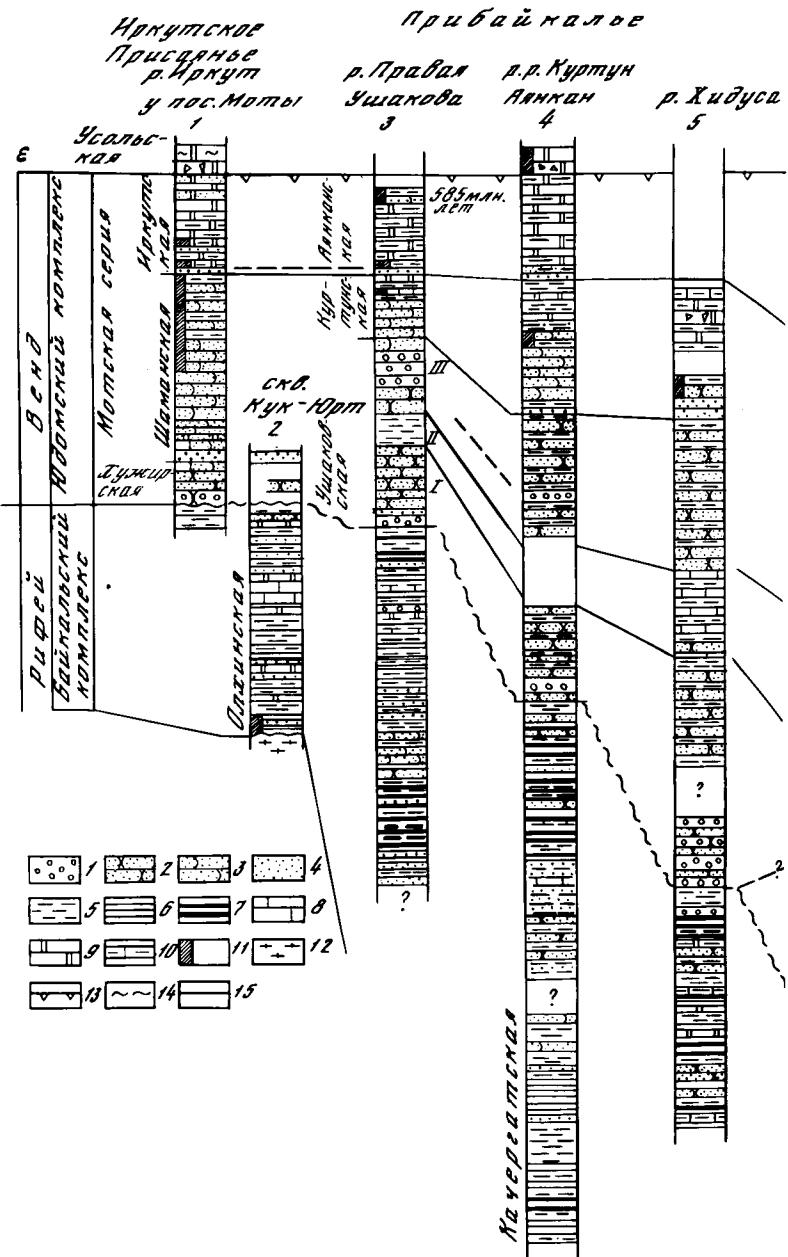
Прибайкалье. В процессе длительного изучения верхнедокембрийских отложений этого района представления об объеме, расчленении и стратиграфической номенклатуре юдомского комплекса претерпели ряд существенных изменений (см.: Хоментовский и др., 1972). В основу современной стратиграфической схемы отложений этого возраста здесь легли материалы многочисленных межведомственных совещаний и полевых работ, организованных в последнее время в связи с разработкой унифицированной схемы позднего докембра Средней Сибири. В состав юдомского комплекса Прибайкалья в результате этих работ были отнесены ушаковская, куртунская и аянанская свиты (рис. 44).

Ушаковская свита в большинстве местонахождений, особенно в осевой зоне Прибайкальского прогиба, согласно залегает на самых верхних горизонтах качергатской свиты, завершающей байкальский комплекс рифея (см. рис. 44). Несмотря на то что граница между этими подразделениями часто связана с размывом, местами она столь нечетко выражена, что имеется несколько вариантов ее проведения. В стратотипическом разрезе по р. Правая Ушаковка (разрез 3 на рис. 44), в настоящее время принимается вариант, предложенный Ю.А. Притулой и соавторами (1962). Некоторые изменения объема верхней пачки качергатской свиты на флангах Прибайкальского прогиба, по-видимому, связаны с имевшим здесь место предушаковским размывом.

В составе ушаковской свиты обычно выделяются три подсвиты. Для нижней и верхней из них характерны зеленовато-серые полимиктовые песчаники, которым подчинены плитчатые алевролиты. Весьма своеобразным, но не повсеместно развитым членом этих подразделений являются конгломераты. Средняя подсвита ушаковской свиты сложена в основном плитчатыми алевролитами и аргиллитами, иногда известковистыми или даже содержащими прослой темных глинистых известняков.

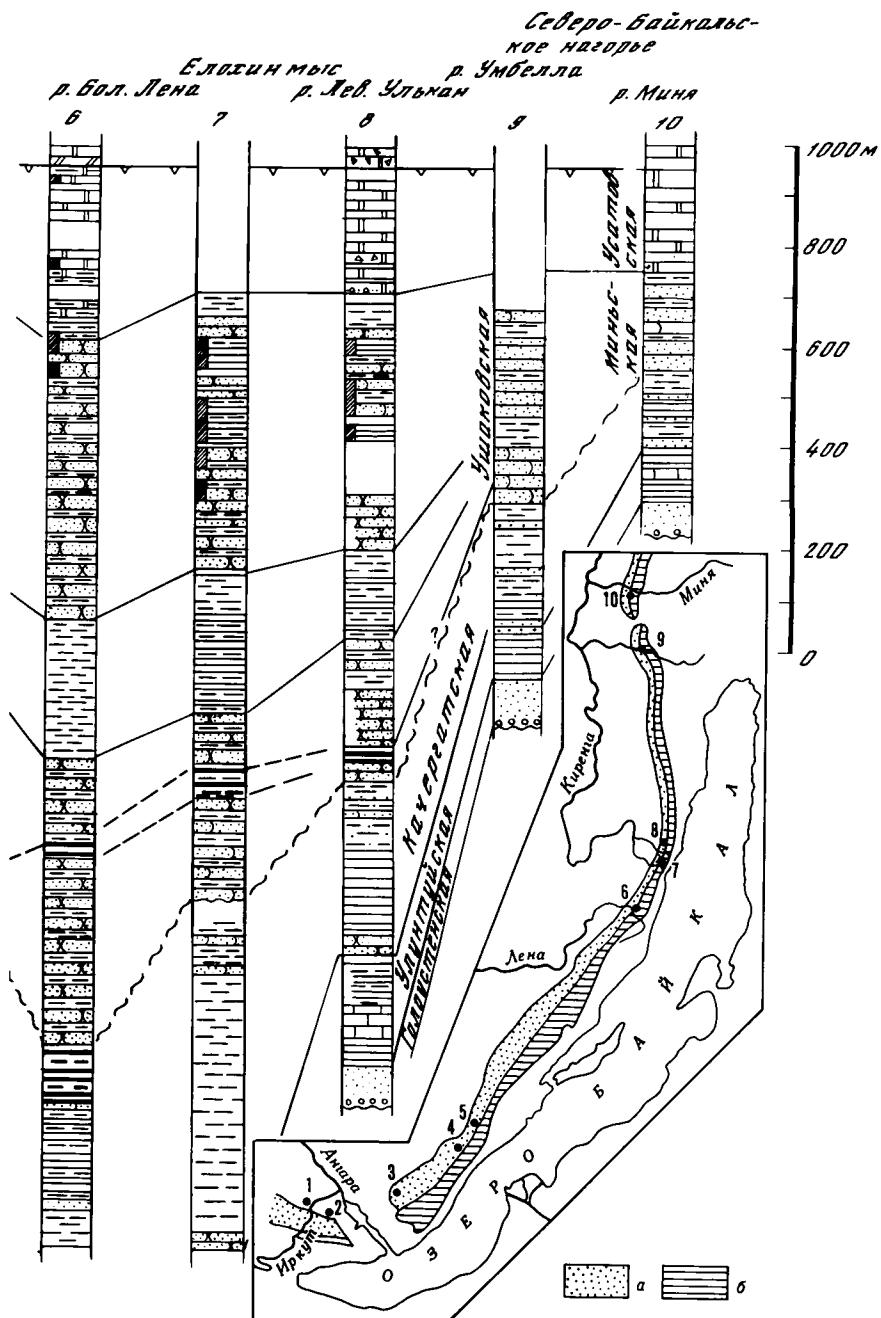
Верхняя подсвита по составу и особенностям строения напоминает нижнюю.

При прослеживании разреза ушаковской свиты по простианию отмечаются существенные изменения. Прежде всего в средней части Прибайкальского прогиба (р. Хидуса-Большая Лена) по сравнению со стратотипическим разрезом в 2–3 раза увеличиваются мощности всех трех подсвит (см. рис. 44). Наиболее существенно при этом изменяется мощность нижней подсвиты. Не исключено, что это связано с тем, что в состав данного



Р и с. 44. Схема корреляции разрезов юдомских отложений Прибайкалья, Иркутского Присаянья и Северо-Байкальского нагорья

1 — конгломераты; 2 — граувакковые песчаники; 3 — кварцполевошпатовые песчаники; 5 — алевролиты; 6 — аргиллиты и сланцы; 7 — черные аргиллиты; 8 — известняки; 9 — доломиты; 10 — глинистые известняки и доломиты; 11 — красноцветные породы; 12 — кристаллические породы



раннего докембria; 13 – верхняя граница юдомского комплекса; 14 – нижняя граница юдомского комплекса; 15 – границы между свитами и подсвитами; 16 – границы между маркирующими пачками и пластами. На врезке: а – выходы юдомского комплекса, б – выходы байкальского комплекса

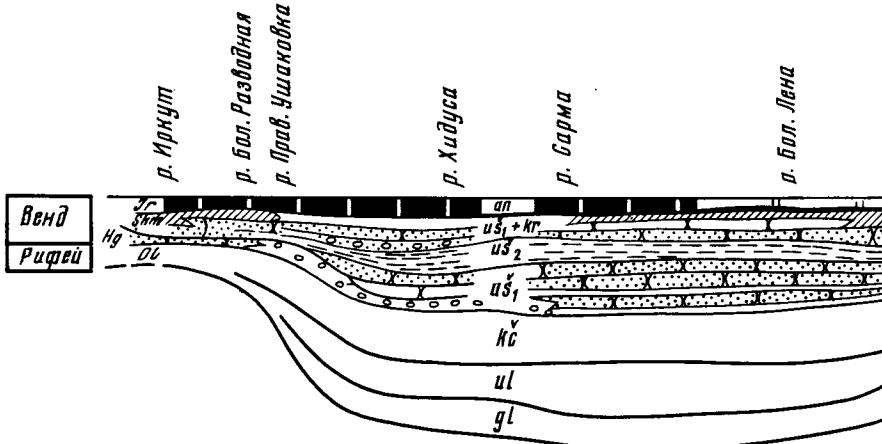


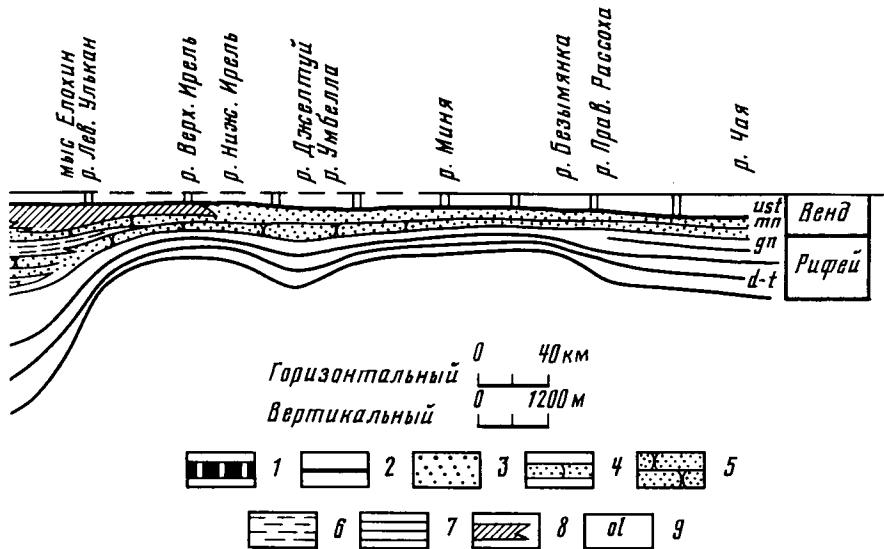
Рис. 45. Схематический палеогеографический профиль по простиранию Прибайкальского прогиба

1 — доломиты иркутской, аянканской свит, а также нижней подсвиты усатовской свиты; 2 — базальные песчаники аянканской и иркутской свит; 3 — кварцевые песчаники; 4 — кварцево-полевошпатовые песчаники; 5 — полимиктовые песчаники; 6 — алевролиты; 7 — аргиллиты; 8 — красноцветные породы; 9 — индексы свит: *gl* — голоустенская, *ul* — улунтуйская, *kc* — качергатская, *ol* — олхинская, *kr* — ушаковская, *an* — куртунская, *ng* — хужирская; *sch* — шахматовская; *ir* — иркутская; *mn* — миньская; *usf* — усатовская; *d-t* — дальнетайгинская серия; *gn* — жуинская серия

поразделения в районе р. Большая Лена включается верхняя часть качергатской свиты, слюдисто-плагиоклазово-кварцевые песчаники которой замещаются полимиктовыми разностями (см. рис. 44). Невыдержанность состава обломочного материала, по всей видимости, связана с тем, что он происходил из разных источников питания, относительная роль которых во времени и пространстве существенно менялась. Источником кварцевого материала для ушаковской (и куртунской) свиты являлись смежные районы Сибирской платформы, а полимиктовый, наоборот, поступал с поднятия, отделявшего Прибайкальский прогиб от смежной геосинклинали. По направлению к этому поднятию полимиктовые разности песчаников становятся типичными не только для юдомских отложений, но и для всего байкальского комплекса (см. фиг. 47).

Еще более резкие изменения по простиранию испытывают широко известные в литературе ушаковские конгломераты. Как в нижней, так и в верхней подсвите мощность их местами достигает 100–150 м (см. рис. 44). В составе гальки широко развиты граниты, кварциты, гнейсы, кристаллические сланцы, измененные эфузивы и другие чужеродные породы. К ним, в частности, относятся гальки и валуны до 20–40 см серых песчанистых известняков с характерными для рифея микрофиллитами (Воронцова и др., 1975), которые не известны в Прибайкалье. Наличие этих конгломератов служило основанием для заключений о крупной предушаковской перестройке, завершающей байкальскую складчатость. Детальное изучение соотношений конгломератов с подстилающими породами показало, что какие-либо признаки угловых несогласий в их основании отсутствуют. Более того, первые пачки конгломератов с галькой интрузивных пород появляются в качергатской свите. Картирование же верхне- и нижнеушаковских конгломератов убеждает в том, что они выклиниваются в направлении центральных частей Прибайкальского прогиба и связаны с размывом поднятий, ограничивающих прогиб с юга (Хоментовский и др., 1972).

Своебразным примером изменений ушаковской свиты является появление в верхней, большей по объему, части верхнеушаковской подсвиты в районе между верховьями рек Лена и Ирель большого количества красноцветных пород. Особенно много их в прекрасных разрезах Елохина мыса (разрез 7 на рис. 44). Изменение окраски не связано с преобразованием состава или какими-либо текстурными особенностями отложе-



ний, но в этой красноцветной толще часто видели аналоги мотской свиты Иркутского Присаянья и говорили о несогласном залегании последней на отложениях ушаковской свиты. Однако детальное сопоставление разрезов в пределах всего названного района показало, что красноцветные породы и в разрезе Елохина мыса, чередующиеся с типичными для ушаковской свиты зеленовато-серыми разностями в обе стороны от него постепенно почти полностью замещаются последними.

Отложения ушаковской свиты снизу доверху охарактеризованы так называемым III комплексом микрофоссилий: *Aducta sibirica* Fajz., *Bailikania memorabilia* Trestsh., *B. diligenta* Trestsh., *B. faveolata* Trestsh., *B. antiqua* Trestsh., *Bavlinella faveolata* Schep., *Granomarginata* (?) sp., *Leiosphaeridia* sp. (с пиломом), *Nucellospiraeridium minutum* Tim., *Micrhystridium* (?) *certum* Trestsh., *M.* (?) *insuetum* Trestsh., *Paracrassospiraera dedalia* Rud., *P. actinomorpha* Trestsh., *Sibiriella prima* Fajz., (Волкова и др., 1980). Приведенный список очень близок к тому, который характеризует тинновскую свиту и имеет явную общность с ассоциацией форм из низов юдомской серии в стратотипической местности.

Куртунская свита развита лишь в юго-западной части Западного Прибайкалья от р. Ушаковки до р. Хидуса. В большинстве местонахождений она начинается пачкой светлых кварцевых песчаников (50 м), которые перекрываются алевролитами с прослойями доломитов и глинистыми доломитами (50 м). К северо-востоку разрез куртунской свиты насыщается полимиктовыми песчаниками и она становится неотличимой от верхней подсвиты ушаковской свиты.

В отложениях куртунской свиты встречены остатки макрофауны *Baicalina sessilis* Sok., *Pteridinium* sp., ихнофауна "Cylindrichnus", а также *Palaeolina ex gr. evenkiana* Sok., *Vendotaenia* sp. (Соколов, 1975). Отсюда же происходит и несколько обедненный III комплекс микрофоссилий *Bailikania diligenta* Trestsh., *Bavlinella faveolata* Schep., *B. sp.*, *Granomarginata* (?) sp., *Leiosphaeridia* sp. (Волкова и др., 1980).

Аянканская свита сложена в основном глинистыми доломитами, иногда запечеченными в нижней части свиты. В основании обычно выделяется пласт светлых кварцевых песчаников. В отличие от ушаковской свиты мощность аянканской в пределах всего Западного Прибайкалья остается весьма выдержанной 250–300 м (рис. 44, 45).

В аянканской свите описаны строматолиты *Boxonia allahjunica* Kom. et Semikh., *Collumnaefacta minuta* Dol., а также микроструктуры, характерные для *Jurusania* (?) *judomica* Kom. et Semikh., *Linella* (?) *simica* Kryl. и *Colleniella* (?) *singularis* Kom.

(морфология этих строматолитов на коллоквиумах не была обоснована). Из обильных списков микрофитолитов (Воронцова и др., 1975; Хоментовский и др., 1972) на коллоквиумах прошли апробацию *Osagia caudata* Korol., *O. corticosa* Nar., *Asterosphaeroides radiatus* Korol., *Vesicularites rectus* Z. Zhur., *V. enormis* Z. Zhur., *V. lobatus* Reitl., *V. compositus* Z. Zhur., *V. obdutus* Vor., *V. plumens* Vor., *V. bothrydioformis* (Krasnop.), *Volvatella* sp., *Vermiculites tortuosus* Reitl., *V. angularis* Reitl., *V. irregularis* (Reitl.) (Рещения . . . , 1972). Аянканская свита согласно перекрывается усольской, принадлежность которой к низам нижнего кембрия не вызывает сомнения. О том, что аянканская свита в полном объеме относится к юдомскому комплексу, свидетельствует датировка 585 млн. лет, полученная К–Аг методом по глаукониту вблизи ее кровли.

В пределах Северо-Байкальского нагорья, к северо-востоку от р. Левый Улькан, мощность ушаковской свиты, которая включает в себя здесь и аналоги куртунской свиты, резко сокращается, а доминирующие в ее составе полимиктовые песчаники последовательно замещаются кварцевыми. В результате терригенная толща юдомского комплекса Прибайкалья по простирации сменяется миньской свитой. Фитолитовая характеристика последней подтверждает правильность этого сопоставления.

Не вполне соответствуют этому заключению данные по микрофоссилиям, поскольку ряд форм III комплекса этих образований встречен и в верхней части качергатской свиты, завершающей в Прибайкалье байкальский комплекс рифея. Поскольку корреляция качергатской свиты с жуинской и ченчинской в Патомском нагорье через разрезы Северо-Байкальского нагорья достаточно хорошо обоснована, то напрашивается вывод о том, что биостратиграфические границы по микрофоссилиям и фитолитам не вполне совпадают между собой (Хоментовский, 1980), поскольку ченчинская свита до кровли охарактеризована верхнерифейскими фитолитами (см. выше).

Иркутское Присаянье в позднем докембрии представляет собой юго-западное окончание Прибайкальского прогиба. С запада он был ограничен Китайским поднятием, в пределах которого отложения рифейского возраста неизвестны (Хоментовский и др., 1972). Несмотря на это, детальное сопоставление верхнедокембрийского разреза Прибайкалья и Иркутского Присаянья (см. рис. 44) оживленно дискутируется, причем особенные сложности здесь возникают в связи с определением объема венда в регионе.

Древнейшими позднедокембрйскими отложениями в Иркутском Присаянье являются локально развитые кварцевые и кварцево-полевошпатовые песчаники (20 м), внешние близкие песчаникам голоустенской свиты Прибайкалья.

Олхинская свита иногда перекрывает эти песчаники (падь Щеглова), но обычно с резким угловым несогласием залегает непосредственно на кристаллических породах нижнего докембра. В составе ее выделяются три подсвиты. Для первой из них характерны алевролиты с прослоями песчаников (260–300 м). Средняя подсвита сложена в основном темными известняками (60–80 м). Верхняя подсвита вновь представлена алевролитами с прослоями песчаников, но в отличие от нижних подсвит мощность ее резко варьирует от места к месту (260 м по р. Шинихте, 195 м в Иркутской скв. 1, 104 м в скважине пади Кук-Юрт). Столь резкие изменения мощности на незначительных расстояниях связаны с резким предмотским размывом (Шен菲尔д и др. 1980б). В скв. Иркутская-1 из нижнеолхинской подсвиты определены микрофоссилии *Micrhystridium* (?) sp., *M. certum*, *Leiovalvia* sp., *Octaedrixium truncatum*, *Bavlinella* sp., на основании которых некоторые исследователи приходят к выводу о том, что с этого уровня в разрезе появляются элементы III комплекса (Волкова и др., 1980; Дольник и др., 1982). Несколько форм III комплекса из этого же стратиграфического комплекса выделены и в коренных выходах по р. Олхе *Octaedrixium truncatum* Rud. и единичные *Granomarginata* (?) sp., *G. squamacea* Volk.

Мотская серия в пределах Иркутского Присаянья сложена хужирской, шаманской и иркутской свитами. Это подразделение в таком объеме было принято на последнем Все-союзном совещании по унификации стратиграфических схем Средней Сибири (Новосибирск, 1979) и в связи с тем, что широко известная мотская свита принималась различными исследователями в резко отличных объемах. Одни из них вслед за Г.Н. Фредерик-

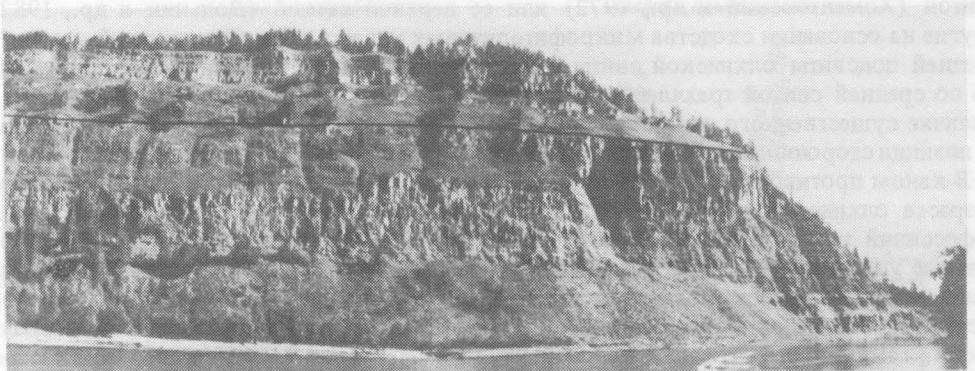


Рис. 46. Стратотипы шаманской (мотской) и иркутской свит по левому берегу р. Иркут против пос. Моты

сом ограничивали ее красноцветными песчаниками р. Иркут; другие расширяли до крупного осадочного ритма, начинавшегося этими песчаниками и заканчивавшегося доломитами иркутской свиты. В состав мотской серии были дополнительно включены и зеленовато-серые полимиктовые песчаники хужирской свиты (80 м), являющиеся базальной толщей, начинающей крупный осадочный ритм. Его накоплению, как было показано выше, в Иркутском Присаянье предшествовал существенный размыт.

Красные песчаники Г.Н. Фредерикса теперь получили название шаманской свиты. Видимая мощность их в стратотипическом разрезе по р. Иркут (рис. 46) достигает 180 м. В скв. 2 у пос. Моты разрез кварцево-полевошпатовых песчаников шаманской свиты дополняется вниз еще на 160 м и лишь на этой глубине с постепенными переходами сменяется полимиктовыми песчаниками хужирской свиты. Специально организованные исследования, проведенные межведомственной группой (Шенфиль и др., 1980), дали убедительное обоснование сопоставления шаманской свиты Иркутского Присаянья с большей верхней частью ушаковской свиты и куртунской свитой Прибайкалья (см. рис. 44, разрезы 1–3).

Иркутская свита начинается пачкой переслаивания доломитов песчанистых и глинистых доломитов, доломитовых мергелей и аргиллитов (50 м). В основании этой пачки выделяется пласт светлых грубозернистых кварцевых песчаников. Большая верхняя часть иркутской свиты сложена доломитами, которым подчинены прослой плитчатых глинистых разностей. Суммарная мощность свиты 150–250 м.

В доломитах иркутской свиты встречены микрофитолиты: *Osagia corticosa* Nar., *O.globulosa* Korol., *Asterosphaeroides radiatus* Korol., *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *V. ex gr. lobatus* Reitl., *V.concretus* Z. Zhur., *Vermiculites tortuosus* Reitl., *V.irregularis* (Reitl.), *Volvatella* Nar., *Medularites lineolatus* Nar., в верхних 50 м свиты - *Nubecularites antis* Z. Zhur., *N.catagraphus* Reitl., *Vermiculites tortuosus* Reitl., *Asterosphaeroides radiatus* Korol. и первые известковые водоросли *Renalcis polymorphus* (Masl.). Большинство перечисленных фитолитов являются характерными формами юдомского комплекса. Это обстоятельство, а также сходство состава, строения и мощности (см. рис. 44) сближают иркутскую свиту с аянканской. О примерной одновозрастности их говорит согласное залегание под усольской свитой и наличие маркирующей пачки кварцевых песчаников в основании, которые через ряд промежуточных обнажений удается вывести на аналогичные песчаники в подошве аянканской свиты (Шенфиль и др., 1980б).

Проведенная корреляция не оставляет сомнений в том, что мотская серия Иркутского Присаянья одновозрастна ушаковской, куртунской и аянканской свитам Прибайкалья (рис. 44). Олхинскую свиту при этом приходится относить к байкальскому комплексу рифея. Одни исследователи сравнивают ее при этом только с качергатской

свитой (Хоментовский и др., 1972) или ее верхней пачкой (Дольник и др., 1982), другие на основании сходства микрофитолитовых известняков ("гороховый камень") средней подсвиты олхинской свиты с улунтуйскими известняками сравнивают ее даже со средней свитой трехчленного байкальского комплекса (Бабкова, 1951; и др.). Наличие существенного размыва в основании хужирской и ушаковской свит усиливает позиции сторонников последнего варианта.

В явном противоречии с приведенными данными находится мнение о более молодом возрасте олхинской свиты, основанном на находках элементов III комплекса микрофоссилий в нижнеолхинской подсвите. С этим трудно согласиться, поскольку основание ушаковской и жербинской свит уверенно сопоставляются между собой, а мощная (до 500 м) олхинская свита, залегающая на кристаллическом фундаменте в области выклинивания байкальского комплекса, отвечает достаточно древним слоям рифея. Таким образом, здесь, как и в Учуро-Майском районе (Волкова, 1981), отмечается несоответствие границы между рифеем и вендом и появлением первых представителей III комплекса микрофоссилий.

Специфика строения разреза юдомского комплекса в Прибайкальском прогибе остается той же, что и в Патомском. Нижняя часть его сложена терригенными породами, а верхняя карбонатными. Синхронность смены их в пределах Прибайкальского прогиба сомнительна, поскольку доломиты куртунской свиты, обособляющейся в Юго-Западном Прибайкалье, в обе стороны по простиранию замещаются терригенными породами. Детальная корреляция внутри терригенного и карбонатного комплекса пока возможна лишь на ограниченных участках. Уверенно сопоставляются, в частности, лишь иркутская свита Иркутского Присаянья и аянканская на юго-западе Прибайкалья. Наличие маркирующего пласта кварцевых песчаников в основании этих подразделений, сложенных доломитами, позволяет говорить о наличии в юго-западной части Прибайкальского прогиба определенного осадочного ритма, проявление которого в других районах этой палеоструктуры еще не доказано.

Аналогичным образом трехчленное строение ушаковской свиты, отчетливо прослеживаемое на большей части территории Западного Прибайкалья, здесь также позволяет обособить два ритма. Но вблизи юго-западного и северо-восточного окончания Прибайкальского прогиба они теряются, что исключает пока возможность использования ритмичности для целей региональной корреляции на юге Сибирской платформы повсеместно.

Несмотря на несовершенство детальной корреляции юдомских отложений Прибайкальского и Патомского прогибов, можно говорить об исключительной близости истории развития этих палеоструктур. Анализ продольного палеопрофиля (см. рис. 45) через Прибайкальский прогиб показывает, что он в юдомское и байкальское время развивался унаследованно. Как и в Патомском прогибе, это наиболее четко проявляется в течение формирования терригенной толщи юдомия. В это время различие в интенсивности погружения осевой части прогиба и его флангов было почти таким же, как в рифе. Но к началу накопления карбонатной толщи это различие полностью ликвидировалось и Прибайкальский прогиб с Патомским объединились в общую синеклизы.

События, предшествовавшие накоплению юдомского комплекса Прибайкалья, очевидно, не имеют ничего общего с байкальской складчатостью, которая и в Прибайкальском прогибе не проявилась. Вместе с тем они определяются явной активизацией тектонических движений в обрамлении этой палеоструктуры. Эта активизация имела место как в области поднятого края фундамента Сибирской платформы, ограничивавшей Прибайкальский прогиб с северо-запада, так и в пределах тектонической суши, отделявшей его от геосинклинальной области Забайкалья (рис. 47). С блоковыми движениями в первом из этих поднятий связано резкое усиление поступления в прогиб кварцевого материала, который локализовался в периферической зоне структуры, примыкающей к нему (шаманская и миньская свиты). С этими событиями связаны отмечавшиеся здесь локальные проявления предюдомского размыва.

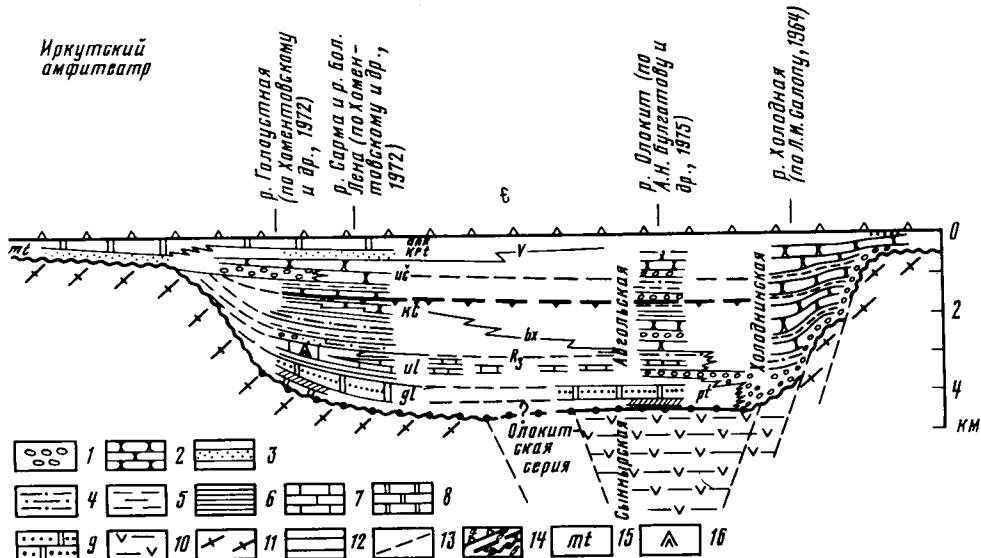


Рис. 47. Схематический палеогеографический профиль вкрест Прибайкальского прогиба

1 - конгломераты; 2 - песчаники полимиктовые; 3 - песчаники кварцевые; 4 - песчанистые алевролиты; 5 - алевролиты; 6 - аргиллиты; 7 - известняки; 8 - доломиты; 9 - песчанистые доломиты; 10 - вулканогенные породы; 11 - кристаллический фундамент; 12 - пестроцветные породы в низах голоустенской и противодавансской свит; 13 - разломы; 14 - нижние границы: а - кембрия, б - венда, в - байкальского комплекса; 15 - индексы свит: mt - мотская серия, gl - голоустенская, ul - улунтийская, kč - качергатская, us - ушаковская, krt - куртунская, ank - аянская; pt - противодаванская; 16 - строматолиты - *Sponiphyton cadianicus* Kog., *Baicalia baicalica* Kryl.

Аналогичные по своей природе восходящие движения происходили и в области внутреннего, Байкало-Витимского, поднятия. Оно было источником полимиктового материала на протяжении всего времени накопления рифейского байкальского комплекса, но тогда этот материал локализовался вблизи его склона (см. рис. 47). В предъюдомское же время Байкало-Витимское поднятие превратилось в резкую кордильеру, интенсивный размыв которой заполнил этим материалом весь Прибайкальский прогиб. Следствием этой активизации и явилось постепенное превращение авлагообразной структуры в платформенную синеклизы (Хоментовский, 1976).

Резкое проявление предъюдомской активизации в пределах южной фациальной области Сибирской платформы позволяет распространить на нее вплоть до Иркутского Присаянья заключение о юдомском возрасте всей нижней терригенной толщи. Характерно, что с основания юдомской толщи во многих разрезах региона в полном развитии появляется III комплекс микрофоссилий. Благодаря этому удается уверенно коррелировать юдомские отложения южной и северо-восточной фациальных областей. Однако появление элементов III комплекса микрофоссилий в верхах рифея ставит под сомнение синхронность его нижней границы с основанием юдомского комплекса по фитолитам. Верхняя карбонатная часть юдомского комплекса в пределах всей южной фациальной зоны богата охарактеризована юдомскими фитолитами. Вблизи ее нижней границы в Прибайкалье встречены остатки вендо-эдиакарской фауны, в верхней части, как и в северо-восточной фациальной области, появляются известковые водоросли.

Местоположение нижней границы кембрия в южной фациальной области гораздо менее ясно, чем в северо-восточной. Это определяется прежде всего тем, что здесь, в западном типе разреза нижнего кембрия, палеонтологически не обоснованы древнейшие зоны кембрийской системы.

Енисейский краик

Игарское поднятие Туруханское поднятие

Вороговский прогиб Гейский прогиб

Дашкинский тульда

бассейн р. Вороговки

р. р. Гев и Чапа р. Удесяй

спв. 70

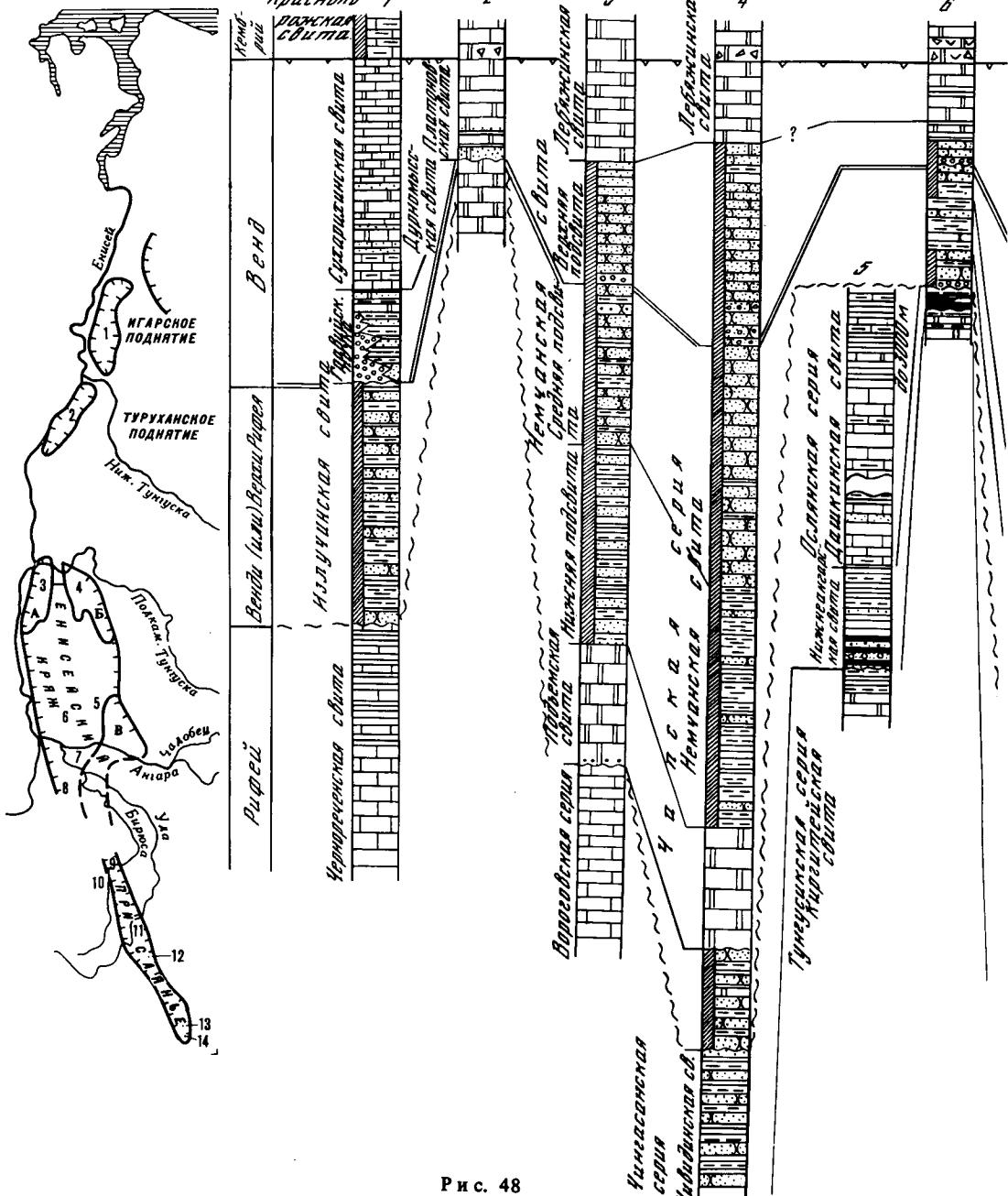
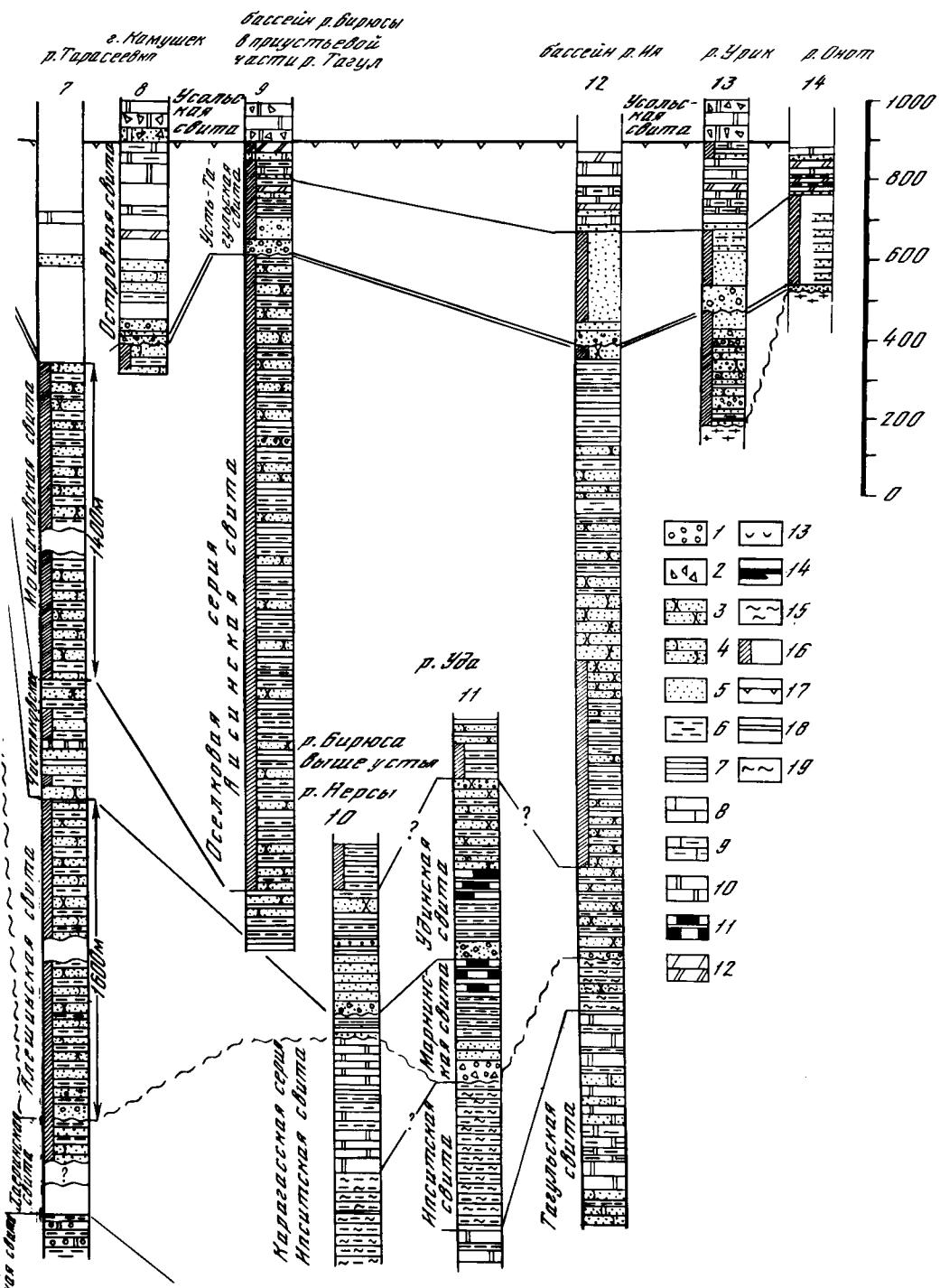


Рис. 48

Приисланское
бифюсинское

Юж Енисейского
краяка



ЗАПАДНАЯ ФАЦИАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ

Западная фациальная область охватывает территорию, в пределах которой вдоль западной окраины Сибирской платформы сравнительно узкой полосой обнажаются верхнедокембрийские толщи. Эта полоса по простиранию прерывается выходами более молодых отложений. Разрезы венда в каждом из таких обособленных участков характеризуются определенной спецификой. На этом основании здесь выделены следующие стратиграфические районы (с юга на север) : Бирюсинское Присаянье, Енисейский кряж, Туруханское и Игарское поднятия (рис. 48).

Представление о палеоструктуре западной фациальной области еще не вполне оформленось. Поэтому при описании юдомских отложений здесь целесообразно группировать материал по крупным стратиграфическим районам и в каждом из них пытаться конкретизировать палеоструктурные построения.

Определение конкретных границ аналогов юдомского комплекса в западной фациальной области существенно осложняется значительным удалением последней от его стратотипической местности. Корреляцию приходится проводить через слишком большое количество промежуточных разрезов, при этом достоверность последовательно уменьшается. Особые трудности возникают при определении возраста низов терригенной толщи, объединяющей оселковую серию Присаянья, тасеевскую и чапскую серии Енисейского кряжа, а также их аналоги в более северных районах. Одни исследователи относят их к рифею, другие сравнивают с мощной толщей нижних горизонтов юдомского комплекса южной фациальной области. Ничтожное количество прямых данных о возрасте перечисленных отложений не позволило принципиально решить этот вопрос, и граница между вендом и рифеем на последней унифицированной схеме Сибирской платформы здесь была совершенно условно проведена внутри нижней терригенной толщи. Не считая подобный подход принципиальным, мы вынуждены будем полностью охарактеризовать весь упомянутый интервал разреза позднего докембра.

Бирюсинское Присаянье

В Присаянье с юдомским комплексом принято сравнивать устьтагульскую свиту и ее аналоги, а возможность отнесения к нему подстилающей ее оселковой серии остро дискутируется.

Оселковая серия с явным размывом перекрывает карагасскую, рифейский возраст которой не вызывает сомнений (Хоментовский и др., 1972; Воронцова и др., 1975). Это определяется тем, что базальные слои оселковых отложений приходят в контакт с разными горизонтами испитской свиты, завершающей карагасскую серию (см. рис. 48). Не менее существенно и то, что оселковая трансгрессия развивалась постепенно, благодаря чему в области древних палеоподнятий (северо-восточный борт Присаянского прогиба) осадкообразование начиналось позднее — не в маринское, а верхнеудинское время (см. рис. 48).

Маринская свита достоверно развита лишь в осевой зоне Присаянского прогиба (бас. р. Уды, р. Бирюса выше устья р. Неры, рис. 48). Базальные слои ее иногда сложены мощной пачкой конгломерато-брекчий, а местами лишь запесоченными алевролитами. В составе свиты преобладают алевролиты и аргиллиты, которым подчинены прослои известняков и доломитов. В гальке конгломератов встречены микрофитолиты

Р и с. 48. Схема корреляции разрезов верхов позднего докембра западной фациальной области Сибирской платформы

1 — конгломераты; 2 — брекчи; 3 — полимиктовые песчаники; 4 — кварцево-полевошпатовые песчаники; 5 — кварцевые песчаники; 6 — алевролиты; 7 — аргиллиты; 8 — известняки; 9 — глинистые известняки; 10 — доломиты; 11 — темные битуминозные известняки; 12 — мергели и доломитовые мергели; 13 — соли; 14 — железистые породы; 15 — кремнистые породы; 16 — пестроцветная окраска; Нижние границы: 17 — кембрия; 18 — несомненного юдомского комплекса; 19 — рифея и (или) юдомского комплекса

Osagia grandis Z. Zhur., *O. nersinica* Yaksch., *Vesicularites izanicus* Voron. В прослоях карбонатных пород определены микрофитолиты *Radiosus vitreus* Z. Zhur., *Vesicularites congermans* Z. Zhur., *V. rectus* Z. Zhur. и строматолит *Paniscollenia marninia* Dol. (Воронцова и др., 1975). Мощность марининской свиты варьирует от 600 до 0 м.

Удинская свита залегает на отложениях марининской свиты с размывом, а в пределах северо-восточного борта Присаянского прогиба без видимого несогласия контактирует с отложениями карагасской серии. Она сложена зеленовато-серыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослойями битуминозных известняков. В известняках встречены микрофитолиты *Osagia minuta* Z. Zhur., *O. tenuilamellata* Reitl., *O. crispa* Z. Zhur., *Vesicularites ingens* Vaksch., *V. clivosus* Yaksch., *V. breviculus* Yaksch. Мощность удинской свиты варьирует от 450 до 100 м.

Айсинская свита согласно и с постепенными переходами перекрывает удинскую. Она сложена серыми и буроватыми полимиктовыми (с резким преобладанием кварца) песчаниками, переслаивающимися с алевролитами и аргиллитами. Мощность ее в пределах северо-восточного борта Присаянского прогиба достигает 1900 м. В осевой зоне Присаянского прогиба видимые мощности сохранившейся части разреза айсинской свиты не превышают первых сотен метров. Это объясняется тем, что верхи ее здесь размыты, но строгое обоснование синхронности границы между айсинской и удинской свитами в различных частях Бирюсинского Присаянья пока не сделано.

Монотонное строение мощной айсинской свиты, обнаженной фрагментарно, не позволяет расчленить ее на картируемые пачки, а некоторые исследователи допускают даже возможность существенного замещения красноцветными айсинскими породами зеленовато-серых удинских. Обращает на себя внимание лишь тот факт, что верхняя часть отложений айсинской свиты характеризуется более грубым составом, но для обосновления ее в качестве самостоятельной подсвиты необходимы дополнительные исследования.

Бедный комплекс микрофитолитов, в котором преобладают проходящие из рифея в венде формы, и новые формы строматолитов не позволяют сделать сколь-нибудь определенного заключения о возрасте оселковой серии.

Устьтагульская свита, стратотипический разрез которой находится по р. Бирюсе вблизи устья р. Тагула (Хоментовский и др., 1972), имеет четко выраженное трансгрессивное строение. Она начинается крупногалечными конгломератами, в гальке которых, помимо пород оселковой и карагасской свит, встречены изверженные, магматические и метаморфические породы. Все это дает основание считать, что, несмотря на отсутствие углового несогласия, устьтагульская свита залегает на оселковой с резким размывом. Конгломераты вверх по разрезу (колонка 9 на рис. 48) сменяются песчаниками, а затем алевролитами и аргиллитами. Мощность этой части разреза 190 м.

Верхи устьтагульской свиты (77 м) сложены переслаивающимися между собой серыми и пестрыми алевролитами, аргиллитами, мергелями и доломитами. С низами этой пачки связаны прослои кварцевых песчаников и гравелитов. В доломитах встречены микрофитолиты юдомского комплекса *Vesicularites lobatus* Reitl., *Vermiculites tortuosus* Reitl., *V. irregularis* (Reitl.), *Medularites ovatus* Nar., *M. lineolatus* Nar. Вблизи кровли устьтагульской свиты появляются первые известковые водоросли (*Renalcis*), количество и разнообразие которых резко увеличивается в вышележащей усольской свите (Титоренко, Дробкова, 1974). Эти данные позволяют устьтагульскую свиту относить к юдомскому комплексу.

Для определения возраста оселковой серии обычно прибегают к корреляции разрезов верхнедокембрийских отложений Бирюсинского и Иркутского Присаянья или, точнее, ближних разрезов этих районов по рекам Иркуту и Урику. Для корреляции верхов этих разрезов имеются достаточные основания. Так, юдомские отложения каждого из них связаны постепенными переходами с базальными слоями вышележащей усольской свиты нижнего кембрия. В кровле их прослеживается красноцветная урикская маркирующая пачка, а ниже по разрезу не менее четкая пачка кварцевых песчаников, с которой по р. Иркут начинается иркутская свита (см. выше). Ана-

логи иркутской свиты с определенной степенью вероятности удается проследить в пределах всего Бирюсинского Присаянья (см. рис. 48).

Достаточно уверенно в урикском разрезе намечаются и аналоги красноцветных (мотских) песчаников Г.Н. Фредерикса, которые сейчас стали именовать шаманской свитой. Они начинаются маркирующей пачкой сероцветных гравелитов и конгломератов, являющейся древнейшими слоями, которые удается уверенно через ряд промежуточных разрезов проследить из Иркутского Присаянья в Бирюсинское. В пределах Китайского поднятия, разделявшего эти палеоструктуры, рассматриваемая базальная пачка ложится прямо на нижнедокембрийские кристаллические толщи (см. рис. 48, разрез 14). Базальная пачка шаманской свиты, грубость обломочного материала которой и его разнообразие возрастает к северо-западу, прослеживается до р. Бирюсы, где ее сопоставляют с устьтагульскими конгломератами. Не исключено, однако, что в осевой части Присаянского прогиба величина предусттагульского перерыва сокращается, благодаря чему низы шаманской свиты могут быть несколько древнее устьтагульских конгломератов.

Все сказанное делает весьма сомнительным детальное сопоставление более древних слоев Иркутского и Урикского разрезов и, в частности, выделение в них одновозрастной хужирской свиты. Тем более сомнительно сравнение нижних 70 м урикского разреза с тыретской свитой Иркутского амфитеатра, одновозрастной олхинской свите Иркутского Присаянья (Хоментовский и др., 1972). Помимо Китайского поднятия, исключающего возможность прямой корреляции древнейших позднедокембрийских отложений Присаянского и Прибайкальского прогибов, существенно и значительное отличие дошаманских пород по цвету, составу и особенностям строения. Напротив, различия между красноцветными породами хужирской и тыретской свит урикского разреза не превосходят тех, которые намечаются между различными пачками айсинской свиты.

Последовательное сокращение мощности айсинской свиты к ийскому, а затем к урикскому разрезу и выклинивание ее на Китайском поднятии, достаточно определенно намечает юго-восточную центриклиналь Присаянского прогиба. Аналогичным образом скважинами в пределах краевой части Иркутского Присаянья фиксируется северо-восточный борт этого прогиба. Несколько менее определенно положение юго-западного борта прогиба. О наличии его можно судить лишь по резкому отличию состава и строения позднедокембрийских отложений Присаянского прогиба по сравнению с одновозрастными толщами Манского и Миричунского в Восточном Саяне (Хоментовский и др., 1978). В предшаманское время авлакогенообразный Присаянский прогиб выполняется, а шаманская, устьтагульская и более молодые свиты весьма однородным платформенным чехлом распространяются далеко за его пределы (Хоментовский, 1976).

По аналогии с Юдомо-Майским и другими прогибами многие исследователи связывают это событие с началом юдомского комплекса – венда. Однако в свете изложенных данных, не исключающих сопоставление оселковой серии (или ее верхней части) с низами ушаковской свиты Прибайкальского прогиба, возможно некоторое изменение трактовки предъюдомских событий. Они начнутся сравнительно слабой предъюдомской, или предоселковой, перестройкой и завершатся более существенной – предшаманской или предмотской.

Енисейский кряж

В завершающий этап позднедокембрийской истории развития Енисейского кряжа на его территории формировались по крайней мере три резких обособленных прогиба (см. рис. 48): Ангаро-Канский, Тейско-Чапский и Вороговский (см.: Семихатов, 1962; Хоментовский, 1976). Заложение названных структур связано с крупными тектоническими событиями, происходившими 850 млн. лет тому назад. В составе отложений, выполняющих прогибы, выделяются те же три комплекса, которые были намечены в

Присаянском прогибе – верхнерифейский, верхнерифейский или юдомский и, наконец, несомненно юдомский (вендский).

Ангаро-Канский прогиб занимает юго-восточную часть Енисейского кряжа, на севере он замыкается в пределах Заангарской части региона (Дашкинская мульда). Южное ограничение его неизвестно, и не исключено, что по простиранию этот прогиб переходит в Присаянский (см.: Хоментовский, 1976).

Верхнерифейские отложения в северо-восточной части Ангаро-Канского прогиба представлены существенно карбонатной осянинской серией (Шенфиль и др., 1980а), а на юго-западе его – терригенной хаеринской свитой (Благодатский и др., 1980).

Менее определены данные о возрасте вышележащей тасеевской серии (см.: Семихатов, 1962), которая состоит из трех свит (рис. 48) – алешинской, чистяковской и мошаковской (см.: Хоментовский и др., 1972).

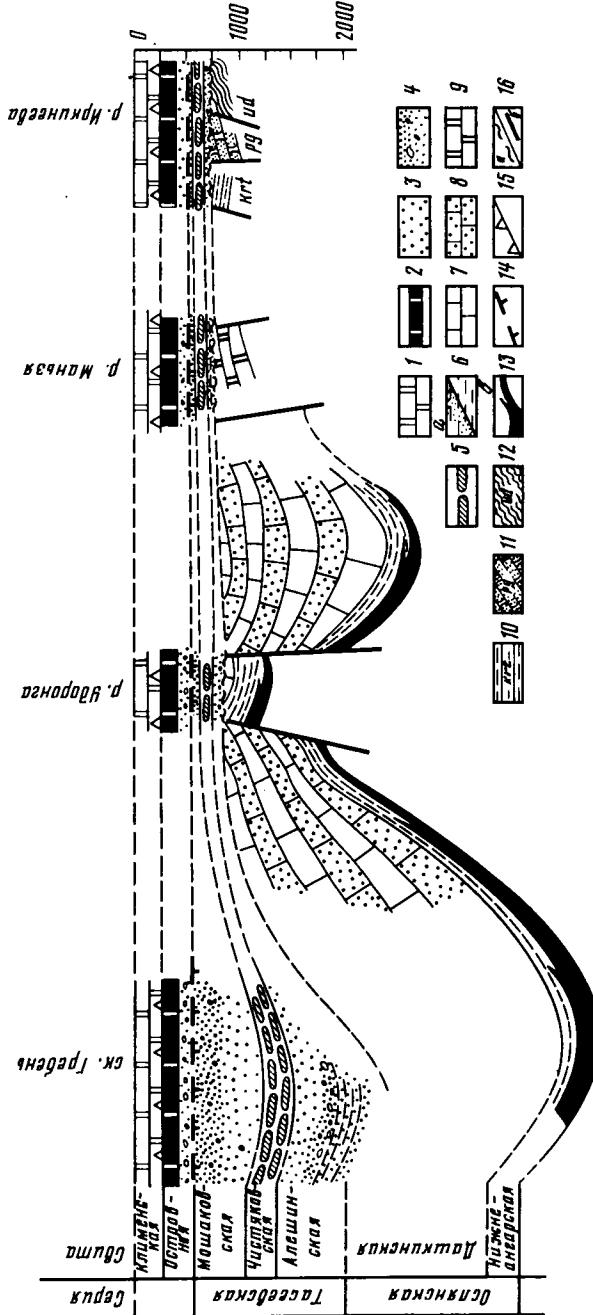
На подстилающих отложениях осянинской серии и хаеринской свиты тасеевская серия залегает с резким размывом. На крыльях Ангаро-Канского прогиба и в пределах осложняющих его структур она переходит и на более древние толщи (рис. 49). Эти соотношения аналогичны тем, которые наблюдаются в основании оселковой серии Присаянского прогиба. Тасеевская и оселковая серии имеют между собой много общего по составу, строению, текстурным особенностям и преобладающей красноцветной окраске слагающих их отложений. Нижняя (алешинская) и верхняя (мошаковская) свиты тасеевской серии имеют красноцветную окраску, а средняя (чистяковская) зеленовато-серую (см. рис. 48, разрезы 6, 7, 8). Помимо полимиктовых (с резким преобладанием кварца) полевошпатово-кварцевых песчаников, переслаивающихся с алевролитами и аргиллитами, в чистяковской свите отмечаются отдельные слои доломитов, в которых описаны строматолиты *Baicalia maculosa* Schenf. Из аргиллитов этой же свиты В.Г. Пятилетовым определен достаточно представительный третий комплекс микрофоссилий.

В центральных частях Ангаро-Канского прогиба мощность тасеевской серии достигает 3–4 км. В сторону платформы и северной центриклинали (см. рис. 48, 49) она резко сокращается до 300–400 м, а в смежных районах Иркутского амфитеатра вообще выклинивается.

Островная свита¹ залегает на мошаковских песчаниках (см. рис. 48). По составу, деталям строения, палеонтологической характеристике и согласным взаимоотношениям с вышележащей устьольской свитой она аналогична и одновозрастна устьтагульской свите Присаянья (Благодатский и др., 1980). Специфично лишь менее четкое проявление в основании островной свиты перерыва. Даже в районе г. Камушек (разрез 8 на рис. 48), где в основании свиты развит крупногалечный конгломерат, аналогичный устьтагульскому, взаимоотношения с мошаковской свитой производят впечатление постепенного перехода (цемент конгломератов очень похож на подстилающие гравелиты). В разрезах же р. Ангары базальная пачка представлена лишь плавающей галькой в грубых песчаниках, зернистость которых утоняется вверх и вниз по разрезу. Все сказанное производит впечатление того, что четкий предусттагульский перерыв здесь в значительной мере заполняется осадками. Но ряд литологов, детально изучавших разрез переходной пачки, считают, что она сложена продуктами перемытой коры выветривания. Если это так, то скрытый перерыв в основании островной свиты нельзя исключить.

В средней, терригенно-карбонатной, пачке островной свиты по р. Ангаре в районе приустьевой части р. Иркинеевой из сборов Э.И. Чечеля Б.С. Соколов определил *Cyclomedusa ex gr. davidi* Sprigg (Соколов, 1975). Эта находка существенно пополняет палеонтологическую характеристику одновозрастных отложений Присаянья, содержащих лишь юдомский комплекс фитолитов.

¹ Понимается в объеме, принятом А.И. Анатольевой, т. е. объединяет в себе терригенную редколесную свиту и карбонатную островную, выделенные А.В. Благодатским (см.: Хоментовский и др., 1972).



Р и с. 49. Схематический палеогеологический профиль через Ангаро-Канский прогиб (по Хоментовскому, 1976)

неки с примесью терригенного материала; свиты: 9 — джурская, 10 — картонки, 11 — погорской, 12 — удерейская, 13 — рудоносная пачка антарской свиты; нижние границы подразделений: 1 — доломиты; 2 — карбонатная пачка островной свиты; 3 — терригенная пачка островной свиты; 4 — разнозернистые песчаники; 5 — флишиодная толща; 6 — глыбники с прослоями известняков (а) и аргиллитов (б); 7 — известники; 8 — известнокарбонатные алевролиты (в); 9 — известники; 10 — известнокарбонатные алевролиты (г); 11 — известники; 12 — известники; 13 — известники; 14 — известники; 15 — известники; 16 — известники.

Островная свита в отличие от тасеевской серии в различных частях Ангаро-Канского прогиба и даже за пределами его сохраняет достаточно выдержанную мощность. Таким образом, эта палеоструктура одновременно с Присаянским прогибом превратилась из авлакогенообразной в типичную синеклизу.

Тейско-Чапский прогиб находится на северо-востоке Енисейского кряжа в бассейне одноименных рек (рис. 48, 50). Нижняя часть разреза отложений, выполняющих эту структуру (чингасанская серия) как и на юге соответствует верхам верхнего рифея.

Вышележащая чапская серия (Бутаков и др., 1975) без самых верхних из включенных в нее слоев по составу, строению и стратиграфическому положению является несомненным аналогом рассмотренных выше оселковой и тасеевской серий. В составе ее резко преобладают красноцветные полимиктовые и полевошпатово-кварцевые песчаники, переслаивающиеся с алевролитами и аргиллитами. Этими породами сложена нижняя – суворовская и верхняя – немчанская свиты чапской серии. Для разделяющей их сероцветной подъемской свиты, как и для сравниваемой с ней чистяковской свитой тасеевской серии, характерны доломиты, которые здесь являются резко доминирующим членом разреза (разрезы 3, 4 на рис. 48). Подобно ее аналогам в Присаянском и Ангаро-Канском прогибах (см. рис. 48), чапская серия перекрывает чингасанскую с резким размытом, но обусловившие его события не оказали существенного влияния на развитие этой палеоструктуры. Мощность чапской серии в осевой части ее достигает 4 км, а на крыльях сокращается до 1,5 км (см. рис. 50). Частично это связано с тем, что в осевой части Тейско-Чапского прогиба разрез чапской свиты начинается суворовской свитой, а на его крыльях местами только с немчанской (см. рис. 48, 50). Это опять же сближает чапскую серию с тасеевской в Присаянье. Из подъемской свиты по данным разных исследователей были определены многочисленные микрофитолиты: *Radiosus badius* Z. Zhur., *R. limpidus* Z. Zhur., *R. aculeatus* Z. Zhur., *R. tenuis* Z. Zhur., *Acterosphaerooides serratus* Z. Zhur., *A. difluxilis* Z. Zhur., *A. legibialis* Z. Zhur., *A. floriformis* Z. Zhur., *A. emendatus* Jaksch., *Vesicularites concretus* Z. Zhur., *V. bothrydioides* (Krasnop.), *V. flexuosus* Reitl., *Volvatella vadosa* Z. Zhur., *V. zonalis* Nar., *V. horridus* (Z. Zhur.), *Osagia globulosa* Korol., *O. nersinica* Jaksch., *O. grandis* Z. Zhur., *O. aculeata* Z. Zhur., *O. porrecta* Zabr., *O. tenuilamellata* Reitl., *Vermiculites irregularis* (Reitl.), *Nubecularites uniformis* Z. Zhur., *Glebosites gentilis* Z. Zhur., *G. guttatus* Yaksch. (Бутаков и др., 1975). В приведенном списке доминируют верхнерифейский и юдомские формы, но ни одна из них не была просмотрена на коллоквиумах.

Из подъемской свиты по глаукониту получена масса радиологических определений К-Аг методом по глаукониту (от 530 до 900 млн. лет).

Все эти весьма противоречивые данные не позволяют сделать уверенного заключения о возрасте чапской серии.

Островной свите в Тейско-Чапском прогибе одновозрастны верхняя подсвита немчанской свиты и нижняя часть перекрывающих ее лебяжинских доломитов (Хоментовский и др., 1972). Как и низы островной свиты в осевой части Ангаро-Канского прогиба, переходные слои от средненемчанской к верхненемчанской свите сложены наиболее грубыми песчаниками, содержащими плавающую гальку кварца. Мощность верхненемчанской подсвиты по площади изменяется в сравнительно ограниченных пределах – от 300 до 450 м (см. рис. 48, 50). Нижняя часть лебяжинской свиты сложена доломитами, охарактеризованными микрофитолитами юдомского комплекса. По мощности (200–300 м), составу и палеонтологической характеристике эти слои аналогичны карбонатной пачке островной свиты. Из переходных, от терригенных к карбонатным, отложений К-Аг методом по глаукониту получено определение 610 млн. лет. (Бутаков и др., 1975).

Таким образом, и Тейско-Чапский прогиб начиная с островного времени трансформировался в платформенную синеклизу, охватившую огромную площадь Сибирской платформы.

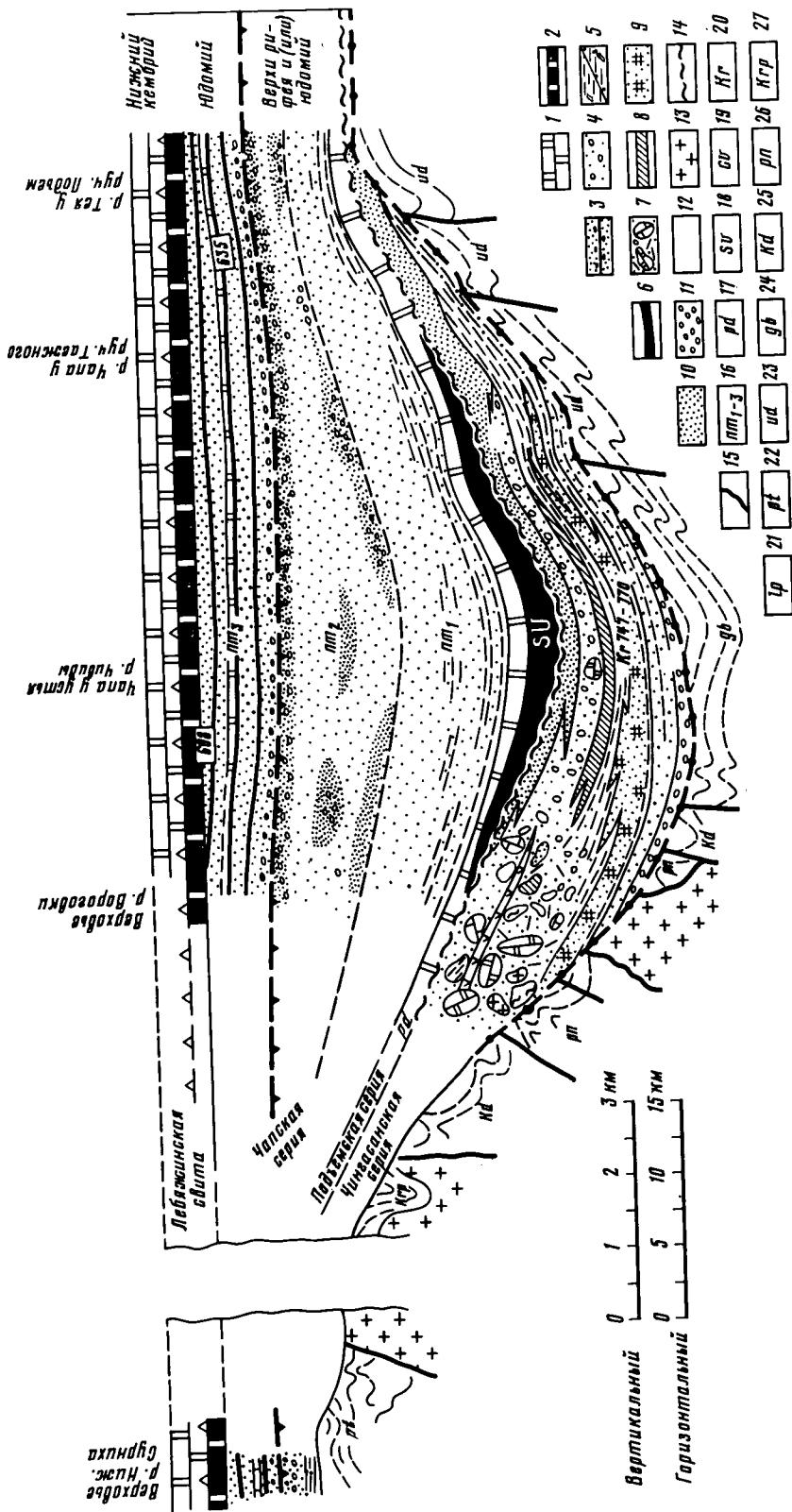


Рис. 50. Схематический палеогеологический профиль через Тейско-Чапский прогиб (по Хаментовскому, 1976)

1 – доломиты; 2 – конгломераты; 3 – песчаники верхненемчинской подсвиты; 4 – разнозернистые с включением гальек песчаники средней и нижненемчинской подсвит; 5 – алевролиты (а) и тонкозернистые песчаники (б); 6 – песчаники, гравелиты и реже конгломераты супесчаной свиты; 7 – валунно-галечные аргиллиты; 8 – бурокрасные аргиллиты – "шоколадная пачка"; 9 – существенно кварцевые песчанико-алевролиты – терригенные филии чигасарской свиты; 11 – песчаники, алевролиты; 10 – карпинского

Вороговский прогиб (см. рис. 48) в верхах позднего докембрая развивался по той же схеме, что и Тейско-Чапский, и в пределах него выделяются те же стратиграфические подразделения – чапская серия и лебяжинская свита. Отличительной особенностью этой структуры является то, что в ней отсутствуют (или пока еще не обнаружены) аналоги суворовской свиты. Это, по всей видимости, связано с более интенсивным проявлением здесь предчапских событий. Результатом их является также сокращение мощностей всех трех подсвит немчанской свиты. Существенное уменьшение мощности верхненемчанской подсвиты, фиксированное в ряде разрезов Вороговского прогиба, обусловлено и предлебяжинским перерывом и размытом. Но и здесь нижняя часть лебяжинских доломитов охарактеризована юдомским комплексом микрофитолитов (*Vermiculites tortuosus* Reitl., *V. irregularis* (Reitl.), *Volvatella* sp.).

Туруханское поднятие

Разрез рифея Туруханского поднятия очень близок и уверенно коррелируется с разрезами Енисейского кряжа до тунгусикской серии включительно (см.: Семихатов, 1962; Хоментовский и др., 1972; и др.), что позволяет думать о том, что в это время оба региона были тесно связаны между собой. Но после перестройки в верхнем рифее, с которой связано заложение ранее охарактеризованных прогибов Енисейского кряжа, Туруханский район оказался приуроченным к одному из крупных палеоподнятий. Этим определяется то, что в пределах него не известны аналоги чингасанской и чапской серий. Разрез юдомского комплекса здесь представлен доломитами платоновской свиты, которые начинаются небольшой базальной пачкой кварцевых песчаников с редкой галькой. По составу, мощности и палеонтологической характеристике платоновская свита несомненный аналог лебяжинской, особенно в тех разрезах, где последняя залегает на подстилающих толщах с перерывом.

Нижняя часть платоновских доломитов (около 250 м) охарактеризована микрофитолитами юдомского комплекса (*Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *Vermiculites irregularis* Reitl., в 70 м выше ее подошвы из сборов В.У. Петракова Б.С. Соколовым (1965б) был определен *Sabellidites ex gr. camadiensis* Jan. В верхних горизонтах платоновской свиты встречены микрофитолиты, широко развитые как в юдомских, так и кембрийских отложениях *Nubecularites catagraphus* Reitl., *N. parvus* Z. Zhur.

Эти данные свидетельствуют о том, что по крайней мере большая нижняя часть платоновской свиты относится к юдомскому комплексу, но, по всей вероятности, отвечает лишь его верхним горизонтам.

Игарское поднятие

Разрез рифея Игарского района (Ржевский, Чехович, 1978; Даценко и др., 1968) специфичен и корреляция его с опорными разрезами Енисейского кряжа и Туруханского поднятия до сих пор слабо обоснована. Во всяком случае, существенно карбонатная чернореченская свита по комплексу встречающихся в нем микрофитолитов может быть сопоставлена как с тунгусикской, так и с осянской серией Енисейского кряжа. Соотношения ее как с подстилающими, так и более молодыми отложениями, не вполне ясны. Вместе с тем самые верхи верхнего докембрая – аналоги тасеевской и островной свиты здесь без труда узнаются. С первой из них уверенно сопоставляется большая нижняя часть излучинской свиты, сложенная красноцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами, которым подчинены отдельные прослои доломитов. Мощность этой толщи достигает 800 м. Как и в разрезах этого стратиграфического уровня, на Енисейском кряже она имеет регressive строение и завершается мощными конгломератами, с которых иногда начинают самостоятельную гравийскую свиту (Шишкун, 1975; Хоментовский, 1976). По последним данным (Ржевский, Чехович, 1978) верхи излучинской (гравийской) свиты имеют очень сложный фациальный профиль, в котором характерные для них конгломераты почти полностью замещаются

песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослойями доломитов, содержащих микрофитолитов юдомского комплекса (*Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *V. rectus* Z. Zhur., *Vermiculites tortuosus* Reitl., *V. irregularis* (Reitl.) и др. Эти данные не составляют сомнения в том, что гравийская свита является аналогом низов островной свиты или соответствует верхненемчанской подсвите. Как и сравниваемые подразделения, гравийская свита вверх по разрезу сменяется существенно карбонатной толщей, названной здесь сухарихинской (см. рис. 48). Мощность последней достигает 570 м; низы вышележащей краснопорожской свиты содержат обильные остатки скелетной фауны. Изучение их показало, что они близки комплексу древнейшего в кембрии суннагинского горизонта (Томмотский ярус..., 1969) или ассоциации, характерной для суннагинско-нижнекенянских слоев (Хоментовский, 1978). Эти данные имеют исключительное значение для заключения о возрасте верхов островной свиты и ее аналогов на всей территории западной фациальной области. Палеонтологическая характеристика нижних горизонтов кембрия во всех остальных районах этой территории слишком бедна для того, чтобы даже в самом общем виде наметить местоположение границы между кембriем и докембriем.

Резюмируя все сказанное о стратиграфии и истории развития западной фациальной области в конце позднего докембriя, можно сделать ряд выводов.

1. В позднем рифе она была охвачена существенной активизацией, с которой связаны граниты с возрастом 850 млн. лет.

2. В дальнейшем осадконакопление здесь происходило в узких, интенсивно погружавшихся прогибах авлакогенного типа. Нижняя часть образовавшегося при этом комплекса терригенно-карбонатных отложений имеет, несомненно, еще позднерифейский возраст.

3. Выше, в разрезе верхнего докембriя этих прогибов, обособляется толща существенно красноцветных терригенных отложений, тасеевская серия и ее аналоги, формированию которой также предшествовала определенная активизация тектонического режима. Она не изменила очертаний и сущности прогибов, продолжавших развиваться унаследованно.

Прямых данных для определения возраста оселковой, тасеевской, чапской серий и их аналогов недостаточно. Несколько строматолитов, встречающихся в отложениях этого стратиграфического уровня, представлены новыми формами. Более обильны находки микрофитолитов, но комплекс их весьма своеобразен состоит в основном из форм, типичных для рифейских отложений. Входящие в состав него формы, считавшиеся до недавнего времени исключительно юдомскими, в настоящее время в ряде разрезов описываются из рифейских отложений (ослянская, чингасанская, карагасская серии и их аналоги; Хоментовский и др., 1972; Хоментовский, 1976; Якшин, 1978).

Казалось бы, некоторую ясность в этот вопрос вносят находки микрофоссилий III комплекса в чистяковской свите тасеевской серии. Однако безоговорочно датировать отложения по появлению некоторых форм микрофоссилий III комплекса пока преждевременно. Действительно, в пределах Восточно-Европейской платформы эти формы для многих исследователей являются индикатором кембрийского возраста. На Сибирской платформе III комплекс наиболее типичен для отложений юдомского возраста, во всяком случае, им охарактеризованы опорные разрезы юдомских отложений, находящихся ниже основания нижнего кембriя (см. выше). Но в южной фациальной области и в какой-то мере в Юдомо-Майском прогибе (Волкова, 1981) появились указания на то, что некоторые формы III комплекса появляются значительно ниже границы между рифеем и юдомием (Хоментовский, 1980). Отсюда очевидно, что окончательное заключение о возрасте тасеевской серии и ее аналогов по палеонтологическим данным пока сделать не удается. Выше было показано, что этого нельзя сделать и по радиологическим датировкам.

В этой связи ряд авторов на том основании, что тасеевская серия и ее аналоги в историко-геологическом плане ближе к авлакогенному комплексу верхов верхнего рифея, чем к платформенному чехлу, считали рассматриваемый стратиграфический уровень

доюдомским (Хоментовский и др., 1972; Хоментовский, 1976). Однако сейчас и этот тезис вызывает определенные сомнения. Выяснилось, что переход от авлакогенного комплекса к комплексу платформенных синеклиз в осевых зонах ряда прогибов, обрамляющих Сибирскую платформу, не столь резкий, и для увереной межрегиональной корреляции нужны дополнительные данные.

Все сказанное вынуждает констатировать, что возраст тасеевской серии и ее аналогов, точнее, чем верхи рифея или низы юдомского комплекса, определить пока невозможно.

3. Верхний трансгрессивный член верхнедокембрийского разреза – островная свита и ее аналоги, начинается грубообломочными отложениями, а заканчивается доломитами. Остатки эдиакарской фауны, комплексы фитолитов и радиологические датировки не оставляют сомнения в том, что отложения этого стратиграфического уровня имеют юдомский (вендинский) возраст. Этот комплекс имеет также весьма четкую историко-геологическую характеристику. С его основания авлакогенообразные прогибы перестали развиваться и вся западная фациальная область оказалась покрытой весьма однородным платформенным чехлом. Достаточно очевидно и то, что островная свита и ее аналоги не исчерпывают всего объема юдомского комплекса. Нижней его части отвечает либо предстровной перерыв (местами очень трудно диагностируемый), либо подстилающие отложения (тасеевская серия и ее аналоги, или их верхняя часть).

ВНУТРЕННИЕ РАЙОНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В этом разделе рассматривается стратиграфия верхнедокембрийских отложений громадной территории, в пределах которой они доступны для изучения лишь в скважинах глубокого бурения. Данное обстоятельство определяет специфику стратиграфических построений, сущность которых заключается в том, что большинство скважин проходится с исключительно малым отбором керна и о строении разрезов и корреляции их в значительной мере приходится судить по каротажным диаграммам.

Ранние этапы истории изучения стратиграфии древних толщ региона рассмотрены Я.К Писарчик (1963). В настоящее время в связи с развитием поисковых работ на нефть, газ и калийные соли исследование верхнедокембрийских и нижнекембрийских отложений здесь ведут громадные коллективы производственных и научных организаций. Итогом их деятельности в какой-то мере является последняя региональная схема стратиграфии верхнепротерозойских отложений внутренних районов Сибирской платформы (Решения..., 1983) (рис. 51).

Основное содержание схемы составляет комплекс юдомских или вендско-нижнекембрийских отложений, слагающий весьма однородный платформенный чехол. Лишь в пределах двух ограниченных участков (см. рис. 24, 51) здесь выделены более древние, в большей своей части, несомненно, рифейские отложения (камовская серия и седановская свита).

Вендско-нижнекембрийский комплекс повсеместно начинается терригенной толщей, в которой встречаются лишь отдельные прослои карбонатных пород. В разных районах эта толща расчленяется на одну или две свиты, состоящие в свою очередь из 2–3 подсвит. Мощность нижней терригенной толщи варьирует от 600 до 0 м.

Средняя толща имеет терригенно-карбонатный состав и является как бы переходным звеном от нижней, терригенной, к верхней, карбонатной. Вместе с тем в основании средней толщи во многих районах намечается существенный размыт и перерыв в осадкообразовании (Воробьев и др., 1982), в связи с чем с нее иногда начинают новую осадочную серию. Мощность средней толщи 100–300 м.

Верхняя толща повсеместно сложена карбонатными и сульфатно-карбонатными породами мощностью 200–500 м. В основании ее также обычно намечается перерыв (Воробьев и др., 1982). Рассмотренный комплекс отложений в ряде районов перекрывается пачкой пестрых главным образом, доломитовых мергелей, получившей наименование урикской, нохтуйской, юздейской свит (см.: Хоментовский и др., 1972). Обос-

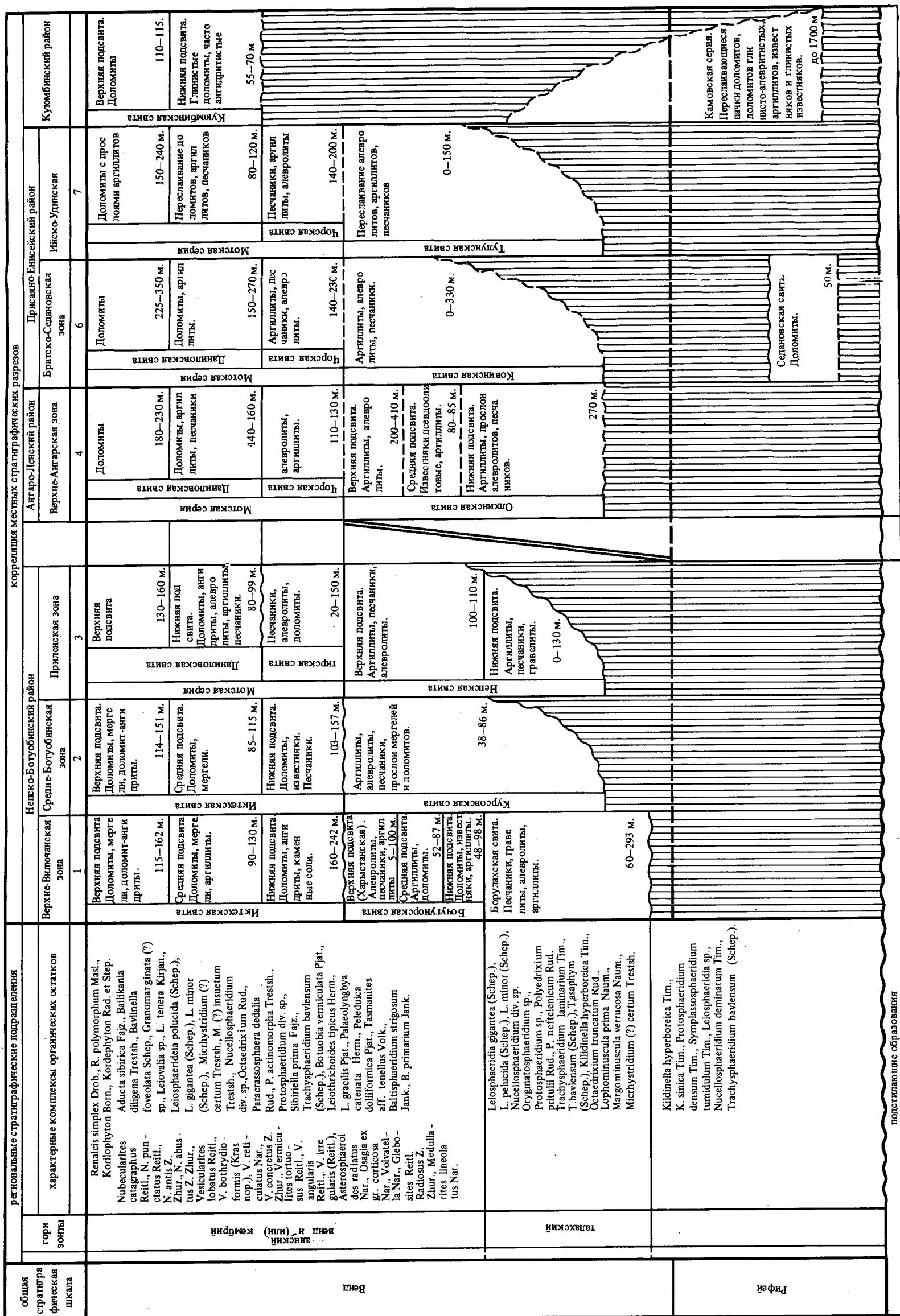


Рис. 51. Региональная стратиграфическая схема внутренних районов Сибирской платформы
1 — корреляция, принятая на схеме внутренних районов (Репенкин..., 1983); 2 — предлагаемый вариант корреляции

нование их одновозрастности требует дополнительных данных. В других случаях верхняя толща вверх по разрезу сменяется усольской свитой, в основании которой обычно выделяют соленосный — подосинский и карбонатный — осинский горизонты.

В пределах внутренней части Сибирской платформы по особенностям строения разрезов и в какой-то мере из-за географической разобщенности, осложняющей их детальную корреляцию, выделяются несколько фациальных районов и зон (см. рис. 24, 51): Непско-Ботубинский район (Верхне-Вилючанская, Средне-Ботубинская и Приленская зоны); Ангаро-Ленский район (Верхне-Ангарская и Бельско-Жигаловская зоны); Присаяно-Енисейский район (Братско-Седановская и Ийско-Удинская зоны); Куюбинский район.

В перечисленных выше зонах Непско-Ботубинского района нижняя терригенная толща состоит соответственно из (рис. 51) борулахской и бочугунорской, курсовской, непской свит (Авдеева и др., 1978; Тыщенко, 1980). В Верхне-Вилючанской и Средне-Ботубинской зонах выше с размывом залегает существенно карбонатная иктехская свита (Авдеева и др., 1978), в которой со средней толщой сопоставляется нижняя подсвита, а с верхней — средняя и верхняя подсвиты, вместе взятые. Аналоги двух нижних толщ в рассматриваемых фациальных зонах В.И. Авдеева (1982) предлагает обособить в качестве самостоятельных литостратиграфических горизонтов соответственно бочугунорского и тинновского.

В Приленской фациальной зоне с бочугунорским горизонтом сопоставляется близкая по составу непская свита, а с иктехской свитой в полном объеме — мотская серия. В Приленской зоне она состоит из двух свит: нижней, терригенно-карбонатной — тирской и верхней, существенно карбонатной — даниловской (Воробьев и др., 1982). Первая из них сравнивается с нижней подсвитой иктехской свиты (тинновский горизонт), вторая с двумя верхними подсвитами этой же свиты.

В более южных и западных районах Иркутского амфитеатра (рис. 51) нижняя терригенная толща (бочугунорский горизонт) выделяется в качестве ковинской, тулунской или олхинской свит; средняя (тинновский горизонт), сложенная здесь, — главным образом терригенными породами, обычно называется чорской свитой, а верхняя, как и в Приленской зоне — даниловской (Арутюнов и др., 1982).

Наконец, в пределах Камовского свода (Куюбинский район) с явным размывом и перерывом на более древних отложениях верхнего докембра или на гранитах фундамента залегает маломощная, существенно карбонатная куюбинская свита (Бутаков и др., 1978), которую сопоставляют с аналогичной по составу и стратиграфическому положению даниловской свитой более восточных районов Сибирской платформы (см. рис. 51).

Существенно карбонатная камовская серия, как и близкая ей по составу седановская свита в Братско-Седановской зоне (см. рис. 24, 51), по всей видимости, древнее нижней терригенной толщи (бочугунорского горизонта). Аналоги последней появляются к юго-востоку от Камовского свода в пределах Ванаварской площади (Скоробогатых, Яншина, 1982), где предкуюбинский перерыв сокращается.

Палеонтологическая характеристика позднедокембрийских отложений внутренних районов весьма своеобразна. Доминирующее значение в ней принадлежит микрофитолитам и микрофоссилиям. Последние здесь даже более детально изучены, чем в коренных обнажениях обрамления, что в значительной мере определяется лучшей сохранностью и меньшим метаморфизмом вмещающих пород.

Большая нижняя часть камовской серии и седановской свиты охарактеризована микрофитолитами *Vesicularites* aff. *vapolensis* Zabr., *V. pussilus* Zabr., *V. ovatus* Z. Zhur., *Nubecularites uniformis* Z. Zhur., *Glebosites* sp. (Якшин, 1980) и микрофоссилиями *Kildinella hyperboreica* Tim., *K. sinica* Tim., *Protosphaeridium densum* Tim., *Simplassosphaeridium tumidulum* Tim., *Synsphaeridium* sp., *Nucellosphaeridium deminatum* Tim., *Trachysphaeridium bavlensem* (Schep.) (Волкова и др., 1980), *Leiosphaeridia effusa* (Schep.), *L. sinica* (Tim.), *L. vesljanica* (Tim.), *L. minor* (Schep.), *L. pellucida* (Schep.), *Trachysphaeridium salebrosum* Pjat., *T. laminaritum* Tim., *Pterospermop-*

simorpha pileiformis Tim., *Satka elongata* Jank., *S. granulosa* Jank., *S. squamifera* Pjat., *Agidelia lophostriata* Jank. (Пятилетов, 1980). Список приведенных форм типичен для рифея.

В верхней части камовской серии состав органических остатков меняется. Среди микрофитолитов здесь преобладают юдомские формы *Nubecularites abustus* Z. Zhur., *N. ex gr. catagraphus* Reitl., *N. uniformis* Z. Zhur., *Vermiculites irregularis* (Reitl.), *V. aff. tortuosus* Reitl., *Volvatella zonalis* Nar., *Vesicularites subinensis* Zabr., *Osagia* sp. (Якшин, 1980), а микрофоссилии представлены так называемым II комплексом, который отличается от более древнего отсутствием многих форм и появлением *Leiosphaeridium gigantea* (Schep.) (Волкова и др., 1980).

Эти данные делают весьма вероятным заключение о юдомском возрасте верхов камовской серии.

В пределах вышележащего комплекса отложений, составляющего основу корреляционной таблицы (см. рис. 51), также выделяются две ассоциации палеонтологических остатков, на основе которых здесь предлагается обособление двух биостратиграфических горизонтов — талахского и аянского. Граница между ними проходит внутри нижней терригенной толщи (бочугунорского литостратиграфического горизонта).

Для талахского горизонта характерны тонкостенные *Leiosphaeridium*, а также представители родов *Trachysphaeridium*, *Origmatosphaeridium*, *Polyedrixium*, известных и из несомненно рифейских отложений.

В аянский горизонт проходят все формы талахского, но, помимо них, в нем одновременно появляются две группы микрофоссилий. Первая из них состоит из новых, эндемичных родов *Aducta*, *Bailikania*, *Sibiricella*, *Paracrassosphaera*, а во вторую входят формы, типичные для лонтоваского (*Tasmanites aff. tenellus* Volk., *Granomarginata squamacea* Volk., *G. prima* Naum., *Leiovalia tenera* Kirjan., *Micrhystridium* sp., *Leiomarginata* sp. и др.) и люкатинского (*Baltisphaeridium strigosum* Jank., *B. ciliatum* Volk., *B. primarium* Jank. и др.) горизонтов Восточно-Европейской платформы (Файзулина и др., 1981).

Из карбонатных пород аянского горизонта (с его основания до кровли) описан весьма представительный IV или юдомский комплекс микрофитолитов *Vesicularites lobatus* Reitl., *V. botryoidiformis* (Krasnop.), *V. reticulatus* Nar., *V. concretus* Z. Zhur., *V. rectus* Z. Zhur., *V. enormis* Z. Zhur., *V. porrectus* Z. Zhur., *Vermiculites tortuosus* Reitl., *V. irregularis* (Reitl.), *Medularites lineolatus* Nar., *Nubecularites morrulus* Z. Zhur., *N. antis* Z. Zhur., *N. parvus* Z. Zhur., *N. abustus* Z. Zhur., *N. catagraphus* Reitl., *N. punctatus* (Reitl.), *Volvatella zonalis* Nar., *Ambigolamelatus horridus* Z. Zhur. и несколько проходящих форм: *Vesicularites flexuosus* Reitl., *Asterosphaerooides difluxilis* Z. Zhur.

Наконец, в верхах аянского горизонта появляются первые представители известковых водорослей — *Renalcis gelatinosus* (Korde), *R. ex gr. polymorphus* (Masl.).

Ряд исследователей по основании приведенной палеонтологической характеристики пришли к заключению о кембрийском возрасте аянского горизонта, в результате чего на последней региональной стратиграфической схеме Сибирской платформы он датируется — венд и (или) кембрий.

Проанализируем, насколько обоснованным является этот вывод.

При определении возраста аянского горизонта большое значение имеет уверенная датировка низов вышележащей усольской свиты — подосинского и осинского горизонтов, палеонтологическая характеристика которых гораздо более представительна. В бессолевых аналогах подосинского горизонта резко увеличивается количество и разнообразие известковых водорослей (Титоренко, Дробкова, 1974; Акульчева и др., 1981), а несколько выше по разрезу появляются представители обычной для кембрия скелетной фауны *Hyolithellus* sp., *Torellella* sp., *Tommotia* sp., *Spinulitheca billingsi* (Sys.), *Chancelloria* sp. (Акульчева и др., 1981). Перечисленные находки и другие мелкие формы скелетной фауны осинского горизонта появляются в Сибири с низов палеонтологически охарактеризованного кембрия. В средней и верхней частях осин-

ского горизонта определены археоциаты *Robustocyathus ex gr. ignotus* Korsh. et Roz., R. cf. *novus* Zhur., новая форма, сходная с представителями рода *Tennericyathus* Roz. (Колосов и др., 1980), *Archaeofungia?* sp. ex gr. *naletovi* (Vol.) (Акульчева и др., 1981). В этот список входят формы, на основании которых делается заключение о том, что вмещающие их слои относятся к древнейшей зоне (*R. zegebarti*) атдабанского яруса. Если даже не принимать во внимание то, что перечисленные находки лишь напоминают руководящие формы этой зоны, а также то, что некоторые исследователи относят ее еще к кенядинскому горизонту томмотского яруса (Хоментовский, Репина, 1965), то и в этом случае приведенные данные не дают основания считать, что основание усольской свиты 'молже' древнейших слоев томмотского яруса в стратотипе. Дело в том, что от слоев с этими находками до подошвы усольской свиты не менее 50–80 м, что соизмеримо или даже превосходит мощность томмотского яруса в большинстве разрезов Сибирской платформы. В расчет необходимо принимать и то, что наиболее интересные формы археоциат происходят из Средне-Ботуобинской зоны, где подосинский горизонт лишен солей и точное положение его нижней границы доказать трудно.

Отсюда очевидно, что утверждение о том, что усольская свита с самого основания соответствует атдабанскому ярусу (Авдеева и др., 1978; Акульчева и др., 1981; и др.) не более чем предположение (Соколов, Хоментовский, 1980).

Особого внимания заслуживает анализ данных о микрофоссилиях аянского горизонта и использовании их для определения возраста и корреляции. При рассмотрении списков микрофоссилий из конкретных разрезов этого подразделения прежде всего обращает на себя внимание неоднородность аянского комплекса. Так лишь в пределах ряда участков Непско-Ботуобинского района в составе комплекса развиты формы, характерные для люкатиского горизонта Восточно-Европейской платформы. На большей же части рассматриваемой территории основу его составляют формы лонтоваского горизонта, либо группа новых эндемичных форм (см. выше). Но в массе случаев из самых различных слоев аянского горизонта удается выделить лишь очень бедную ассоциацию микрофоссилий, в которую входят различные формы родов *Leiosphaeridium*, *Trachysphaeridium*, *Trematosphaeridium*, *Polyedrixium*, *Margominuscula*, *Favosphaeridium* и др. в самых различных комбинациях. Иногда эта ассоциация сопровождается крупными лейосферами с тонкой стенкой и может трактоваться как II комплекс, но может быть и без них, и в этом случае она близка к рифейскому комплексу. Эти данные позволяют думать о том, что иногда различия между бедными ассоциациями микрофоссилий, по которым определяют I и II комплексы, и богатыми, отвечающими III комплексу, являются показателем не столько возраста, сколько обстановок образования вмещающих пород. Действительно, в работах, содержащих конкретные данные о распространении микрофоссилий по разрезу (см.: Акульчева и др., 1981), обращает на себя внимание тот факт, что полноценный III комплекс микрофоссилий в основном связан с аргиллитами средне-верхней части бочугунского литостратиграфического горизонта в Непско-Ботуобинском фациальном районе (нижнемотской подсвиты; Акульчева и др., 1981). Выше же и ниже по разрезу начинает все более преобладать ассоциация проходящих из рифея форм. Пожалуй, наиболее показательно в этом отношении большинство списков из слоев, кембрийский возраст которых доказан палеонтологически. Все сказанное вызывает большое сомнение в том, что по появлению в разрезе микрофоссилий подкомплекса III можно проводить границу кембрая. За это говорит хотя бы то, что на основании находок типично люкатиских форм аянский горизонт с самых низов следовало бы относить к верхам атдабанского яруса. В то же время выше было доказано залегание аянских отложений ниже осинского горизонта, осинская пачка которого охарактеризована окаменелостями самых древних слоев атдабанского яруса. В конкретных разрезах верхнеатдабанские формы находятся на 400–600 м ниже нижнеатдабанских. Особенно укрепляет это сомнение то, что эти формы (*Baltisphaeridium* sp., *Cymatiosphaera* sp.) описывают в доюдомских отложениях стратотипической местности (Волкова, 1981). Выше отмечалось, что о кембрей-

ском возрасте нельзя судить и по наличию характерных форм лентоваского горизонта (подкомплекса III), поскольку в районах, где выбраны опорные точки для нижней границы кембрия Сибири, эти формы встречены гораздо ниже их.

Ошибочность заключений о возрасте и сопоставлении мотской серии с иктехской свитой, принятых на региональной схеме внутренних районов Сибирской платформы (см. рис. 51, вкл.), становится очевидной при сравнении этой схемы с унифицированной схемой стратиграфии южной фациальной области. Достоверный материал для подобного сопоставления имеется по двум пересечениям: от Верхне-Ангарской зоны через скважины в районе г. Иркутска к опорным разрезам Иркутского Присаянья и от Верхне-Вилючанской зоны, через Мурбайскую и Частинскую скважины к Нохтуйскому разрезу Уринского выступа Патомского нагорья. В последнем из этих пересечений доказывается, что борулахская и бочугунорская свиты нижней терригенной толщи (бочугунорский литостратиграфический горизонт) Непско-Ботубинского фациального района (см. рис. 51) уверенно сопоставляются с большей нижней частью жербинской свиты Патомского нагорья, а средняя и верхняя пачки иктехской свиты (может быть без верхов) с большей верхней частью гинновской свиты, начинающейся гравеликами.

В другом профиле ряд скважин, пробуренных в районе г. Иркутска с относительно большим выходом керна, позволил достаточно уверенно на литологической основе выделить в южной части Иркутского амфитеатра олхинскую свиту. По составу и строению она близка к ее стратотипическому разрезу на р. Иркут и благодаря наличию мощной маркирующей пачки микрофитолитовых известняков может быть разделена на три подсвиты (см. рис. 50). Мощность нижней и средней подсвит повсеместно остается весьма выдержанной, а верхней – испытывает значительные колебания, что объясняется наличием предмотского размыва (Шенфиль и др., 1980б). Размыв в основании грубых песчаников ушаковской свиты работами последних лет фиксируется и в большей части Прибайкальского прогиба. Эти данные акцентируют историко-геологическое значение нижней границы мотской серии, начинающейся в Прибайкалье ушаковской свитой (см. рис. 44) и усиливают позицию исследователей, сопоставлявших олхинскую свиту со всем трехчленным байкальским комплексом. Аналоги качергатской свиты в сторону Иркутского Присаянья и Иркутского амфитеатра оказываются в значительной мере размытыми.

Так, в Верхне-Ангарской зоне аналоги мотской серии довольно точно соответствуют мотской серии южных районов, а в Непско-Ботубинском районе отвечают лишь ее верхам. Если же сопоставить через схему внутренних районов отложения более низких частей разреза Патомского (см. рис. 42) и Прибайкальского (см. рис. 44) прогибов, то расхождения будут еще более разительными. При этом окажется, что борулахская же свита, а следовательно, и большая нижняя часть жербинской свиты, начинающей мотскую серию схемы юга платформы, окажется одновозрастной олхинской свите или трехчленному байкальскому комплексу, рифейский возраст которого не вызывает сомнений. Эти обстоятельства не позволяют схему внутренних районов однозначно сопоставить ни с одной из схем обрамления. Поэтому она в отличии от схем обрамления была принята как рабочая. В настоящее время четко определилось, что все эти разногласия возникают из-за трактовки корреляции на стыке Приленской зоны Непско-Ботубинского района и Верхне-Ангарской зоны Ангаро-Ленского. Если же, наоборот, корреляцию в области этого стыка провести с позиций, которые получились в процессе корреляции на схеме обрамления, то на рис. 51 мотскую серию придется сопоставлять со всем охарактеризованным разрезом Непско-Ботубинского района.

Все сказанное свидетельствует о том, что в пределах внутренних нефтегазоносных районов Сибирской платформы юдомские (вендинские) продуктивные отложения пользуются широким распространением, но детальное расчленение и корреляция их пока еще недостаточно обоснованы.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ЮДОМСКОЕ ВРЕМЯ

Рифейские толщи в пределах Сибирской платформы развиты прерывисто и области их распространения связаны с древними прогибами или с их наиболее, погруженными осевыми зонами. Цепочка этих прогибов (см. рис. 52, вкл.) протягивается вдоль южной и западной окраин Сибирской платформы, вовлеченной в позднем докембрии в интенсивное погружение вместе со смежной частью геосинклинальной области. Данные глубокого бурения свидетельствуют о том, что на западе (Камовской и Братско-Седановский районы, а также разделяющий их Чадобецкий свод, см. рис. 24) параллельно первому ряду этих прогибов выделяется второй. Несколько менее определенная структурная приуроченность рифейских прогибов северной окраины Сибирской платформы (Оленекский, Уджинский, Восточно- и Западно-Анабарский).

Все рифейские прогибы характеризовались одной особенностью — резким сокращением мощностей, выполняющих их отложений от осевых частей к их склонам, что придает им определенное сходство с авлакогенами (Хоментовский, 1976).

Развитие рифейских прогибов на территории Сибирской платформы прерывалось или осложнялось рядом достаточно синхронных активизаций тектонических движений. Особого внимания заслуживает активизация, датированная в пределах Енисейского кряжа цифрами 850 ± 50 млн. лет. Здесь это была последняя активизация, имевшая определенную общность с завершающей складчатостью. С ней местами связаны крупные интрузии гранитов, метаморфизм и интенсивные блоковые движения, сопровождавшиеся образованием флексур и складок, глубоким размывом и резким несогласием (см. рис. 50). Эта позднерифейская активизация часто обусловливала принципиальное изменение структурного плана — многие рифейские прогибы оказались дифференцированными на резко выраженные положительные и отрицательные структуры, возникали новые прогибы. Во многих районах резко изменился формационный состав отложений: на смену терригенно-карбонатным толщам пришли флишиоидные, молассообразные.

Древнейшие горизонты юдомских отложений тесно связаны с верхнерифейскими толщами, выполняющими прогибы, которые продолжали интенсивно погружаться в раннеюдомское время. Терригенные отложения, накопившиеся в этих условиях в Прибайкальском (см. рис. 44, 45), Патомском (см. рис. 42) и Юдомо-Майском (см. рис. 29) прогибах, по составу и формационной характеристике настолько близки к подстилающим рифейским толщам, что границу между ними часто трудно провести в конкретных обнажениях. В Западной фациальной области в связи с этим вопрос о возрасте мощных серий (оселковая, тасеевская и их аналоги; см. рис. 48) до настоящего времени остается открытым. Мощности рассматриваемых нижнеюдомских отложений от осевых частей прогибов к склонам уменьшаются в 5–7 раз, что резко отличает эти слои от более молодых.

Резко отличный характер взаимоотношений рифейских и юдомских отложений отмечается в области поднятий, сопряженных с древними прогибами. Здесь обычно достаточно резко проявляется предьюдомская активизация. С ней связаны восходящие движения и последовательное срезание все более древних рифейских отложений в Учуро-Майском районе (см. рис. 27, 29), Патомском нагорье (см. рис. 42, 43), на склонах Анабарского массива (см. рис. 25, 32–35). Представление о величине предьюдомского размыва часто несколько преувеличивается по двум причинам. Во-первых, мощности рифейских отложений на склонах древних прогибов резко и последовательно сокращаются. Во-вторых, значительная часть рифейских отложений была денудирована в процессе рифейских активизаций. Только этим можно объяснить чрезвычайно слабое местами развитие базальных слоев в основании юдомского комплекса рассматриваемых структурно-фациальных зон. С предьюдомской активизацией в области рифейских поднятий связаны блоковые движения и образования складок флексур, а местами в Учуро-Майском районе, Анабарском массиве и Енисейском кряже, внедрение траппов и щелочных интрузий. По интенсивности проявления предьюдомская активизация

резко уступает позднерифейской. По существу, она даже не меняет структурного плана и лишь приводит к некоторому увеличению поднятий за счет прогибов, но в конечном итоге с этих неэффективных событий началось качественное преобразование позднедокембрийских авлакогенообразных прогибов — их выполаживание и объединение в громадные платформенные синеклизы.

Несмотря на то что стабилизация позднедокембрийских прогибов проходила в юдомское время, достаточно постепенно в развитии ее отмечается наличие ряда этапов проявления тектонической активности второго порядка. В миниатюре они несколько напоминают предъюдомские движения, но резко уступают им в интенсивности. Иногда внутриюдомская активизация приводит к тому, что размеры бассейна резко увеличиваются, а отложения нового осадочного ритма распространяются достаточно далеко за пределы древней береговой линии. При этом практически не происходит размытия нижнеюдомских отложений. Примером подобной перестройки является расширение бассейна в позднестарореченское и немакит-далдынское время на склонах Анабарского (см. рис. 35) и Алданского (см. рис. 29) массивов. В других случаях расширению прогиба предшествует некоторое воздымание в области склонов смежных поднятий. В подобной ситуации верхнеюдомские отложения перекрывают нижнеюдомские с явным размытием, как например, это произошло на севере Юдомо-Майского прогиба (см. рис. 26), в пределах Китайского поднятия и Камовского свода.

Самые общие представления о строении юдомских отложений Сибирской платформы позволяют в ряде районов наметить по крайней мере два этапа внутриюдомской активизации. Первый из них проявляется в двуритмичном строении нижнеюдомских толщ независимо от их состава. В качестве примера границы, разделяющей эти ритмы в терригенных толщах, является основание верхнеушаковской подсвиты в Прибайкальском прогибе (см. рис. 44), возможно подошва пачки IV жербинской свиты Патомского нагорья (см. рис. 42) и базальные слои чорской свиты во внутренних районах Сибирской платформы (см. рис. 51). В терригенно-карбонатных отложениях рассматриваемая граница может совпадать с основаниями верхнестарореченской подсвиты (см. рис. 35), усть-юдомской (саддининской) свиты (см. рис. 26–29) и др.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что в отличие от нижнеюдомской толщи верхнеюдомская имеет гораздо более выдержанную мощность. Это обстоятельство и отмеченное выше расширение юдомских бассейнов позволяет формально связывать трансформацию позднерифейских авлакогенообразных прогибов в платформенные синеклизы именно с этой фазой юдомской активизации.

Второй этап юдомской активизации можно связать с основанием немакит-далдынского горизонта на севере Сибирской платформы (см. рис. 35, 38). В южной фациальной области ему отвечает верхняя карбонатная часть юдомских отложений — аянканская, иркутская свиты и их аналоги (см. рис. 41, 44); а в западной фациальной области верхние, карбонатные пачки островной и устьтагульской свит, а также низы лебяжинской и платоновской свит (см. рис. 48). Наконец, во внутренних районах платформы с позднеюдомским этапом, во всей видимости, связана даниловская свита и ее аналоги.

Обращает на себя внимание тот факт, что позднеюдомская активизация наиболее резко проявилась на севере, где в составе отложений немакит-далдынского горизонта и особенно в его основании появляется большое количество терригенных пород. На большей части Сибирской платформы в основании карбонатной верхнеюдомской толщи базальная пачка весьма слабо выражена, а на юго-востоке ее рассматриваемое подразделение в историко-геологическом плане совершенно не выражено. О соответствии ей верхней части карбонатных отложений устьюдомской и саддининской свит удается судить лишь по палеонтологическим данным (см. ниже).

Итак, общие данные о строении юдомских отложений Сибирской платформы позволяют наметить возможность расчленения их на три горизонта (Хоментовский, 1984). Но для обоснования синхронности границ между ними, необходимой для выделения на этой обширной территории полноценных региональных горизонтов, необходимы дополнительные детальные исследования. В первую очередь обращает на себя внима-

ние грубость биостратиграфической основы юдомского комплекса. По фитолитам и микрофоссилиям можно говорить лишь об обособлении юдомского подразделения в целом. Но и при этом возникают значительные трудности с определением границ данного подразделения. В то же время в ряде районов отмечается определенная направленность изменения состава ассоциаций рассматриваемых образований. Так, местами обособливается II комплекс микрофоссилий (Волкова и др., 1980); в пределах северо-восточной фациальной области намечаются две возрастные ассоциации строматолитов (Семихатов и др., 1970), а верхние слои юдомских отложений часто охарактеризованы специфическим бедным комплексом микрофитолитов (Акульчева и др., 1981). Однако в других районах эти закономерности не проявляются и распределение фитолитов и микрофоссилий оказывается резко отличным. Все это производит впечатление что выявленные местами нюансы в распределении рассматриваемой органики по разрезу определяются не столько их биологической эволюцией, сколько фациальными обстановками.

Большинство находок эдиакарской фауны в Сибирских разрезах связано со средним горизонтом юдомского комплекса. Но находки из хатыспытской свиты Оленекского поднятия (см. рис. 38) тяготеют к достаточно древним слоям этого уровня, а в Прибайкалье и на Енисейском кряже они приурочены к самым его верхам.

Определенное исключение представляет лишь немакит-далдынский горизонт северных районов Сибирской платформы и его аналоги на юго-востоке. Здесь можно достаточно определенно говорить о двух или даже трех возрастных ассоциациях скелетной фауны, появлении известковых водорослей и определенной ассоциации вендотениевой флоры. Но в большинстве разрезов южной и западной фациальных областей эти палеонтологические остатки практически не известны и предполагаемый диапазон их распространения здесь весьма неопределен.

Отсюда очевидна необходимость интенсификации биостратиграфического изучения юдомского комплекса Сибири.

ЮДОМСКИЙ КОМПЛЕКС – ВЕНД В СИБИРИ

В процессе подготовки и принятия последних региональных стратиграфических схем верхнего докембра Сибири большинство исследователей этих отложений пришли к согласованному решению о сопоставлении юдомского комплекса с вендром и отсутствии в этом регионе данных для выделения кудаша, рекомендованного в качестве подразделения общей шкалы Всесоюзным совещанием (Постановления..., 1981). Но поскольку дискуссия по поводу сопоставления венда и юдомского комплекса представляет методический интерес для телекорреляции венда как подразделения Международной шкалы, необходимо определить сущность проблемы и напомнить то, как она была решена.

Для установления аналогов венда в большинстве фациальных областей и районов позднего докембра прямых данных, как правило, недостаточно, а многие из них как будто бы даже противоречат возможности подобной корреляции. Действительно, в Сибири до последнего времени не доказано наличия верхнедокембрийских ледниковых отложений, имеющих исключительное значение для обоснования нижней границы венда в стратотипической местности и ряде других регионов. Юдомские фитолиты, на основании которых первоначально был выделен юдомский комплекс (Журавлева, Комар, 1962), в пределах Восточно-Европейской платформы встречены в основном на более древнем стратиграфическом уровне – в так называемом кудаше. Наоборот, многие формы III комплекса микрофоссилий, известные в Сибири главным образом из юдомских отложений, на западе Восточно-Европейской платформы характерны для лонговаского горизонта (Хоментовский, 1976; Хоментовский, Пятилетов, 1978), в кембрийском возрасте которого большинство исследователей не сомневается. Найдены эдиакарской фауны в Сибири пока еще исключительно редки, а возраст аналогов слоев, из которых они определялись в других разрезах, по микрофитолитам и микрофоссилиям

трактовался слишком противоречиво. В Прибайкалье и на Енисейском кряже, в частности, многие считают, что верхняя часть мотской серии, из которой описаны отпечатки мягкотелых (Соколов, 1975), имеет кембрийский возраст.

Перечисленные и многие другие объективные трудности обусловлены тем, что коррелировать приходится разрезы удаленных регионов, в которых накопление сравниваемых отложений происходило в резко различных условиях. Действительно, со стратиграфией юдомского комплекса Сибири мы в основном знакомы по изучению разрезов прогибов, унаследованных от позднерифейского времени, развитие которых произошло на фоне расширяющейся трансгрессии. В результате здесь мы имеем дело с полными разрезами, в строении которых быстро и направленно увеличивается роль карбонатных отложений. Сравнительно большие мощности терригенных пород здесь приурочены только к внутренним частям прогибов, вытянутых вдоль края платформы. Аномальные мощности, локально развитые на небольших расстояниях, быстро сокращаются, и основная часть Сибирской платформы в юдомское время оказывается перекрытой весьма однообразным по составу, строению и мощностям платформенным чехлом.

В пределах Восточно-Европейской платформы обширные территории в венде представляли собой сушу, а осадконакопление происходило в относительно более узких прогибах, наиболее крупным из которых является Московская синеклиза. Активное развитие доминирующих положительных структур привело к тому, что в составе венда Восточно-Европейской платформы, во-первых, преобладают терригенные отложения. Во-вторых, на большей части ее территории осадконакопление начинается лишь в верхнем венде (валдайское время). В-третьих, с концом венда здесь связано усиление тектонической активности, обусловившей регressive строение валдайской серии и появление массы явных и скрытых перерывов вблизи границы с кембрием, усугубляющих трудности ее установления.

Преодолеть трудности, возникшие в этой ситуации при корреляции юдомского комплекса и венда, удалось лишь отказавшись от попыток сопоставления выборочных разрезов Сибирской и Восточно-Европейской платформ, а сравнив эти подразделения по суммарным характеристикам, в которых строго оценена достоверность конкретных данных и разрешающая способность различных методов (Хоментовский, 1976, 1980). Для этого в пределах Сибирской платформы была проведена громадная работа по сопоставлению отдельных разрезов в единых фациальных зонах, а затем все более широкие корреляции.

Результаты этой работы, охарактеризованные в предыдущих разделах (см. выше) показали, что многие из перечисленных ранее противоречий в характеристике венда и юдомского комплекса являются кажущимися.

Исследования, проведенные в процессе разработки последних региональных стратиграфических схем Сибири, и ряд предшествующих им работ показали, в частности, что многие формы юдомских микрофитолитов в дашиинской и лопатинской свитах Енисейского кряжа, нэлэгерской и сиэтачанской свитах Хараулаха (см. выше) и во многих других опорных разрезах позднего докембria Сибири (Хоментовский и др., 1972; Хоментовский, 1976; Якшин, 1978) появляются в достаточно глубоком рифее. Это обстоятельство объясняет, почему в пределах Восточно-Европейской платформы юдомские микрофитолиты встречены не в вендинских, практически лишенных карбонатов отложениях, а в подстилающих рифейских толщах. Более того, анализ списков микрофитолитов из укской свиты западного склона Урала, которые и послужили основой для выделения кудаша, показал, что они содержат много не характерных для юдомского комплекса форм (Якшин, 1978). Это обстоятельство и в Сибири является критерием для отделения юдомских ассоциаций от сходных, но более древних. Характерно, что и строматолиты укской свиты на уровне форм отличаются от характерного юдомского комплекса Сибири (Хоментовский, 1976; и др.).

Изложенные факты свидетельствуют о том, что данные по микрофитолитам не противоречат сопоставлению юдомского комплекса и венда. Они же дают основание сомневаться в правомочности выделения кудаша в качестве самостоятельного довенденского

подразделения, охарактеризованного юдомскими фитолитами. Появление юдомских микрофитолитов в разных районах происходит на разных уровнях. Их появление, по-видимому, является не столько функцией биологической эволюции организмов-образователей микрофитолитовых желваков, сколько влиянием фаций и, возможно, некоторых других абиогенных явлений. Весьма строгая приуроченность IV комплекса микрофитолитов к юдомским отложениям на Сибирской платформе, по-видимому, в значительной мере связана с однотипностью обстановки осадкообразования, распространившейся здесь на громадной территории. Именно это обстоятельство позволило на Сибирской платформе выделить и скоррелировать отложения юдомского комплекса. Но строго пользоваться IV комплексом микрофоссилий для определения границ юдомских отложений как с рифеем, так и с кембрием нельзя (Хоментовский, 1976, 1978, 1980).

Близкая картина намечается как будто бы с микрофоссилиями. Детально этот материал анализируется в региональных разделах (см. выше). Здесь можно только напомнить, что руководящие формы III комплекса микрофоссилий (Волкова и др., 1980), широко развитого в юдомских отложениях Сибирской платформы, иногда появляются значительно ниже границы рифея и юдомия, установленной по фитолитам (см. выше; Хоментовский, 1980). Не вызывает сомнения и то, что многие из этих форм проходят в несомненно нижнекембрийские слои лонтоваского горизонта балтийской серии (Хоментовский, Пятилетов, 1978). В Сибири дело осложняется еще и тем, что в III комплексе развиты и характерные формы более молодого люкатиского горизонта, относящегося уже к аттабанскому ярусу нижнего кембра.

Все сказанное свидетельствует о том, что прежде чем начинать пользоваться микрофоссилиями для корреляции удаленных разрезов, необходимо провести большую работу по уточнению истинного стратиграфического диапазона распространения многих форм, строго обосновать критерии инсигнатности микрофоссилий в изучаемых породах, а также улучшить и унифицировать их диагностику. Без этого по микрофоссилиям, как и по микрофитолитам, мы пока не можем в Сибири уверенно отделить юдомский комплекс ни от кембра, ни от рифея.

В сложившейся ситуации, несмотря на крайнюю пока малоочисленность находок, вендо-эдиакарская фауна является наиболее ценной при датировке и общей корреляции. В Сибири, как и на Восточно-Европейской платформе, она приурочена к средней части рассматриваемого подразделения, но диапазон этой "средней части" достаточно велик по сравнению со всем объемом юдомского комплекса (от хатыстыктской свиты Олеконского поднятия, находящейся в его низах, до терригенно-карбонатной части разреза мотской серии и островной свиты в Прибайкалье и на Енисейском кряже, тяготеющих к его верхам).

Несмотря на многие трудности, связанные с радиологическими датировками венда и юдомского комплекса, они формировались в достаточно близких возрастных интервалах от 650 (660) до 560 млн. лет.

В Сибири, к сожалению, практически отсутствуют достоверные определения из нижнеюдомских слоев, но вблизи основания сардинской свиты Юдомо-Майского прогиба получена достаточно надежная датировка — 650 млн. лет. Из верхов верхнего рифея по глаукониту K-Ag методом получено несколько датировок порядка 700–670 млн. лет, правда некоторым диссонансом к ним является изохронное определение по глаукониту из верхов устькирбинской свиты — 632 млн. лет.

Несмотря на явные отличия юдомских и венденских отложений, о которых говорилось выше, нельзя не обратить внимание на большую общность развития Восточно-Европейской и Сибирской платформы в рассматриваемое время. Как и в Сибири, древнейшие венденские отложения (волынская серия) развиты лишь в прогибах, наследующих рифейские структуры, в частности Оршанский прогиб на западе Восточно-Европейской платформы и внутренние районы Уральской миогеосинклинали. Мощности ледниковых отложений здесь достаточно велики и резчайшим образом сокращаются в сторону смежных поднятий. Аналогичным образом более молодые венденские отложения (вал-

дайская серия) залегают в этих прогибах на волынских согласно, а на смежных поднятиях срезают или перехлестывают их и распространяются на громадных просторах однородным платформенным чехлом.

Сравнительная оценка интенсивности предвендинской и предвалдайской перестроек, как и предъюдомской с внутриюдомскими, свидетельствует в пользу первых из них. Несмотря на то что осевые части некоторых рифейских прогибов в обоих регионах после первой активизации некоторое время по инерции продолжали интенсивно погружаться, именно эти движения и обусловившие их глубинные процессы привели к смене авлакогенного этапа развития на типично платформенный (Хоментовский, 1976).

Эти данные, как и приведенная выше информация об одновозрастности более молодых слоев венда и юдомия, свидетельствуют о близкой природе границ венда и юдомского комплекса. Она обусловлена докембрийской активизацией (диасхизисом), охватившей громадные территории. Это обстоятельство является дополнительным поводом для заключения о примерной одновозрастности основания венда и юдомского комплекса.

На сегодня имеются достаточные основания для того, чтобы говорить об одновозрастности немакит-далдынского горизонта и его аналогов в Сибири низам балтийской серии Восточно-Европейской платформы. Во всяком случае именно в этих слоях в обоих подразделениях появляются первые остатки "настоящей" фауны — сабеллидиды и анабариты, а также близкие формы венденской флоры. Даже эти данные свидетельствуют о примерной одновозрастности и верхней границы юдомского комплекса и венда (включая нижнюю часть балтийской серии), а следовательно, и достаточно полном соответствии первого из этих подразделений второму.

Поскольку приоритет венда по сравнению с юдомием бесспорен, название юдомский комплекс — юдомий следует воспринимать лишь как региональный термин. Но в сфере практической стратиграфии Сибири им, по-видимому, еще придется долго пользоваться, поскольку прогресс стратиграфии и биостратиграфии сибирского венда связан исключительно с детализацией местных и региональных схем Сибирской платформы.

Глава 6

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ВЕНДА СССР

Данные по геохронологии вендских и смежных с ними отложений немногочисленны. Большая часть радиометрических дат венда получена калий-argonовым методом по глауконитам, реже, по пепловым туфам. Хорошо известно, однако, что даже для различных фракций глауконитов из одной и той же пробы пород иногда получается трудно объяснимый разброс значений возраста; в большей мере это касается глауконитов одной и той же пачки пород, полученных для разных точек по простиранию одного и того же пласта. Если ориентироваться на весь набор известных датировок глауконитов, то корреляция разрезов может перейти в категорию субъективных представлений, вплоть до взаимоисключающих выводов. Пока мы вынуждены признавать отсутствие критериев различия между переотложенными (реликтовыми), сингенетическими и перекристаллизованными (измененными) глауконитами, которые могут "существовать" в одной и той же пачке пород. Поэтому калий-argonовые значения возраста по глауконитам должны контролироваться другими методами и дублироваться определениями из послойных разрезов. В некоторых случаях для получения рабочей гипотезы можно использовать средние значения возраста, отбрасывая крайние отклоняющиеся как мало достоверные.

Ценным материалом для геохронологических исследований являются слабоизмененные глинистые минералы, которые могут быть датированы Rb—Sr методом. Этот

метод успешно применялся как у нас (Краснобаев и др., 1979; Горохов и др., 1979, 1982), так и за рубежом (Pringle, 1973; Clauer, 1976). Большая перспективность этого метода заключается в том, что слабо измененные глинистые минералы венда встречаются на платформах в разных стратиграфических подразделениях и могут дать представление о возрасте ряда последовательных уровней.

Достоверные данные радиометрического возраста, основанные на применении U-Pb метода по цирконам и другим минералам, в венде очень редки. Среди них могут быть указаны определения возраста некоторых гранитных массивов. Перспективным объектом исследования являются также цирконы кислых эфузивов (лацитопайская свита Приполярного Урала), однако работа по изучению только начата.

Рассмотрение геохронологических материалов по венду мы дадим раздельно по европейской части СССР и по Сибири. Точная корреляция их разрезов еще не вполне устоялась, вследствие чего данные по этим двум регионам следует рассмотреть отдельно. Все приводимые в этом разделе радиометрические датировки пересчитаны по новым международным константам. При пересчете использованы таблицы G.B. Dalrymple, опубликованные в журнале "Geology", № 11, 1979 г.

РУССКАЯ ПЛАТФОРМА И УРАЛЬСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬ

Рассмотрение материалов по геохронологии этого региона мы начнем с завьяловской связки, расположенной внутри миньярской свиты. Глаукониты этого уровня по сборам А.А. Арсеньева, А.И. Олли, Т.А. Ивановской, Б.М. Келлера и других геологов были датированы в лабораториях Института геологии Башк. фил. АН СССР (М.А. Гаррис) и ГИН АН СССР (С.Б. Смелов). Результаты вошли в сводку, составленную М.А. Гаррис (1977, 1983), и статью Т.А. Ивановской и С.Б. Смелова (1976). Был получен ряд возрастных значений, имеющих разброс от 673 до 791 млн. лет при среднем 746 млн. лет.

Более молодой радиометрический уровень с глауконитами относится к уксской свите Урала и ее аналогам (М.А. Гаррис, 1977, 1983). Глауконитовые песчаники, по которым было произведено радиометрическое датирование, приурочены к нижней части уксской свиты (культамакская связка). По р. Басе из этого уровня были получены даты 606 и 630 млн. лет, по р. Шищеняк 613 млн. лет, по р. Юрюзань у сел. Шубино (Усть-Катав) 633–658 млн. лет. Глауконитовые песчаники этого уровня ожелезнены; некоторые разности по р. Басе слабо сцементированы. Большая часть приведенных дат дает омоложенное значение возраста. Видимо, ближе других отвечают действительности глауконитовые даты 658 млн. лет из Усть-Катава, собранные Н.П. Гилевой.

В криволукских терригенных отложениях, перекрывающих уксскую свиту, глаукониты отсутствуют. Возможным ее аналогом является устьчуорчинская свита Северного Урала, залегающая заведомо ниже тиллитов лапландского оледенения, но выше карбонатных толщ, сопоставляемых с уксской свитой. Из этих отложений известны цифры от 648 до 674 млн. лет; среднее значение 665 млн. лет, что хорошо совпадает с датой, полученной Принглом (Pringle, 1973) для тиллитов лапландского оледенения Норвегии. Рубидий-стронциевое изохронное значение возраста для темных аргиллитов, располагающихся внутри тиллитовой толщи, составляет 655 ± 23 млн. лет.

Несколько более древние значения возраста получены для глауконитов веденяпинской свиты Пачелмского (Рязано-Саратовского) прогиба в Центральной части Русской плиты. Многочисленные калий-argonовые определения по глауконитам дают здесь большой разброс возрастных значений. Они относятся к скв. 2Р Сердобск к интервалу 1349–1490 м. Однако наибольшие значения возраста получены не из нижней, а из верхней части этого интервала (1349–1353 м). Определения были сделаны Г.А. Казаковым и К.Г. Кнопре по сборам разных лет Б.М. Келлера, И.Е. Постниковой и В.Д. Шутова (Гаррис и др., 1964). В целом для веденяпинской свиты было получено 8 дат от 635 до 745 млн. лет; среднее значение составляет 680 млн. лет.

Общее сравнение разрезов скорее всего говорит о синхронности терригенной пачелмской серии, состоящей из трех свит (веденяпинской, воронской и краснозерской),

криволукской свиты Урала и устьчуорчинской свиты Полюдова кряжа. Все эти свиты залегают под тиллитами лапландского ледникового уровня и выше карбонатных пород с микрофитолитами IV комплекса (укская свита Урала, секретаркинская свита Пачельмского прогиба, большеколчимская свита Полюдова кряжа). Не исключено, однако, что в мощной серии криволукских (на платформе—пачельмских) отложений веденяпинская свита является наиболее древней.

При всех построениях укская свита Урала, по-видимому, древнее устьчуорчинской и даже веденяпинской свиты. Это подтверждает сделанный ранее вывод о том, что полученные для нее калий-argonовые даты являются омоложенными.

Бакеевская свита, составляющая самую нижнюю часть ашинской серии, имеет две К—Аг даты по глаукониту — 609 и 605 млн. лет. Вероятно, близкий по возрасту стратиграфический уровень представляет собой ильяшовская свита Полюдова кряжа, для которой имеются три К—Аг даты по глауконитам: 607, 611, 623 млн. лет (среднее 614 млн. лет). Таким образом, на Полюдовом кряже вендинские тиллиты оказываются зажатыми между значениями возраста 665 и 614 млн. лет.

Следующий датированный уровень относится к той части ашинской серии, которая обычно сопоставляется с валдайской серией венда Русской плиты. Для него обычно приводятся три даты (Гаррис 1977, 1983): а) урюкская свита Киселева ключа 582 млн. лет; б) урюкская свита дер. Орловка 569 млн. лет (обе даты из Ашинского района Челябинской области) и в) басинская свита Киселева ключа 579 млн. лет. Эти данные о возрасте хорошо согласуются с палеонтологическими данными, полученными в последнее время для ашинской серии и ее аналогов на Среднем Урале (Беккер, 1975; Келлер, Янкаускас, 1980).

Для венда Русской плиты известны многочисленные, хотя и единичные датировки, полученные калий-argonовым методом по глауконитам и пепловым туфам. Наиболее известные из них следующие: 1) глаукониты верхнебавлинской свиты скважины Мензелинск 579 млн. лет; 2) глауконит редкинской свиты Зимнего берега Белого моря 584 млн. лет; 3) глаукониты из редкинской свиты района Калуги 581—591 млн. лет.; 4) ярышевская свита Подолии 577 млн. лет.; 5) нагорянская свита Подолии 550 млн. лет.; 6) туффиты из аналогов кировской свиты скв. Котлас 584 млн. лет.; 7) витрокластический туффит из кировской свиты скв. Кирс 569 млн. лет. Все указанные даты позволяли многим авторам оценивать возраст низов валдайской серии в пределах 580—585 млн. лет.

Датировки базальтов из волынской серии западных областей Русской плиты 623—555 млн. лет и несколько больших значений возраста.

В целом для палеонтологически доказанного венда калий-argonовые даты по глаукониту не превышают 585 млн. лет. Они вполне согласуются с теми значениями возраста, которые приведены А.В. Нечаевым (1974) для аргиллитов валдайской серии Подолии (калий-argonовые определения). Для ярышевской свиты им были получены даты 533—575 млн. лет; для вышележащей нагорянской свиты (джуржевские слои) 600 млн. лет, для наиболее молодой каниловской свиты 565—584 млн. лет.

Большой интерес представляет дата, полученная в самое последнее время А.А. Красноваевым по глинистым минералам из свежих неметаморфизованных пород Зимнего берега Белого моря. Местонахождение представляет особенно большой интерес, так как именно к этим отложениям приурочены находки богатого комплекса бесскелетных животных (Федонкин, 1980в, 1981а). Вмещающими породами являются голубовато-серые и красные алевритистые глины с прослоями алевролитов и небольшим прослоем глауконитового песчаника, к которому относится вышеупомянутая калий-argonовая дата. По породе в целом была получена псевдохрон, обусловленная смешением материала глин всех фракций, включая тонкую равновесную, изотропный возраст которой отвечает времени осадконакопления, и грубую, несущую "память" об источниках сноса. По фракции < 1 мкм и водной вытяжке была получена изохрон, соответствующая возрасту 627 ± 15 млн. лет при первичном отношении $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86} = 0,7091 \pm 0,0009$. Изотопный состав рубидия и стронция водной вытяжки из анализируемых глин оказал-

ся на одной линии с данными по тонкой фракции, что позволяет считать эту дату близкой ко времени осадконакопления.

Как можно видеть, рубидий-стронциевая датировка валдайской серии по глинам дает более древнее значение возраста, чем полученные ранее калий-argonовые датировки по глауконитам и туфам. Для окончательного выяснения истинного возраста валдайской серии необходимо привлечь дополнительные данные. В этом отношении существенные результаты мог бы дать геохронологический анализ кварцевых сиенитов Троицкого массива, рубидий-стронциевый изохронный возраст которого при первичном отношении $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,7026 \pm 0,0003$ оказался равным 621 ± 12 млн. лет. Точное соотношение Троицкого массива с разрезом валдайской серии пока не установлено. В бассейне р. Косьвы на Среднем Урале он прорывает и метаморфизирует породы серебрянской серии нижнего венда (танинская, гаревская и койвинская свиты). Контакт его с бутонской и кернсской свитами верхов серебрянской серии не установлен. С сильвицкой серией Троицкий массив также не контактирует, однако в конгломератах из основания старопечной свиты сильвицкой серии по рекам Сылвице и Серебрянке встречены гальки и валуны щелочных гранитов, а в гравелитах зерна микроклина и ортоклаза.

Поиски галек сиенитов Троицкого массива в конгломератах сильвицкой серии и установление их возраста представляет большой интерес, так как это дало бы возможность установить соотношение массива с осадочными свитами венда. Есть основание полагать, что Троицкий массив внедрялся между нижним вендом с тиллитами и верхним вендом с остатками бесскелетных животных, однако это предположение нуждается в доказательствах.

По поводу возраста пограничных слоев докембрия и кембрия на Русской плате имеется специальная работа Л.В. Фирсова и его соавторов (1971). В этой работе даны калий-argonовые определения возраста глинистых пород и глауконитов из них.

Более ранние определения возраста глауконитов "синих глин", выполненные Н.И. Полевой, дали значения возраста (в новых константах) от 525 до 531 млн. лет. Близкие даты были получены Л.В. Фирсовым по глауконитам карьеры Кунда (519–535 млн. лет). Среднее значение калий-argonовых валовых датировок "синих глин" равно 590 млн. лет (пределные значения возраста от 594 до 596 млн. лет). Имеется также пять непредельных дат, которые в общем совпадают со значениями возраста по глаукониту. На основании полученных результатов авторы приходят к выводу, что возраст нижней границы кембрия не может быть меньше 590 млн. лет и, вероятно, достигает 590–595 млн. лет. Эти значения возраста значительно превышают дату в 570 млн. лет, принятую в нашей шкале для рубежа докембрия и кембрия.

Новые данные по рубидий-стронциевому датированию подтверждают это заключение. Для тонких (менее 1 мкм) фракций глинистых материалов из районов Кунда, Яама и Арду Эстонской ССР А.А. Краснобаевым была получена дата 592 ± 16 млн. лет при первичном отношении $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,7117 \pm 0,0016$. В то же время И.М. Гороховым и др. (1982) для тонкой (меньше 1 мкм) фракции преимущественно иллит-смектитового состава лонтоваского горизонта были получены модельные Rb–Sr возраста 553–504 млн. лет, а из нижележащего ровенского горизонта – 568–533 млн. лет.

Суммируя имеющиеся в настоящее время данные по геохронологическому датированию вендинских и смежных с ними отложений европейской части СССР, мы можем приять следующий возраст рубежей.

1. Основание уксской свиты кудаша Урала около 690 млн. лет. Точная дата пока не может быть установлена.
2. Нижняя граница вендинских тиллитов лапландского оледенения около 650 млн. лет.
3. Нижняя граница валдайской серии венда около 620 млн. лет.
4. Нижняя граница кембрия, видимо, древнее принимавшейся многие годы даты в 570 млн. лет. Наиболее вероятный возраст этого рубежа 590 млн. лет (Keller, Krasnobaev, 1983)

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА И ЕЕ СКЛАДЧАТОЕ ОБРАМЛЕНИЕ

Подавляющее число радиометрических датировок венда Сибири относится к К–Аг определениям глауконитов; большинство из них представлено единичными датами. Только две датировки получены урано-свинцовым и рубидий-стронциевым методами.

Для нашего обзора представляют интерес те даты, которые относятся к опорным разрезам Сибирского венда (юдомия) и могут служить эталоном для сравнения. Даты, полученные для тех осадочных толщ, возраст которых неизвестен и определяется только по радиометрическим данным, нами не будут рассматриваться.

Значительный интерес представляет несколько К–Аг определений по глаукониту из пород западного склона Анабарского массива. В этом разрезе выделяется староречанская свита юдомия, к которой относятся две даты: 652 и 607 млн. лет (Гаррис и др., 1963). Современная их привязка к послойным разрезам дана в статье В.В. Хоментовского и В.Р. Трофимова (1980). Выше в разрезе выделяется немакит-далдынский горизонт, в котором встречаются *Anabarites trisulcatus* Miss. и первые сабеллиидиды, в самом верху – комплекс скелетной фауны (*Tiksitheca*, *Angustiochrea*). В нижней части немакит-далдынского горизонта найден прослой глауконита, калий-аргоновый возраст которого 565 млн. лет. Если учесть, что по современным данным немакит-далдынский горизонт может коррелироваться с ровенским горизонтом Русской плиты, то мы имеем хорошее совпадение радиометрических дат с установившимися геологическими представлениями.

Более сложен вопрос о возрасте жербинской свиты окраины Патомского нагорья. Свита эта с размывом располагается на подстилающихся образованиях, а в пределах Непско-Ботубинского свода аналог ее лежат на породах дорифейского фундамента. Вместе с покрывающей тинновской свитой жербинские песчаники обычно относились к юдомию. Вместе с тем в скважинах на Непско-Ботубинском своде в верхней части свиты были найдены *Baltisphaeridium strigosum*, *B. primarium* и другие микрофоссилии, которые до сих пор считались кембрийскими. С этими данными согласуются калий-аргоновые определения возраста глауконитов из жербинских песчаников, которые дали значения возраста 536 и 574 млн. лет. Даты эти обычно рассматривали как омоложенные; для мотской свиты была получена дата 591 млн. лет (Гаррис и др., 1964).

Наибольший интерес представляют данные по радиометрическому возрасту, полученные для юдомской свиты в Учуро-Майском районе Восточной Сибири. Свита эта перекрывает ультраосновные щелочные породы Ингилийского массива, который прорывает верхнерифейские толщи и нарушает пологое залегание пород вплоть до кандыкской свиты верхнего рифея. U–Th–Pb возраст пород Ингилийского массива резко дискордантен при высоком содержании обычного свинца. Среднее значение возраста А.И. Тугариновым и Г.В. Войткевичем (1966) оценивалось в 650 (642) млн. лет. Близкая дата принимается М.А. Семихатовым и С.Н. Серебряковым (1983) на основании одной датировки по гатчеттолиту с низким содержанием обычного свинца (640 млн. лет). Для темных сланцев основания юдомской свиты урочища Нуучалаах по р. Юдоме А.А. Краснобаевым и др. (1979) была получена изохронная рубидий-стронциевая дата по фракциям $< 1 \text{ мкм}$ 639 ± 30 млн. лет при $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86} = 0,7273 \pm 0,0030$. Полученная цифра дает верхний предел возраста, и возраст осадконакопления может быть более древним. Эпигенетические изменения пород вызвали перераспределение Rb, Sr, в результате чего система стала обновленной.

Несколько большая цифра изохронного Rb/Sr возраста была получена для тех же сланцев без разделения их на фракции (645 ± 35 млн. лет при $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86} = 0,7260 \pm 0,0032$). Видимо, некоторое увеличение возраста, как и для венда Белого моря, связано с тем, что породы сохранили "память" об источниках сноса.

Для юдомской свиты Учуро-Майского района Восточной Сибири известно несколько глауконитовых калий-аргоновых дат (Казаков, Кнорре, 1973) (632, 618, 604 млн. лет) из разных частей свиты. Максимальная дата в 632 млн. лет происходит с правобережья р. Алдан в 10 км выше устья р. Белой из средней части нижнеюдомской подсвиты.

Для нижних горизонтов кембрийской системы были получены К–Аг даты по кес-сюсинской свите Оленекского поднятия (536 и 544 млн. лет) в своей верхней части, относящейся к суннагинскому горизонту кембия, и по еркекетской свите (кенядинский горизонт?) – 513 млн. лет, по тюсерской свите, по-видимому, на том же стратиграфическом уровне – 529 и 531 млн. лет (Гаррис и др., 1964). Несколько большая цифра для древнейших слоев кембия (555 млн. лет) была получена по материалам Н.В. Покровской для района Удокана (Казаков, Кнорре, 1973).

Значительно большие значения возраста для древних слоев кембия Сибири дает Л.В. Фирсов. В работах этого автора анализируется состав глауконитов, собранных из кессюсинской свите Оленекского поднятия. В пробе были выделены две разности глауконитов: А) сине-зеленая темная, давшая возраст 592 млн. лет (в пересчете на чистую пробу этой разности) и другая светло-зеленая разность (Б), показавшая возраст 460 млн. лет. Автор считает, что разность А является сингенетичной осадконакоплению, в то время как разность Б, видимо, образовалась в силурийское время. Две другие пробы из основания пестроцветной свиты на водоразделе рек Алдана и Алгома и по р. Юдоме дали 595 ± 3 и 597 млн. лет соответственно. Исходя из этих данных, автор приходит к выводу, что начало кембрийской системы следует датировать в 594–599 млн. лет (в перечете на новую константу) или, округляя, 595–600 млн. лет. Эта дата, основанная на одних глауконитах, должна быть проверена более надежными радиометрическими методами.

Сопоставляя датировки рубежей Сибири с полученными по европейской части СССР, мы видим, что основание венда и основание юдомия имеют чрезвычайно близкие датировки – 650–660 млн. лет.

Достаточно надежно датирован также рубеж основания редкинского горизонта (венд с Metazoa) в европейской части СССР. За основу здесь может быть взят возраст Троицкого массива Среднего Урала (621–12 млн. лет), хотя точное его соотношение с осадочными толщами сильвицкой серии верхнего венда пока не установлено. Можно предполагать, что внедрение Троицкого массива произошло до отложения сильвицкой серии, содержащей остатки бесскелетных животных. Если принять возрастное значение 620 млн. лет для основания венда с Metazoa, то можно допустить, что рубидий-стронциевая дата 627 ± 15 млн. лет редкинской свиты на Зимнем берегу Белого моря, полученная по глинистым минералам, несколько преувеличена, хотя все отмеченные противоречия находятся на уровне геологических допущений и аналитических возможностей. Значительно сложнее обстоит дело с радиометрическими датировками границы докембия и кембия. В мировой литературе для этого рубежа пока не приведены надежные реперные точки. Принимавшаяся до тех пор датировка нижней границы кембия в 570 млн. лет была в значительной степени условной, хотя она была утверждена авторитетными геохронологическими комиссиями как в СССР, так и за рубежом.

В последнее время были сделаны попытки пересмотра этого рубежа. В сводке современных данных по этому вопросу Кауи и Крибба (Cowie, Crabb, 1978) приводится ряд опубликованных дат, но даже наиболее представительные из них имеют существенные изъяны. Одни из них, надежные с аналитической точки зрения, не имеют точной привязки к стратиграфическому разрезу (граниты Холируд Ньюфаундленда – около 590 млн. лет, уранинит Шинколобве Экваториальной Африки – 620 млн. лет), другие требуют дополнительного изучения и проверки. К числу последних относятся большие значения возраста, полученные Л.В. Фирсовым для глауконитов томмотского яруса Сибири и синих глин Прибалтики. Эти данные цитировались многими геологами и из их работ были перенесены в сводку Дж. Кауи и С. Крибба. Однако работы Л.В. Фирсова, являющиеся первоисточником, содержащим необходимые аналитические данные, в статье этих авторов не упоминаются. Анализ имеющихся данных привел Дж. Кауи и С. Крибба к выводу, что возраст рубежа венда и кембия может достигать 590 млн. лет. Та же датировка границы докембия и кембия принимается Б.М. Келлером и А.А. Краснобаевым (Keller, Krasnobaev, 1983), которые, учитывая данные

Л.В. Фирсова, приводят новую Rb–Sr датировку синих глин лонтоваского горизонта в карьерах Кунда, Яма и Арду Эстонской ССР, показавшую 592 ± 16 млн. лет.

Следует отметить, что эти датировки нуждаются в уточнении, прежде всего на других эквивалентных разрезах. Это связано как с недостаточно высоким качеством материала из синих глин (малые вариации Rb и Sr, очевидные вторичные изменения), так и с потенциальной возможностью присутствия терригенных разновидностей глинистых минералов.

Примером этому может считаться и дата в 615 млн. лет, полученная китайскими геологами для глинистых минералов пограничных слоев докембрия и кембрия. Кроме того, принятая нами дата 590 млн. лет для этого рубежа находится в противоречии с определениями возраста глауконитов, которые для древнейших слоев кембрия на Русской плите обычно не превышали 550 млн. лет, а для валдайской серии 580–585 млн. лет. Эти данные сами по себе не могут считаться надежными и должны быть подвергнуты повторными определениями с детальным минералогическим анализом исходных проб.

Нижняя граница кембрия Б.М. Келлером и А.А. Краснобаевым проводилась по подошве ровенского горизонта, который рядом геологов в настоящее время также относится к венду. Длительность формирования этого горизонта была, вероятно, не менее 10–15 млн. лет. Учитывая эти поправки и до получения новых более обоснованных датировок, нижняя граница лонтоваского горизонта кембрия может быть оценена в 570–580 млн. лет. Этот вывод не согласуется с геохронологическими построениями Одена и его соавторов (Odin et al., 1983), которые на основании определения возраста магматических пород, внедрившихся на рубеже докембрия и кембрия в Западной Европе и Северной Африке, принимают его равным 530 млн. лет. Выводы эти не могут считаться обоснованными ввиду недостаточности биостратиграфической характеристики древнейших слоев кембрия этих регионов.

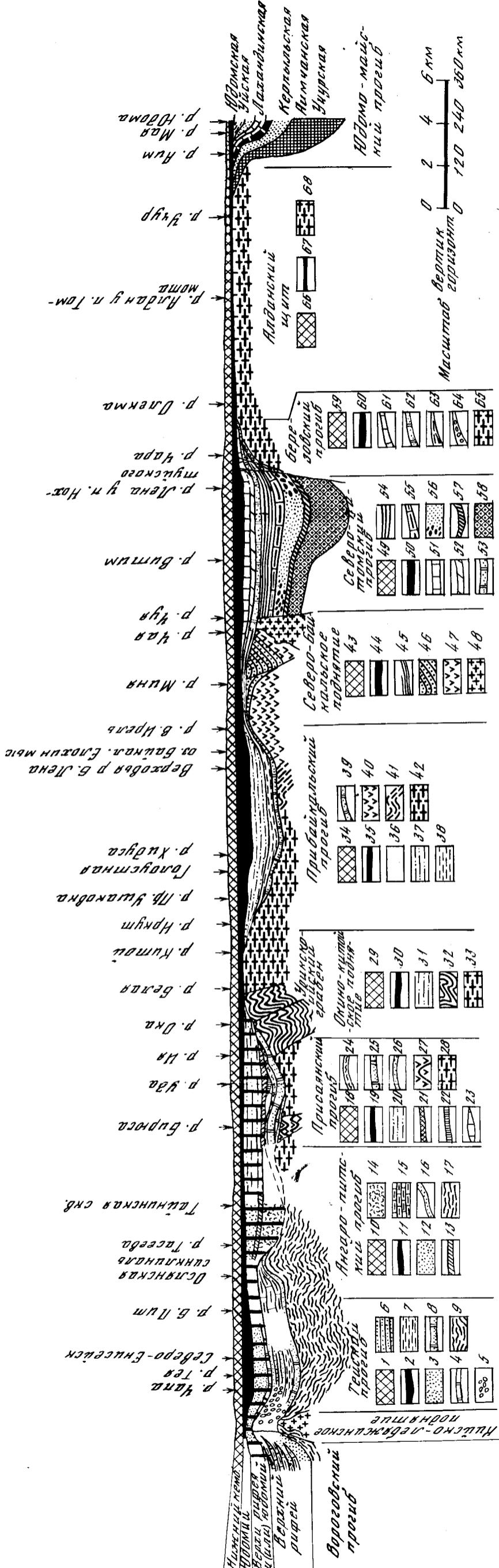
На основании анализа имеющихся данных, нижняя граница венда оценивается в 650 млн. лет, верхняя (подошва лонтоваского горизонта) в 570–580 млн. лет. Таким образом, общая длительность вендского периода не будет превышать 70–80 млн. лет. Если проводить нижнюю границу кембрия по подошве ровенского горизонта, то длительность венда не превысит 60–70 млн. лет.

Глава 7 ЛАПЛАНДСКИЙ ЛЕДНИКОВЫЙ ГОРИЗОНТ И ЕГО АНАЛОГИ

ВВЕДЕНИЕ

Ледниковые отложения, встречающиеся вблизи границы венда и рифея, представляют интерес в двух аспектах: стратиграфическом – как маркирующие горизонты широкого распространения, и историко-геологическом – как отражение важных климатических событий, оказавших, как будет показано ниже, глубокое влияние на все внешние оболочки Земли.

В ряде публикаций (Spencer, 1971; Trompette, 1973; Research ..., 1976; Hambrey et al., 1981; Чумаков, 1971, 1974, 1978а; и др.) и других главах данной работы уже были рассмотрены лапландские ледниковые отложения и их вероятные аналоги в основных областях развития венда. В этом разделе сделана попытка суммировать региональные данные и разобрать такие общие вопросы стратиграфии лапландского горизонта, как его стратиграфическое положение, возраст, степень диахронности и особенности современного распространения. В заключение рассмотрены некоторые историко-геологические аспекты проблемы лапландского оледенения.

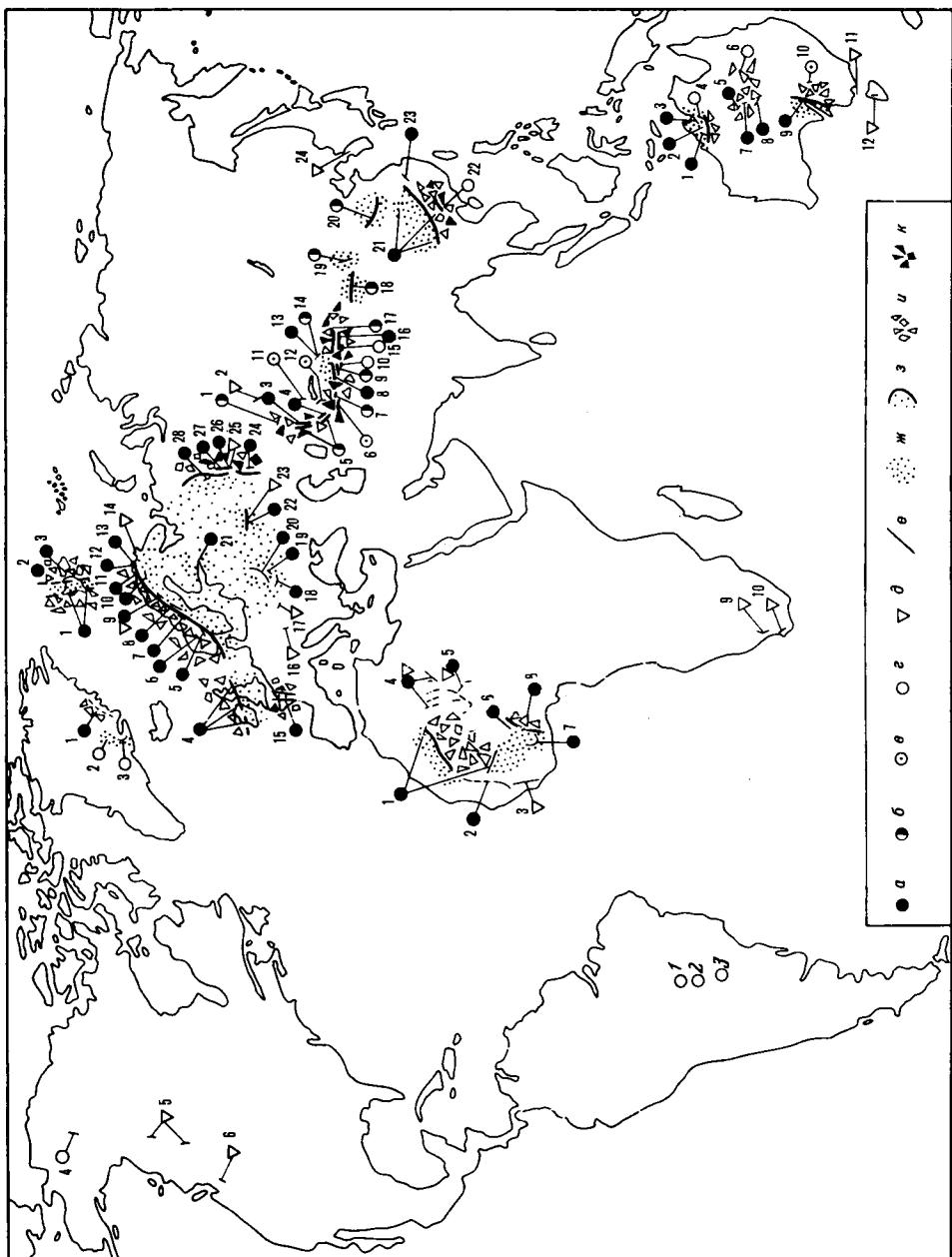


Р и с. 52. Палеогеологический профиль вдоль южной окраины Сибирской платформы (по Хоментовскому, 1976)

Южная окраина Сибирской платформы	Литология	Толщина, м
1 – нижний кембрий;	2 – юдомский комплекс (верхи подъемской и низы белебийской свиты) доломиты, известняки, внизу песчаники;	3–4 – верхи рифея и (или) юдомского комплекс – чапская серия;
4 – доломиты подъемской свиты;	5 – красноцветные песчаники и алевролиты;	5–6 – верхи рифея, чиганская (востровская свиты);
6 – воротниковские континентальные песчаники, алевролиты;	7 – карьера свита, песчаники, алевролиты;	7 – чигандинская свита, (песчаники, алевролиты);
8 – лопатинская свита – доломиты, известняки, алевролиты;	9 – дочигандинский комплекс –	8 – лопатинская свита – доломиты, известняки, алевролиты; 9 – юдомский комплекс –
10 – нижний кембрий, доломиты, известняки;	11 – юдомская серия;	10 – нижний кембрий, доломиты, известняки, алевролиты; 11 – юдомская серия;
12–14 – верхи рифея и (или) юдомской свиты – красноцветные песчаники и алевролиты;	12 – чистяковская свита, серые песчаники, алевролиты, доломиты;	12–14 – верхи рифея и (или) юдомской свиты – красноцветные песчаники и алевролиты; 12 – чистяковская свита, серые песчаники, алевролиты, доломиты;
15–16 – верхи рифея, алевролиты, глины;	14 – алешинская свита;	15–16 – верхи рифея, алевролиты, глины;
17 – доислинские породы, рече-песчаники;	17 – доислинские породы, рече-песчаники;	
18 – нижний кембрий – доломиты, известняки;	18 – нижний кембрий – доломиты, известняки;	
19 – юдомский комплекс устьтагульская свита – песчаники, конгломераты, доломиты;	19 – юдомский комплекс устьтагульская свита – песчаники, конгломераты, доломиты;	
20–22 – верхи рифея и (или) юдомской – оселковая серия;	20–22 – верхи рифея и (или) юдомской – оселковая серия;	
23 – алевролиты;	23 – алевролиты;	
24 – юдомская свита – песчаники, алевролиты;	24 – юдомская свита – песчаники, алевролиты;	

— нижний кембрий — известняки, доломиты; юр — юдомские породы; 49 — нижний кембрий — известняки, доломиты, мергели, доломиты; 50 — нижний кембрий — известняки, доломиты; 51—53 — байкальский комплекс: низы ноктухской свиты — красноцветные песчаники, мергели, доломиты; 51 — тинновская свита — известняки; 51—53 — байкальский комплекс; 51 — ченчанская свита — известняки; 52 — жунинская свита — мергели, алевролиты; 53 — каланчевская свита — доломиты, известники; 54—58 — дебайбакское отложение; 54 — валихотинская свита — известники; 55 — барахунская свита — известники, доломиты, станици; 56 — джемкуанская свита — известники; 57 — марининская свита — известники, конгломераты; 57 — марининская свита — известники, доломиты, известники, пещерники, алевролиты; 59 — нижний кембрий: 58 — балтаганская свита — известники, доломиты; 60 — юдомский, юдомгянинский, гольбачинский, олекминская свиты — доломиты, известники; 60 — юдомский комплекс: порохтахская и дикимдинская свиты — доломиты, реже алевролиты, известники; 61 — торгинская свита — известники, доломиты; 62 — сеньская свита — доломиты; 63 — кумхалукская свита — алевролиты, аргиллиты; 64 — нижнечанская свита — известники, конгломераты; 65 — кристаллический фундамент; 66 — нижний кембрий, пестроцветная, тумулдуурская, угтеплинская и олекминская свиты — известники, доломиты, мергели; 67 — юдомский комплекс: джимдинская и порохтахская свиты — доломиты и известники; 68 — кристаллический фундамент

22 — маринская свита, алевролиты, песчаники; 23—26 — верхний рифей, кара-
тагасская серия; 23 — доломиты, алевролиты; 24 — кремнистые породы; 25 — га-
тульская свита — песчаники, доломиты; 26 — шангульганская свита — доломиты;
известники, песчаники, алевролиты; 27 — добайкальские толщи рифея; 28 —
христаллический фундамент; 29 — нижний кембрий — доломиты, известники;
30 — юдомский комплекс, мотская серия; 31 — байкальский комплекс; 32 — мета-
морфические толщи урикского и йэксского грабена; 33 — кристаллический фунда-
мент; 34 — нижний кембрий — известники, доломиты; 35—36 — юдомский комп-
лекс — мотская серия, 35 — верхнеушаковская подсвита, куртунская, анканская под-
свита — песчаники, алевролиты, доломиты; 36 — нижне-среднеушаковская под-
свита — песчаники, алевролиты; 37—39 — байкальский комплекс, 37 — квартет
секая свита — песчаники, алевролиты; 38 — улунтийская свита — алевролиты, из-
вестники; 39 — голоупастенская свита — доломиты, песчаники; 40, 41 — добайкаль-
ские метаморфические толщи; 40 — эфузивы, 41 — станици; 42 — кристали-
ческий фундамент; 43 — нижний кембрий, верхний усатовский и лимпийская сви-
та — известники, доломиты; 44 — юдомский комплекс; свиты: миньская — пес-
чаники, алевролиты, артиллиты, низы пампской — доломиты; 45 — байкаль-
ский комплекс нерасщлененный; 46 — добайкальские отложения; чайская и
окуньская свиты — песчаники, алевролиты; 47 — эфузивы; 48 — кристалличес-



ТЕРМИНОЛОГИЯ

Потенциальные стратиграфические возможности докембрийских ледниковых отложений (в том числе и вендских) давно привлекли внимание исследователей (Tchurakov, 1932; Хоуэлл, 1940; Harland, 1964; и др.). Попытки практически реализовать эти возможности долго были ограничены недостаточным уровнем знаний и имели характер или узко региональных корреляций, или, напротив, весьма широких дедукций. Успехи в стратиграфии, биостратиграфии и геохронологии докембрая, а также в геологии ледниковых отложений, достигнутые за последние 15–20 лет, поставили стратиграфическое использование докембрийских ледниковых отложений на реальную основу. В частности, удалось выделить в докембреи несколько ледниковых горизонтов, которые объединяют приблизительно одновозрастные ледниковые свиты и серии в пределах крупных геологических областей (Зубцов, 1972; Чумаков, 1971). В ряде случаев ледниковые горизонты расщепляются на подгоризонты, имеющие более ограниченное распространение, или группируются по 2–4 горизонта в ледниковые комплексы, которые прослеживаются на нескольких континентах (Зубцов, 1972; Чумаков, 1972а). Для стратиграфии верхнего докембрая наибольшее значение имеют ледниковые горизонты, так как они представляют легко обособляемые и траассируемые на значительные расстояния тела, образовавшиеся, по-видимому, за сравнительно непродолжительный с геологической точки зрения период времени порядка нескольких миллионов – первые десятки миллионов лет (Chumakov, 1981). В разрезе позднего докембрая имеется четыре или более самостоятельных ледниковых горизонта. Наибольшее распространение имеет лапландский ледниковый горизонт. Он является одним из историко-геологических критерий установления нижней границы венда (Соколов, 1971; Аксенов и др., 1978).

Рис. 53. Распространение и фации вендских ледниковых отложений

а – лапландский ледниковый горизонт и его аналоги (нижний венд), б – байконурский ледниковый горизонт и его аналоги (верхний венд), в – вендские ледниковые отложения ближе неопределенного возраста, г – возможно вендские ледниковые отложения, д – важнейшие вендские и близкие по возрасту тиллоиды, е – выходы и районы распространения ледниковых отложений и тиллоидов, ж – континентальные ледниковые отложения, з – предполагаемые ледниковые покровы, и – мариногляциальные отложения, к – аллотиллиты.

ЕВРОПА. Шпицберген: 1 – метатиллиты Кап-Лине, Конгломерат-фьеллет, Логнесрабане, Логнесет, Бельсунн-Дундердалль, Комфортельсбрене, Ферриер и др.; 2 – свита Уилсонбрене; 3 – свита Свеанор. Шотландия и Ирландия: 4 – серия Портаскейт. Скандинавия и Кольский полуостров: 5 – тиллиты Музльв; 6 – "конгломератовые сланцы" Копанг; 7 – свита Лиллфьеллет; 8 – свита Лонгмарктберг; 9 – тиллиты Ситу; 10 – тиллиты группы Дивидалль; 11 – тиллиты "группы" Баррас и свиты Рафсботн; 12 – свита Смаль-Фьорд; 13 – свита Мортенснес; 14 – Куяканская свита. Континентальная зарубежная Европа: 15 – Верхний Бриовер; 16 – тиллоиды Литошице Железных гор, Железного Борда и др.; 17 – граувакки Поток, скв. Венглешин. Европейская часть СССР: 18 – бродовская свита; 19 – блонская свита; 20 – глусская свита; 21 – яблоновская свита; 22 – паршинская свита; 23 – редкинская свита; 24 – кургашинская и аршинская свиты; 25 – старопечанская свита; 26 – танинская свита; 27 – койвинская свита; 28 – чуровинская свита.

АЗИЯ. Казахстан и Средняя Азия: 1 – акчакульская свита; 2 – карашатская свита; 3 – сатанская свита; 4 – рангская свита; 5 – байконурская свита; 6 – шарашибская свита; 7 – конурто-бинская свита; 8 – свита Джетым-Тоо; 9 – байконурская свита хр. Куйлю-Сарыджа; 10 – кичиталдысуская свита хр. Куйлю-Сарыджа; 11 – копальская свита; 12 – шопшокинская свита; 13 – солдатская свита; 14 – майликольская свита; Китай: 15 – свита Байси; 16 – свита Алтынгол и Тереэзен; 17 – свита Ханкалчоуг; 18 – свита Хонгтиегоу; 19 – свита Женгмугуань; 20 – свита Лоучань; 21 – свиты Наньто, Гучен и аналоги последней; 22 – свита Чантан; 23 – свита Латиан и ее аналоги; Корея: 24 – свита Пирандон.

АВСТРАЛИЯ: 1 – тиллит Уолш; 2 – свита Эган; 3 – тиллит Мунлайт-Велли; 4 – тиллит Фаргу; 5 – свита Маунт Дорин; 6 – тиллиты Литл Бек; 7 – свита Олимпик; 8 – верхний тиллит бассейна Офисер; 9 – "подгруппа" Ерилина и ее аналоги (тиллиты Пепуарта и др.); 10 – "подгруппа" Тимстерс; 11 – брекчия Каттон; 12 – брекчия Траутте и слои Ведж-Ривер.

АФРИКА: 1 – "группа" Джебелиа; 2 – серия Фалеме-Юкункум; 3 – "группа" Рокел-Ривер; 4 – серия Пурпуре дель Анет, Верт, Тиририн и др.; 5 – Нигритий, серии Прош Тенере, Тафелиант, Верхний Файрузий; 6 – свита Коджикари; 7 – тиллиты Бьюле; 8 – тиллиты Буем, Дефале, Уейджа и др.; 9 – "подгруппа" Шварцранд Намибии; 10 – "подгруппа" Шварцранд, ЮАР.

СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА: 1 – тиллиты Мёркебъерг (Кейп-Оствалдъ); 2 – тиллиты Земли Шарко; 3 – тиллиты Газеленд (=Гнейсс) залива Скорсби; 4 – "верхняя группа Тиндар; 5 – "группа" Миетт и тиллоид Маунт-Лойд-Джордж; 6 – свита Монк.

ЮЖНАЯ АМЕРИКА: 1 – "группа" Жангада; 2 – свита Пуга; 3 – свита Итапокуми

Время, в течение которого формировались ледниковые комплексы, ледниковые горизонты и ледниковые подгоризонты, предложено именовать соответственно ледниковыми эрами, ледниковыми периодами и ледниковыми эпохами (Чумаков, 1972в, 1978а; Harland, 1981; Hambrey, 1983).

Следует также сказать несколько слов об используемой в статье терминологии по ледниковым отложениям. Мореноподобные отложения в зависимости от генезиса и степени изученности делятся на тиллиты (ледникового происхождения), псевдотиллиты (неледникового происхождения) и тиллоиды (неясного генезиса). Тиллиты подразделяются на ортотиллиты (отложенные непосредственно ледниками), акватиллиты (после вытаивания из ледника или айсбергов осаждавшиеся через слой воды) и аллотиллиты (ледниковый материал, переработанный вскоре после отложения подводными оползнями).

НАИМЕНОВАНИЕ

Первоначально лапландское оледенение было под именем варангерского (Kulling, 1942) выделено в Скандинавии и северных районах Атлантики, а затем его следы прослежены в других областях Европы (Олли, 1948; Holtedahl, 1961; Боровко и др., 1964). Широкое распространение отложений этого оледенения позволило объединить их в ледниковый горизонт, который предложено назвать лапландским (Чумаков, 1970). От названия варангерский пришлось отказаться, поскольку, как показал К. Бьёрликке и др. (Bjørlykke et al., 1967) оно преоккупировано названием регионального стратиграфического подразделения значительно большего ранга, ("системы", "группы" или "подгруппы" Варангер) введенного еще в 1868 г. Т. Даллам и получившего широкое признание (Stftgmet, 1966; Ffup, 1967; Bjørlykke et al., 1967; и др.).

Стратиграфические и фациальные аналоги лапландского ледникового горизонта Европы с различной степенью достоверности выделяются сейчас и на других континентах (Чумаков, 1972а, 1978б; Хоментовский, 1976). В настоящее время они известны или предполагаются в Азии, Северной Америке, Африке и Австралии (рис. 53). Не исключено, что они имеются и в Южной Америке. Ниже кратко рассмотрены особенности лапландского ледникового горизонта и его вероятных аналогов на разных континентах, начиная со стратотипического региона – Европы.

ЕВРОПА – СТРАТОТИПИЧЕСКИЙ РЕГИОН ЛАПЛАНДСКОГО ГОРИЗОНТА

В этой части света основные местонахождения лапландского горизонта связаны с древними впадинами Восточно-Европейской платформы и краевыми частями Каледонской и Уральской складчатых зон. Известен лапландский горизонт и в некоторых внутренних прогибах каледонской (Ирландия, Шотландия, Шпицберген) и варисийской (Нормандия, Бретань, Майенн) зон.

ОСНОВНЫЕ РАЗРЕЗЫ ЛАПЛАНДСКОГО ГОРИЗОНТА

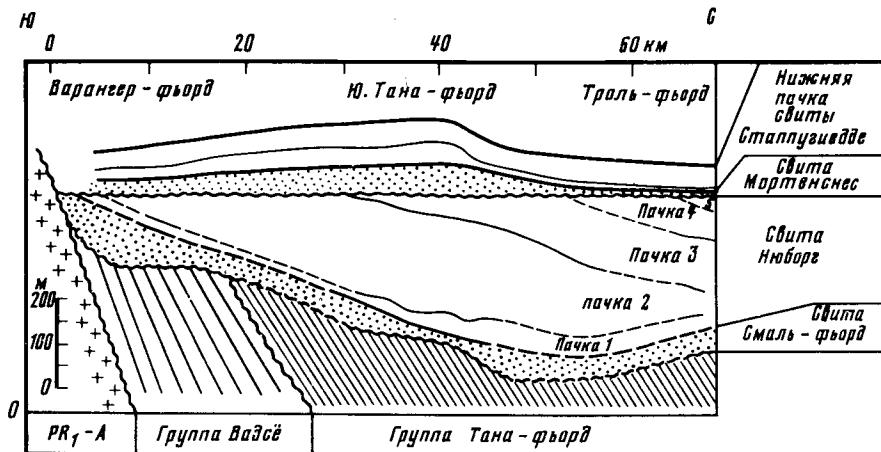
В Скандинавии на стыке каледонид и платформы отложения лапландского горизонта сохранились главным образом в прогибах и грабенах, которые в позднем докембрии осложняли край платформы, а позже были в той или иной мере смяты в складки и осложнены каледонскими надвигами. С северо-востока на юго-запад это прогибы Тана Северной Норвегии, Вестерботтен Швеции и "Спарагмитовый бассейн" Южной Норвегии. В пределах прогибов отложения лапландского горизонта залегают внутри довольно мощных верхнедокембрийских осадочных толщ. Их ледниковая природа здесь хорошо устанавливается по широкому площадному распространению тиллитов, присутствию в них эратических и штрихованных камней, отторженцев, а в основании горизонта и ледникового ложа (прогиб Тана; Bjørlykke et al., 1967). Тиллиты ассоциируют с варвิตами, флювиогляциальными и морскими отложениями, нередко содержат следы

айсбергового разноса (упавшие камни) и в ряде случаев мерзлотные клинья (Edwards, 1975; Nystuen, 1976). В краевых, особенно внутренних приплатформенных, частях рассматриваемых прогибов ледниковый горизонт представлен преимущественно континентальными фациями, а в центральных и внешних их частях также марино-гляциальными отложениями. Стратотипический и наиболее полный разрез лапландского горизонта располагается в центральной части прогиба Тана в норвежской Лапландии (восточная часть провинции Финмарк), на берегах Танафьорда (рис. 54). Стратотипом горизонта является нижняя часть "подгруппы" Варангер (*Bjørlykke et al.*, 1967) или по другой номенклатуре нижняя часть "группы" Вестертана (Reading, 1965). Горизонт обнимает нижний тиллит Смальфьорд (10–130 м), с которого начинаются упомянутые "подгруппа" и "группа", вышележащую песчано-сланцевую свиту Ньюборг (25–400 м) и верхний тиллит Мортенснес (10–60 м). Свита Ньюборг сложена слоистыми, по-видимому, морскими отложениями и лишена каких-либо признаков ледникового седиментогенеза. Она образует средний, межледниковый подгоризонт лапландского горизонта, имеющего здесь трехчленное строение (см. рис. 54). В основании нижнего тиллита наблюдается небольшое угловатое несогласие (~3°), при этом в южном направлении последовательно срезаются подстилающие рифейские отложения мощностью более 2 км ("группы" Танафьорд и Вадсе) и тиллуй ложится на нижнепротерозойские кристаллические породы Балтийского щита. Местами нижний тиллит выполняет крупные неровности эрозионного рельефа на поверхности этого фундамента. Только на северном крыле прогиба Тана этот тиллит залегает на подстилающих отложениях без видимого несогласия (Reading, Walker, 1966). Небольшое несогласие отмечается и в основании верхнего тиллита Мортенснес, который в южном направлении постепенно срезает свиты Ньюборг и Смальфьорд (*Nambgey et al.*, 1981). Согласно залегающая на верхнем тиллите и венчающая "подгруппу" Варангер песчано-сланцевая свита Стаппугиедде (100–400 м) содержит примитивные следы жизнедеятельности животных, вендский комплекс акритарх и остатки вендотенид. В свою очередь, свита Стаппугиедде покрывается свитой Брейвик, обнаружающей почти с основания более сложные следы ползанья животных, а в 120–150 м от подошвы остатки нижнекембрийских *Piatysolemites*, *Spirosolenites* и *Sabellidites* (*Føyn, Glaessner, 1979*). В вышележащей свите Дуольбасгайсса появляются первые трилобиты *Holmia* (Reading, 1965).

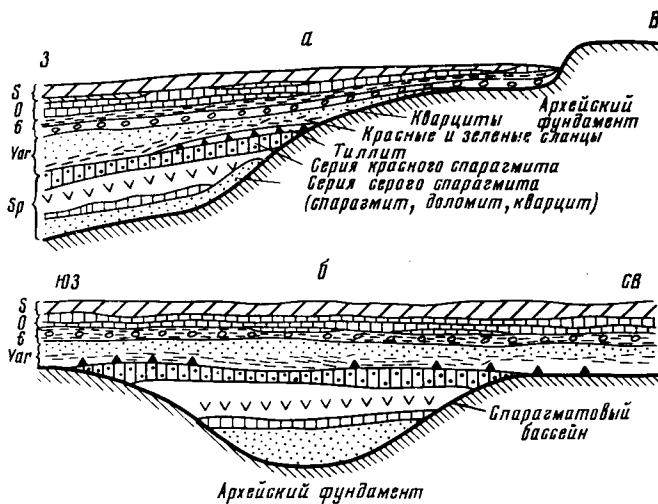
На юго-восточном продолжении прогиба Тана в пределах СССР располагается п-ов Средний, характеризующийся в общем сходным разрезом верхнедокембрийских отложений, однако лапландский горизонт в типичном виде здесь отсутствует, что, по-видимому, связано с его размывом или фациальным замещением. Предположение о том, что лапландскому горизонту в этом районе отвечает мотовская свита, не подтвердилось. И стратиграфическое положение, и генезис мотовской свиты резко отличны от таковых лапландского горизонта (Чумаков, 1974; Коноплева, 1976).

Во впадине Вестерботтен (рис. 55) и в Спарагмитовом бассейне разрезы верхнего докембра сходны с разрезом впадины Тана. Однако лапландский горизонт представлен здесь лишь одним ледниковым уровнем: тиллитами Лонгмаркберг (5–25 м) и тиллитами Музльв (2–10) соответственно. Положение тиллитов в разрезе Спарагмитового бассейна, позволяет полагать, что тиллиты Музльв отвечают верхнему тиллиту Мортенес "подгруппы" Варангер (*Føyn, 1967; Bjørlykke et al., 1976*), а нижнему тиллиту здесь соответствует или перерыв, или конгломераты Бископас, которые согласно одной давней и все еще недостаточно обоснованной гипотезе являются ледникющими (*Oftedahl, 1945*), а согласно другой лишь отражают гляциоэвстатическое понижение уровня океана во время отложения нижнего тиллита (*Bjørlykke et al., 1976*). Какой части лапландского горизонта соответствует тиллит Лонгмаркберг решить пока трудно.

На поднятиях, расположенных между рассмотренными выше впадинами, ледниковые и более древние верхнедокембрийские отложения из разреза обычно выпадают и непосредственно на кристаллический фундамент налегают маломощные (10–120 м) послелапландские отложения венда (нижние части "группы" Дивидаль, "зоны" или "серии Хиолитос", свита Лансберг и др.). Лишь спорадически в понижениях фундамента под



Р и с. 54. Строение лапландского горизонта в прогибе Тана. Схематический стратиграфический профиль с юга на север (см. Hambrey et al., 1981). Точечным крапом обозначены ледниковые подгоризонты, крестиками – кристаллический фундамент



Р и с. 55. Схематические поперечный (а) и продольный (б) стратиграфические разрезы через до-кембрийский прогиб Вестерботтен, Северная Швеция (Asklund, 1960). Var – варяжская серия; Sp – спарагмитовая серия

ними сохранились небольшие (3–14 м) пачки "базальных" тиллитов (тиллиты Ситу, "базальные тиллиты Муэльв" и др.), которые в ряде случаев нелегко отделить от элювиально-коллювиальных брекчий, обычно наблюдаемых на поверхности кристаллического фундамента в основании осадочных чехлов. Упомянутые "базальные" тиллиты, скорее всего, имеют континентальное происхождение, так как местами ассоциируют с варвятами.

Во внутренних районах Восточно-Европейской платформы ледниковые толщи, весьма близкие по стратиграфическому положению между собой и лапландскому горизонту Скандинавии, вскрыты скважинами в древних Оршанской (вильчанская серия), Вольнской (бродовская свита), Приладожской (яблоновская свита) впадинах и в Пачельском прогибе (парцинская свита). За пределами перечисленных впадин и прогибов ледниковые отложения пока не известны и были очевидно размыты. Только иногда под покровом более молодых отложений венда сохранились их небольшие

останцы (восточный и юго-восточный склон Белорусско-Мазурской антиклизы, Полесская седловина). Эти останцы свидетельствуют о значительно большем первоначальном распространении лапландских ледниковых отложений в пределах Восточно-Европейской платформы. Природа и возраст некоторых других упоминавшихся в литературе местонахождений лапландских ледниковых отложений на востоке Европейской платформы вызывает серьезные сомнения. Предположение о ледниковом происхождении базальных тиллоидов венда Подолии (Лунгерсгаузен, 1939; Букатчук, 1967; Шульга, Коренчук, 1979) до сих пор не подкреплены убедительными доказательствами. Не менее гипотетичной является и корреляция этих тиллоидов с вильчанскими. Имеющиеся данные свидетельствуют о разновозрастности подольских тиллоидов и их тесной вещественной, структурной и пространственной связи с элювиально-коллювиальными шлейфами, облекающими холмистый рельеф кристаллического фундамента (Чумаков, 1978б), что позволяет квалифицировать тиллоиды как базальные псевдотиллиты. Аналогичную природу имеют очевидно тиллоиды "белостоцкой формации" восточной Польши (Aren, 1968), залегающие на мощной коре выветривания гранитов, и "фанглераты" мяркисской свиты Литвы (Сакалаускас, 1968; Грилялис, 1971).

Из всех перечисленных внутренних впадин Восточно-Европейской платформы только в Оршанской впадине ледниковые отложения образуют почти непрерывный горизонт – вильчанскую серию, которая достигает 500 м мощности (рис. 56). Серия разделяется перерывом на две свиты: нижнюю блонскую и верхнюю глусскую¹. Блонская свита имеет ограниченное распространение в юго-западной части Оршанской впадины. Глусская свита, выполняя всю Оршанскую впадину и распространяясь местами на прилежащий склон Белорусско-Мазурской антиклизы, нивелирует глубокий эрозионный рельеф на поверхности блонской свиты. Вильчанская серия отлагалась в условиях покровного материкового оледенения (Бессонова, Чумаков, 1968, 1969; Махнач и др., 1976). Можно полагать, что две ее свиты отвечают двум ледниковым эпохам, а разделяющее их несогласие и, возможно, часть блонской свиты – межледниковой эпохе и последующему периоду эрозии.

Широко распространены отложения лапландского горизонта на западном склоне Северного Урала (чурчинская свита Полюдова кряжа) и особенно Среднего Урала (нижняя часть серебрянской серии). Чурчинская свита (500 м) сложена ледниковыми континентальными (ортотиллиты, варвиты, конгломераты), мариногляциальными (акватиллиты, ледовые отложения) и морскими (сланцы, доломиты) фациями. Мощная (до 2500 м) и сложно построенная серебрянская серия сложена марино-глациальными (аква- и аллотиллиты) и морскими (сланцы, песчаники, мергеля, доломиты) фациями (Боровко, 1967; Чумаков, 1974, 1978б). В серебрянской серии имеется два ледниковых уровня: базальный – танинская свита (до 800 м) и верхний – койвинская (до 300 м), разделенные сланцами и песчаниками гаревской свиты (600 м). На Южном Урале к лапландскому горизонту, по-видимому, относится базальная пачка кургашлинской свиты. Эта свита, известная только на восточном склоне Башкирского антиклинория, несогласно залегает на криволукской свите, а также прорывающихся последнюю диабазах, и согласно покрывается байназаровской свитой, общепринятым аналогом урюкской свиты ашинской серии. Базальная пачка кургашлинской свиты имеет мощность около 40 м и состоит из трех пластов тиллоидов, содержащих многочисленные следы подводных оползней, пласта тонкослоистых алевролитов с упавшими камнями и разделяющих их пластов плохо отсортированных песчаников с рассеянной

¹ Мы используем здесь предложенную А.С. Махначем (Махнач и др., 1976) номенклатуру, поскольку она принята в стратиграфической шкале докембрия СССР 1978 г. Однако необходимо оговорить, что номенклатура эта является неудачной с точки зрения стратотипов и не корректной с точки зрения правил приоритета. Первоначально вильчанской именовалась только верхняя из свит ледниковой серии (Бессонова, Чумаков, 1968, 1969; Чумаков, 1974; Spencer, 1971; Trompette, 1973; и мн. др.). Применение этого названия ко всей ледниковой серии и переименование вильчанской свиты в глусскую – источник двойной путаницы, что следует учитывать при использовании данной номенклатуры.

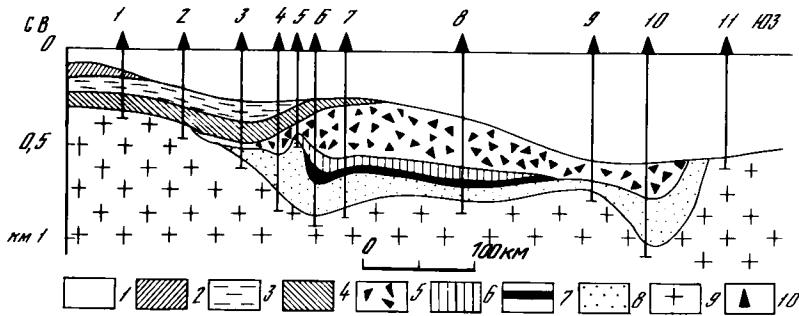


Рис. 56. Схематический геологический профиль через Оршанский прогиб

1 - девонские и более молодые отложения; 2 - балтийская серия; 3 - валдайская серия; 4 - свичловская свита; 5 - глусская свита; 6 - блонская свита; 7 - лапчанская свита; 8 - полесская серия; 9 - кристаллический фундамент; 10 - главные скважины. Цифрами на профиле обозначены следующие скважины: 1 - Сморгонь; 2 - Красное; 3 - Минск; 4 - Пуховичи-14; 5 - Ситники-5; 6 - Блон 1; 7 - Осиповичи-4; 8 - Рогачев; 9 - Стругова Буда; 10 - Клинцы; 11 - Погар

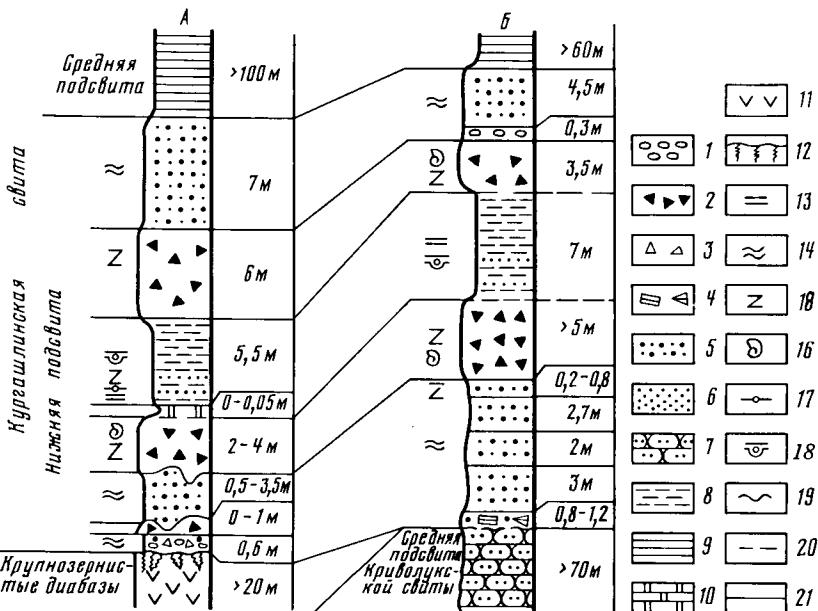


Рис. 57. Разрезы нижней подсвиты кургашинской свиты по р. Белой:

А - уроцище Кривая Лука, Б - у устья руч. Апшак: 1 - конгломераты; 2 - тиллоиды; 3 - обломки диабазов; 4 - обломки сланцев; 5 - разнозернистые глинистые песчаники с галькой; 6 - песчаники; 7 - кварцитовидные песчаники; 8 - алевролиты; 9 - глинистые сланцы; 10 - доломиты; 11 - диабазы; 12 - зона выветривания диабазов; 13 - тонкая правильная слоистость; 14 - волнистая слоистость; 15 - подводнооползневые текстуры; 16 - деформированные фрагменты осадочных пород; 17 - рассеянные камни; 18 - упавшие камни; 19 - следы размыва; 20 - постепенные переходы; 21 - резкие границы

галькой (рис. 57). Эти тиллоиды являются, очевидно, аллютилитами, т.е. мариногляциальными отложениями, переработанными подводными оползнями (Чумаков, 1978а).

Большой интерес представляет лапландский горизонт архипелага Свальбард (Шпицберген), где он хорошо изучен литологически и стратиграфически (Kulling, 1934; Wilson, Harland, 1964; Чумаков, 1968, 1978б; Красильщиков, 1973; и др.). На о-ве Западный Шпицберген горизонт представлен свитой Уилсонбреен (250 м), а на о-ве Северо-Восточная Земля – свитой Свеанор (120 м). Первая сложена континентальными ледниками

и мариногляциальными отложениями, а вторая – главным образом мариногляциальными.

С лапландским горизонтом Скандинавии уже давно коррелируются тиллиты Порт-Аскейт Шотландии и Ирландии, имеющие сходное стратиграфическое положение, а также тиллиты (или ледово-морские отложения) Гренвиль и другие Армориканского массива. Имеющиеся скучные биостратиграфические и геохронологические данные не противоречат таким сопоставлениям.

СТРОЕНИЕ ЛАПЛАНДСКОГО ГОРИЗОНТА

Как видно из рассмотренных материалов, в наиболее полных разрезах лапландский горизонт состоит из двух ледниковых толщ, которые разделены отложениями, лишенными признаков ледникового генезиса (Средний Урал), а иногда, кроме того, и значительным перерывом (Финмарк, Белоруссия). Лапландский горизонт состоит из двух ледниковых толщ также на Шпицбергене (Wilson, Harland, 1964; Hambrey, 1983) и, возможно, на Полюдовом Кряже. Сходство в строении столь удаленных разрезов, по-видимому, не случайно и позволяет разделить лапландский горизонт на три подгоризонта: нижний и верхний – ледниковые и средний – межледниковый. Нижний ледниковый подгоризонт был назван нами норвежским, а верхний – скандинавским (Чумаков, 1970). Последний и в Скандинавии, и в других платформенных регионах распространен значительно шире норвежского и разделяющего их межледникового подгоризонта. Причина этого явления будет рассмотрена в следующем разделе.

Судя по сложному внутреннему строению (несколько пачек тиллитов, различающихся по составу, цвету и разделенных другими породами), в наиболее полных разрезах

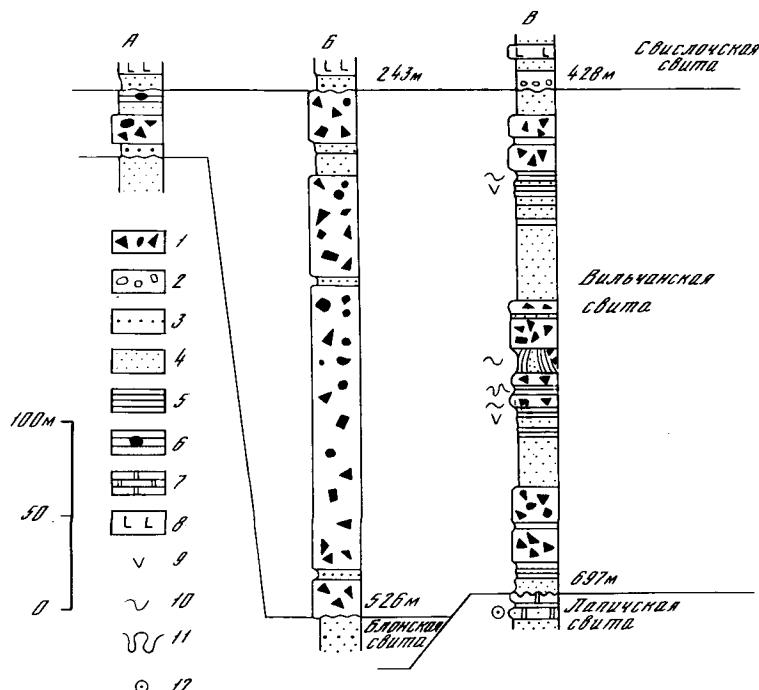


Рис. 58. Основные типы разрезов глусской свиты:

A – Ситники, 13; B – Осыповицы, 1; В – Вильчцы. 1 – тиллы и тиллиты; 2 – конгломераты; 3 – грубые пески и песчаники; 4 – средне- и мелкозернистые пески и песчаники; 5 – глины и алевролиты; 6 – глины и алевролиты с рассеянной галькой; 7 – доломиты; 8 – туфы и туффиты; 9 – варвиты (ленточные глины и алевролиты); 10 – гляциодеформации; 11 – возможные криотурбации; 12 – микрофиллиты и строматолиты

каждый из упомянутых ледниковых подгоризонтов лапландского горизонта тоже представляет результат нескольких оледенений (рис. 58). Возможно, только самые мелкие ледниковые события, различимые в отложениях лапландского горизонта, могут быть сопоставлены по длительности и масштабам с отдельными оледенениями плейстоцена.

ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЛАПЛАНДСКОГО ГОРИЗОНТА

Широкое развитие лапландских континентальных ледниковых отложений в чехле платформы и мариногляциальных отложений в прилежащих прогибах с несомненностью свидетельствует о том, что нижняя граница хионосферы в Европе опускалась тогда до уровня моря или по меньшей мере до поверхности равнин и, следовательно, лапландское оледенение имело материковый характер. Такие оледенения, как известно, характеризуются сплошным развитием ледниковых покровов в пределах очень больших территорий, поэтому наблюдающееся ныне фрагментарное распространение лапландского горизонта в пределах Европы требует объяснения. Есть основание думать, что такое распространение главным образом связано с последующим размывом ледниковых отложений на положительных структурах Восточно-Европейской платформы, которая в начале венда в основном еще продолжала оставаться сушей. Эта суши, сформировавшаяся в рифе и названная Фено-Сарматским материком (Келлер и др., 1968) была, очевидно, в результате оледенения покрыта чехлом ледниковых отложений, как обычно, более мощным во впадинах и на низменностях и маломощным на возвышенностях (Рухина, 1960). После снятия ледниковой нагрузки материк претерпел изостатическое вслывание, приведшее к денудации рыхлых осадков на его поверхности. Следы этого перерыва фиксируются в кровле лапландского горизонта во всех внутренних районах Восточно-Европейской платформы. Денудация привела к лишь частичному размыву сравнительно мощных ледниковых отложений в древних впадинах и быстрому разрушению их тонкого покрова на обширных возвышенностях, разделявших впадины. Последнему способствовала крайняя неустойчивость ледниковых отложений и в первую очередь тиллитов к процессам денудации, позволяющая в условиях суши рассматривать их как геологические эфемеры. Возможно, что именно в результате перемыва лапландских тиллов образовались некоторые базальные грубообломочные пачки волынской и валдайской серий.

Таким образом, можно думать, что лапландский горизонт сохранился только там, где его первичная мощность была наибольшей, а последующая денудация наименьшей, т.е. главным образом в древних впадинах. Исключением из этого правила являются северо-восточные районы платформы: центр и северо-восток Московской синеклизы, Верхнекамская и Шиханская впадины, где аналоги лапландского горизонта или отсутствуют, или развиты чрезвычайно ограниченно (иштимовская, черновская, весплюанская свиты?). Судя по направлениям ледникового сноса именно из этого региона растекались лапландские ледники (Чумаков, 1971, 1978б) и, следовательно, там располагались основные центры оледенения. Поэтому слабое развитие или отсутствие здесь лапландского горизонта может объясняться такими особенностями ледниковой седиментации, как незначительная первичная мощность отложений в центрах оледенений, с одной стороны, и более значительное изостатическое последниковое поднятие — с другой (Асеев, 1974).

Сходными причинами обусловлено более ограниченное развитие нижних двух подгоризонтов (норвежского ледникового и межледникового) по сравнению с верхним, скандинавским ледниковым подгоризонтом. Такие внутренние взаимоотношения, характерные и для плейстоценовых отложений ледниковых областей, объясняются тем, что в понижениях рельефа (а следовательно, и в древних тектонических прогибах) ледниковые и межледниковые отложения имеют значительно большую первоначальную мощность и больше шансов сохраняться от различных видов последующей дену-

дации и от ледниковой экзарации во время следующего оледенения в особенности. Примерами таких стратиграфических взаимоотношений внутри ледникового горизонта могут быть вильчанская серия Белоруссии и "подгруппа" Варангер Финмарка. Последовательное выпадение в западном направлении сначала нижних подгоризонтов лапландского горизонта (блонской свиты), а затем нижних пачек верхнего подгоризонта (глусской свиты) (см. рис. 56, 58) наблюдается на восточном склоне Белорусско-Мазурской антеклизы (Кожемякина, Чумаков, 1969; Махнac и др., 1976; и др.). Аналогичным образом верхний тиллит Мортенснес к югу по направлению к Балтийскому щиту последовательно срезает свиту Нюборг, затем нижний тиллит Смаль-Фьорд и ложится на кристаллический фундамент (см. рис. 54).

Ледниковые подгоризонты на платформе представлены сложным сочетанием разных континентальных отложений: моренных, флювио- и лимно-гляциальных, эоловых и, очевидно, межледниковых. В разрезах эти фации обычно залегают между собой не согласно, а по латерали в результате осцилляций ледникового края разных масштабов неоднократно замещают друг друга. Поэтому расчленение ледниковых подгоризонтов на более мелкие стратиграфические единицы представляет пока непреодолимые методические трудности. Без такого расчленения палеогеографические построения, которые производятся порой на основе прямого сопоставления неполных разрезов отдельных скважин (Кирсанов, 1972), не являются сколько-нибудь обоснованными. Для лапландского оледенения не удается разграничить в пределах суши даже ледниковые и внеледниковые области, так как границы современного распространения горизонта повсеместно являются эрозионными. Немногим лучше обстоит дело с морскими прогибами, прилегавшими к Фено-Сарматии. Континентальные фации лапландского горизонта в шельфовой зоне этого материка сначала переслаивались с морино-гляциальными (Полюдов кряж, Южный Финмарк, Южная Норвегия), а затем замещались последними почти полностью (Северный Финмарк, Южная Норвегия). В некоторых районах шельфовые ледники распространялись до внешней границы шельфа и континентального склона, где мориногляциальные отложения интенсивно перерабатывались оползнями и мутьевыми потоками, образуя мощные тела аллотиллитов (Средний Урал). Местами в Скандинавии все же удается реконструировать северо-западную границу распространения лапландских ледников. Первоначально, как полагают, она располагалась 250–300 км северо-западнее внешней границы каледонид, в пределах современного Норвежского моря, а позже была смещена по надвигам в Центральную Швецию (Thelander, Kumpulainen, 1980). Вокруг центров оледенений, располагавшихся внутри геосинклинальных поясов (Шпицберген, Шотландия, Нормандия) в меньшем масштабе наблюдается сходная картина распространения ледниковых отложений.

Таким образом, современное фрагментарное распространение лапландского горизонта в пределах Европы является в основном вторичным, обусловленным последующим размывом. Имеются веские основания думать, что первоначально в Северной и Восточной Европе его отложения были распространены значительно шире. Там, где лапландский горизонт сейчас отсутствует, ему в разрезах должен соответствовать перерыв между рифеем и вендром.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЛАПЛАНДСКОГО ГОРИЗОНТА

Рассмотренные выше ледниковые отложения не содержат органических остатков. В них обнаружены пока лишь переотложенные акритархи (Северная Норвегия – Vidal, 1981). Поэтому корреляция ледниковых свит и серий производится путем корреляции подстилающих и покрывающих отложений. Таким способом, перечисленные выше местонахождения ледниковых отложений Европы хорошо увязываются между собой (Чумаков, 1974, 1978б), что позволяет объединить их в один ледниковый горизонт. Положение этого горизонта устанавливается вполне однозначно. Он несогласно ложится

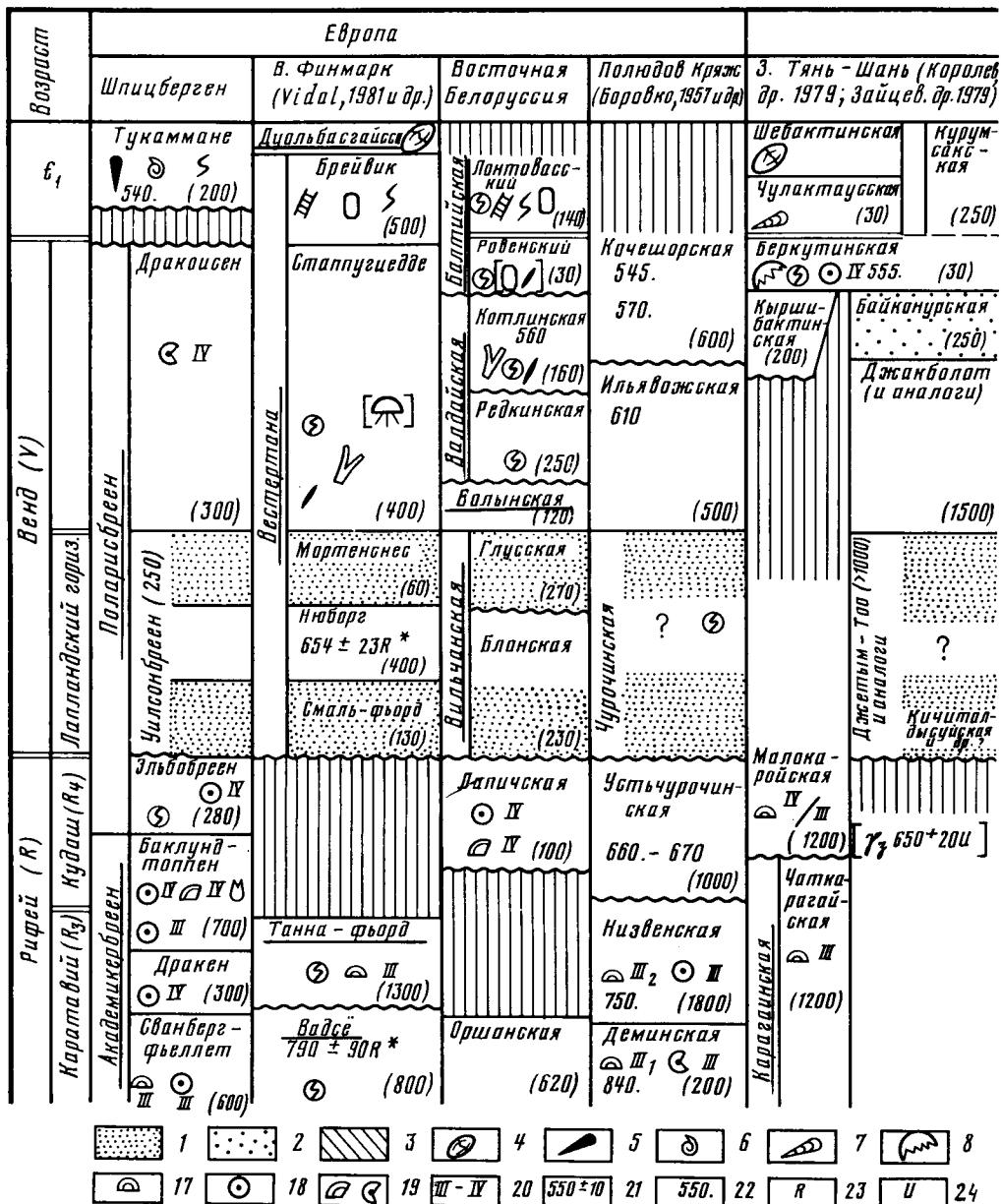
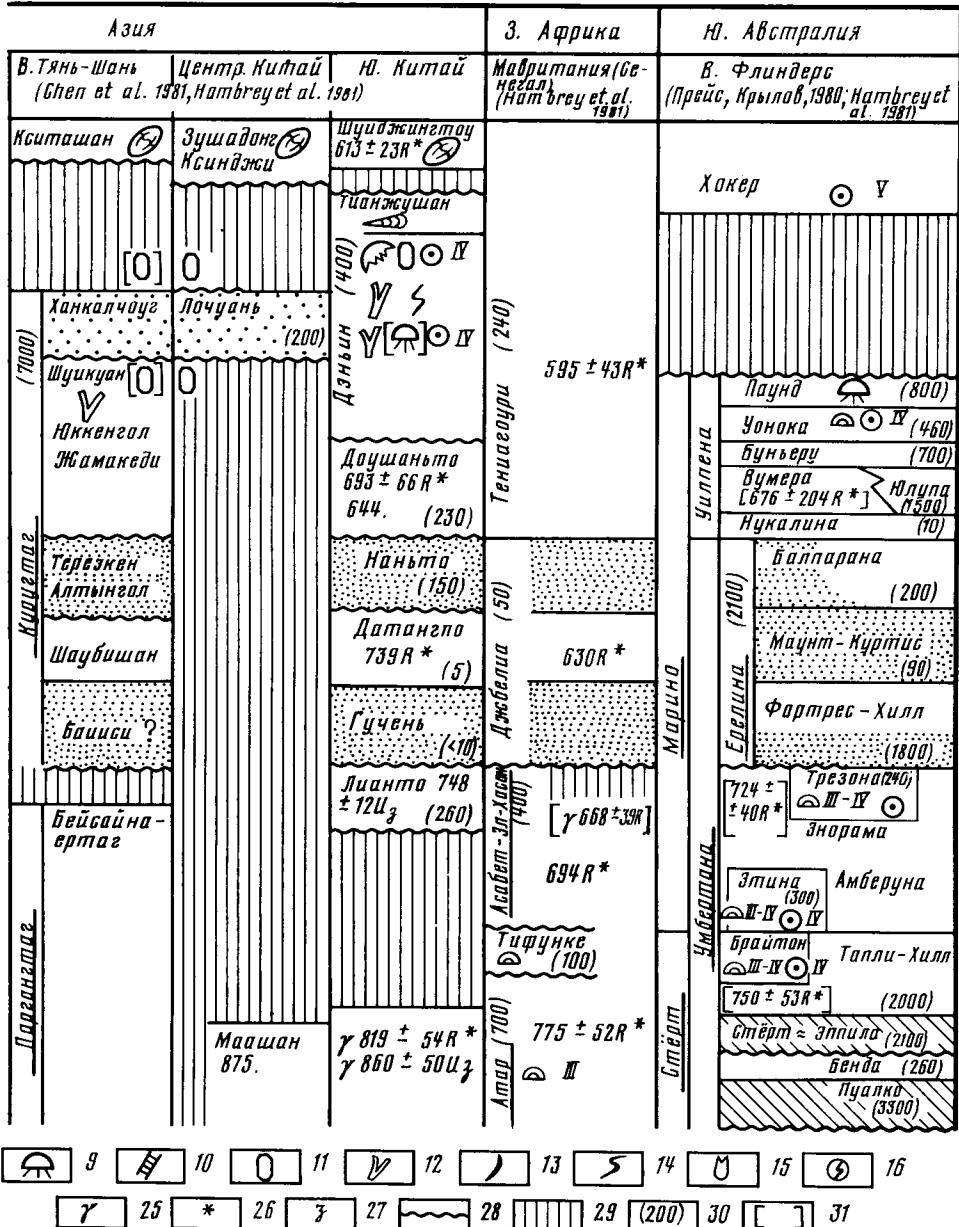


Рис. 59. Стратиграфическое положение лапландского ледникового горизонта и его возрастных аналогов в основных районах их распространения

На схеме подчеркнуты названия серий, подсерий, "групп" и "подгрупп"; с заглавных букв – свиты (формации), подсвиты и горизонты. 1 – лапландский ледниковый горизонт (нижний венд); 2 – байконурский ледниковый горизонт (верхний венд); 3 – стертовский ледниковый горизонт (верхний рифей); 4 – нижнекембрийские трилобиты; 5 – *Volborthella*; 6 – *Salterella*; 7 – дотрилобитовые нижнекембрийские скелетные ископаемые; 8 – протоконодонты; 9 – бесскелетные метазоа; 10 – *Platisolenites*; 11 – *Sabellidites*; 12 – *Vendotaenia*; 13 – примитивные следы жизни



недеятельности животных; 14 – усложненные следы жизнедеятельности животных; 15 – хитино-зооподобные микрофоссилии; 16 – комплексы микрофоссилий; 17 – комплексы строматолитов; 18 – комплексы микрофитолитов; 19 – элементы комплексов строматолитов и микрофитолитов; 20 – верхнерифейский (III), верхнерифейский нижний (III₁), верхнерифейский верхний (III₂), юдомский (IV) и нижнекембрийский (V) комплексы строматолитов и микрофитолитов соответственно; 21 – изотопные возрасты; 22 – K-Ag метод по глаукониту; 23 – Rb-Sr изохронный метод; 24 – U-Pb метод; 25 – валовый анализ по гранитам; 26 – по тонким глинистым фракциям; 27 – по циркону; 28 – размызы; 29 – перерывы; 30 – максимальная мощность (м); 31 – данные из смежных разрезов

на самое верхнее подразделение рифея — кудаш¹ или более древние образования и согласно, реже с небольшим перерывом, покрывается верхними горизонтами венда (рис. 59).

Кудаш образует в рассматриваемом регионе хорошо трассируемый уровень, ограничивающий лапландский горизонт снизу. Карбонатные фации кудашских отложений характеризуются IV ("юдомским") комплексом микрофитолитов, местами весьма богатым (уксская свита Южного Урала, клыктанская свита Среднего Урала, верхняя часть серии Академикербреен и свита Эльбобреен серии Паларисбреен Западного Шпицбергена, свита Рюссе и Бакабер Северо-Восточной Земли, лапическая свита Белоруссии, секретаркинская свита, ее аналоги и веденяпинская свита Пачелмского прогиба, приладожская свита Приладожья), строматолитами *Linella ukka* и реже *L. simica* (уксская и клыктанская свиты, верхи низвенской свиты Полюдова кряжа), *Boxonia grumulosa* (свиты Эльбобреен и Бокаберг, лапическая свита Белоруссии). В терригенных фациях кудаша встречаются микрофоссилии сходные с верхнерифейскими (Келлер, Янкаускас, 1980). Впрочем, состав и фациальная зависимость микрофоссилий кудаша и венда еще только начинают выясняться. Возможно, поэтому сделанные по ним стратиграфические выводы в некоторых случаях вступают в противоречие между собой и с данными по строматолитам, с геологическими и геохронологическими данными. Изучая акритархи, Г. Видаль (Vidal, 1981) пришел, в частности, к выводу о нижневенденском возрасте "группы" Тана-Фьорд (= "подгруппе" Тана) и, следовательно, средневенденском возрасте ледниковых отложений Северной Норвегии. Эти выводы вызывают сомнения по трем причинам. Во-первых, доломиты Гросдалль, венчающие группу Тана-Фьорд содержат рифейские строматолиты *Minjaria uralica*, *Parmites aimicus* и ни одной вендинской формы (устное сообщение М.А. Семихатова, изучившего коллекцию Ж. Бертран-Сарфати); во-вторых, группа Тана-Фьорд по простиранию хорошо коррелируется с развитой восточнее кильдинской серией п-ва Среднего и о-ва Кильдина, которая и по строматолитам (*Gymnosolen ramsayi* Steinm.) и по изотопным K—Ag возрастам глауконитов (от 740 до 1000 млн. лет) относится к рифею; в-третьих, по данным самого Г. Видала (Vidal, 1981) подавляющее большинство найденных в ней форм акритарх известно также из верхнего рифея и из верхней части группы Висингсе Южной Швеции, имеющей возраст более 700 млн лет (Rb—Sr метод по сланцам). Из трех форм, которые могли бы указывать на вендинский возраст комплекса, *Vandalosphaeridium varangeri* является новой, а две другие — *Pterospermopsimorpha mogilevica* Tim. и *Bavlinella faveolata* (Shep.) — встречаются редко, к тому же последняя форма имеет плохую сохранность и, возможно, появляется еще в верхах рифея (Vidal, 1981). Существует также мнение, что *Bavlinella faveolata* является формой фосилизации разных акритарх (Волкова, 1974).

Несогласие между лапландским горизонтом и подстилающими отложениями местами имеет характер небольшого углового несогласия (прогиб Тана), но чаще проявляется только в виде перерывов в осадконакоплении, которые сопровождались размывом подстилающих отложений. Глубина размыва зависела от структурного положения участка. Она была наименьшей во внешних и центральных частях краевых бассейнов, обрамлявших Фено-Сарматский щит, и постепенно возрастала по направлению к щиту. По периферии последнего лапландский горизонт залегает непосредственно на нижнедокембрийском кристаллическом фундаменте. Глубокий размыв в основании лапландского горизонта наблюдается также во внутренних впадинах Фено-Сарматского щита. Здесь его амплитуда увеличивается от центральных к бортовым участкам впадин, где горизонт обычно тоже налагает на фундамент (см. рис. 56).

Несмотря на значительный размыв, перерыв в подошве лапландского горизонта не был, по-видимому, длительным и не сопровождался полным осушением всех перикон-

¹ Кудаш соответствует нижней, долапландской, части терминального рифея или венномия, преддавшихся ранее в качестве верхнего подразделения докембра (Келлер, Семихатов, 1968; Келлер и др., 1974а; Чумаков, 1974, 1978б).

тиентальных бассейнов, так как в центральных и внешних частях некоторых из них между кудашом и лапландским горизонтом наблюдаются только незначительные следы размыва или видимое согласие (внешнее крыло прогиба Тана, Шотландия, Ирландия, Шпицберген). Характер несогласия в подошве лапландского горизонта свидетельствует, таким образом, о значительной, но кратковременной регрессии. Она произошла в удаленных и структурно разнородных регионах, но, несмотря на это, амплитуда регрессии, по-видимому, была, соизмеримой, так как везде привела к частичному осушению внешних шельфов и, реже, верхней части континентального склона. Все эти признаки позволяют думать, что регрессия была вызвана гляциоэвстатическим понижением уровня океана, связанным с началом лапландского оледенения. Быстрое падение общего базиса эрозии привело к интенсивному врезанию речной сети и в экстрагляциальных областях суши. Следы этой глубокой эрозии кое-где сохранились в виде погребенных долин и рельефа, достигавшего по амплитуде 50–200 м (южное крыло прогиба Тана – Føup, 1937; Bjørlykke et al., 1967; юг Оршанской впадины – Кожемякина, Чумаков, 1969). Из сказанного следует, что перерыв обычно наблюдаемый в подошве лапландского горизонта не является предлапландским, а соответствует по возрасту началу лапландского оледенения. Денудация ложа была обусловлена не только гляциоэвстатической регрессией и соответствующим ей периодом эрозии, но в пределах лапландской суши и части шельфов также последующей ледниковой экзарацией.

Кровля лапландского горизонта в противоположность подошве характеризуется гляциоэвстатической трансгрессией. В большинстве известных нам краевых бассейнов Фено-Сарматии и в примыкающих геосинклинальных областях кровля горизонта является согласной и часто представляет зону постепенного перехода от марино-гляциальных к морским отложениям. Нередко она маркируется пластом так называемых венчающих доломитов (Шпицберген, Северная Норвегия, Шотландия, Полюдов Кряж, Средний Урал). Морские, главным образом терригенные отложения, согласно покрывающие лапландский горизонт содержат местами примитивные следы жизнедеятельности донных животных, комплексы акритарх валдайского облика и остатки *Vendotaenia* (свита Стаппугиенде прогиба Тана; Vidal, 1981). Кроме того, в них изредка встречаются отпечатки бесскелетных *Metazoa* (*Kullingia concentrica* Glaessner, – группа Дивидаль Швеции, Føup, Glaessner, 1979) и микрофитолиты IV комплекса (свита Дракоисен Шпицбергена и доломитовая "группа" Дальредия Шотландия). Выше эти параллелизуемые с валдайской серией (Vidal, 1981) отложения покрываются кембрием, нередко согласно самыми нижними горизонтами его (свита Ерейвик, Северной Норвегии, пачки IV – VI или Д–Е "группы" Дивидаль Швеции), которые могут сопоставляться с томмотским ярусом (см. рис. 59).

Во внутренних областях платформы, обладавших устойчивым континентальным режимом, в кровле лапландского горизонта наблюдается перерыв (Волынская, Оршанская, Приладожская впадины, Пачелмский прогиб). Длительность этого перерыва была различной. Она представляется наименьшей в Волынской впадине, где лапландский горизонт перекрыт горбащевской свитой волынской серии, а наибольшей – в Приозерской впадине, где на него ложится гдовская свита валдайской серии. Волынская серия, представленная внизу грубозернистыми обломочными, а вверху – вулканогенно-осадочными, частично континентальными породами очень бедна органическими остатками. В частности, в ней отсутствуют многие микрофоссилии, известные выше и ниже по разрезу. Из пяти присутствующих форм – все встречаются и выше по разрезу или являются транзитными. (см. раздел Н.А. Волковой в т. 1). Эти особенности позволяют предполагать, что волынский комплекс микрофоссилий является обедненным валдайским комплексом. Изредка в туфогенных аналогах волынской серии встречаются также отдельные микрофитолиты IV комплекса (Журавлева, Чумаков, 1968). Помимо неблагоприятных экологических условий, бедность волынской серии органическими остатками может объясняться большими скоростями накопления вулканогенно-осадочных пород.

Вышележащая валдайская серия отлагалась в обширном морском или солоновато-водном бассейне. Она содержит примитивные следы жизнедеятельности донных животных, отпечатки бесскелетных Metazoa, значительное количество вендренид, акритарх (главным образом тонкостенных лейосфер) и других микрофоссилий (руднян, нитчатых и т.д.).

Корреляция постлапландских отложений внутриплатформенных районов и краевых впадин вызывает определенные трудности и требует специального обсуждения. По комплексу органических остатков и по стратиграфическому положению в краевых впадинах с валдайской серией могут быть сопоставлены те морские отложения, которые согласно перекрывают лапландский горизонт и согласно перекрываются кембрием. Явных аналогов волынской серии в этих прогибах не наблюдается и даже место для них в непрерывных разрезах найти трудно, так как в свите Стаппугиеде, например, и ее аналогах немного выше основания встречены акритархи валдайского облика, вендрениды, в том числе характерные для верхневалдайских отложений Vendotaenia, и примитивные следы ползания животных. Таким образом, волынской серии здесь может отвечать лишь немая нижняя пачка свиты Стаппугиеде (песчаники Лиллевати, мощность 5–55 м). Сходная ситуация наблюдается на Шпицбергене и на Южном Урале, где с волынской серией могут быть сопоставлены только нижняя часть свиты Дракоисен и средняя-верхняя часть кургашлинской свиты соответственно.

Приведенные выше факты позволяют предположить, что волынская серия является сугубо региональным подразделением, отражающим местные события, и что она образовалась за очень небольшой промежуток времени. Этот вывод давно напрашивался из анализа разрезов северной и восточной части Восточно-Европейской платформы, однако отсутствие там непрерывных разрезов не позволяло до последнего времени надлежащим образом его аргументировать. Предположение о том, что волынская серия может соответствовать какой-то части лапландского горизонта (Якобсон, 1974; Хоментовский, 1976; Власов, 1979), мало обоснованы, так как в Волынской впадине, на периферии области оледенения (где стратиграфический объем ледниковых отложений обычно наибольший), волынская серия лежит выше и трансгрессивно на вильчанской серии (Котык, Марковский, 1974). Кроме того, если бы волынский вулканализм был даже частично одновозрастным ледниковому осадконакоплению, в вильчанской серии неизбежно присутствовал бы пепловый материал, так как области вулканализма и ледникового осадконакопления территориально были очень близки, местами даже перекрывались. Несмотря на тщательные поиски, найти в вильчанской серии следы одновременной вулканической деятельности в виде примеси пепла не удалось. Тем более трудно представить замещение лапландского горизонта волынской серией в других районах, где стратиграфический объем лапландского горизонта может лишь сокращаться. Приведенные данные свидетельствуют о том, что волынская серия является послелапландской, а ее вероятные аналоги в непрерывных разрезах имеют небольшую мощность и тесно связаны с отложениями, которые могут быть сопоставлены с валдайской серией. Учитывая это и малую, по-видимому, продолжительность образования волынской серии, можно поставить сейчас вопрос о стратиграфической самостоятельности волынской серии.

Заканчивая разбор стратиграфического положения лапландского ледникового горизонта, можно констатировать, что он несогласно залегает на кудаше или более древних образованиях. В морских фациях горизонт согласно покрывается отложениями, которые могут быть сопоставлены с валдайскими, а в континентальных – с размывом волынской серией, ее аналогами или более молодыми толщами. Волынской серии в морских непрерывных разрезах могут соответствовать лишь маломощные базальные пачки отложений, покрывающих лапландский горизонт.

ВОЗРАСТ ЛАППАНДСКОГО ГОРИЗОНТА

Единственная изотопная датировка самого лапландского горизонта относится к нижней части второй пачки межледниковой свиты Нюборг Финмаркена. Глинистые алевролиты этой пачки, исследованные Rb–Sr изохронным методом, дали возраст 654 ± 23 млн. лет (Pringle, 1973)¹. Несмотря на то, что характер глинистых минералов при этом определении изучен не был, данная датировка в пределах своей точности хорошо согласуется с другими определениями изотопного возраста из отложений, покрывающих и подстилающих лапландский горизонт. Соответствующие радиометрические данные, имевшиеся на 1973 г., представленные главным образом K–Ar возрастами глауконитов, были сведены в одной из ранее опубликованных работ (Чумаков, 1974, табл. 1). Поэтому здесь мы остановимся только на важнейших из них, а также на новых геохронологических материалах. Наиболее тесно лапландский горизонт заключен в вилку изотопных определений на Полюдовом кряже, где из верхней части несогласно подстилающей его устьчуорчинской свиты получены датировки 660–670 млн. лет, а из верхней части несогласно покрывающей ильяヴожской свиты – 610 млн. лет (K–Ar метод по глаукониту; Боровко, 1967). Учитывая стратиграфическое положение датированных глауконитов и взаимоотношение вмещающих их свит с ледниковым горизонтом, возраст подошвы последнего (по данным с Полюдова кряжа) можно очень условно оценить в 650–670 млн. лет, а кровли – в 630–650 млн. лет.

Среди датировок долапландских отложений, привлекавшихся для оценки нижнего возрастного предела лапландского горизонта, можно отметить еще K–Ar датировки глауконитов с Южного Урала, из основания уксской свиты, давшие очень большой разброс цифр (от 602 до 656 млн. лет) и из основания бакеевской свиты (601 и 608 млн. лет; Гаррис, 1977). Исходя из этих датировок и корреляции бакеевской свиты с криволукской свитой, максимальный возможный возраст лапландского горизонта иногда оценивался в 600–620 млн. лет, что при учете новых констант распада соответствует 580–600 млн. лет. Этот возраст плохо вяжется со всеми другими геохронологическими данными. Последнее, по-видимому, объясняется значительным омоложением возраста южноуральских глауконитов.

Гораздо большие изотопных определений возраста произведено в последние годы для отложений, покрывающих лапландский горизонт. К сожалению, многие из них происходят из складчатых зон и, по-видимому, претерпели тектоническое омоложение. Предварительный результат изотопного датирования глинистых сланцев Экре² из спарагмитового бассейна Южной Норвегии, полученный Э. Велином Rb–Sr методом, весьма близок ильяヴожской датировке и составляет 610 ± 18 млн. лет (Hambley et al., 1981). Эта цифра рассматривается автором определения как минимальная, дающая лишь верхний предел возраста. Так же надо воспринимать Rb–Sr возрасты, полученные для пород непосредственно покрывающих тиллиты в каледонской зоне: алевролитовых сланцев свиты Доломит Бонахаван Шотландии (560 ± 20 млн. лет, Leggo, Pidgeon, 1970) и глинистых сланцев свиты Гердсъюн Центральной Швеции (499 млн. лет, Hambley et al., 1981). Они явно омоложены каледонскими тектоническими процессами. По-видимому, значительно более реальная Rb–Sr датировка 617 ± 12 млн. лет (Jonin, Vidal, 1975) получена по гранодиоритам Вире, рвущим верхний Бриовер, в основании которого, как уже упоминалось, залегают тиллиты Армориканского массива. Среди изотопных датировок, считающихся постлапландскими, упоминается одна значительно более древняя, чем остальные. Она относится к долеритам Оттфельл Центральной Швеции, прорывающим каледонскую надвиговую пластину Серв, и, в том числе, тиллиты Лиллфьеллет параллезуемые с тиллитами Лонгмарктберг. Для этих долеритов Rb–Sr изохронным методом был получен возраст 720 ± 255 млн. лет (Claes-

¹ Здесь и далее все изотопные датировки даны в пересчете на новые международные константы распада 1976 г.

² Согласно залегают на тиллитах Муэльв.

son, 1976). Как видно, датировка эта слишком приблизительна, чтобы ее можно было использовать для каких-либо выводов.

Таким образом, сейчас довольно многочисленные, хотя далеко еще не точные геохронологические данные о лапландском горизонте позволяют заключить, что он несколько моложе 660–670 млн. лет и значительно древнее 610–620 млн. лет. Исходя из этого, возраст лапландского горизонта можно очень приблизительно оценить в 630–670 млн. лет или 650 ± 20 млн. лет. Условно эту датировку можно, по-видимому, отнести к подошве лапландского горизонта. В действительности формирование горизонта происходило, как уже отмечалось, за геологически значимый промежуток времени, который, однако, был, по-видимому, меньше пределов точности имеющихся геохронологических данных. Поэтому оценить с их помощью длительность формирования лапландского горизонта прямым путем не представляется пока возможным.

Заканчивая стратиграфический обзор лапландского горизонта Европы, необходимо подчеркнуть следующее. Лапландский горизонт сформировался во время покровного оледенения Фено-Сарматского материка. Он присутствует во всех разрезах Северной и Восточной Европы, где полно представлены пограничные отложения рифея и венда. В остальных разрезах этого региона ему соответствует стратиграфический перерыв. Горизонт с перерывом залегает на верхних горизонтах рифея и в непрерывных разрезах согласно покрывается аналогами валдайской серии. Изотопный возраст горизонта составляет приблизительно 650 ± 20 млн. лет. В наиболее полных разрезах лапландский горизонт состоит из двух ледниковых подгоризонтов (норвежского — нижнего и скандинавского — верхнего) и разделяющего их межледникового подгоризонта (норвежско-скандинавского). Норвежский и норвежско-скандинавский подгоризонты сохранились от эрозии лишь в наиболее глубоких прогибах. В остальных разрезах Северной и Восточной Европы им соответствует перерыв.

АНАЛОГИ ЛАПЛАНДСКОГО ГОРИЗОНТА В ДРУГИХ ЧАСТИХ СВЕТА

Помимо Европы, ледниковые отложения возраста близкого лапландскому распространены в Азии, Африке, Северной Америке, Австралии и, возможно, Южной Америке. Нередко они образуют протяженные ледниковые горизонты, которые могут сопоставляться с лапландским горизонтом также по внутреннему строению, фациальным и другим признакам. Ниже дана краткая характеристика этих вероятных и возможных аналогов лапландского горизонта за пределами Европы.

Азия. Верхнедокембрийские ледниковые отложения широко распространены в Казахстане, Средней Азии, Китае и, очевидно, в Корее. Они, как правило, образуют на этих территориях региональные ледниковые горизонты, которые располагаются на двух или даже трех стратиграфических уровнях (см. рис. 59).

В Казахстане и Средней Азии дугой, протяженностью более 3800 км (от Кокчетавского массива на северо-западе до оз. Лобнор и Цайдама на юго-востоке), прослеживаются два ледниковых горизонта, нижний из которых получил в СССР название джетымского, а верхний — байконурского (Зубцов, 1972). В пределах Северо-Западного Китая первому соответствуют свита Алтынгол совместно со свитой Терезкен, а второму — свита Ханкалчоуг Куруг-Тага и свита Хонгигоу Цайдама (Hambley et al., 1981). Оба ледниковых горизонта подчинены коррелируемым между собой улутауской и джетымской сериям. Нижний джетымский ледниковый горизонт (сатанская свита Улутау, рангская свита Большого Карагатау, видимо, шоращуйская свита Чаткало-Сандалашского района, свита Джетым-Тоо хребта Джетым-Тоо и бассейна р. Сарыджаз) располагается в основании или вблизи основания упомянутых серий, а байконурский горизонт (байконурская свита перечисленных выше районов) — в их кровле. В наиболее мощных и, по-видимому, наиболее полных разрезах хребта Джетым-Тоо джетымский горизонт состоит из двух тиллитовых подгоризонтов, между которыми распола-

гается пачка тонкослоистых сланцев и железных руд. Джетымский и байконурский ледниковые горизонты разделены толщей тонкослоистых терригенных и карбонатных пород, имеющих обычно мощность от первых сотен до 1700 м. Расчленение этой межледниковой толщи на свиты и названия последних варьируют от места к месту.

Ледниковые горизонты сложены орто-, аква- и аллотиллитами, турбидитами, мариногляциальными, и, очевидно, лимногляциальными отложениями. В тиллитах местами встречаются эрратические и обработанные ледником обломки, а в варвигах и турбидитах следы айсбергового разноса – упавшие камни. В районе Сарыцхаза в основании тиллитов нижнего горизонта было описано штрихованное ледниковое ложе (Зубцов, 1972), которое, по-видимому, правильнее толковать как разновидность гляциодинамического контакта. В этом районе вблизи древних поднятий, по-видимому, присутствуют континентальные фации ледниковых отложений. В целом же в обоих горизонтах преобладают мариногляциальные и аллохтонные их фации. Наряду с осадочно-вулканогенными и железорудными отложениями (Сагындыков, Черепанова, 1977) аллотиллиты определяют большие мощности и своеобразный литологический характер нижнего ледникового горизонта в срединном Тянь-Шане.

Улутаусская и джетымская серии залегают значительно выше по разрезу, чем карбонатная чаткарагайская свита, которая содержит строматолиты верхних горизонтов верхнего рифея (Крылов, 1967) и юдомский комплекс микропроблематики. Кроме того, эти серии заведомо моложе актасских и кумыстинских граносиенитов и гранитов, от которых они отделены несогласием и перерывом, а в Улу-Тау еще и акбулакской серией. Датировки цирконов из актасских гранитов урано-свинцовым методом дали возраст 650 ± 20 млн. лет (Зайцев и др., 1974), а из кумыстинских U-Pb методом – 670 ± 20 млн. лет. Малокаройская серия, подстилающая (Зайцев, Херасков, 1979) или частично замещающая (Королев и др., 1979) джетымский ледниковый горизонт, содержит чичканский строматолитовый комплекс, который сходен со строматолитами из переходных от верхнего рифея к венду слоев Средней Сибири (Крылов, 1967). В кровле байконурского ледникового горизонта во многих разрезах наблюдается тонкий, но выдержаный по простиранию доломит, который по своему положению и характеру является типичным венчающим доломитом мариногляциальных отложений. Он местами содержит остатки протоконодонтов и сопоставляется со сходными доломитами беркутинской свиты Малого Карагату, в которых, помимо двух видов протоконодонтов *Protohertzina* и юдомских микрофитолитов, обнаружен комплекс акритарх, позволяющий параллелизовать беркутинскую свиту с немакит-далдынским горизонтом Сибири (Келлер и др., 1974 а; Королев и др., 1979). К-Аг возраст глауконита из беркутинской свиты составляет 570 млн. лет. На беркутинской свите располагается чулактауская фосфоритоносная свита, которая содержит богатый комплекс томмотского яруса. Таким образом, улутаусская и джетымская серии моложе 650 ± 20 млн. лет и залегают выше строматолитового комплекса, имеющего облик переходный от верхнего рифея к венду. Покрывают обе серии отложения, которые могут быть сопоставлены с немакит-далдынским горизонтом венда Сибири. Эти данные указывают на то, что улутаусская и джетымская серии соответствуют донемакит-далдынской части венда, а залегающий в их основании джетымский горизонт занимает такое же стратиграфическое положение, как лапландский горизонт Европы (см. рис. 59). В наиболее полных разрезах, подобно лапландскому горизонту, он тоже состоит из двух ледниковых и разделяющего их межледникового подгоризонтов. Байконурский ледниковый горизонт, если справедливо сопоставление венчающего его доломита с беркутинской свитой, относится к верхним горизонтам венда. Это заключение основано на тесной формационной связи венчающих доломитов с ледниковыми горизонтами, исключающей предположение о существовании между ними крупного перерыва. Данный вывод подтверждается находками *Vendotaenia* sp. в породах, подстилающих тиллиты Хонкалчоуг и *Sabellidites* sp. выше и ниже тиллитов Хонтиегоу, соответственно курутагском и цайдамском аналогах байконурского горизонта (Hambrey et al., 1981; Chen et al., 1981).

В восточной части рассмотренного тиллитового пояса, в бассейне р. Сарыцхас и в

Северо-Западном Китае отмечаются ледниковые отложения, залегающие несколько ниже джетымского ледникового уровня, соответственно в кичиталдысуйской свите (Зубцов, 1972) и в свите Байиси (Hambrey et al., 1981). В связи с недостаточной изученностью, стратиграфическое значение этих находок не совсем ясно. Ледниковые отложения данного уровня могут представлять или ранние фазы джетымского оледенения и соответственно включаться в джетымский горизонт, или, что менее вероятно, быть результатом более раннего верхнериифейского оледенения, как склонны считать китайские геологи (Hambrey et al., 1981).

Изолированные выходы тиллитов, сопоставляемых с верхним ледниковым горизонтом Тянь-Шаня, прослеживаются к востоку от Курут-Тага и Цайдама до центральных районов Китая. В пределах последнего известны многочисленные местонахождения тиллитов, которые в типовых разрезах провинции Хэнань именуются тиллитами Лочуань (Lochuan, Luoquan), а западнее в автономном районе Нинся—тиллитами Женгмугуань. В основании тиллитов Лочуань наблюдается полированное, штрихованное и покрытое бороздами ледниковое ложе. Сами тиллиты имеют характерную структуру и текстуру, в заметном количестве содержат штрихованные обломки и ассоциируют с варвоподобными породами, содержащими вкрапленные камни.

Вмещающая тиллиты свита Лочуань (20–200 м) полого срезает подстилающие до-сиинийские отложения, залегая на разных его горизонтах или породах архея (см. рис. 59); К–Аг возраст глауконитов свиты Маашан, залегающей не в самой верхней части сиинского разреза, подстилающего тиллиты, составляет 878 млн. лет. С перерывом свиту Лочуань перекрывают глауконитовые песчаники, содержащие в основании мелкогалечные фосфоритовые конгломераты с фауной ленского надъяруса нижнего кембрия. Как видно, данных для установления точного возраста тиллитов Лочуань недостаточно. Большинство китайских геологов сопоставляют тиллиты Лочуань с верхним байко-нурским горизонтом Тянь-Шаня, что подкрепляется находками ниже и выше тиллитов Лочуань и Женгмугуань *Sabellidites* sp. (Chen et al., 1981). Существуют также мнения о наньютусском и нижнекембрийском возрастах этих тиллитов.

Районом широкого распространения верхнедокембрийских ледниковых отложений является Южный Китай, в пределах которого в составе типовых разрезов сиинской системы (s. st.) бассейна р. Янцзы давно известны тиллиты свиты Наньто. Восточнее стратиграфическими эквивалентами их считаются тиллиты Лейгонгву (= Лантнань). В последнее время китайские геологи выделили в этом районе еще две ледниковые свиты: Гучень и Чанган (Yang, Shen, 1983; Lu et al., 1983; и др.). Свита Гучень (менее распространенные и местные названия — свита Пинкиан, Ксиайфу, Доншанфенг, Тиесиао, подсвита Ронгкси) и покрывающая ее сланцевая межледниковая свита Датангпо выделялись ранее как нижняя и средняя подсвиты Наньто (Hambrey et al. 1981). Перечисленные свиты встречаются на территории 650×1800 км в поперечнике, охватывающей часть Южно-Китайской платформы и ее юго-восточного обрамления. В типовых платформенных разрезах мощность свиты Наньто колеблется от 50 до 150 м, а свиты Датангпо и Гучень — от нуля до нескольких метров. Юго восточнее в краевой части платформы и особенно в прилежащей складчатой зоне мощность свит Наньто и Датангпо быстро увеличивается, первой до 3000 м, а второй до первых сотен метров. Последняя в этом разрезе согласно подстилается песчаниками свиты Фулу (сотни метров), которые, в свою очередь, переходят в ледниковую свиту Чанган, достигающую мощности 3700 м. Эта свита развита на площади 250×900 км и имеет сложное строение. Среди китайских геологов преобладает мнение, что свита Гучень здесь выклинивается, а свита Фулу отвечает подстилающим ее отложениям (свите Лианто). Поэтому еще более древняя свита Чанган считается самостоятельным и самым ранним ледниковым горизонтом сииня (Hambrey et al., 1981; Yang, Chen, 1983; и др.). Однако эта точка зрения вызывает определенные сомнения. Нельзя исключать возможности, что свита Чанган соответствует свите Гучень, поскольку разрез от свиты Датангпо до свиты Чанган является непрерывным, а сама свита Чанган появляется именно там, где вопреки общему и закономерному увеличению мощностей предполагается выклинивание свиты Датангпо.

Ледниковое происхождение тиллитов рассматриваемых свит доказывается характерными текстурами и структурами, присутствием штрихованных, гранёных и расколотых обломков, наличием варвоподобных пород и ледникового ложа в основании тиллитов Наньто, широким площадным распространением на одном стратиграфическом уровне. В свите Наньто в маломощных платформенных разрезах, по-видимому, преобладают континентальные фации, а в мощных – морногляциальные. Свита Чанган характеризуется частым чередованием морских и ледниковых отложений и, по-видимому, в ней тоже преобладают морногляциальные фации.

В типовом разрезе ущелья р. Янцы тиллиты Наньто залегают с перерывом между позднесинийской свитой сланцев и известняков Доушаньто и маломощной свитой Да-тангпо. Рубидий-стронциевый изохронный возраст глинистых пород последней составляет 728 ± 27 и 739 млн. лет. Несогласно подстилающая тиллиты Гучень свита Лианто содержит туфы, урано-свинцовый возраст цирконов которых составляет 740 ± 16 и 728 ± 12 млн. лет (Келлер и др., 1984). Рубидий-стронциевый изохронный возраст глинистых сланцев из основания свиты Доушаньто – 693 ± 66 млн. лет, а из верхней части 700 ± 5 млн. лет (Hambrey et al., 1981; Келлер и др., 1984). С перерывом перекрывающая свиту Доушаньто карбонатная свита Денин содержит юдомские микрофитолиты, кроме того, в средней части *Vendotaenia* sp., *Tyrasotaenia* cf. *rodo-llica* Gn. и образования, похожие на *Cloudina*, выше встречены сабеллидиды, немакит-далдынские микрофитолиты, *Anabarites*, редкие *Circotheca*, единичные *Charnia* и в верхней части комплекс ископаемых томмотского яруса нижнего кембра (Розанов, Соколов 1980; Guide ..., 1982; Sin, Lin, 1976).

По своему положению в разрезе ниже аналогов немакит-далдынского горизонта и вероятных аналогов верхневалдайских отложений с *Vendotaenia* свита Наньто (sl.) аналогична лапландскому и джетымскому горизонтам, с которыми она обычно и коррелировалась (Чумаков, 1972а, 1978б, Research Group ..., 1976; Chumakov, 1981). Недавно полученные и приведенные выше сравнительно древние датировки сланцев из свит Датангпо и Доушаньто вошли в противоречие с этими корреляциями. Возникла дилемма воспринимать ли упомянутые изотопные датировки буквально, как геологический возраст пород (Chen et al., 1981; Hambrey et al., 1981; Harland et al., 1982; Келлер, 1983), или быть осторожнее в оценке их значения и до публикации более подробных данных о методике и аналитических результатах изотопных исследований полагать, что за счет присутствия материнского материала в изученных сланцах эти датировки могут определять максимальный предел времени седimentации (Zang et al., 1982). Последнее, учитывая стратиграфические и биостратиграфические данные, представляется более разумным, тем более что возраст подошвы кембра китайскими геохронологами тоже завышен (613 ± 23 млн. лет из основания трилобитовых слоев, Rb–Sr метод изохrona по сланцам; Chen et al., 1981). Китайские геологи, основываясь на рассмотренных датировках, считают, что ледниковые свиты Наньто и Гучень образовалась за возрастной интервал от 740 ± 20 до 700 ± 10 млн. лет (Hambrey et al., 1981; Chen et al., 1981; Yang, Chen, 1983). Возраст свиты Чанган, которая рассматривается ими как самостоятельный ледниковый горизонт, оценивается на основании стратиграфических взаимоотношений с фундаментом и свитой Гучень в 800 – 760 млн. лет. В зависимости от решения вопроса о возрасте тиллитов Наньто и Гучень определяется возраст параллелизуемых с последними тиллоидов Пирандон Кореи.

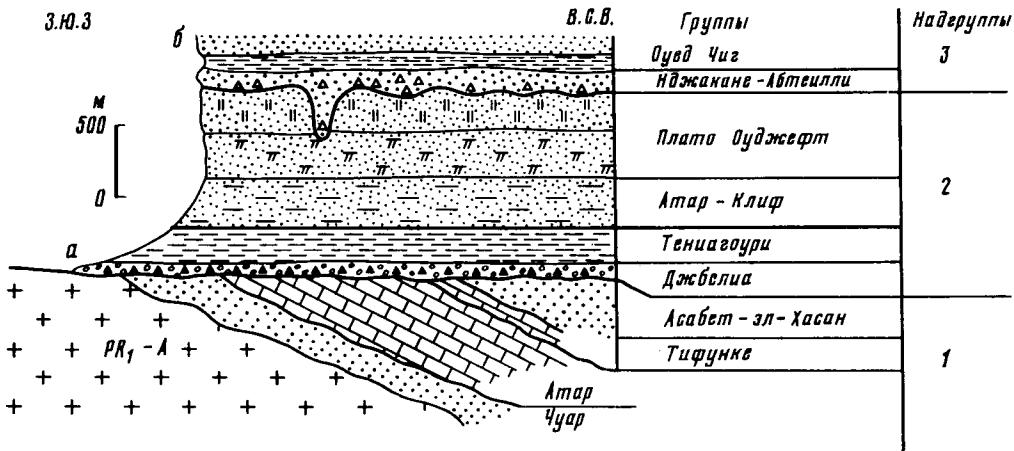
Заканчивая рассмотрение вероятных аналогов лапландского ледникового горизонта в Азии, можно констатировать, что в пределах Казахстана, Средней Азии и Северо-Западного Китая широким распространением пользуется джетымский ледниковый горизонт, занимающий идентичное лапландскому горизонту стратиграфическое положение. Джетымский горизонт местами имеет, подобно лапландскому, трехчленное строение, представлен марногляциальными и континентальными фациями и тоже отражает покровное материковое оледенение в начале венда. Корреляция джетымского горизонта с наньтоусским поставлена сейчас под некоторое сомнение новыми, довольно древними (верхнерифейскими), изотопными датировками сланцев из последнего и покрываю-

ших толщ. В восточном Тянь-Шане и на юге Южного Китая ниже джетымского и наньтоусского ледниковых горизонтов известны ледниковые отложения, которые, возможно, представляют ранние фазы джетымского и наньтоусского оледенений или, как думают китайские геологи, образуют самостоятельный более древний горизонт. Кроме того, в Казахстане, Средней Азии, возможно, Центральном и Северном Китае в разрезах венда присутствует байконурский ледниковый горизонт, более молодой, чем джетымский. Он согласно подстилает предлагаемые аналоги немакит-далдынско-го горизонта, залегает на отложениях, содержащих *Vendotaenia* sp., и между слоями с *Sabellidites* sp. Это указывает на очень высокое его положение в разрезе венда.

Африка. Последовательность ледниковых отложений верхнего рифея—венда представлена на этом континенте наиболее полно, вследствие чего позднедокембрийскую ледниковую эру было предложено назвать африканской гляциоэрой. Два рифейских ледниковых ее уровня известны главным образом в Экваториальной и Южной Африке. Это коррелируемые между собой ледниковые горизонты конголезский и носибский с возрастом между 800 и 900 млн. лет, а также заирский и намибийский с возрастом между 720 и 750 млн. лет (Kröpfer, 1977; Deupoux et al., 1978; Chumakov, 1981).

Интересующие нас вендинские ледниковые отложения известны в Западной Африке и, возможно, присутствуют в Южной Африке. В Западной Африке они, выходя по западной периферии синеклизы Таудени, в прилежащем к ней с запада Мавританском складчатом поясе, в Рокелидах Сьерра-Леоне, в Ахаггаре, в синеклизе Вольта и прилежащей к ней с востока складчатой зоне Дагомеид. Особенно широко распространены, хорошо обнажены и изучены ледниковые отложения в синеклизе Таудени (Trompette, 1973; Deupoux et al., 1978; Hambrey et al., 1981). Ледниковые отложения недавно выделенные здесь в "группу" Джбелиа образуют весьма выдержаный по простиранию горизонт, прослеженный на территории размером 800×1800 км. "Группа" Джбелиа, несмотря на небольшую мощность (50–150 м), имеет сложное внутреннее строение. В наиболее полных разрезах она состоит из двух (возможно трех) ледниковых подгоризонтов и межледниковых отложений, разделенных между собой перерывами. На большей части синеклизы Таудени в разрезе "группы" сохранился лишь верхний ледниковый ее подгоризонт, и венчающий доломит. Ледниковое происхождение рассматриваемых отложений хорошо обосновано находками типичных тиллитов, в основании которых наблюдаются гляциодислокация или штрихованное ложе с характерными барабанными лбами и луновидными зарубками. Тиллиты содержат эратические и штрихованные обломки и переслаиваются с варвоподобными и другими слоистыми породами, в которых наблюдаются упавшие камни, мерзлотные клинья и полигоны. Последние, наряду с ледниковым ложем и гляциодинамическими текстурами (гляциодислокации, следы затаскивания пород ложа, плитчатость, продольная и поперечная ориентировка удлиненных валунов), указывают на преимущественно континентальное происхождение пород "группы" Джбелиа на севере синеклизы Таудени. Южнее наряду с континентальными широкое развитие в разрезе "группы" получают морские и мариногляциальные образования. К морским отложениям относится и баритоносный доломит повсеместно венчающий "группу" Джбелиа. Отмеченное выше распределение ледниковых фаций (главным образом континентальных на севере и континентальных с мариногляциальными на юге) хорошо согласуется с направлением движения ледников с севера и запада, устанавливаемом по морфологии ледникового ложа и ориентировке валунов.

"Группа" Джбелиа несогласно залегает на отложениях "надгруппы" I (рис. 60), в средней части которой в "группе" Атар содержится верхнерифейский комплекс строматолитов (Bertrand-Sarfati, 1972) и последовательный ряд изохронных Rb—Sr датировок глин, самая молодая из которых составляет 775 ± 52 млн. лет (Clauer, 1976). Стратиграфический аналог "группы" Джбелиа западнее, в Мавританской складчатой зоне, несогласно налегает на граниты, имеющие изотопный Rb—Sr возраст 668 ± 39 млн. лет (Bassot et al., 1963). Вверх по разрезу "группа" Джбелиа постепенно переходит в



Р и с. 60. Схематический стратиграфический разрез осадочного чехла в северо-западной части синеклизы Таудени (Адрар) (Trompett, 1973): а – западноафриканский ледниковый горизонт (нижний венд); б – верхнеордовикский ледниковый горизонт

кремнисто-сланцевую туфогенную "группу" Тениагури, из верхней части которой по глинистым минералам была получена Rb–Sr изохронная датировка в 595 ± 43 млн. лет (Clauer, 1976). Выше "группы" Тениагури последовательно и согласно залегают "группы" Аттар-Клиф и Куджефт Плато. В последней в песчаниках со Scolites найдена Lingula, приблизительно указывающая на границу кембрая и ордовика. Таким образом, "группа" Джбелия значительно моложе верхнерифейских отложений и немного моложе гранитов, имеющих возраст 668 ± 39 млн. лет. В то же время она много древнее кембрая и существенно древнее сланцев, датированных в 595 ± 43 млн. лет. Исходя из этого, весьма приближенно можно считать, что возраст рассматриваемой "группы" находится в интервале 630–660 млн. лет (см. рис. 59).

В примыкающей к синеклизе Таудени с запада Мавританской складчатой зоне благодаря промежуточным разрезам стратиграфические и фациальные аналоги "группы" Джбелия легко устанавливаются в составе серии Фалеме-Юкункум (Синельников, 1973). Последняя прослеживается вдоль упомянутой складчатой зоны из Мавритании, через Мали и Сенегал в северную часть Гвинеи. На южном продолжении этой полосы в Южной Гвинее и Сьерра-Леоне развит близкий аналог серии Фалеме-Юкункум "группа" Рокел Ривер. В основании этой "группы" установлена базальная пачка тиллоидов и тонкослоистых пород, содержащих рассеянные камни. Через серию Фалеме-Юкункум эта пачка сопоставляется таким образом с "группой" Джбелия (Hambley et al., 1981). Стратиграфические аналоги "группы" Джбелия прослеживаются не только на юг, но и на восток от синеклизы Таудени. Наиболее восточные выходы "группы" Джбелия известны в северо-восточной части синеклизы в районе Ферсига (Bijou-Duval, Gariel, 1969). 250 км восточнее их в Пурпре дель Анет в довольно мощных разрезах наблюдается последовательность тиллитов (содержащих штрихованную и граненую гальку), покрывающих их баритоносных доломитов и выше – чередование кремнистых пород с осадочно-вулканогенными. Эта устойчивая последовательность характерных пород, получившая в Западной Африке название "триады" настолько типична и для "группы" Джбелия, что исследователи Ахаггара коррелируют между собой основания серии Пурпре дель Анет и "группу" Джбелия (Hambley et al., 1981), несмотря на трудности с увязкой изотопных датировок верхнедокембрийских отложений синеклизы Таудени и Ахаггара (Deupoux et al., 1978). Аналоги базальных горизонтов серии Пурпре дель Анет, по-видимому, имеются и в других частях Ахаггара (в серии Тиририне, серии Верте, верхнем Файрузии, серии Тафелиан, Нигритии и др.).

однако плохая обнаженность и сложное строение района затрудняют более конкретные сопоставления.

Изложенный выше материал показывает, что в Западной Африке на огромной территории и приблизительно на одном стратиграфическом уровне распространены ледниковые отложения: "группа" Джебелиа, тиллиты серии Фалеме-Юкункум, Пурпре дель Анет и "группы" Рокел Ривер. Их можно объединить в один ледниковый горизонт, который удобно назвать западноафриканским. Широкое распространение ледникового горизонта в пределах чехла Западно-Африканской платформы, наличие в составе горизонта континентальных ледниковых и мориногляциальных фаций указывает на покровный характер соответствующего оледенения. Как уже отмечалось, возраст западноафриканского горизонта оценивается приблизительно в 630–660 млн. лет, что весьма близко к возрасту лапландского ледникового горизонта Европы. Подобно последнему в наиболее полных разрезах западноафриканский ледниковый горизонт состоит из двух ледниковых подгоризонтов.

Традиционно на один стратиграфический уровень с "группой" Джебелиа ставились тиллиты Бьюпе и Коджиари синеклизы Вольта, а также тиллиты Буем Дагомейской складчатой зоны, единодушно коррелируемые с тиллитовым горизонтом синеклизы Вольта (Cahen, 1963, Trompette, 1973; Чумаков, 1972б, 1978б и др.). Корреляция между ледниковыми горизонтами синеклизы Вольты и Таудени обосновывалась большим сходством разрезов вмещающих отложений, близкими геохронологическими датировками последних и наличием промежуточного поля распространения тиллитов на Леоно-Либерийском щите. Сходство разрезов иллюстрируется, в частности, тем, что тиллиты синеклизы Вольта тоже входят в "триаду": тиллиты – баритоносные доломиты – кремнистые породы с туфами, столь характерную для западноафриканского горизонта синеклизы Таудени. Много общих черт имеется в строении разрезов верхнего докембрия обоих синеклизы в целом. В синеклизе Вольта несогласно подстилающая тиллиты "группа" Дапанго-Бомбоуака датирована в средней части по глинистым минералам Rb-Sr изохронным методом в 993 ± 62 млн. лет, а отложения свиты Пенджари, покрывающие тиллиты, содержат строматолиты и микрофосилии венда, а также глауконит, датированный K-Ar методом в 610 млн. лет (Божко и др., 1974). Кроме того, в основании свиты Пенджари по глинистым минералам был Rb-Sr изохронным методом получен возраст 660 ± 8 млн. лет. Последняя датировка, заметно более древняя (на 65 млн. лет), чем та, что была получена из отложений, покрывающих тиллиты Джебелиа, явилась поводом для сомнений в отношении правильности корреляций тиллитов синеклизы Вольта и Таудени (Deupoux et al., 1978). Сомнения эти не кажутся очень обоснованными по двум соображениям: во-первых, датировка из свиты Пенджари имеет более низкое стратиграфическое положение, чем та, что получена из свиты Тениагури (первая из подошвы, вторая из кровли свиты; в разрезе синеклизы Вольта это могло бы означать, что вторая датировка расположена на 1000–1500 м выше первой); во-вторых, возможные пределы ошибки для датировки из свиты Тениагури – достаточно велики. Поэтому можно допустить, что противоречия между геологическими и геохронологическими корреляциями разрезов обеих синеклизы являются кажущимися и объясняются комбинацией двух неточностей: возможной ошибки геохронологического метода и различий в стратиграфическом положении датируемых образцов. Если высказанные предположения справедливы и тиллиты синеклизы Вольта и Дагомеи входят в западноафриканский горизонт, область распространения последнего составит не менее 2000 × 3000 км. В случае если тиллиты синеклизы Вольта древнее западноафриканского горизонта (что кажется маловероятным), они представляют, очевидно, самостоятельный более древний горизонт.

В синеклизе Вольта в основании "группы" Обосум (моложе 610–613 млн. лет), значительно выше рассмотренного тиллитового уровня, залегают конгломераты Санг, для которых предполагается флювиогляциальное происхождение и связь с горными ледниками (Juhner, Hirst, 1946). Аналогичного происхождения конгломераты, на близком стратиграфическом уровне упоминаются в Ахаггаре (Hambrey et al., 1981). Веских

доказательств ледникового происхождения и тех и других конгломератов практически нет. Небольшие местонахождения тиллоидов установлены в юго-западной Африке в "группе" Нама, которая по-видимому, является южноафриканским аналогом верхнегенданда. Все тиллоиды относятся к средней части этой "группы", к "подгруппе" Шварцранд. В основании последней маломощные (1–3 м) линзы тиллоидов залегают на дне двух погребенных долин, имеющих глубину до 20 м, а ширину до 1600 м (горы Малый Карак), или образуют тонкий (1,5–11 м) прислоненный к палеосклону пласт непостоянной мощности (р. Оранжевая). В первом из местонахождений в тиллоидах обнаружены гранёные и штрихованные камни, а выше тиллоидов на стенках погребенных долин полировка и штриховка. Для этих тиллоидов предполагается ледовое или горноледниковое происхождение (Hambrey et al., 1981). В верхней части "подгруппы" Шварцранд тиллоиды залегают в сходных погребенных долинах, достигают 30 м мощности и представляют собой хорошо окатанные конгломераты, в которых встречаются беспорядочно ориентированные блоки известняков до 10 м длиной. Эти образования обычно рассматриваются как флювиогляциальные или речные отложения. К верхней части "подгруппы" Шварцранд, по-видимому, относят также тиллоиды известные значительно южнее, в районе Фанрейндорп. Они, наряду с конгломератами и песчаниками образуют многочисленные линзы в сланцах и алевролитах. Одно время, основываясь на находках граненых и штрихованных обломков, их считали ледовыми отложениями (Martin, 1965); теперь те же исследователи склоняются к мнению об их оползневом происхождении. Таким образом, если в Южной Африке во время образования "группы" Нама и происходили какие-либо оледенения, то в самом начале эпохи Шварцранд и были не очень значительными, так как проявились лишь в виде сезонных льдов в водоемах или же в виде горных оледенений.

По изотопным данным "группа" Нама много моложе 780 ± 10 млн. лет ($U-Pb$ возраст циркона гранитов рвущих среднюю часть "группы" Гариеп, Hambrey et al., 1981) и древнее 550–585 млн. лет (возраст рвущих "группу" Нама гранитов Кубос; Kröner, 1974). Таким образом, она попадает в широкий возрастной интервал конец верхнего рифея – генданд. Палеонтологические находки позволяют, однако, думать, что эта "группа" соответствует верхним горизонтам генданда. В частности, в "подгруппе" Шварцранд и в согласно подстилающей ее "подгруппе" Куибис найдены многочисленные бесскелетные Metazoa и Cloudina, а кроме того в "подгруппе" Шварцранд и в несогласно покрывающей ее "подгруппе" Фиш-Ривер – следы жизнедеятельности животных Phycodes pedum, известные из самых низов кембрия. Все эти находки свидетельствуют о том, что "группа" отвечает верхнему генданду и частично, видимо, нижнему кембрию. Признаки ледниковой седиментации, отмеченные в ее средней части могут, как в Ахагаре и синеклизе Вольта, быть связаны с периодом верхневенденского оледенения, установленного в Средней и Восточной Азии.

Северная Америка. В пределах этого континента верхнедокембрийские ледниковые отложения широко развиты в Кордильерском и Аппалачском складчатых поясах и в двух районах Гренландии: на востоке, в Восточно-Гренландском поясе, и на севере, в пределах кратона. За исключением восточногренландских, верхнедокембрийские ледниковые отложения Северной Америки имеют в основном верхнерифейский возраст (Чумаков, 1972б, 1978б; Келлер и др., 1974а; Hambrey et al., 1981). В частности, в Аппалачском поясе ледниковые отложения свит Маунт-Роджерс Вирджинии, Гренд-фазер Маунтин Северной Каролины на юге и свиты Гаскиерс Восточного Ньюфаунленда на севере согласно подстилаются вулканогенными толщами, возраст которых составляет соответственно 820 млн. лет ($U-Pb$; циркон) и 800–850 млн. лет ($^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$; порода). Свита Гаскиерс, кроме того, очевидно, древнее базальтов, имеющих возраст 760 млн. лет ($U-Pb$; циркон). В кордильерском поясе ледниковые свиты Шедруф, Хаклбери и Тоби местами покрываются вулканогенной толщей с возрастом 810–899 млн. лет (К–Аг; порода). Ледниковая свита Моренсё Северной Гренландии, очевидно, древнее конофитонового горизонта Фин-сё. В массовом количестве конофитоны, видимо, не встречаются выше верхнего рифея (Комар и др., 1965).

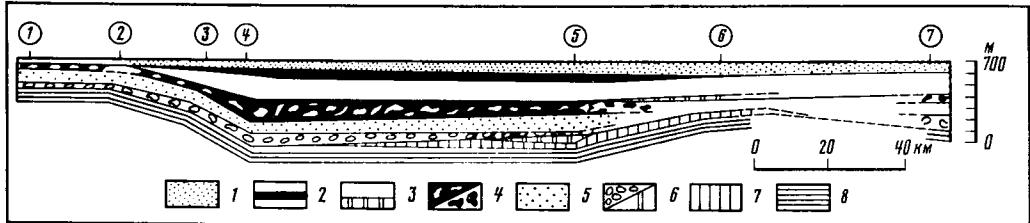


Рис. 61. Строение и положение лапландского ледникового горизонта в районе фьордов, Восточная Гренландия (Haller, 1971).

Условные знаки: 1 – свита Клотлев, нижний кембрий; 2 – свита Спирнал-Крик; 3 – свита Кэниен; 4 – верхний тиллит свиты Мёркебъерг (черным цветом на схеме показаны тиллиты красной окраски, белым – серой); 5 – межтиллитовый горизонт свиты Меркебъерг; 6 – нижний тиллит Меркебъерг; 7 – верхняя пачка (№ 20) серии Элеонора Бей; 8 – пачка № 19 серии Элеонора Бей. Цифры в кружках на профиле означают местоположение разрезов: 1 – Силтоппен; 2 – восточная часть Берцелиус Берг; 3 – Нарвал Зунд; 4 – о-в Элла; 5 – м. Вебер; 6 – Брогетдал; 7 – о-в Вибике

Континентальные ледниковые и мариногляциальные отложения венда в районе фьордов Восточной Гренландии, известные в литературе под именем свит Кейп Оствалльд (Poulsen, 1930), Мёркебъерг (Кац, 1964) или Тиллитовой "группы" (Haller, 1971), содержат типичные тиллиты с эрратическими и штрихованными камнями, распространенные на значительной площади и характеризующиеся большой стратиграфической устойчивостью по простиранию. Повсеместно в составе свиты, достигающей 500 м мощности, выделяются три части: нижняя и верхняя, главным образом тиллитовая, и средняя, песчано-сланцевая (рис. 61). Большое сходство разрезов верхнедокембрийских отложений восточной Гренландии и Шпицбергена по составу и последовательности пород уже давно позволило скоррелировать свиту Меркебъерг с ледниковыми отложениями Шпицбергена (Kulling, 1934; Wilson, Harland, 1964; Чумаков, 1974). В настоящее время эта корреляция подкреплена палеонтологическим сходством строматолитов (Bertrand-Sarfaty, Saby, 1974) из толщ подстилающих и акритарх (Vidal, 1981) из толщ, подстилающих и покрывающих ледниковые отложения Гренландии и Шпицбергена. Сходство в составе, строении и стратиграфическом положении свит Мёркебъерг Гренландии и Вилсонбрееен Шпицбергена настолько значительна, что, учитывая вероятную территориальную близость этих регионов в верхнем докембре, можно включить свиту Мёркебъерг, а возможно, и ее предполагаемые аналоги на земле Шарко и в зал. Скорби, в лапландский горизонт. Не исключено, что в Кордильерском поясе, кроме хорошо развитого верхнерифейского ледникового горизонта ("группа" Рэпитан, свиты Тоби, Шедруф, Хаклберри, Покателло, Минерал-Фок, Кингстон-Пик и др.), местами присутствует еще один более молодой ледниковый горизонт. В северо-западной части США и юго-западной части Канады тиллоиды, близкие по облику к тиллитам, отмечались в свите Монк выше свиты Тоби и покрывающих ее вулканических пород (Aalto, 1971). Севернее, в канадских Скалистых горах, сходно стратиграфическое положение, по-видимому, занимают тиллоиды свиты Миетт. Если эти тиллоиды представляют ледниковые отложения, то возможно, что они имеют венденский возраст. Некоторая часть тиллоидов этого региона может быть еще моложе. Во всяком случае находки остатков ханцеллорий, по-видимому, ниже ледниковых отложений "верхней группы" Тиндер на Аляске (Hambley et al., 1981) как будто бы указывают на такую возможность.

Заканчивая анализ возможных аналогов лапландского ледникового горизонта в Северной Америке можно сказать, что они определено присутствуют в Восточной Гренландии и могут быть обнаружены в северной части Кордильерского пояса. Там же могут присутствовать и более молодые ледниковые образования.

Австралия. В разрезе верхнедокембрийских отложений Австралии имеется два ледниковых горизонта: нижний подчинен серии Стерт, а верхний – серии Марино. Широкой прерывистой полосой северо-западного простирания они прослеживаются через

весь континент. Ледниковое происхождение этих отложений подтверждается развитием во многих местонахождениях типичных тиллитов с эрратическими, штрихованными и гранеными обломками, залегающих в ряде случаев на полированном и штрихованном ложе с характерными барабанными лбами и другими следами экзарации. Часто встречаются также варвиты и следы айсбергового разноса в виде упавших камней. Оба горизонта имеют сложное строение разреза и претерпевают значительные фациальные изменения по латерали. Наряду с континентальными ледниковыми отложениями в них широким развитием пользуются мариногляциальные, перигляциальные и, по-видимому, переотложенные ледниковые образования.

Нижний, стертовский, ледниковый горизонт Австралии относится к верхнему рифею, поскольку располагается стратиграфически ниже строматолитов, сходных со строматолитами из слоев переходных от рифея к венду (Прейс, Крылов, 1980) и ниже сланцевых толщ, имеющих внизу Rb-Sr изохронный возраст 750 ± 53 млн. лет, а выше 724 ± 40 млн. лет (Preiss, Forbes, 1981).

Типом верхнего ледникового горизонта на юге Австралии является "подгруппа" Ерилина, развитая в северо-восточной части миогеосинклинали Аделаида, а на северо-западе материка — свита Эган, залегающая в прогибе Лаббок, района Кимберли. "Подгруппа" Ерилина состоит из свит Фортress Хил, тиллитов Маунт-Куртис и песчаников Балпарана. Отложения, покрывающие и подстилающие тиллиты рассматриваются как перигляциальные (Hambrey et al., 1981). В юго-восточной части миогеосинклинали Аделаида с перечисленными подразделениями "подгруппы" Ерилина сопоставляются соответственно аркозы Гумбови, тиллиты Пепуарта и кварциты Грампус с венчающей их безымянной свитой алевролитов, которой местами подчинены тиллиты. "Подгруппа" Ерилина и ее аналоги перекрываются тонкой (от 3 до 140 м, чаще — 10 м), но чрезвычайно выдержанной свитой розовых доломитов Нуккалина, которая широко распространена в самой Аделаидской миогеосинклинали, западнее ее в переходной зоне Торренс и на плите Стюарт. Этот поразительный стратиграфический маркер по своему характеру является типичным венчающим доломитом, который присутствует во многих мариногляциальных формациях (периферических и реже аллювийных, Чумаков, 1978б).

В переходной зоне Торренс и на плите Стюарт свиту Нуккалина подстилают песчаники и тиллиты свиты Елатина или частично замещающие ее алевролиты Рейнелла, которые содержат следы ледникового разноса. Полагают, что оба эти подразделения соответствуют верхней части "подгруппы" Ерилина (песчаники Балпарана на севере и кварцитам Грампус с покрывающей их безымянной свитой на юге; Rutland et al., 1981). Таким образом, в платформенных разрезах Южной Австралии, по-видимому, присутствуют только самые верхние горизонты марининского ледникового горизонта.

Свита Елатина залегает стратиграфически выше карбонатных толщ, которые содержат ранее упоминавшиеся строматолиты переходного рифейско-вендинского облика и юдомские микрофитолиты (Прейсс, Крылов, 1980), а также выше тоже упоминавшихся сланцев, датированных в 750 ± 53 и 724 ± 40 млн. лет. Сланцы Вумера, согласно покрывающие свиту Нуккалина на плите Стюарт, имеют более приблизительную Rb-Sr изохронную датировку в 676 ± 204 млн. лет (Hambrey et al., 1981). В мощных миогеосинклинальных разрезах значительно выше (около 4 км) "подгруппы" Ерилина встречена эдиакарская фауна бесскелетных метазоидов.

В Северо-Западной Австралии со свитой Эган некоторые австралийские геологи в последнее время коррелируют тиллиты Уолш и Мунлант Велли (Coats, Preiss, 1980), ранее сопоставлявшиеся со стертовскими тиллитами Ландриган (Dow, Gemuts, 1969). При новой корреляции в марининский ледниковый горизонт этого региона, помимо перечисленных тиллитов и венчающих их доломитов, следует, по-видимому, включить вышележащие пачки, содержащие следы ледникового разноса в виде упавших, эрратических и штрихованных камней (пачку песчаников Джаред, свиту Трейн и их вероятный аналог свиту Июрейби). Р. Коатс и В. Прейсс считают, что тиллиты Фаргу, залегающие ниже тиллитов Мунлант Велли и отделенные от них несогласием и двухсотметровой

свитой песчаников Фрэнк Ривер, должны тоже включаться в марининский ледниковый горизонт (Coats, Preiss, 1980). Если эта точка зрения справедлива, то марининский горизонт Северо-Западной Австралии, подобно лапландскому горизонту Европы и Гренландии, состоит из двух ледниковых и одного межледникового подгоризонта.

Новые литостратиграфические корреляции верхнедокембрийских отложений Северо-Западной Австралии повлекли за собой пересмотр той части Rb—Sr датировок В.М. Бонингера (см.: Dow, Gemuts, 1969), изохроны для которых были получены в результате суммирования данных по образцам, происходящим из разноименных, но коррелировавшихся ранее свит. Пересмотр изохрон дал для сланцев, залегающих немногим выше тиллитов Уольш и Мунлант Велли, возраст соответственно 671 ± 75 и 671 ± 72 млн. лет, а датировки самих тиллитов и подстилающих толщ были признаны недостаточно обоснованными (Hambrey et al., 1981). При прежних корреляциях и датировках, тиллиты Эган считались моложе 669 ± 96 и древнее 639 ± 44 млн. лет.

Путем, главным образом, литостратиграфических корреляций аналоги марининского ледникового горизонта устанавливаются также в Центральной Австралии (тиллиты свиты Маунт Дорин прогиба Нгалия, верхний безымянный тиллит синеклизы Оффиссер, возможно тиллиты свиты Олимпик прогиба Амадеус, тиллиты Литл Бек района Маунт-Айса) и в районе Брокен-Хилл ("подгруппа" Тимстэрс с двумя ледниковыми подгоризонтами — свитами Альберта и Нучуро в подошве и кровле). Возможно, что аналоги марининского горизонта присутствуют на островах Кинг (брекчия Коттон) и Тасмания (брекчия Троутта).

Суммируя рассмотренные выше данные, можно заключить, что верхний марининский ледниковый горизонт Австралии имеет трансконтинентальное распространение и образовался в результате материкового покровного оледенения. В наиболее полных разрезах он состоит из двух ледниковых и одного межледникового подгоризонта. Горизонт залегает стратиграфически выше строматолитового комплекса, имеющего переходный от верхнего рифея к венду облик, выше уровня появления юдомских микрофитолитов и по возрасту моложе 724 ± 40 млн. лет. В то же время он немного древнее 671 ± 72 ; 671 ± 75 и 676 ± 204 млн. лет и заметно древнее уровня появления фауны мягкотелых метазоя. Все эти стратиграфические и геохронологические данные, если учесть небольшую степень точности указанных изотопных датировок, позволяют параллелизовать марининский ледниковый горизонт Австралии с лапландским ледниковым горизонтом Европы.

Южная Америка. В Бразилии и частично в Парагвае известен ряд местонахождений верхнедокембрийских ледниковых отложений: коррелируемые между собой "группа" Жангада, свита Пуга Юго-Восточной Бразилии и свита Итапокуми Восточного Парагвая, свита Топазиос Центральной Бразилии, коррелируемые между собой "группа" Макаубас и серия Жекутай Восточной Бразилии (Hambrey et al., 1981). Для первого и последнего из перечисленных стратиграфических подразделений ледниковое происхождение подтверждено наличием характерных тиллитов, штрихованных, граненых и упавших камней, широким площадным распространением. В основании свиты Жекутай, кроме того, развито штрихованное и изборожденное ложе с характерными лунообразными зарубками и бараньими лбами (Isotta et al., 1969). В составе ледниковых отложений присутствуют континентальные ледниковые и мариногляциальные фации, что наряду с широким распространением указывает на покровный характер соответствующих оледенений.

Возраст докембрийских ледниковых отложений Южной Америки еще недостаточно ясен и разными исследователями оценивается весьма различно: от среднего рифея до "эокембия" (венда). Для серии Джекутай и "группы" Макаубас известно, что они много моложе 1350 млн. лет и значительно древнее 600 млн. лет (соответственно Rb—Sr возраст самых молодых образований в несогласно подстилающем складчатом фундаменте и Rb—Sr возраст последнего метаморфизма несогласно покрывающих отложений "группы" Бамбуи; Hambrey et al., 1981). Из "группы" Бамбуи в штате Гояс описаны строматолиты *Sophiphyton aff. metula* (Cloud, Dardenne, 1973), а в штате Минас

Жерас Boxonia и Gymnosolen (?) (Marchese, 1974). Эти строматолиты, несмотря на приблизительность определений, указывают, по-видимому, на рифейский возраст "группы" Бамбуи и Макаубас. Немногим лучше датируется "группа" Жангада, о которой известно, что она значительно моложе 1000 млн. лет и несколько древнее 550 млн. лет (соответственно Rb-Sr и K-Ag возраст последнего метаморфизма фундамента, несогласно залегающего много ниже по разрезу, и K-Ag возраст метаморфизма вмещающих пород). Эти возрастные пределы не исключают вендского возраста группы Жангада, тем более что в согласно покрывающих карбонатных породах свиты Корумба встречены трубчатые органические остатки, напоминающие кембрийские *Cloudina* (?) *borealis* (Hambley et al., 1981).

Обзор стратиграфических, биостратиграфических и геохронологических данных по верхнедокембрийским ледниковым отложениям разных континентов показывает, что стратиграфические и фаунистические аналоги лапландского ледникового горизонта Европы устанавливаются в Казахстане, Средней Азии, Северо-Западном Китае (джетымский ледниковый горизонт), в Западной Африке (западноафриканский ледниковый горизонт), в Гренландии (лапландский ледниковый горизонт) и в Австралии (марининский ледниковый горизонт). Весьма вероятно, что в Восточной Азии лапландскому горизонту соответствует наньтоуский ледниковый горизонт, хотя с этим предположением плохо согласуются некоторые новые датировки. Не исключено также, что аналоги лапландского горизонта имеются в Южной Америке и на северо-западе Северной Америки. Как и сам лапландский горизонт, параллелизуемые с ним ледниковые отложения залегают между верхними горизонтами верхнего рифея (или более древними образованиями) и отложениями, которые могут быть сопоставлены с валдайской серией. Сходными являются и взаимоотношения ледниковых горизонтов с вмещающими толщами. За одним возможным исключением (юг Южной Австралии), в основании перечисленных ледниковых горизонтов тоже наблюдается перерыв, размыт или небольшое угловое несогласие, а в кровле – постепенный переход (в морских фашиях) и реже перерыв (в континентальных фашиях). Подобно лапландскому горизонту, его аналоги на других континентах имеют в полных разрезах трехчленное строение, обусловленное наличием межледникового подгоризонта между двумя ледниковыми (Азия, Африка, Гренландия и Австралия). Наконец, все коррелируемые ледниковые горизонты сложены и континентальными, и морскими ледниковыми отложениями, что наряду с широким площадным развитием каждого свидетельствует о большом масштабе и покровном типе соответствующих оледенений. Таким образом, эти оледенения вполне сопоставимы с лапландским ледниковым периодом Европы не только по возрасту, но и по характеру, масштабам и своей истории.

ПРОБЛЕМА ДИАХРОННОСТИ ЛЕДНИКОВЫХ ГОРИЗОНТОВ

Предложенная выше корреляция нижневендских ледниковых горизонтов разных континентов и использование ледниковых отложений в стратиграфии не могут быть до конца убедительными, пока не рассмотрена проблема диахронности ледниковых отложений вообще и не произведена оценка возможной диахронности ледниковых горизонтов в частности. В настоящее время намечается два подхода к решению этой проблемы. Многие исследователи полагают, что вследствие дрейфа континента (или суперконтинента) через околоводородную ледниковую область на нем образуется обширное по площади тело ледниковых отложений, постепенно омолаживающееся по направлению кажущегося движения полюса (Crawford, Daily, 1971; Crowell, 1977; Deupoux et al., 1978; Frakes, 1979). Поскольку длительность некоторых оледенений предполагается весьма значительной, то допускается, что и разновозрастность соответствующего ледникового литостратиграфического подразделения может быть весьма большой. Кроме того, разные континенты могут проходить через околоводородные области в разное время и поэтому образующиеся на них ледниковые комплексы по

возрасту могут быть не сопоставимы. В подкрепление этих взглядов обычно приводится пример верхнепалеозойского ледникового комплекса Гондваны, возраст которого как будто бы омолаживается вслед за кажущимся перемещением полюса от преимущественно среднекарбонового в Южной Америке до нижнепермского в Австралии (Crowell, 1977; Frakes, 1979). В качестве другого примера используются верхнедокембрийские ледниковые отложения Африки, которые в Южной и Экваториальной Африке имеют более древний (верхнерифейский), а в Западной Африке – более молодой (вендский) возраст (Deupoux et al., 1978). Ни тема, ни объем данной работы не позволяют детально рассмотреть фактическую основу этих примеров, поэтому в отношении первого из них заметим только, что в действительности нижнепермские – верхнекарбоновые ледниковые отложения широко развиты в Южной Америке, а среднекарбоновые известны и в Австралии (Hambley et al., 1981). Относительно возможности иной интерпретации фактов, положенных в основу второго примера говорилось в предыдущем разделе. Что же касается общих предпосылок, на которые опирается рассматриваемая точка зрения, то они явно недостаточны, так как не учитывают трех существенных черт оледенений: во-первых, разномасштабной периодичности ледниковых событий, во-вторых, обусловленности их глобальными климатическими изменениями и, в-третьих, распространения большинства оледенений на высокие и средние широты обоих полушарий. Эти особенности оледенений не являются умозрительными, а выведены из стратиграфического распространения следов древних оледенений (Чумаков, 1972б, 1978б; Williams, 1975; Harland, 1983), анализа разрезов и пале широтного положения фанерозойских ледниковых отложений (Chumakov, 1981). Учет этих особенностей приводит к существенно иной оценке возможной диахронности ледниковых подразделений и валидности ледниковых корреляций.

Возникающее внутри ледникового комплекса вследствие периодичности оледенений чередование ледниковых и межледниковых горизонтов расчленяет комплекс на несколько частей. Время образования ледниковых комплексов определяется с помощью комбинации изотопных и биостратиграфических методов от нескольких десятков до первых сотен миллионов лет (Чумаков, 1972б и др.; Crowell, 1977; Frakes, 1979), а длительность образования ледниковых горизонтов оценивается главным образом, косвенными методами приблизительно в несколько миллионов – первые десятки миллионов лет (Чумаков, 1972б; Chumakov, 1981). Диахронность каждого ледникового подразделения, в том числе и ледникового горизонта, может быть обусловлена: а) разной удаленностью разрезов относительно центров оледенения; б) степенью сохранности; в) омоложением подразделения по направлению кажущегося смещения полюса в результате дрейфа континента. За исключением последней составляющей, определить действительные величины диахронности ледниковых подразделений пока весьма затруднительно, однако очевидно, что она не может превышать время образования каждого ледникового подразделения. Принимая во внимание, что образование ледниковых горизонтов обусловлено глобальными климатическими событиями и что ни один из имеющихся сейчас в нашем распоряжении стратиграфических методов, по-видимому, не располагает точностью в миллионы и первые десятки миллионов лет, которая необходима, чтобы обнаружить диахронность докембрийских ледниковых горизонтов, мы можем в первом приближении рассматривать их как синхронные образования. Как и ледниковые комплексы, ледниковые и межледниковые горизонты распространяются на огромном пространстве средних и высоких широт обоих полушарий Земли. Это наряду с приблизительной одновозрастностью позволяет считать ледниковые горизонты весьма важным инструментом для корреляции докембрийских отложений. Основную трудность в таких корреляциях в настоящее время, по-видимому, составляет не диахронность, а идентификация индивидуальных ледниковых горизонтов. В связи с этими для межрегиональных и межконтинентальных ледниковых корреляций необходима поддержка и контроль со стороны таких стратиграфических методов, которые позволяют проводить телекорреляции.

НЕКОТОРЫЕ ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛАПЛАНДСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ПЕРИОДА

Таким образом, и анализ стратиграфического положения верхнедокембрийских ледниковых отложений на разных континентах, и независимо от этого общие выводы о глобальных причинах и масштабах ледниковых явлений указывают на то, что в начале венда Земля пережила крупное ледниковое событие, которое по своим пространственным и времененным масштабам, а также последствиям сравнимо с позднекайнозойскими ледниковыми событиями. Поэтому данное событие уместно тоже рассматривать как ледниковый период и по наиболее изученному ледниковому горизонту этого возраста назвать его лапландским ледниковым периодом.

Ледниковые эпизоды, особенно крупные, типа лапландского ледникового периода, представляют собой важнейшие историко-геологические события, которые не уступают по своему значению и последствиям некоторым тектоническим процессам. Оледенения оказывают существенное воздействие на все внешние оболочки Земли, начиная с астеносферы и кончая атмосферой. Увеличивается широтный температурный градиент и перестраиваются системы атмосферной и океанической циркуляции. Гляциоизостатические движения разного знака в это время многократно охватывают литосферу и астеносферу. Гляциоэвстатические изменения уровня океана приводят к существенным преобразованиям в гидросфере: неоднократным крупным по амплитуде глобальным регрессиям и трансгрессиям, во время которых осушаются шельфы и затапливаются низменности, происходит изменение геохимической и перестройка общей седиментационной обстановки. Коренным образом меняются ландшафты, процессы денудации и рельеф суши в областях оледенений. Значительные явления, связанные с изменениями климата и базиса эрозии происходят и во внеледниковых областях суши. Крупные палеогеографические перестройки на суше и море, сопровождаемые климатическими изменениями, без сомнения, оказывают очень большое влияние на всю биосферу, принуждая ее тоже неоднократно перестраиваться. Характерной особенностью ледниковых и связанных с ними атмосферных и геологических процессов является их очень большая скорость, значительно превышающая скорость большинства тектонических и седиментационных процессов. По плейстоценовым оледенениям известно, например, что ледниковые щиты иногда возникают и разрушаются за тысячи и первые десятки тысяч лет. Сопровождающий оледенения комплекс климатических, геологических и биологических процессов, их высокая динамичность, глобальность и разнонаправленность создают, таким образом, весьма неустойчивые экологические условия. Все это сказанное в полной мере относится и к лапландскому ледниковому периоду. В данной работе нет возможности всесторонне осветить события этого периода. Мы остановимся лишь на одном вопросе, имеющем близкое отношение к стратиграфии нижнего венда, на проблеме размеров лапландского оледенения. Высказывалось мнение о том, что оно, по меньшей мере, охватывало тропические широты. В основе предположения о глобальности "эокембрийского", "инфракембрийского", варangerского (лапландского) ледникового периода (Rudwick, 1864; Harland, 1965, 1983) лежали две группы фактов: широкое распространение "инфракембрийских" тиллитов и низкие палеомагнитные широты некоторых из них. Сейчас при ближайшем рассмотрении, эти факты не кажутся столь убедительными, как раньше. Более детальное изучение возраста тиллитов, на которые опиралась гипотеза, показало, что к "инфракембрию" были отнесены тиллиты и многие тиллоиды всех четырех упомянутых выше ледниковых горизонтов вендско-верхнерифейского ледникового комплекса, который формировался приблизительно в течение 200–250 млн. лет африканской гляциозры (Чумаков, 1978б). Естественно, что в результате этой ошибки ареал "инфракембрийского" оледенения сильно преувеличился. Неоднозначными являются и использованные для этой гипотезы палеомагнитные данные (Harland, Bidgood, 1960; Bidgood, Harland, 1961; Tarling, 1974), так как во многих изученных ледниковых отложениях было обнаружено два направления остаточной намагниченности; одно, указывающее на низкие, а второе – на высокие

широты (Morris, 1977). За первичное направление на основе косвенных соображений достаточно условно принималось первое из них. Таким образом, вопрос о глобальности лапландского ледникового периода ставится под сомнение и требует дальнейшего изучения. В качестве других гипотез, объясняющих низкие палеомагнитные широты некоторых лапландских и верхнерифейских ледниковых отложений (McWilliams, Kröner, 1981), привлекаются гипотезы периодического увеличения угла наклона земной оси (Williams, 1975) или значительного изменения периода прецессии земной оси (Malcuit, Winters, 1980).

Хотя дошедшие до нас следы лапландских оледенений не отражают полностью их масштабов, палеогеографические и палеоструктурные реконструкции дают возможность составить некоторое представление о первичном распространении рассматриваемых оледенений. На основе этого можно заключить, что лапландские оледенения охватывали частично или полностью по крайней мере четыре крупнейших континента Земли и были, очевидно, одними из самых обширных в геологической истории. Однако они далеко не достигали, по-видимому, масштабов всемирных оледенений. Об этом свидетельствуют некоторые непрерывные миогеосинклинальные разрезы верхнего рифея и венда, в которых лапландские ледниковые отложения отсутствуют (например, Патомский прогиб). В более мелководных внеледниковых бассейнах, как например, на смежной Сибирской платформе, лапландский ледниковый период должен был выразиться перерывом в осадконакоплении, связанным с гляциоэвстатическим осушением шельфов. Перерыв наблюдаемый здесь в основании юдомского комплекса обусловлен, по-видимому, этой регрессией.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В основании венда Северной и Восточной Европы, Гренландии, Казахстана, Средней и Центральной Азии, Западной Африки, Австралии залегают ледниковые горизонты, которые являются приблизительно одновозрастными и отражают серию обширных покровных оледенений, длившихся в общей сложности несколько миллионов или первые десятки миллионов лет. По наиболее изученному лапландскому горизонту Европы совокупность этих оледенений названа лапландским ледниковым периодом.

Лапландский ледниковый горизонт Европы и все его аналоги в других частях света имеют в полных разрезах трехслойное строение, обусловленное наличием двух ледниковых и одного межледникового подгоризонта.

Судя по тому, что лапландские оледенения охватили громадные области по меньшей мере четырех континентов, а гляциоэвстатическая регрессия осушила внутренние и большую часть внешних шельфов, лапландские оледенения по своим масштабам были подобны плейстоценовым или даже несколько обширнее. Они привели к неоднократным и быстрым глобальным перестройкам климата, гидросферы, рельефа, ландшафтов, процессов осадконакопления, биосферы. В этом отношении лапландский период явился одним из крупнейших событий геологической истории в конце протерозоя. Следы этих событий в виде ледниковых горизонтов в области оледенений, гляциоэвстатических перерывов во внеледниковых областях и литологических и биостратиграфических рубежей могут быть использованы для трассирования нижнего венда в межконтинентальном масштабе. Убедительных доказательств о глобальности самих лапландских оледенений пока нет.

Новые биостратиграфические данные подтверждают, что оледенения, хотя и менее обширные, чем лапландские, происходили также в конце венда, по-видимому, в преднемакит-далдынское время (байконурский и лочуаньский ледниковые горизонты Азии, шварцрандский горизонт Южной Африки, возможные следы горных оледенений в Северной и Западной Африке).

В наиболее полных морских и мариногляциальных разрезах Северной Европы лапландский горизонт согласно покрывается аналогами валдайской серии, что свидетельствует о возрастной и региональной ограниченности волынской серии запада Восточно-Европейской платформы.

Глава 8

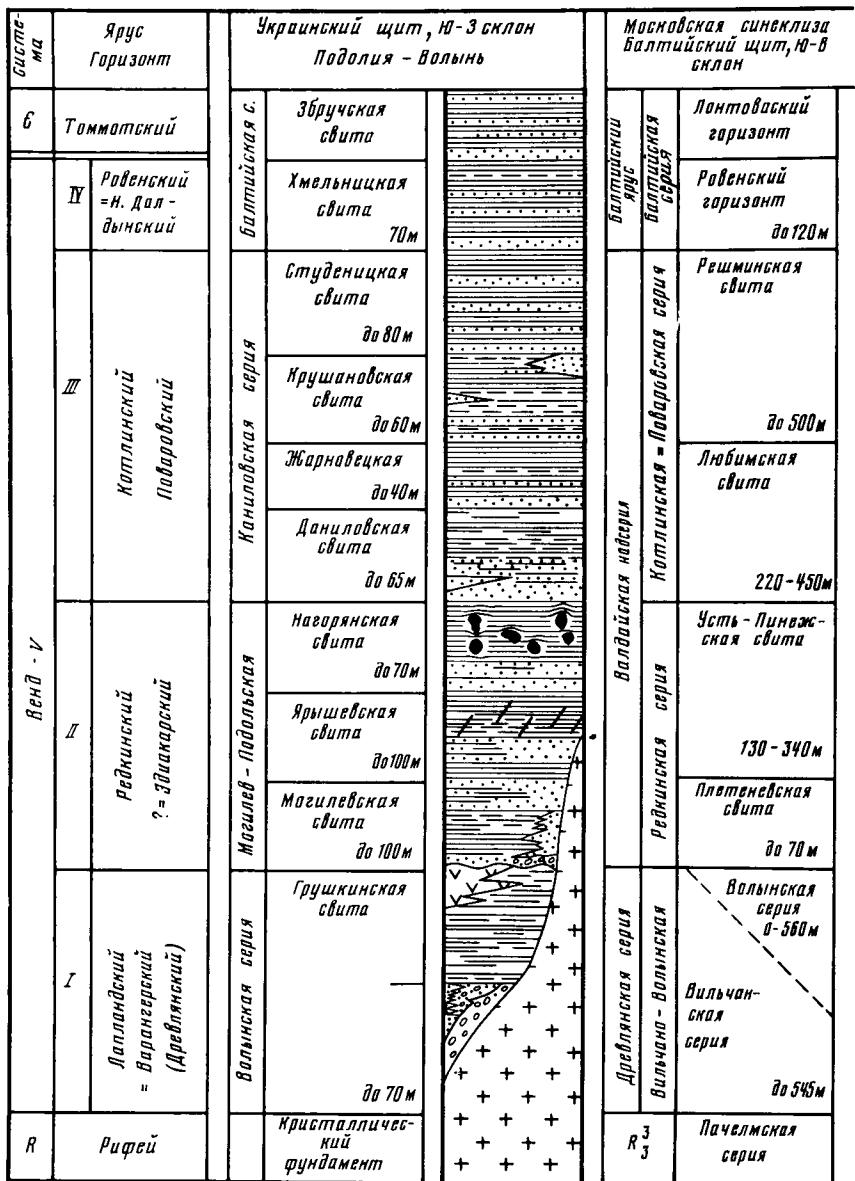
ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА.

ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ И ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ

Вендская система (= вендский геологический период) вполне адекватна подразделениям общей стратиграфической шкалы соответствующего ранга. Она может быть определена как планетарный комплекс разнофациальных отложений, заключенный между отложениями рифейской группы и древнейшими отложениями нижнего кембрия (основание томмотского яруса) в возрастном интервале $650 \pm 10 - 560 \pm 10$ млн. лет. Венд имеет специфическую палеонтологическую характеристику, резко отличающую его от рифея и кембрия: в основном это шельфовые и пелагические бесскелетные беспозвоночные древнейших крупных таксонов, неминерализованные макроскопические водные растения, разнообразный в систематическом отношении органостенный микро- и реже макропланктон, наиболее ранние эпифиты, а в карбонатных фациях — макро- и микрофитолитов. Стратотипической местностью (страторегионом) для вендской системы является западная часть Русской платформы (полностью обнаженный разрез и разрезы вскрытые бурением от Подолии и Волыни на юге до Беломорья на севере); значение гипостратотипа имеет разрез Оленекского поднятия на северо-востоке Сибирской платформы. Установлен ряд превосходных опорных (ключевых) разрезов венда на востоке Русской платформы, в пределах Московской синеклизы, на Урале, севере, юге и востоке Сибирской платформы; наиболее важным среди них является карбонатный разрез в бассейне р. Алдан (юдомская серия или комплекс). По палеонтологическим и историко-геологическим признакам в страторегионе вполне устойчиво выдерживается четырехчленное деление венда. В различных структурных зонах Русской платформы мощность вендских отложений колеблется от 200–500 м до 2000 м.

Впервые в 1949–1950 гг. (см. Соколов, 1952) венд обособлен как самостоятельная серия (или комплекс) неизмененных отложений позднего докембрия, вскрытых глубоким бурением на Русской платформе (главным образом северо-западные и центральные районы). Он устанавливался в качестве особого, ранее не выделявшегося подразделения древнейшего осадочного чехла платформы, возрастная принадлежность которого в то время связывалась с синием в трактовке А. Грабау, т.е. как с предкембрийской системой, дополняющей общепринятую стратиграфическую шкалу. Докембрийский возраст венда доказывался его положением непосредственно ниже палеонтологически охарактеризованной балтийской серии нижнего кембрия, также представленной совершенно неизмененными породами ("синие глины" и песчаники), но содержащими самую раннюю, из известных в мире, фауну нижнего кембрия. В последней выделялось две ассоциации: 1) нижняя с тубулярными хитиноидными *Sabellidites* и кремнисто-раковинными *Platysolenites* (ровенский горизонт в более поздних работах) и 2) верхняя с редкими *Aldanella* (археогастроподы), *Gdowia* (архаичные членистоногие) и другими мелкими формами, свойственными зоне *Mobergella holsti*, которая в европейской геологии всегда рассматривалась как первая биостратиграфическая зона нижнего кембрия (лонговский горизонт). В целом обе ассоциации характеризуют дотрилобитовые (субхолмийевые) слои, которые в дальнейшем (Соколов, 1965б) я назвал балтийским ярусом нижнего кембрия. Если принимать в качестве базального яруса кембрийской системы томмотский ярус в объеме полного сибирского стратотипа, то последнему более всего отвечают лишь слои с верхней ассоциацией, а нижняя должна быть отнесена в таком случае к венду.

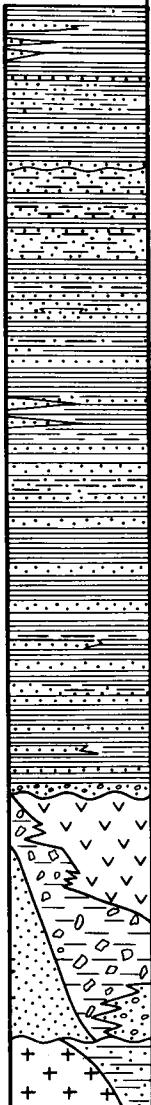
Многолетние работы по венду и пограничным отложениям рифея и кембрия СССР



Р и с. 62. Биостратиграфия венда Русской платформы

сопровождались некоторыми вариациями в трактовке объема самого верхнего подразделения позднего докембрия на Русской платформе, в Сибири и на Урале (венд s. str., юдомий, вендомий, терминальный рифей), но в конце концов дважды (в 1967 и 1977 гг.; см. Келлер, Шульга, 1978) привели всесоюзные совещания экспертов по общим подразделениям стратиграфической шкалы докембрия СССР к выводу, что венд стратотипического региона является самым обоснованным эталоном завершающего подразделения докембрия, что он занимает четкое положение между рифеем и кембрием и отвечает по своему рангу и геохронологическому объему стратиграфической системе (протосистема в смысле Б.М. Келлера). Убедительность этого вывода превосходно иллюстрировали и все предшествующие литолого-палеогеографические и стратигра-

Палеонтологическая характеристика



METAZOA: PLATISELENITES, YANICHEVSKYITES, SABELLIDITES, ALDANELLA, ONOPHIONELLA, хитонийдные и фосфатные склериты; обильные сле́ды бентоса; METAPHYTA: DIVINIA; Акритархи.

METAZOA: SABELLIDITIA, бесскелетные – KULLINGIA, NEMIANA, ELASENIA; обильные сле́ды бентоса: DIDYMALICHNUS, TREPTICHNUS, COGHLICHNUS, VENDOVERMITES; METAPHYTA: TYRASOTAENIA; акритархи: TEORPHIPOLIA, RETISPHAERIDIUM, LEIOSPHAERIDIUM, VOLYNIELLA

METAZOA: ? "медузы"; обильные сле́ды бентоса: HARLANIELLA, PALAEOPASCICHNUS, PLANOLITES, GORDIA и т. д.

METAPHYTA: VENDOTAENIA – обильные, TYRASOTAENIA, AATENIA, FUSOSQUAMULA, KANILOVIA; Грибы: SARMENTA, PRIMOFLAGELLA – актиномицеты, обильные; Акритархи: LEIOSPHAERIDIUM, PODOLIELLA, BAVLINELLA, VOLYNIELLA, OSCILLATORITES и т. д.

CHUARIAMORPHIDA

METAZOA: RADIALIA – NEMIANA, TIRASIANA, CYCLOMEDUSA, EUDORPITA, EDIAGARIA, BRACHINA, OVATOSCUTUM, KULLINGIA, NIMBIA, PALIELLA, MEDUSINITES, PROTOFIPLEUROSOMA, HIEMALURA, ARMILLIFERA, BONATA, ALBUMARES, ANFESTA, TRIBRACHIDIUM, CONOMEUDUSITES, STAURODIA; BILATERIA – DICKINSONIA, PALAEOPLATODA, VENDIA, VENDOMIA, ONEGA, PARYANGORINA, SPRIGGINA; колонии, пептанонами – PSEUDORHIZOSTOMITES, GHARNIA, CHARNIODISCUS, PTERIDIUM, INKRYLOVIA, ARCHANGELIA, CALYPTRINA, REDKHINIA и т. д.

Сле́ды: NEONEREITES, PLANOLITES, BILINICHNUS, NENOXITES, PALAEOPASCICHNUS, VENDICHNUS, SUZMITES и т. д.

METAPHYTA: EOHOLYNIA, VENDOTAENIA; грибы: CAUDINA

АКРИТАРХИ: обильные – LEIOSPHAERIDIUM, LEIOMINUSCULA, ORIGMOSPHAERIDIUM, BAVLINELLA, POLYCYATIA, STRATIMORPHIS, кипчаковые формы: OSCILLATORITES, LEIOTHRIGOIDES, VOLYNIELLA, ORBISIANA.

CHUARIAMORPHIDA: CHUARIA, BRONIGELLA, BELTANELLOIDES, NEZENIA

Сле́ды жизнедея́тельности метазоа ?

METAPHYTA: фрагменты вендренид

Акритархи: редкие LEIOSPHAERIDIUM, KILDINELLA

Акритархи: KILDINELLA – типичны
МИКРОФИТОЛИТЫ

фические обобщения по венду Русской платформы (Атласы, 1952, 1961, 1962) и территории СССР в целом (1968). Его хорошо подтверждают и новейшие схемы.

Первые находки фауны эдиакарского типа были сделаны в венде еще в 1928 г. (Подolia) и 1937–1940 гг. (Онежский полуостров), но они не получили правильной возрастной интерпретации. Лишь с обособлением венда, палеонтологические и микропалеонтологические исследования приобрели совершенно новую направленность. Найдки фауны и флоры в венде начиная с 1948–1949 гг. стали множиться и в конечном счете увенчались открытием в последнее десятилетие богатейших местонахождений бесскелетных многоклеточных (Подolia, Беломорье, Урал и др.) и повсеместно – макроскопических растений (вендрениды) и фитопланктона ассоциаций. Современную биостратиграфию венда Русской платформы иллюстрирует рис. 62.

В Сибири в карбонатных аналогах венда (юдомский комплекс, юдомий) были описаны различные формы строматолитов, принципиально близкие к рифейским, что и дало формальное основание некоторым стратиграфам отнести венду к терминальному рифею. Подлинно же фундаментальное значение для общей биостратиграфии венда и корреляции его разнофациальных отложений имело открытие нами в 1981 г. в преимущественно карбонатном разрезе юдомской хорбусуонской серии Оленексского поднятия, имеющей мощность свыше 500 м (северо-восток Сибирской платформы), типичной и очень разнообразной вендо-эдиакарской фауны и вендотенид в сочетании с характерной юдомской ассоциацией строматолитов и микрофитолитов; первая палеонтологическая находка *Glaessnerina sibirica* (Sok.) была сделана в 1959 г. Здесь же, как и в области Анабарского поднятия, имеет максимальную полноту разреза и палеонтологической характеристики томмотский ярус нижнего кембрия и непосредственно подстилающий его немакит-далдынский горизонт (ярус) верхнего венда с ассоциацией древнейших тубулярных организмов *Sabellidites*, *Anabarites* и др. Таким образом, полностью отпала гипотеза о возможной разновеликости венда Русской платформы и юдомского комплекса (вендомия) Сибири и невозможности установить единую границу между вендом и кембriем в СССР.

ГРАНИЦЫ ВЕНДСКОЙ СИСТЕМЫ

Своеобразие вендинской системы заключается в том, что к определению стратотипов (лимитотипов) ее нижней и верхней границ при современном уровне знаний нельзя полноценно применить единый биологический (палеонтологический) критерий в той формулировке, которая одобрена Международной стратиграфической комиссией. Он применим только к определению верхней границы, так как вопрос сводится к определению границы докембriя и кембriя, или просто нижней границы кембriйской системы, поскольку в стратотипическом регионе последней (Британские острова, серия Комлей) эта граница с точки зрения избранного принципа признана неудовлетворительной. Этот принцип универсален для всего фанерозоя. Суть его сводится к выбору стандарта границы в такой непрерывной морской, фациально однородной стратиграфической последовательности, в пределах которой устойчиво сохранялась бы и биотическая последовательность, т.е. сопоставимая в пространстве последовательность зон и зональных ассоциаций, ненарушенная перерывами.

Само собой разумеется, что единых разрезов, объединяющих в такой непрерывной последовательности отложения смежных стратиграфических систем на Земле чрезвычайно мало. По этой причине экспертным группам, занятым решением возникших "пограничных проблем", даже при самом полном ознакомлении с конкурирующими разрезами всего мира в силу необходимости придется прибегать к некоторым компромиссам, постоянно помня, однако, что риск "потери пограничного геологического времени" при выборе стандарта границы должен быть минимальным. Но поскольку любая граница всегда отражает какое-то, хотя бы локальное, событие, риск не может быть абсолютно исключен, хотя бы в силу неравномерности течения самого биосферного (экологического) процесса, поэтому выбор стратотипа подразделения и стратотипа границы как сверочного стандарта должен быть обязательным актом в упорядочении стратиграфической шкалы. Абстрагировать от стратотипа какой-либо его типовой биозональный элемент как единственный инструмент корреляции, а это иногда рекомендуют, совершенно недопустимо. Биостратиграфия – наука комплексная, главное в ней – корреляция разнофациальных отложений, а эта задача может успешно решаться только путем взаимопередачи корреляционных функций от одной группы организмов к другой, начиная от ассоциации, характерной для стратотипа.

ВЕРХНЯЯ ГРАНИЦА ВЕНДА

По границе докембria и кембрия уже более 10 лет разрабатывается специальный проект в рамках Международной программы геологической корреляции; он охватил все континенты. Активно по этому проекту работает и Советская национальная группа, причем в СССР создались наиболее благоприятные условия для решения проблемы. У нас она сводится к выбору границы между венденом и кембriем. Несмотря на пре-восходные разрезы и их сквозную палеонтологическую охарактеризованность различными группами органического мира, до недавнего времени обсуждалось несколько вариантов границы, среди которых три варианта оказались наиболее популярными: 1) граница между вендской и балтийской сериями на Русской платформе, 2) граница между юдомской и пестроцветной свитами в бассейне рек Алдан и Лена и 3) граница между немакит-далдынским горизонтом (или в его пределах) и суннагинским горизонтом (как базальным подразделением томмотского яруса) в северных районах Сибирской платформы. Особое внимание в последние годы привлек немакит-далдынский горизонт (и его аналоги), разнообразно палеонтологически охарактеризованный, но по-разному увязывавшийся с юдомской и пестроцветной свитами юго-востока Сибирской платформы и Иркутского амфитеатра.

Принципиальное значение имело заключение (получившее почти полное международное признание), что за нижнюю границу кембрийской системы следует принять нижнюю границу *полного томмотского яруса* (Соколов, 1974). Однако стратотип последнего (разрез Улахан-Сулугур на р. Алдан) первоначально удовлетворил далеко не всех экспертов международной рабочей группы, даже после двухкратного посещения этого разреза (Кауи, Розанов, 1973, 1981). Причин несколько: 1) вблизи предлагаемой границы – слой "8" происходит резкое сближение разнотипных фаций: массивных белых юдомских доломитов с редкими строматолитами и тонкоплитчатых глинистых, с глауконитом, красноцветных известняков суннагинского горизонта с обильной, в основании перемытой, фауной мелких анабаритид, хиолитов, хиолительминтов, томмотид, протоконодонтов, археоциат и др.; 2) очевидная неполнота разреза суннагинского горизонта вследствие предшествующего перерыва неопределенной, хотя, вероятно, и небольшой продолжительности; 3) недоказанность принадлежности обнаженной подкембрийской части юдомского комплекса к немакит-далдынскому горизонту, который на севере платформы достигает 100 и более метров мощности, характеризуется специфической последовательностью нескольких палеонтологических ассоциаций, присутствием в верхней части разреза слоев с разнообразной, несомненно, доархеоциатовой фауной, но, вероятнее всего, уже томмотской, и совершенно иной литологией. К юдомскому комплексу на севере (Анабарское и Сленечское поднятия) всегда относились подстилающие светлые строматолитовые доломиты, аналогичные развитым в бассейне р. Алдан.

Можно было допустить, а теперь это установлено, что отмеченные недостатки не так уж значительны, они могут быть точно оценены и характеризуют предлагаемый стратотип границы докембria (венда) и кембрия в разрезе на р. Алдан не более отрицательно, чем любой из претендующих на стандарт разрезов за пределами СССР. Однако важно знать, что как в пределах Сибирской платформы, так и Русской хорошо теперь известны разрезы, непосредственно удовлетворяющие выработанному принципу определения столь важных стратиграфических границ. В Сибири это, прежде всего, разрез кессюсинской свиты на р. Оленек, являющийся полным аналогом немакит-далдынского горизонта Анабарского поднятия. Только в верхней трети этой свиты широко распространена характерная доархеоциатовая ассоциация мелких скелетных форм томмотского типа (*Tiksitheca licus*, *Anabarites latus*, *Lobiochrea natella*, *Cambrotubulus decurvatus* и др.) и скопления гигантских следов *Didymaulichnus*, чрезвычайно типичных для пограничных слоев кембрия и докембria, или самых низов кембрия. Нижние же две трети свиты, наиболее типично выражющие немакит-далдынский горизонт, характеризуются весьма однообразной ассоциацией *Sabellidites*, *Anabarites trisulcatus*.

и других редких тубулярных форм, а также многочисленными следами жизнедеятельности подвижного бентоса и вероятными остатками бесскелетных Metazoa. Местами сабеллидитиды (*Sabellidites*, *Paleolina*) образуют массовые скопления, совершенно аналогичные ассоциациям ровенского горизонта Русской платформы, и нет сомнения как в одновозрастности этих отложений, так и в их дотоммотском стратиграфическом положении. При этом имеется в виду именно по л н и й томмотский ярус нижнего кембрия с базальными слоями, содержащими массовую доархеоциатовую ассоциацию мелких скелетных организмов, которые, вероятно, не следует включать в зону *Aldano-sutatus sunnag in icus*, а выделить в особую зону *Aldanella crassa-Anabarites latus*.

Таким образом, если нижняя граница кембрийской системы принимается по подошве полного томмотского яруса, то верхняя граница венда должна быть определена в пределах непрерывно палеонтологически охарактеризованных слоев: на Русской платформе между ровенским и лонтовским горизонтами, а на Сибирской – внутри кессюсинской свиты или немакит-далдынского горизонта несколько ниже (10–35 м) его кровли. Обсуждаемая концепция верхней границы венда является чисто палеозоологической; она ближе всего отвечает духу принятого в международной практике принципа. Избрание стратотипа границы на Русской платформе возможно было бы более предпочтительным, однако при этом пришлось бы использовать разрезы буровых скважин Волыно-Подольского региона, поскольку нет обнажений с ясным контактом ровенского и лонтовского горизонтов. Разрез кессюсинской свиты Оленека является первоклассным по своей полной обнаженности и богатой палеонтологической характеристике (рис. 63), но он трудно доступен, поэтому его, возможно, пока придется рекомендовать в качестве гипостратотипа в дополнение к разрезу Улахан-Сулугур на р. Алдан, или оба их считать синстратотипами. В любом случае проблема границы венда и кембрия перестала быть принципиально дискуссионной, а это значит, что проблема границы докембрия и кембрия нашла свое биостратиграфическое решение.

Мог бы быть поднят вопрос о ее помещении в основание немакит-далдынского горизонта в Сибири в целях соблюдения соответствия с границей валдайской и балтийской серий на Русской платформе, но это заставило бы вновь вернуться к проблеме нижнего яруса кембрийской системы (балтийский–маныкайский–томмотский ярусы) и пересмотрю всего опыта Международной рабочей группы по границе докембрия и кембрия, накопленного за многие годы в разных странах (Миссаржевский, 1982, 1983). Еще менее обоснованным было бы теперь возвращаться к возможности помещения этой границы между томмотским и атдабанским ярусами, хотя этот вопрос еще и ставится некоторыми биостратиграфами.

Из сказанного ясно, что принципиальное значение для выделения венда, как и вообще терминальной системы верхнего докембрия, имеют следующие четыре положения. Первое – установление единого биологического (точнее – палеозоологического в фанерозойском смысле) принципа определения нижней границы кембрийской системы. Второе – принятие международного стандарта этой границы (географический пункт, стратотипический разрез и точка или линия в этом разрезе). Третье – признание, что любые отложения в любом регионе мира, лежащие ниже этой границы, должны считаться докембрийскими, независимо от последующих палеонтологических открытий или установления полной фациально-литологической однотипности этих отложений с нижнекембрийскими. Четвертое – достаточная полнота стратиграфического разреза, располагающегося ниже стандартной границы, позволяющая точно охарактеризовать полноту типовой последовательности палеонтологических и физико-геологических особенностей, присущих стратиграфическому подразделению в целом, которые можно использовать при корреляции, как маркирующие (положение в разрезе).

Таким образом, в научном и процедурном подходе к выделению предкембрийского стратиграфического подразделения в ранге системы приемлем только один путь: "сверху вниз", т.е. от подошвы самой древней кембрийской системы классического фанерозоя в глубь докембрия, а не обратно (например, от рифея к кембрию, что уже сопровождалось неудачами) и не путем обособления какого-либо одного ограниченного

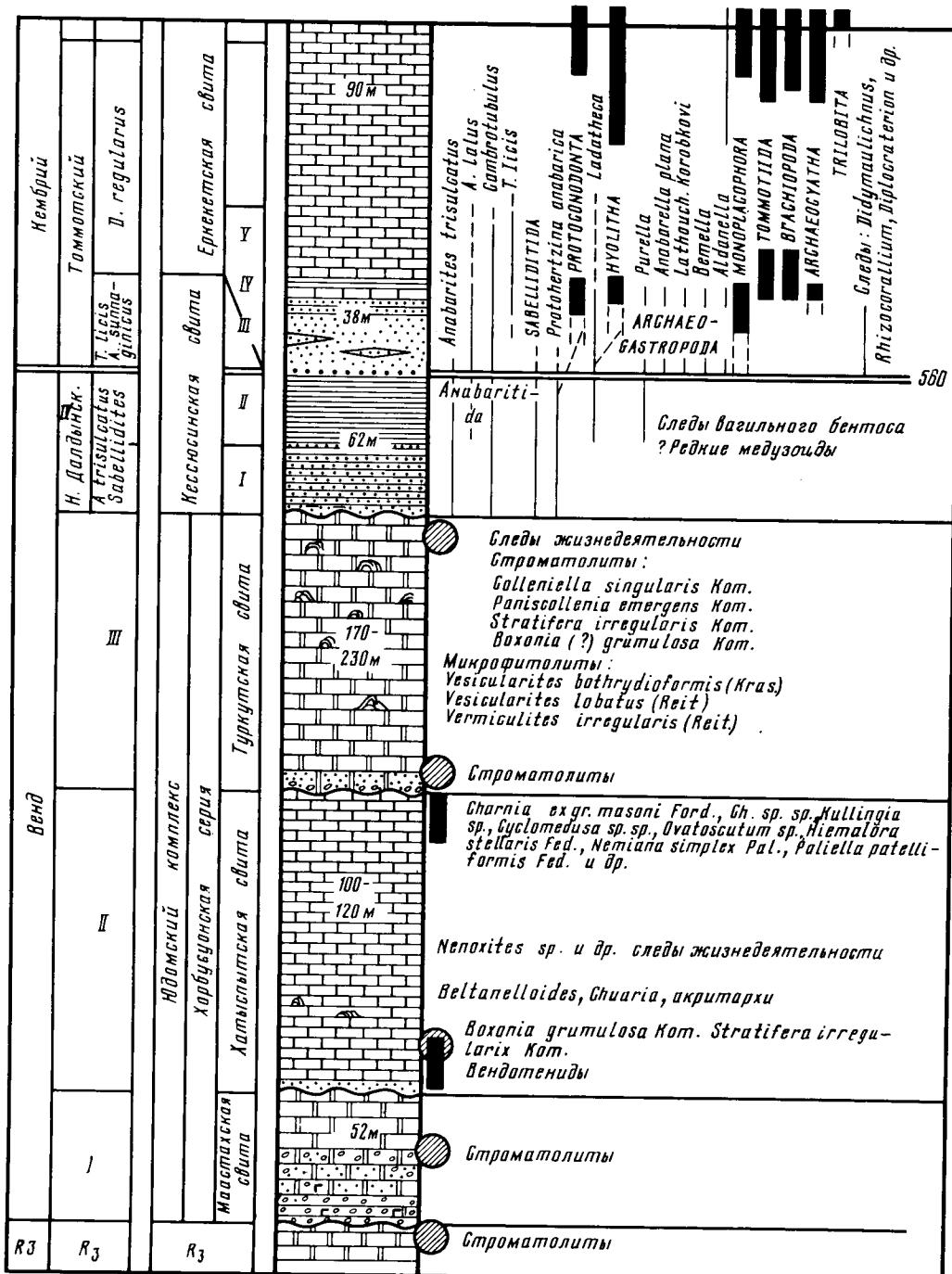


Рис. 63. Биостратиграфия венда севера Сибирской платформы (Оленекское поднятие). Схема распространения скелетных остатков включает и данные по Анабарскому массиву

маркера (например, "эдиакарской ассоциации", что не давало представления о полноте системы и ее границе с кембрием). Указанные четыре главных критерия выделения непосредственно ниже кембрийской еще одной стратиграфической системы имеют основополагающее значение.

Только опыт их последовательного использования (главным образом в СССР) и опыт Международной рабочей группы по границе докембрия и кембрия, приблизивший нас к окончательному решению этой проблемы, позволили нам впервые в 1980 г. в Париже во время работы 26-й сессии Международного геологического конгресса предложить создание особого подпроекта по "терминальной системе докембрия", уже как глобальной системе мировой стратиграфической шкалы. При этом мы, прежде всего, исходим из сложившихся представлений о вендинской системе или протосистеме (венде) СССР: основы ее биостратиграфического выделения, положения границ в стратиграфической шкале, принципе расчленения и корреляции в пределах Евразии и других материков. Подпроект получил единодушное одобрение, показал заинтересованность всех стран и он, естественно, нашел свое место в общем проекте МПГК № 29 (руководитель проф. Дж. Кауи) по границе докембрия и кембрия, поскольку кардинальное решение вопроса о нижней границе кембрийской системы решало вопрос и о верхней границе вендинской системы и любых ее терминальных докембрейских аналогов, не имевших столь строгих критериев выделения (синийская система s. str., эдиакарий и т.п.).

НИЖНЯЯ ГРАНИЦА ВЕНДА

К сожалению, критерии определения нижней границы вендинской системы (как и других близких стратиграфических подразделений и палиативных подразделений позднейшего докембрия) не могут быть в биостратиграфическом отношении сформулированы столь же определенно. Это не единственная, но одна из важнейших особенностей венда, отличающая его от фанерозойских систем, все границы которых (включая и не получившие пока типизации) подчинены *единым* биологическим критериям, включая своеобразный квартер.

На всех континентах границы всех стратиграфических подразделений внутри докембрейских эратом имеют только историко-геологическое обоснование. Не составляет пока исключения и нижняя граница венда, как и любых других крупных терминальных подразделений протерозоя. Довенский биологический процесс прослеживается теперь во всем объеме стратисферной оболочки Земли, т.е. почти до 4 млрд. лет. В нем ясно видна крупная экосистемная этапность на прокариотном и раннем эукариотном уровне эволюции, но в целом эта эволюция монотонна, без четко выявленных вспышек таксономической радиации и ее морфологического разнообразия. Следовательно, фанерозойский биостратиграфический критерий типизации границ пока не пригоден даже для верхнего докембрия, несмотря на количественное обилие строматолитов и микрофоссилий во всем рифе. Однако именно в них заключены истоки разнообразия органического мира венда.

Рубеж рифея—венда был эпохой огромных материковых оледенений, несомненно вызвавших эквивалентную регрессию Мирового океана. У нас мало данных об этой эпохе, но сопряженные флюктуации климата и особенно *заключительное потепление* остались важнейшие геологические следы планетарного масштаба: 1) формацию отложений гляциального комплекса с tillитами в основании и продуктами их перемыва и 2) соответствующие эвстатическому повышению уровня Мирового океана отложения огромной трансгрессии на довенскую сушу. Эти фундаментальные события тесно связаны и, несомненно, очень близки во времени: В геологии позднего докембрия они имели огромное значение как в развитии осадочного процесса на кратонах и в подвижных зонах, так и в развитии жизни в обширных новых шельфовых морях. Они ознаменовали начало нового этапа в истории Земли, а не завершения предшествующего, как часто думают. Венд стал не терминальным периодом рифея, а скорее поворотным зональным событием в фанерозойском развитии планеты. Остается неос-

поримым фактом, что самое яркое биотическое явление периода — его специфическая фауна бесскелетных Metazoa — фиксируется либо как явление непосредственно постглиациальное, либо связанное с начальным этапом вендинской трансгрессии. В обоих случаях фауна совершенно однотипна — это вендо-эдиакарский экотип Австралии и Русской платформы.

Обращение к историко-геологическому (физическому) критерию определения нижней границы венда связано с тем, что нигде в мире пока не установлено транзитной рифейско-вендинской фауны Metazoa, а строматолиты и микрофоссилии (акритархи и т.п.) характеризуют определенное своеобразие пограничных подразделений, но не дают еще возможности установить стандарт границы рифея и венда (как и любых их аналогов), опираясь на комплекс процедур, использованных при установлении стандарта границы венда и кембрия (фанерозойский принцип). Известные надежды на будущее, вероятно, могут быть связаны только с успехами докембрийской микропалеонтологии и с детальным изучением тех немногочисленных переходных морских разрезов, где процесс седиментации на рубеже рифея и венда не прерывался климатическими или тектоническими событиями. Наиболее перспективными в этом отношении являются довендинские грабены и рифтовые зоны кратонов и их окраин. Постановка палеонтологических исследований в этих зонах представляет исключительный интерес, так как пробел в наших фактических знаниях о происхождении вендо-эдиакарских Metazoa и вообще об эволюции жизни на переходном рубеже совершенно очевиден.

Многие геологи склонны считать этот пробел по времени не очень значительным, поскольку широко принято думать, что байкальские движения были в основном предкембрийскими. Это мнение, безусловно, ошибочно, если оно опирается на исходный тектонотип байкалид в Прибайкалье. Знаменитые ушаковские конгломераты, считавшиеся некогда базальными нижнекембрийскими, в действительности образуют основание венда, т.е. на 100 млн. лет древнее. Ушаковская трансгрессия, как и вообще юдомская трансгрессия в Сибири (и ее аналоги на других континентах), началась в областях предвендинской стабилизации после значительного перерыва. С рубежом начального венда связана и магматическая активность.

БИОТА ВЕНДСКОГО ПЕРИОДА

В СССР она изучена с наибольшей полнотой, чему способствовали полнота самого стратиграфического разреза, разнообразие фациальных типов отложений на Русской и Сибирской платформах и на Урале, отсутствие метаморфизма пород или его очень слабые проявления, хорошая изученность подстилающих рифейских и перекрывающих кембрийских отложений и, конечно, многолетние исследования большого коллектива специалистов палеонтологов, литологов, геологов, геохимиков. Эти исследования в различных институтах начались с конца 40-х годов, всегда были непосредственно связаны с разработкой стратиграфии и уже давно объединяются общей программой (сейчас работают около 100 специалистов в лабораториях Москвы, Ленинграда, Киева, Новосибирска, Якутска, Иркутска, Фрунзе и других городов).

Органический мир венда рассматривается в I томе данной книги, а также в других (Sokolov, Fedonkin, 1984) и в многочисленных более ранних публикациях (Соколов, 1972, 1973, 1976, 1980; Федонкин, 1980а, б, в; 1981а, б, в; 1983 и др.). Хорошо известна литература по вендо-эдиакарским Metazoa других континентов (Cloud, Glaessner, 1982; и др.). Здесь будут затронуты только самые главные особенности органической жизни вендинского периода, определяющие его био-историческую самостоятельность. Биота венда складывалась в целом довольно быстро. По своему яркому разнообразию и уровню развития животных и растительных организмов она резко отличается от биот рифея, синийской субэратормы (китайские исследователи допустили ошибку, отказавшись сейчас от целостности этого важнейшего понятия) и их аналогов, известных также на всех континентах. Четкая преемственность существует в развитии так называемых микробиот (разнообразный микрофитопланктон, микрофоссилии неясной природы —

"акритархи", бактерии и цианеи, грибы) и структурных биолитов (строматолиты, микрофитолиты); несомненно довендинские предки водных растений с неминерализованным слоевищем (группа Vendotaenides). Достоверных остатков (телесных отпечатков) Metazoa в рифе и его стратиграфических аналогах нет, все упоминания оказались, ошибочными. Но о их присутствии в составе бентоса можно судить по редчайшим мелким следам жизнедеятельности в позднем рифе. Один из них был ошибочно отождествлен мною с *Helminthoidichnites (?) spiralis* Wallcott (Соколов, 1975); теперь доказано, что это водоросьль, поэтому иркутской форме приходится давать новое название *Irkutoichnus spiralis* Sol., gen. et sp. n. В венде следы жизнедеятельности очень обильны.

Основной средой зарождения и ранней эволюции довендинских Metazoa, по всей вероятности, была пелагиаль, а предковые формы также были очень мелкими; их, возможно, удастся выявить среди обширной в позднем рифе группы микрофоссилий. Бесскелетные Metazoa венда поражают внезапностью своего появления, очень высоким уровнем таксономической радиации (несколько типов среди Radalia и Bilateria, включающие крупные специфически вендские таксоны: чарнииды, птеридинииды, дикинсонииды, вендомииды, трибрахидииды и др.), всесветностью распространения при ограниченном провинциализме, по-видимому, одновременным освоением экологических ниш дна и пелагиали. Характерны и другие черты вендо-эдиакарских Metazoa: резкое преобладание наиболее дифференцированных классов книдарий, парадоксальный гигантизм (до десятков сантиметров) многих форм в обоих разделах многоклеточных, широкое проявление неотении и вместе с тем как бы завершенность вендского этапа эволюции беспозвоночных.

Последнее выступает как принципиально важная черта при сравнении вендской и кембрийской фауны. Уже томмотская фауна многочисленных мелкомерных скелетных организмов, фактически не содержит ничего общего с биотой бескелетных венда. Она имеет свое особое происхождение, идущее, несомненно, от мелкомерных же бескелетных венда, но эти предки пока лишь угадываются. Строго говоря, томмотская фауна, в ее совершенно новом таксономическом разнообразии, предстает с такой же внезапностью как и вендская. Универсальная черта этого разнообразия – скелетность, минерализация покровных тканей, появление склеритоносных организмов. Нет сомнения, что мы видим здесь общий биохимический эффект одновременно проявившийся в новой экологической обстановке. Первые редкие признаки хитиноидного уплотнения скелета и минерализации появились уже в середине венда (*Redkinia*, *Calyptrina*, *Cloudina*), они стали типичными у очень ограниченного числа групп (сабеллидитиды, анабаритиды, протоконодонты) в предтоммотском немакит-далдынском (ровенском) веке и лишь с томмотского века фосфатная, фосфатно-карбонатная и кремневая минерализация скелета и покровных образований беспозвоночных чрезвычайно быстро приобрела характер универсального явления в биологической эволюции. На использовании этого эффекта и выработана современная концепция определения границы докембрия и кембрия.

Особые черты характерны и для растительного мира венда. Наиболее ярко они выражены в широчайшем распространении флоры вендетенид (*Vendotaenia*, *Tyrasotaenia* и др.), образующих иногда покровы типа дерновин, переходящих в пленки сапропеля и густо пронизанных актиномицетами (*Primoflagella*, *Sarmenta* и др.; Гнидовская, 1979). Специфичный характер приобретают чуариаморфиды; их сфероидальные формы образуют огромные скопления и в отличие от довендинских *Chuaria* они достигают очень крупных размеров – до 40 мм (*Beltanelloides*, *Bronicella*, *Mezenia*). Среди фитопланктона возникают правильно организованные агрегатные формы (*Orbisiana*), но особенно богат мелкий фитопланктон, достигающий особого расцвета в редкинском веке одновременно с максимумом распространения бескелетных Metazoa, для которых он был основой питания. Значительное сокращение находок этих групп органического мира в позднем венде, вероятнее всего, связано с экспансией консументов. Палеонтологическая характеристика вендских отложений СССР достаточно полно отражена в иллюстрациях (см. рис. 62, 63).

ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ВЕНДА И КОРРЕЛЯЦИЯ

Схема типового расчленения венда Русской платформы и корреляция с основными подразделениями позднейшего докембрия других областей СССР и стран Азии, Австралии, Африки, Северной Америки и Западной Европы дается на рис. 64. Вероятно, правильно расчленять венд на две части — нижний и верхний, проводя их границу примерно по кровле самого насыщенного фауной Metazoa горизонта (яруса). Но я пока предпочитаю опираться на четырехчленную схему естественного разреза Русской платформы (Подолия, Волынь, Московская синеклиза с ее северным продолжением к Белому и Баренцевому морям, склоны Балтийского щита, Восточное Приуралье), которая превосходно обоснована (Аксенов и др., 1978) и хорошо теперь коррелируется со схемой венда Сибирской платформы. Изотопные датировки границ уточнены в недавней работе Б.М. Келлера (1983б). Для основания венда это 650 ± 10 млн. лет, для границы нижнего — лапландского (тиллитоносного) и следующего редкинского горизонтов — 620 ± 10 млн. лет, для границы редкинского и котлинского горизонтов хороших изотопных датировок нет, подошва ровенского горизонта определяется цифрой 570 млн. лет, ранее обычно принимавшейся за возрастную границу основания кембрийской системы, а граница венда и кембрия в ее современной трактовке лежит, вероятно, в пределах 550—560 млн. лет. Общая продолжительность венского периода, таким образом, около 90—100 млн. лет.

Реперными основаниями для корреляции основных подразделений венда являются: 1) тиллитоносные отложения лапландского (или варангерского) горизонта и его аналогов или трансгрессивное основание отложений, содержащих типовую вендо-эдиакарскую биоту бесскелетных беспозвоночных (как, например, в Сибири); 2) положение в стратиграфическом разрезе самой этой биоты повсеместно посттиллитовое, но безусловно дотоммотское; 3) положение в разрезе слоев с массовым распространением вендетенидной флоры (аналоги котлинского горизонта и каниловской серии Подолии); 4) положение предтоммотской ассоциации сабеллидитид и зоны *Anabarites trisulcatus*, что так характерно для Сибири и Китая; 5) положение слоев с раннетоммотской ассоциацией разнообразных мелких скелетных организмов, хорошо контролируемое во всем мире положением атдабанского яруса нижнего кембрия. На фоне этих реперных уровней для корреляции во многих случаях весьма эффективно используются ассоциации микрофоссилий терригенных фаций венда и нижнего кембрия, так называемый четвертый комплекс строматолитов и микрофитолитов и некоторые другие критерии.

Проведенная на этих основаниях корреляция, показывает удивительную устойчивость положения разнофациальных отложений (терригенно-глинистых и карбонатных), содержащих опорную вендо-эдиакарскую биоту на всех континентах. Одновременно становится логически недопустимой и искусственной нижняя граница соответствующего терминального подразделения докембрия (эдиакарий), проводимая некоторыми исследователями (Jenkins, 1981; Cloud, Glaessner, 1982) непосредственно в подошве этих надтиллитовых отложений, заключающих биоту столь высокого уровня биологической дифференциации. Достижение этого уровня требовало времени, которое могло быть временем только рассматриваемого периода. Подстилающие гляциальные и марино-гляциальные отложения естественно рассматривать как осадочные продукты именно этого времени. Вполне допустимо полагать, что эквивалентные им нормально-осадочные серии моря (а таковые несомненно существуют) содержат "недостающее звено" в эволюции предэдиакарских, но уже венских Metazoa. Эдиакарий, как терминальное подразделение докембрия в ранге стратиграфической системы, еще более неудачен и в том смысле, что в Австралии физически пока нет аналогов всего верхнего венда и низов кембрийской системы (см. схему), следовательно, нет и естественной границы докембрия и кембрия. Принятие эдиакарской системы неизбежно привело бы к выбору стандарта ее верхней границы между венdom и томмотским ярусом за пределами Австралии. А это уже нонсенс!

Значительно больший интерес представляет синийская система Китая в ее современном узком смысле (Sinian System..., 1976; International Symposium..., 1983). В физи-

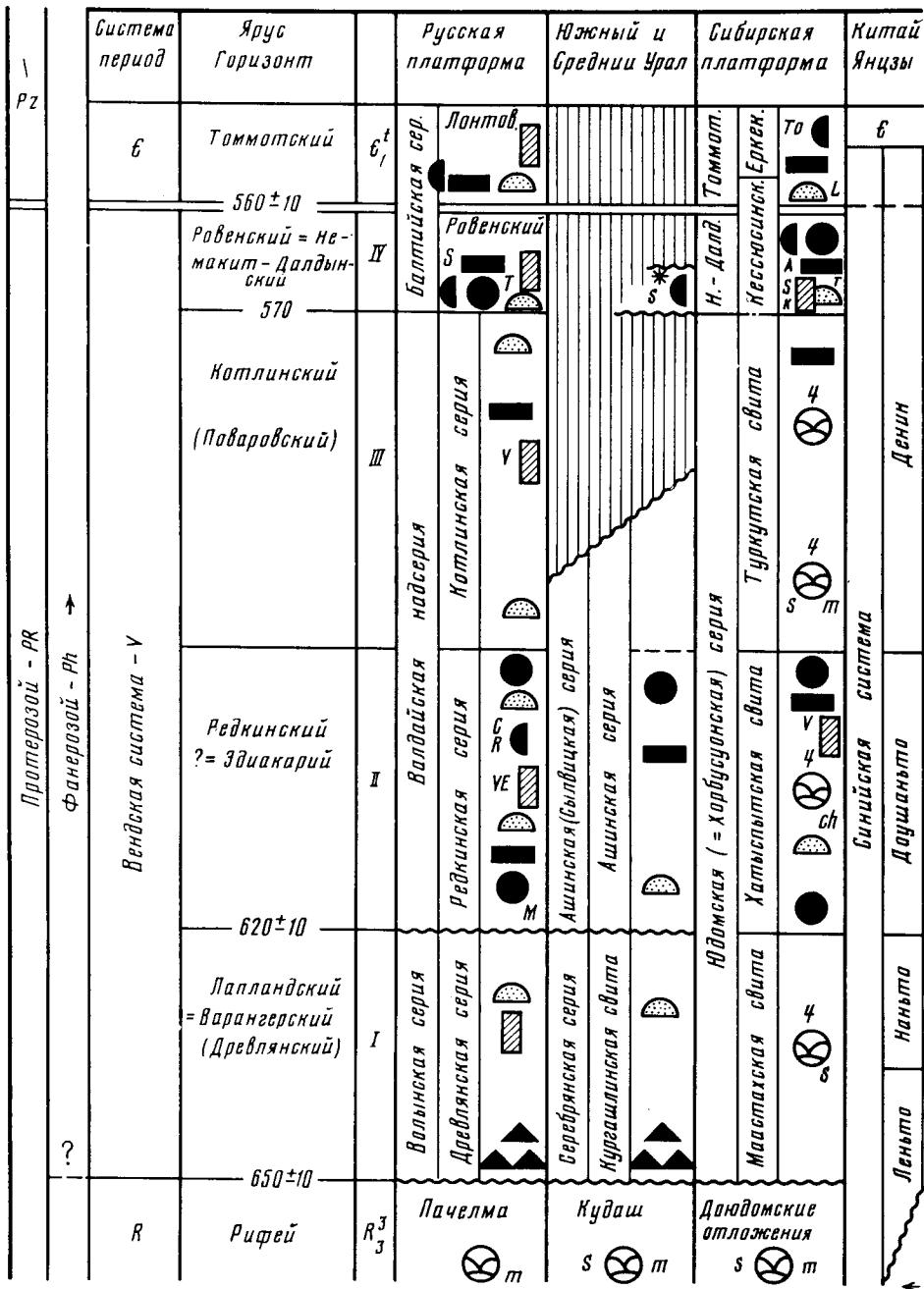
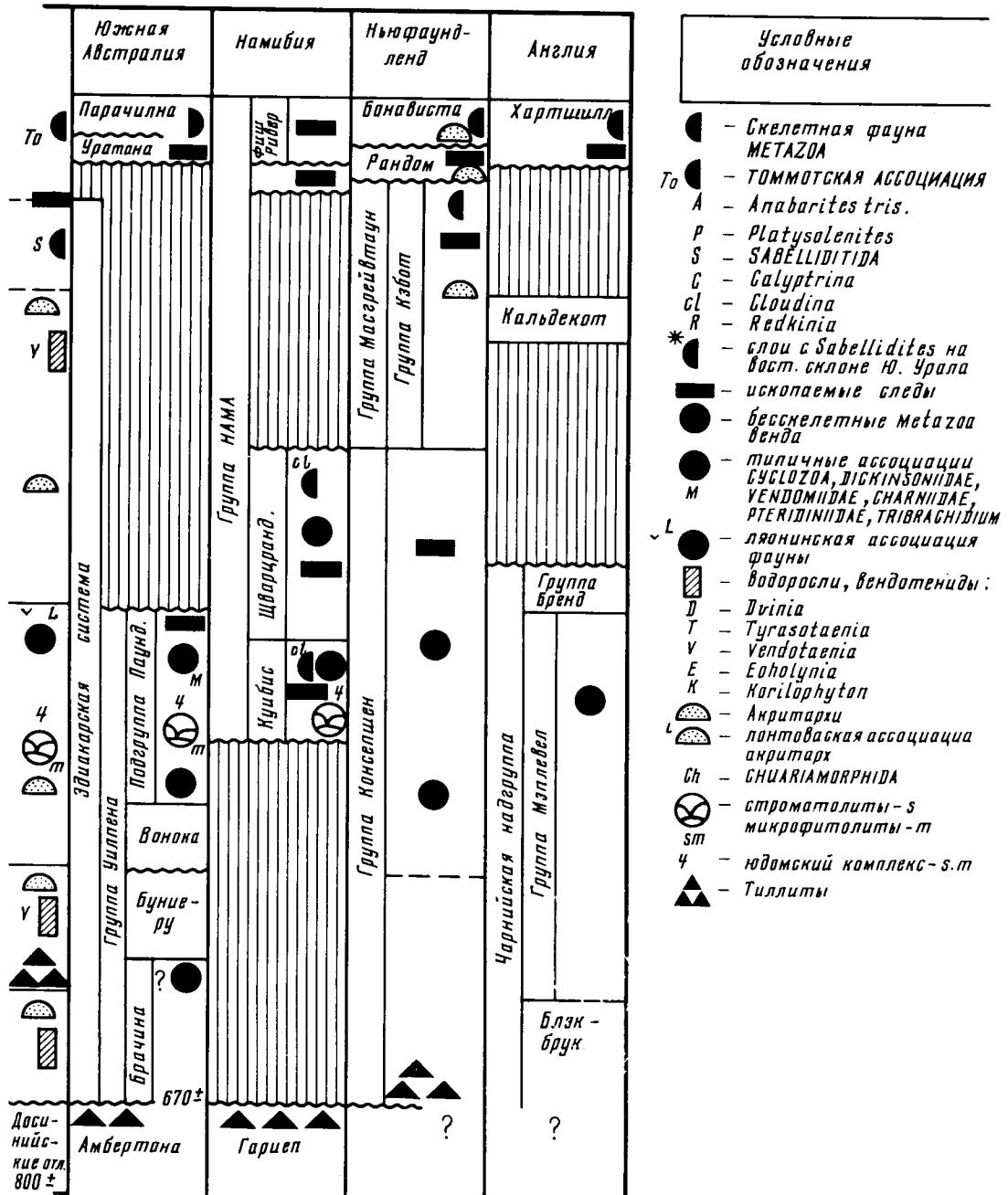


Рис. 64. Схема корреляции опорных разрезов венских отложений мира

ческих подразделениях стратотипического региона в бассейне Янцзы она очень близка к карбонатному типу разреза венда Якутии, и именно этот разрез еще в 1964 г. был рассмотрен мною на Индийской сессии Международного геологического конгресса как аналог венда СССР (Соколов, 1964а). Здесь теперь дается аналогичная сибирской (стратотип границы докембрия и кембрия на Алдане) и трактовка границы синийской системы s. str. и слоев с раннетоммотской ассоциацией скелетных организмов, вклю-



чавшихся в состав мейшуцуньского яруса нижнего кембрия. Однако синийская система КНР в стратотипическом регионе, во-первых, совершенно лишена типовой вендо-эдиакарской биоты (условно к формации Доушанто я привязываю находку медузоидных форм Ляонина), во-вторых, она очень слабо палеонтологически изучена (находки акритарх, редких вендотенид и микрофитолитов четвертого комплекса) и, в-третьих, что самое главное, подошва синийской системы имеет изотопную датировку 800 млн. лет

(в основании тиллитоносной серии формаций Леньто и Наньто), что вдвое превышает объем венда. Допускаю, что эта датировка требует коренного изменения в своей геологической интерпретации.

Оказалось необходимым дать совершенно новую интерпретацию положения группы Нама Южной Африки (Намибия), заключающей давно известную фауну эдиакарского типа, которая в связи с находками в составе этой фауны скелетных крибрициатид рода *Cloudina* стала рядом исследователей интерпретироваться как нижнекембрийская. Уже отмечалось, что явления скелетизации возникли уже около середины венда, и я совершенно согласен с мнением П. Клауда и М. Глесснера (Cloud, Glaessner, 1982), что подгруппы Квибис и Шварцранд должны рассматриваться как докембрийские, но того же уровня, что и редкинский горизонт с его аналогами. Формация Фиш Ривер со следами жизнедеятельности бентоса нуждается в отделении от группы Нама, так как действительно принадлежит кембрию и отделяется, вероятно, очень длительным перерывом.

Несомненно, очень перспективным для изучения венда Северной Америки является разрез венда Ньюфаундленда, где группа Консепшен с тиллитовой серией в основании заключает богатейшую биоту бесскелетных Metazoa, но последние, несмотря на их открытие в 60-х годах, до сих пор остаются совершенно не изученными (Anderson, Conway Morris, 1982). Я с этими разрезами знакомился в 1972 г. Прекрасные экземпляры *Pteridinium* (а это типичный венд) обнаружены в Каролине (личный просмотр материалов Палмера). Группа Кабот Ньюфаундленда занимает близкое положение к котлинскому и ровенскому горизонту, но формации Рандом и Бонависта с перерывами в основании, возможно, залегают уже выше принятой границы венда и кембрия. Эта часть разреза также плохо изучена.

Наконец, в Центральной Англии Чарнийская супергруппа в основном занимает то же положение, что и редкинский горизонт. Типичные для нее *Charnia masoni* впервые были точно определены по своему стратиграфическому положению, благодаря превосходным находкам в точно документированных разрезах севера Русской платформы (Соколов, 1976 а, б; Федонкин, 1981 а, б) и в Сибири. Нормальной границы докембрия и кембрия на Британских островах, как известно, нет.

ПОЛОЖЕНИЕ ВЕНДСКОЙ СИСТЕМЫ В СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЕ

В традициях стратиграфии – не выделять в докембрии геологических систем. Подразделения этого ранга установлены только для фанерозоя, поскольку только для фанерозойских групп (эрата) мог быть использован палеонтологический (биостратиграфический) метод выделения всех подразделений принятой иерархии и определения границ от зон до систем. Процедуры в этой области геологии хорошо разработаны, имеют международный статус, хотя, как известно, именно сейчас началась наиболее напряженная работа по упорядочению общей стратиграфической шкалы на основе тщательной оценки и выбора стратотипов подразделений и точной фиксации их границ, в первую очередь – систем. Отметим, что еще на первых Международных геологических конгрессах, которые приняли установившийся в прошлом веке порядок геологических систем и их главных подразделений, допускалась возможность установления новых дополняющих шкалу систем по мере прогресса наших знаний. Таковой, в частности, стала ордовикская система, предложенная Ч. Лэпвордом в 1879 г., но получившая окончательное утверждение Международным геологическим конгрессом только в 1960 г.

Вопрос о вендинской системе стоит особо. Во-первых, с любой точки зрения она входит в состав докембрия или протерозоя, для "системной категории" подразделений которого Б.М. Келлером (1966) был предложен термин "фитема" или "протосистема". Как протосистема был определен и венд. Названием вендинская протосистема с тех пор широко пользовался и автор данной главы, вкладывая в него смысл прообраза системы фанерозойского типа. Впрочем, и при самом выделении венда он (в 1949–1950 гг.) сравни-

вал его с синийской системой А. Грабау (1922), как тогда представлялось первой еще докембрийской системой палеозойской группы. Лишь позднее стало очевидно, что с синийской системой, или синием, Китая следовало сравнивать весь рифей, или рифейскую группу Н.С. Шатского (1945), который ошибочно принимал венд за платформенный эквивалент всего рифея. У названия синий (синийская субэратаэма) есть несомненный приоритет перед рифеем, хотя последнее название получило значительно более широкую популярность.

Во-вторых, в ранге системы сейчас предложены по крайней мере еще две терминальные системы докембрия: 1) *синийская система s. str.* первоначально как верхнее подразделение синийской субэратаэмы Китая (*Sinian System.* . . . , 1967), а теперь как особая самостоятельная синийская система верхнего докембрия со стратотипом в ущельях Янцзы; Стратиграфический комитет КНР и три нижних подразделения синийской субэратаэмы перевел в ранг независимых систем; и 2) *эдиакарская система*, предложенная П. Клаудом и М. Глесснером в 1982 г. со стратотипом в горах Флиндерс в Южной Австралии. Крупные недостатки этих стратотипов отмечены выше и хорошо видны из корреляционной схемы (см. рис. 64). Кроме того, синий все равно будет употребляться в дальнейшем в двух смыслах, а эдиакарий составляет только нижнюю часть венда и не имеет границы с кембрием, т.е. оторван от австралийского фанерозоя, к которому авторы его относят.

В-третьих, если верхняя граница венда и синия, может быть, точно скореллирована и типизирована на фанерозойском принципе, то нижняя граница всех трех предложенных систем разновозрастна и для ее типизации фанерозойский принцип совершенно не пригоден.

В-четвертых, включение вендинской или любой из трех систем в фанерозой неизбежно нарушает принятую после Г. Чэдвика (Chadwick, 1930) границу между криптозоем и фанерозоем, ставит под вопрос объем современного палеозоя или заставит рассматривать новое подразделение в составе фанерозоя как особое и независимое. Последнее должно привести к ревизии представлений о надсистемных ранговых подразделениях самого фанерозоя, хотя палеозой и так уже разделен на две подгруппы, а включение венда или синия *s. str.* в состав нижнего палеозоя доведет его возрастной объем до 260 млн. лет, что значительно превышает объем мезозоя и кайнозоя, вместе взятых (230 млн. лет). Стратиграфическое "устройство" венда, как выражался А.А. Богданов (1968) влечет за собой много разнообразных трудностей.

Однако наиболее значительным представляется то, что вопрос о венде, о вендинском этапе в истории Земли далеко выходит за рамки формальной геологической проблемы, которая могла бы быть решена в рамках рациональной условности. В сущности, практически в СССР она так и решена: венд — это последнее надрифейское (некоторые считают, что еще рифейское) подразделение верхнего докембрия, имеющие самостоятельный индекс *V*. В действительности же дело обстоит много сложнее, и проблема, несомненно, имеет философический аспект. Венд не только вычленяемое, расчленяемое и картируемое крупное тело в стратисферной оболочке Земли, он, прежде всего, — период, имеющий исключительное значение для понимания направленности геологического процесса, переломных событий в развитии климата и динамики гидросфера, в эволюции всего органического мира. Не с кембрийским, а с вендинским периодом связано формирование главнейших типов морских беспозвоночных, заложение основных типов их архитектоники (проморфологии), их дифференциации на основные стволы морфологической эволюции, экологическое освоение шельфовых биотопов и пелагиали, к венду относится начало процесса цефализации животных и появление древнейших споровых растений.

Биостратиграфические критерии полностью приложимы к выделению венда в качестве самостоятельной системы с органическим миром еще более специфичным, чем мир рифея и кембрия; эти критерии приложимы к его расчленению и планетарной корреляции. Биологическое содержание вендинского периода полностью исключает допустимость его отнесения к криптозою, о чем уже неоднократно говорилось и

писалось (Соколов, 1972, 1976, 1984). Венд не завершает собою этап типично протерозойского развития Земли и жизни, а скорее как бы является зарей новых тенденций в структурно-морфологической эволюции земной коры и водной оболочки Земли, в развитии эволюционного процесса, для понимания которого новые палеонтологические открытия в венде имеют фундаментальное значение. В этом смысле вендский период, несомненно, тяготеет к фанерозою, хотя формально он и относится к протерозою.

Однако на современном уровне (не столько наших знаний, сколько способов их интерпретации) проблема гео- и биохронологического положения вендского периода будет еще оставаться дискуссионной. Бессспорно одно — и это вероятно одно из важнейших биостратиграфических открытий XX века: кембрий не является самым древним геологическим периодом, с которого вспыхнула глубоко диверсифицированная жизнь животных организмов, привычно называемая нами фанерозойской. Ему непосредственно предшествовал еще более длительный вендский период со своим также высоким, но крайне специфическим морфологическим, физиологическим и таксономическим уровнем диверсификации. Эта жизнь не может быть названа "скрытой" (криптозойской), так как она представлена уже тысячами палеонтологических находок. Вендский этап в развитии органического мира, прежде всего многоклеточных, предстает как уникальное явление в органической эволюции, не имеющее аналогов в последующей классической фанерозойской эволюции. Позднерифейская и ранневендская (варангерский век) предыстория бурной радиации вендо-эдиакарских бесскелетных многоклеточных представляется по всем современным данным не очень продолжительной. Сравнительно непродолжительной (может быть около 25–30 млн. л.) была сама вспышка этой радиации (редкинский–эдиакарский век) и далее последовала, по-видимому, довольно быстрая деградация биоты вендских метазоа, освободившая и дно, и пелагию для других групп организмов (вагильный бентос, оставивший лишь следы, вендотиеневая флора и микропланктон).

Однако более существенным представляется не этот яркий, но, будем говорить, безрезультаый или слепой опыт эволюции (что вообще характерно для ранних ее путей), а то, что в вендском периоде мы впервые после рифейского царства преимущественно прокариот (и остатков их грандиозной деятельности в виде строматолитов) встречаемся с резко дифференцированным миром водных бесскелетных многоклеточных животных. Принципиальное значение имеет не их физиология, особенности которой вероятно правильно подчеркнул А. Зейлахер (Seilacher, 1984), а сам факт возникновения в бентосных и пелагических ассоциациях крупных и даже гигантских форм многоклеточных животных, которые, хотя и не укладываются строго в систему неонтологических таксонов, однако обнаруживают важнейшие признаки близости с кишечнополостными, артикулятами, а возможно и вторичноротыми. Эти признаки образуют еще одно "недостающее звено" — уже в толковании путей формирования архитектоники фанерозойских типов метазоа и, следовательно, биологически прямо сближают венд с фанерозоем.

ЛИТЕРАТУРА

- Абаимова Г.П. Анабаритиды – древнейшие ископаемые с карбонатным скелетом. – В кн.: Новые материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 77–83. (Тр. СНИИГТИМС; Вып. 260).
- Авеева В.И. Новые сведения по стратиграфии нефтегазоносных отложений венда и нижнего кембрия Юго-Западной Якутии. – В кн.: Геология и полезные ископаемые Якутии. Якутск, 1982, с. 9–13.
- Авеева О.Д., Драгунов В.И., Козтун А.С. и др. Стратиграфия позднедокембрийских отложений Ботуобинского газоносного района. – В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Сибирской платформы. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978, с. 76–84.
- Аксенов Е.М. О вендинском комплексе на востоке Русской платформы. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 9, с. 81–91.
- Аксенов Е.М. Основные черты стратиграфии верхнего докембрия северных районов Русской плиты. – В кн.: Тез. совещ. по верхнему докембрию (рифею) Русской платформы. М., 1974, с. 96–97.
- Аксенов Е.М., Букатчук П.Д., Друмя А.В. и др. О вендинских отложениях Преддубровского прогиба. – Докл. АН СССР, 1974, т. 218, № 1, с. 163–166.
- Аксенов Е.М., Власов В.В., Волкова С.А. К палеогеографии валдайской серии северо-востока Волго-Камского края. – В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности Волго-Камского края. Казань, 1970, с. 37–52 (Тр. Геол. ин-та; Вып. 30).
- Аксенов Е.М., Иголкина Н.С. О выделении редкинской свиты валдайской серии на севере Русской платформы. – Изв. вузов. Геология и разведка, 1969, № 8, с. 22–25.
- Аксенов Е.М., Келлер Б.М., Соколов Б.С. и др. Общая схема стратиграфии верхнего докембрия Русской платформы. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 12, с. 17–34.
- Акульчева З.А., Галлерова Е.М., Дробкова Е.Л. и др. Мотские отложения и их аналоги в Иркутском амфитеатре. – В кн.: Пограничные отложения докембрия и кембрия Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1981, с. 65–139. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 475).
- Аналоги вендинского комплекса в Сибири: (Материалы совещ. по стратигр. вендинских отложений Сиб. платформы). М.: Наука, 1975. 251 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 232).
- Андреева Е.М. Споровые комплексы верхнего протерозоя и нижнего палеозоя Русской платформы. – В кн.: Междунар. геол. конгр. XXI сес.: Докл. сов. геологов. Пробл. 6, 1960, с. 172–175.
- Андреева Е.М. Докембрийские комплексы растительных микрофоссилий СССР. – Тр. ВСЕГЕИ, 1966, вып. 141, с. 10–17.
- Андреева Е.М. Руководящие комплексы растительных микрофоссилий верхнепротерозийских и нижнепалеозойских отложений Русской платформы. – Тр. ВСЕГЕИ, 1973а, вып. 195, с. 188–195.
- Андреева Е.М. Растительные микрофоссилии верхнепротерозийских и нижнепалеозойских отложений некоторых районов Русской платформы. – В кн.: Микрофоссилии древнейших отложений. М.: Наука, 1973б, с. 42–44.
- Арутюнов С.Л., Городничев В.И., Дробот Д.И. и др. Новое в стратиграфии позднего докембрая Анабаро-Ленской газоносной области. – Геология и геофизика, 1982, № 3, с. 41–43.
- Архангельский А.Д. К вопросу о строении Русской платформы. – Докл. АН СССР, 1940, т. XXVIII, № 2, с. 152–154.
- Асеев А.А. Древнейшие материковые оледенения Европы. М.: Наука, 1974. 319 с.
- Асеева Е.А. Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения докембрийских и нижнекембрийских терригенных толщ Подольского Приднестровья. – В кн.: Тез. докл. У конф. молодых геологов Украины. Киев: Наук. думка, 1968, с. 73–74.
- Асеева Е.А. Микрофоссилии ярышевской свиты венда Подолии. – В кн.: Пробл. палинологии. Киев: Наук. думка, 1971, вып. 1, с. 204–212.
- Асеева Е.А. О спирале- и колыцевидных образованиях в верхнедокембрийских отложениях Подолии. – Палеонтол. сб., 1974, № 11, вып. 2, с. 95–98.
- Асеева Е.А. Микрофоссилии и водоросли из отложений верхнего докембрая Волыно-По-

- долии. – В кн.: Палеонтология и стратиграфия верхнего докембра и нижнего палеозоя юго-запада Восточно-Европейской платформы. Киев: Наук. думка, 1976, с. 40–63.
- Асеева Е.А.* О региональных микропалеофитологических исследованиях верхнедокембрийских отложений Волыно-Подолии. – В кн.: Биостратиграфические аспекты в палинологии: Тез. докл.). Тюмень: ЗапСиб НИГНИ, 1981, с. 11–12.
- Асеева Е.А., Брацлавский П.Ф., Великанов В.А.* и др. Характеристика разрезов вендинских отложений севера Подольского опорного региона (междуречье Ушицы и Южного Буга). – В кн.: Проблемы геологии и стратиграфии докембра Украины. Киев: Наук. думка, 1979, с. 112–157.
- Атлас литолого-фаунистических карт Русской платформы. Ч. 1, 2. Л.: ВНИГРИ, 1952.
- Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. Часть 1. Поздний докембр и палеозой. М.; Л.: Госгеолтехиздат, 1961. 56 л.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Л.: Недра, 1968. Т. 1.
- Бабкова М.С.* Новая свита в разрезе древних толщ Присаяны. – Тр. Иркут. ун-та. Сер. геол., 1951, т. 5, вып. 2, с. 100–103.
- Балашова М.М., Голуб И.Н., Денисов А.И.* К биостратиграфическому образованию расчленения верхнего венда Прикамья. – Тр. ВНИГРИ, Камск. отд-ние, 1973, вып. 123, с. 151–154.
- Башарин А.К.* Восточно-Верхоянская эпикратонная геосинклиналь. М.: Наука, 1967. 200 с.
- Беккер Ю.Р.* Позднедокембрская моласса Южного Урала. Л.: Недра, 1968. 158 с.
- Беккер Ю.Р.* О выделении бакеевских отложений в стратотипическом разрезе рифея. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 6, с. 125–129.
- Беккер Ю.Р.* Первые палеонтологические находки в рифее Урала. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 3, с. 90–100.
- Беккер Ю.Р.* Урало-Тиманская складчатая область. – В кн.: Докембр континентов (Складчатые области и молодые платформы Восточной Европы и Азии). Новосибирск: Наука, 1978, с. 92–117 (Тр. ИГиГ СОАН СССР; Вып. 420).
- Беккер Ю.Р., Келлер Б.М., Козлов В.И., Ротарь А.Ф.* Стратотипический разрез рифея. – В кн.: Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Л.: Наука, 1979, с. 71–85.
- Беклемишев В.Н.* Основы сравнительной анатомии беспозвоночных: Проморфология, 3-е изд. М.: Наука, 1964, т. 1. 432 с.; Органология, 3-е изд. М.: Наука, 1964, т. 2.
- Бессонова В.Я., Веретенников Н.В.* Некоторые особенности псефитового материала тиллитоподобных отложений могилевской свиты верхнего протерозоя Восточной и Центральной Белоруссии. – В кн.: Страграфия, литология и полезные ископаемые БССР. Минск: Наука и техника, 1966, с. 103–117.
- Бессонова В.Я., Гниловская М.Б., Пискун Л.В.* Органические остатки пограничных отложений докембра и кембра Белоруссии. – В кн.: Палеонтология докембра и раннего кембра. Л.: Наука, 1979, с. 166–173.
- Бессонова В.Я., Нарожных Л.И.* Микрофитолиты доломито-терригенной толщи верхнего докембра Белоруссии. – Докл. АН СССР, 1970, т. 14, № 1, с. 48–52.
- Бессонова В.Я., Синичка А.М.* и др. Опорная скважина № 2 Оршанской впадины. Минск: Наука и техника, 1972. 232 с.
- Бессонова В.Я., Чумakov Н.М.* О ледниковых отложениях в позднем докембре Белоруссии. – Докл. АН СССР, 1968, т. 178, № 4, с. 68–71.
- Бессонова В.Я., Чумakov Н.М.* Верхнедокембрийские ледниковые отложения Западных районов СССР. – Литология и полез. ископаемые, 1969, № 2, с. 73–89.
- Бессонова В.Я., Чумakov Н.М.* Оршанская впадина и западная часть Московской синеклизы. – В кн.: Стратиграфия верхнедокембрийских и кембрейских отложений запада Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1979, с. 69–96.
- Благодатский А.В., Владимиров А.И., Галимова Т.Ф.* и др. О корреляции верхнепротерозойских отложений зоны сочленения Присаяны и юга Енисейского кряжа. – В кн.: Опорные узлы унифицированной схемы позднего докембра Средней Сибири. Новосибирск: Наука, 1980, с. 113–127.
- Бобков А.К.* К стратиграфии верхнедокембрийских и кембрейских отложений Южной Якутии. – В кн.: Поиски и разведка нефтяных месторождений Якутской АССР. Якутск, 1976, с. 70–83.
- Богданов А.А.* От редактора. – В кн.: Келлер Б.М. Верхний протерозой Русской платформы (рифей и венд). М.: Изд-во МГУ, 1968, с. 101.
- Божко Н.А., Пъехова Н.Г., Раaben М.Е.* К биостратиграфии верхнего докембра Африки. – Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 3, с. 643–646.
- Боровко Н.Г.* Венд и нижний палеозой Полюдова Кряжа Северного Урала. Л.: ВСЕГЕИ, 1967. 30 с.
- Боровко Н.Г., Голуб И.Н.* О возрасте немых толщ Полюдова Кряжа Северного Урала. – Докл. АН СССР, 1966, т. 169, № 4, с. 895–897.
- Боровко Н.Г., Кель Г.Н., Смирнов Ю.Д.* Стратиграфия, условия образования и алмазность отложений "чурочкой" свиты (Северный Урал). – В кн.: Материалы по геологии Урала. Л.: ВСЕГЕИ, 1964, с. 83–98. (Тр. ВСЕГЕИ; Т. 109).
- Брунс Е.П.* Стратиграфия древних доордовикских отложений западной части Русской

- платформы. – Сов. геология, 1957, № 59, с. 3–18.
- Брунс Е.П.** Северо-западные, центральные и северные районы. – В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М.: Госнаучтехиздат, 1963, с. 22–46.
- Букатчук П.Д.** Стратиграфия досилурийских образований Молдавии и сопредельных районов УССР. – В кн.: Палеонтология, геология и полезные ископаемые Молдавии. Кишинев: РИО АН МССР, 1967, вып. 2, с. 62–74.
- Букатчук П.Д.** Рифей-венд Молдавии и Западного Причерноморья. – В кн.: Тез. докл. совещ. по верхнему докембрию (рифек) Русской платформы. М.: Наука, 1974, с. 59–64.
- Букатчук П.Д.** Верхнедокембрейские образования осадочного чехла юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы: Автореф. канд. геол.-мин. наук. Киев, ИГН УССР, 1975. 28 с.
- Бутаков Е.П., Викс Э.Г., Скоробогатых П.П.** Юдомий юго-запада Сибирской платформы. – В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембра Сибирской платформы. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978, с. 84–104.
- Бутаков Е.П., Карпинский Р.Б., Усталов В.В.** Венд Тейско-Чапского района (Енисейский кряж). – Геология и геофизика, 1975, № 8, с. 67–77.
- Вальков А.К.** К фауне кессюсинской свиты нижнего кембрия Оленекского поднятия. – В кн.: Тектоника, стратиграфия и литология осадочных формаций Якутии. Якутск: Кн. изд-во, 1968, с. 115–119.
- Вальков А.К.** Биостратиграфия и хиолиты кембрия северо-востока Сибирской платформы. М.: Наука, 1975. 139 с.
- Вальков А.К.** Биостратиграфия нижнего кембрия востока Сибирской платформы (Учуро-Майский район). М.: Наука, 1982. 92 с.
- Вальков А.К., Сысоев В.А.** О новой группе животных (ангустиокреиды) из древнейших слоев кембрия Сибири. – В кн.: XV сес. Всесоюз. палеонтол. о-ва Л.: ВПО, 1969, с. 15–16.
- Вальков А.К., Сысоев В.А.** Ангустиокреиды кембрия Сибири. – В кн.: Стратиграфия и палеонтология протерозоя и кембрия востока Сибирской платформы. Якутск: Кн. изд-во, 1970, с. 94–100.
- Вахрамеев В.А., Волкова Н.А.** Растительные микрофоссилии и граница между кембрием и докембriем на Русской платформе. – В кн.: Геология докембра. Л.: Наука, 1968, с. 124–127.
- Великанов В.А.** О закономерностях распределения фосфоритовых конкреций в калиево-кальцитовых слоях венда Подолья. – Литология и полез. ископаемые, 1975, № 6, с. 84–90.
- Великанов В.А.** Стратиграфия верхнедокембрейских образований юго-западного склона Украинского щита. – В кн.: Палеонтология и стратиграфия верхнего докембра и ниж-
- него палеозоя юго-запада Восточно-Европейской платформы. Киев: Наук. думка, 1976, с. 15–40.
- Великанов В.А.** Каниловская свита венда Волыно-Подолии. – Геол. журн., 1977, № 1, с. 73–83.
- Великанов В.А.** Венд Подолья. – В кн.: Стратиграфия верхнедокембрейских отложений запада Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1979, с. 131–150.
- Великанов В.А.** Структурно-фаунистическое районирование юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы в рифее и венде. – Геол. журн., 1979, № 6, с. 54–66.
- Великанов В.А., Асеева Е.А., Иванченко В.Я., Коренчук Л.В.** Уточнения к стратиграфической схеме опорного разреза венда Польского Приднестровья. – Докл. АН УССР, 1979, Б., № 12, с. 987–991.
- Великанов В.А., Асеева Е.А., Федонкин М.А.** Венд Украины. Киев: Наук. думка, 1983.
- Великанов В.Я., Заіка-Новацький В.С., Ханисенко О.М.** Волинська серія Поділля. – Вісн. унта. Геологія, 1971, № 12, с. 7–13.
- Веретениников Н.В.** Типлитоподобные породы верхнего докембра Белоруссии и их генезис. – В кн.: Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. Минск: Наука и техника. 1968. с. 29–50.
- Веретениников Н.В., Верниковский В.Н., Клевцов А.А.** Типлиты в верхнем докембriи Белоруссии и северо-запада Украины (Волыни) и их значение для стратиграфии пограничных слоев рифея и венда. – В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР. Львов: Изд-во УкрНИГРИ. 1972, вып. 7, с. 3–13.
- Верхний докембр.** Стратиграфия СССР. М.: ГОНТИ, 1963. 776 с.
- Виноградов В.А.** Стратиграфия синийских и кембрийских отложений Северного Хараулаха. – В кн.: Сборник по палеонтологии и биостратиграфии. Л.: НИИГА, 1962, вып. 28, с. 5–23.
- Виржиківський Р.Р.** Геологічна мапа України: Планшети XXVI–6, XXII–6 (Наддні странщина: Могилів-Ямпіль). Київ: Ізд-ва Укр. геол.-развед. трест, 1932. 226 с.
- Власов Б.И.** Верхний докембр Волыни. – В кн.: Тез. докл. совещ. по верхнему докембрию (рифек) Русской платформы. М.: Наука, 1974, с. 67–69.
- Власов Б.И.** Венд Волыни. – В кн.: Стратиграфия верхнедокембрейских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1979, с. 119–131.
- Власов Б.И.** Верхний докембр Волыни: Автореф. канд. геол.-мин. наук дис., Киев, ИГН УССР, 1979. 26 с.
- Власов Б.И., Воловник Б.Я.** Структурная приуроченность и пространственное распределение фаций верхнепротерозойской трапповой формации Волыно-Подолии. – В кн.: Эволю-

- ция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1973, с. 221–223.
- Волкова Н.А.** Споры докембрия Приднепровья – Докл. АН СССР, 1962, т. 142, № 4, с. 893–895.
- Волкова Н.А.** Фитопланктон древнейших отложений Северо-Западного Подмосковья и его значение для стратиграфии. – Изв. АН СССР, Сер. геол., 1964, № 4, с. 74–84.
- Волкова Н.А.** Акритархи докембрийских и нижнекембрийских отложений Эстонии. – Тр ГИН АН СССР, 1968, т. 188, с. 8–36.
- Волкова Н.А.** Акритархи северо-запада Русской платформы. – В кн.: Томмотский ярус и проблема нижней границы кембра. М.: Наука, 1969, с. 224–236. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 206).
- Волкова Н.А.** Акритархи и корреляция венда и кембра западной части Русской платформы. – Сов. геология, 1973, № 4, с. 48–62.
- Волкова Н.А.** Акритархи из пограничных слоев нижнего–среднего кембра Западной Латвии. – В кн.: Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембра Европы и Северной Азии. М.: Наука, 1974а, с. 194–198.
- Волкова Н.А.** Типы повреждений оболочек докембрийских и кембрийских акритархов. – Палеонтол. журн., 1974б, № 4, с. 101–108.
- Волкова Н.А.** Акритархи верхнего докембрия Юго-Восточной Сибири. (Усть-Кирбинская свита). – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1981, т. 56, вып. 4, с. 66–75.
- Волкова Н.А., Кирьянов В.В., Пискун Л.В. и др.** Растительные микрофоссилии. – В кн.: Палеонтология верхнедокембрийских и кембрийских отложений Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1979, с. 4–39.
- Волкова Н.А., Кирьянов В.В., Пятилетов В.Г. и др.** Микрофоссилии докембрия Сибирской платформы. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 1, с. 23–29.
- Волкова С.А.** Глинистые минералы валдайской серии северо-востока Русской платформы: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук, Казань, Геол. ин-т, 1980. 22 с.
- Воловник Б.Я.** Петрология и минералогия траповой формации Волынно-Подолии: Автореф. канд. геол.-минерал. наук. Львов, 1971. 23 с.
- Вологдин А.Г.** Древнейшие водоросли СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 655 с.
- Вологдин А.Г., Маслов А.Б.** О новой группе ископаемых организмов из низов юдомской свиты Сибирской платформы. – Докл. АН СССР, 1960, т. 134, № 3, с. 691–693.
- Воробьев В.Н., Александров В.В., Арутюнов С.Л. и др.** Доусольские нефтегазоносные отложения Непско-Ботубинской антиклизы. – Геология и геофизика, 1982, № 2, с. 3–13.
- Воронова Л.Г., Миссаржевский В.В.** Находки водорослей и трубок червей в пограничных слоях кембра и докембрия на севере Сибирской платформы. – Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 1, с. 207–211.
- Воронова Л.Г., Радионова Э.П.** Водоросли и микрофитолиты палеозоя. М.: Наука, 1976. 220 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 294).
- Воронцова Г.А., Дольник Т.А., Суханова Н.В., Фомин Н.И.** Юдомский комплекс Саяно-Байкальской складчатой области. – Тр. ИГИГ СО АН СССР, 1975, вып. 232, с. 169–179.
- Гаррис М.А.** Этапы магматизма и метаморфизма в докембрийской истории Урала и Приуралья. М.: Наука, 1977. 235 с.
- Гаррис М.А.** Геохронология позднего докембрия западного склона Южного Урала и Приуралья. – В кн.: Стратотип рифея (Стратиграфия. Геохронология). М.: Наука, 1983, с. 143–169. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 377).
- Гаррис М.А., Казаков Г.А., Келлер Б.М. и др.** Геохронологическая шкала верхнего проторозоя (рифей и венд). – В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. М.: Наука, 1964, с. 431–455.
- Гаррис М.А., Постников Д.В., Попов Ю.Н. и др.** О возрасте габброидов Волго-Уральской области. – В кн.: Тр. XIV сес. комис. по определению абсолютного возраста геологических формаций. М.: Наука, 1967, с. 36–44.
- Гейслер А.Н.** К вопросу о стратиграфическом расчленении и корреляции нижнекембрийских отложений северо-западной части Русской платформы. – Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 11, с. 5–16.
- Геологические формации осадочного чехла Русской платформы.** Л.: Недра, 1981, с. 33–34. (Тр. ВСЕГЕИ; Н. С.; Вып. 296).
- Герман Т.Н.** Находки массивных скоплений трихомов в рифеях. – В кн.: Микрофоссилии проторозоя и раннего палеозоя СССР. М.: Наука, 1974, с. 6–10.
- Герман Т.Н.** Находки нитчатых водорослей в мироедихинской свите верхнего докембрия. – Палеонтол. журн., 1981, № 4, с. 118–121.
- Гниловская М.Б.** Древнейшие водные растения венда Русской платформы. – Палеонтол. журн., 1971, № 3, с. 101–107.
- Гниловская М.Б.** О стратиграфическом значении вендутинид. – В кн.: Микрофитофоссилии проторозоя и раннего палеозоя СССР. Л.: Наука, 1974, с. 58–59.
- Гниловская М.Б.** Новые данные о природе вендутинид. – Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 4, с. 953–955.
- Гниловская М.Б.** Древнейшие Metaphyta. – В кн.: Междунар. геол. конгр. XXV сес.: Докл. сов. геологов. Палеонтология. Морская геология. М.: Наука, 1976, с. 10–14.
- Гниловская М.Б.** Вендутины. – В кн.: Палеонтология верхнедокембрийских и кембрийских отложений Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1979, с. 39–48.
- Гниловская М.Б., Менс К.А., Пашкевичене Л.Т., Пиррус Э.А.** Погоризонтное расчленение верхнего венда в стратотипической местности. – В кн.: Стратиграфия верхнего проторозоя СССР: Рифей и венд: (Тр. 5-й сес. науч. совещ. по геологии докембрия, Уфа, 1977). Л.: Наука, 1979, с. 117–121.

- Голлербах М.М., Косинская Е.К., Полянский В.И.** Синезеленые водоросли. М.: Сов. наука, 1953. Вып. 2. 651 с.
- Головенок В.К., Белова М.Ю.** Докембрийские микроорганизмы в кремнях Анабарского поднятия. — Докл. АН СССР, 1980, т. 261, № 3, с. 713—715.
- Голуб И.Н.** Акритархи верхнебавлинских отложений Пермского Приуралья. — Тр. ИгиГ СО АН СССР, 1974, т. 81, с. 23—27.
- Голуб И.Н.** Новая группа проблематичных микрообразований в вендских отложениях Оршанской впадины (Русская платформа). — В кн.: Палеонтология докембра и раннего кембра: (Тр. Всесоюз. симпоз. Л., 1976). Л.: Наука, 1979, с. 147—155.
- Горохов И.М., Клаузер Н., Варшавская Э.С.** и др. Исследование глинистых минералов верхнедокембрейских серий Овручского кряжа в связи с методикой датирования осадочных пород. — В кн.: Изотопная геохронология докембра. Уфа, 1979, с. 94—96.
- Горохов И.М., Клаузер Н., Кутявин Э.П.** и др. Рубидий-стронциевые системы в пограничных отложениях венда и кембра на северо-западе Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадкообразования. Киев: Наук. думка, 1982, с. 38—40.
- Граница докембра и кембра в геосинклинальных областях:** (Опорный разрез Саланы-Гол, МНР). М.: Наука, 1982, с. 110—118. (Тр. Совм. Сов.-Монг. палеонтол. эксп.; Вып. 18).
- Григорьев А.А.** Некоторые вопросы региональной стратиграфии Прибалтики. — Сов. геология, 1971, № 3, с. 65—78.
- Гричик В.В.** Литолого-стратиграфический разрез Мархинской опорной скважины. — В кн.: Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембра Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1969, с. 186—201.
- Гудымович С.С.** К биостратиграфии, палеонтологии и литологии анастасинской серии Манского прогиба (СЗ часть Восточного Саяна): Автoref. дис. канд. геол.-мин. наук. Томск: ТПИ, 1970. 23 с.
- Даценко В.А., Журавлева И.Т., Лазаренко Н.П.** и др. Биостратиграфия и фауна кембрейских отложений северо-запада Сибирской платформы. Л.: Недра, 1968. 213 с.
- Дэни Б.** Новые данные обоснования кембра в Южной Австралии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 3, с. 45—52.
- Демокидов К.К., Лазаренко Н.П.** Стратиграфия верхнего докембра и кембра и нижне-кембрейские трилобиты Средней Сибири и островов Советской Арктики. Л.: Недра, 1964. 288 с. (Тр. НИИГА; Т. 137).
- Дзевановский Ю.К.** Существует ли протерозой на востоке Алданской плиты. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1943, № 3, с. 38—51.
- Дикенштейн Г.Х.** Палеозойские отложения юго-запада Русской платформы. М.: Гостоптехиздат, 1957. 154 с.
- Дольник Т.А.** Строматолиты аkitканской серии Северо-Западного Прибайкалья. — В кн.: Нижняя граница рифея и строматолиты афебия. М.: Наука, 1978, с. 106—110. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 312).
- Дольник Т.А., Воронцова Г.А.** Новые данные о возрасте отложений карагасской серии Приаянья. — Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 2, с. 426—429.
- Дольник Т.А., Воронцова Г.А.** Биостратиграфия верхнего докембра и нижних горизонтов кембра Северо-Байкальского нагорья. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1974. 96 с.
- Дольник Т.А., Файзулина З.Х., Лысова А.Л.** и др. Корреляция отложений зоны сочленения Прибайкалья и Иркутского амфитеатра. — В кн.: Корреляция доусольских отложений центральных районов Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции. Иркутск, 1982, с. 27—30.
- Евсеев Г.Ф.** К стратиграфии даготландского палеозоя Подолии. — Уч. зап. Харьк. ун-та, 1955, т. 12, с. 67—81.
- Егорова Л.И., Савицкий В.Е.** Стратиграфия и биофауна кембра Сибирской платформы (Западное Приангарье). М.: Недра, 1969. 408 с. (Тр. СНИИГГиМС. Сер. палеонтол. и стратиграф.; Вып. 43).
- Жарков М.А., Хоментовский В.В.** Основные вопросы стратиграфии нижнего кембра и венда юга Сибирской платформы в связи с соленостью. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, т. X, № 1, с. 100—118.
- Журавлева З.А.** Онколиты и катаграфии рифея и нижнего кембра Сибири и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1964. 199 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 114).
- Журавлева З.А.** Диагностические признаки онколитов и катаграфий и распределение их в разрезе Южного Урала. — В кн.: Проблематика пограничных слоев рифея и кембра Русской платформы, Урала и Казахстана. М.: Наука, 1968, с. 83—100.
- Журавлева З.А.** К вопросу о возрасте верхнедокембрейских отложений Хараулаха. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 11, с. 127—131.
- Журавлева З.А.** Распределение онколитов в рифейских отложениях Южного Урала. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 2, с. 38—58.
- Журавлева З.А., Комар В.А.** К стратиграфии рифея (синия) Анабарского массива. — Докл. АН СССР, 1962, т. 144, № 1, с. 197—200.
- Журавлева З.А., Крылов И.Н., Постельников Е.С.** О стратиграфии и органических остатках дашкинской свиты осянской серии (верхний докембрь Енисейского кряжа). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 7, с. 125—130.
- Журавлева З.А., Чумаков Н.М.** Катаграфии, онколиты и строматолиты из позднего докембра Восточной Белоруссии. — Докл. АН СССР, 1968, т. 178, № 3, с. 668—671.
- Журавлева И.Т., Коршунов В.И., Лучинина В.А.** и др. Опорные скважины верхнего докембра—нижнего кембра в стратотипическом районе среднего течения р. Лены. — В кн.:

- Биостратиграфия и палеонтология нижнего и среднего кембрия азиатской части СССР. М.: Наука, 1983, с. 3–44.
- Журавлева И.Т., Мешкова Н.П., Лучинина В.А.** и др. Биофафии Анабарского моря в позднем докембре и раннем кембре. – В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Новосибирск: Наука, 1982, с. 74–103. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 510).
- Заика-Новацкий В.С.** Новые проблематические остатки из верхнего докембрея Приднестровья. – В кн.: Всесоюз. симпоз. по палеонтологии докембрея и раннего кембрея: (Тез. докл.). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1965, с. 98–99.
- Заика-Новацкий В.С., Букатчук П.Д., Великанов В.А., Жовинский Э.Я.** О стратиграфическом положении вулканических пород Подолии и Молдавии. – В кн.: Материалы по геологии, гидрогеологии, геофизике и геохимии Украины, Молдавии, Казахстана, Забайкалья. Киев: Изд-во Киев. ун-та, 1968, с. 36–40.
- Заика-Новацкий В.С., Великанов В.А., Ханисенко А.М.** Грушинская свита Волыно-Подолья. – Сб. науч. работ н.-и. сектора Киев. ун-та, 1972, № 8, с. 5–12.
- Зайцев Ю.А., Хераскова Т.Н.** Венд Центрального Казахстана. – В кн.: Материалы по геологии Центра Казахстана, 1979, вып. 14, с. 251.
- Зайцев Ю.А., Зыков С.И., Краснобаев А.А.** и др. О радиологическом датировании докембрейских пород Центрального Казахстана. – В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, 1974, т. 1, с. 25–38.
- Злобин М.Н., Голованов Н.П.** Стратиграфический очерк верхнедокембрейских отложений западного склона Анабарского поднятия (р. Котуйкан). – В кн.: Опорный разрез верхнедокембрейских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л., НИИГА, 1970, с. 6–20.
- Злобин М.Н., Голованов Н.П., Кабаньков В.Я.** и др. Опорный разрез верхнедокембрейских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л., 1970. 146 с.
- Зоричева А.И.** К стратиграфии палеозойских отложений севера Русской платформы. – В кн.: Материалы по геологии европейской части СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1956, с. 153–168. (Тр. ВСЕГЕИ. Н. С.; Вып. 14).
- Зоричева А.И.** Север Русской платформы. – В кн.: Геология СССР. Т. II. Архангельская, Вологодская области и Коми АССР. М.: Госгеолтоптехиздат, 1963, ч. 1, с. 87–99.
- Зубцов Е.И.** Докембрейские тиллиты Тянь-Шаня и их стратиграфическое значение. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, т. 47, № 1, с. 42–56.
- Иванов А.В., Мамкаев Ю.В.** Ресничные черви (*Turbellaria*), их происхождение и эволюция: Филогенетические очерки. Л.: Наука, 1973. 221 с.
- Иванов А.В.** Полянский Ю.И., Стрелков А.А. Большой практикум по зоологии беспозвоночных: (Простейшие, губки, кишечнополостные, гребневики, плоские черви, немертины, круглые черви). 3-е изд. М.: Высш. шк., 1981. 504 с.
- Иванова Э.П., Веселовская М.М., Кирсанов В.В.** О распространении волынской серии на Русской платформе. – Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1965, т. XL, вып. 5, с. 137–146.
- Ивановская Т.А., Смелов С.Б.** Материалы по изотопному возрасту и минералогии глауконита верхнего рифея Южного Урала (район г. Миасса). – Литология и полез. ископаемые, 1976, № 1, с. 147–151.
- Иголкина Н.С.** О возрасте песчано-глинистых пород Зимнего берега Белого моря. – В кн.: Материалы по геологии европейской части СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1956, с. 169–173. (Тр. ВСЕГЕИ. Н. С.; Вып. 14).
- Иголкина Н.С.** О возможности выделения балтийского комплекса нижнего кембрия на севере Русской платформы. – Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 11, с. 17–23.
- Иголкина Н.С.** Докембрейские отложения осадочного чехла на севере Русской платформы. – Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1961, № 43, с. 3–10.
- Иогансон А.К., Кропачев А.П.** Особенности строения вендских отложений юго-восточной Якутии (Майско-Кыллахская зона). – Геология и геофизика, 1979, № 10, с. 28–38.
- Ищенко А.А.** Новые данные о распространении вендотениевой флоры Приднестровья. – Геол. журн., 1982, т. 42, № 4, с. 109–116.
- Ищенко А.А., Коренчук Л.В.** Новые данные о флюоросценции и литологических особенностях нагорянской свиты верхнего докембрея Подолии. – Геол. журн., 1979, т. 39, № 1, с. 111–117.
- Кабаньков В.Я., Лопатин Б.Г., Табунов С.М.** Протерозойская группа южного и восточного склонов Анабарского поднятия. – В кн.: Геология СССР; Т. XVIII. Западная часть Якутской АССР. М.: Недра, 1970, с. 83–90.
- Казаков Г.А., Кнорре К.Г.** Геохронология верхнетримарий Учуро-Майского района Сибирской платформы. – В кн.: Геологорадиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М.: Наука, 1975, с. 192–205.
- Казаков Г.А., Кнорре К.Г., Стрижов В.П.** Новые данные о возрасте нижних свит нижнеавалинской серии Волго-Уральской области. – Геохимия, 1967, № 4, с. 482–486.
- Кальберг Э.А.** Геоботаническое описание Онежского полуострова. – Тр. Сев. геол. упр., 1940, вып. 4, с. 25–29.
- Кауи Д.В., Розанов А.Ю.** Отчет международной рабочей группы о симпозиуме по проблеме границы кембрия и докембрия. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 12, с. 72–82.
- Кауи Д.В., Розанов А.Ю.** К вопросу о выборе стратотипа границы докембрия–кембрия. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 12, с. 87–93.

- Кац Х.Р.** Стратиграфия позднего докембрая Восточной Гренландии. Геология Арктики. М.: Мир, 1964, с. 181–212.
- Келлер Б.М.** Подразделения единой стратиграфической шкалы докембрая. – Докл. АН СССР, 1966а, т. 171, № 6, с. 1405–1408.
- Келлер Б.М.** Вендинский комплекс Урала. – Сов. геология, 1966б, № 5, с. 58–69.
- Келлер Б.М.** Верхний протерозой Русской платформы (рифей и венд). М.: Изд-во МГУ, 1968. 101 с.
- Келлер Б.М.** Отпечаток неизвестного животного из валдайской серии Русской платформы. – В кн.: Томтотский ярус и проблема нижней границы кембрая. М.: Наука, 1969. 175 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 206).
- Келлер Б.М.** Венд, юдомий и терминалный рифей (вендомий). – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 1, с. 86–92.
- Келлер Б.М.** Стратотип вендомия на Южном Урале. – В кн.: Этюды по стратиграфии. М.: Наука, 1974, с. 97–101.
- Келлер Б.М.** Терминалный рифей (кудаш) и нижняя граница венда. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983а, № 6, с. 67–78.
- Келлер Б.М.** Системы верхнего докембрая. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983б, № 12, с. 54–84.
- Келлер Б.М., Аксенов Е.М., Королев В.Г. и др.** Вендомий (терминалный рифей) и его региональные подразделения. М.: ВИНИТИ, 1974а, 127 с. (Итоги науки и техники. Стратиграфия и палеонтология; Т. 5).
- Келлер Б.М., Казаков Г.А., Крылов И.Н. и др.** Новые данные по стратиграфии рифейских групп (верхний протерозой). – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 12, с. 26–41.
- Келлер Б.М., Кратц К.О., Митрофанов Ф.П. и др.** Достижения в разработке общей стратиграфической шкалы докембрая СССР. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 11, с. 16–21.
- Келлер Б.М., Королев В.Г., Семихатов М.А., Чумаков Н.М.** Основные черты палеогеографии позднего протерозоя СССР. – В кн.: XXIII сесс. МГК. Докл. сов. геологов. Пробл. 4. Л.: Наука, 1968, с. 82–94.
- Келлер Б.М., Меннер В.В., Степанов В.А., Чумаков Н.М.** Новые находки Metazoa в вендинии Русской платформы. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974б, № 12, с. 130–134.
- Келлер Б.М., Семихатов М.А.** Опорные разрезы рифея материков. – В кн.: Стратиграфия и палеонтология. М.: Наука, 1968, с. 5–108.
- Келлер Б.М., Семихатов М.А., Чумаков Н.М.** Типовые разрезы верхней эратемы протерозоя. – В кн.: 27-й Междунар. геол. конгр. Секция С. 05. Геология докембрая. Докл. М.: Наука, 1984, т. 5, с. 56–76.
- Келлер Б.М., Федонкин М.А.** Новые находки окаменелостей в валдайской серии докембрая по р. Сюзьме. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 3, с. 38–44.
- Келлер Б.М., Шульга П.Л.** Объяснительная записка к схеме стратиграфии верхнего докембрая Русской платформы. Киев: Ин-т геол. наук АН УССР, 1978, № 4, с. 36. Препр.
- Келлер Б.М., Янкаускас Т.В.** Микрофоссилии стратотипа рифея Южного Урала. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 12, с. 58–68.
- Кирсанов В.В.** К вопросу о стратиграфии и корреляции отложений вендинского комплекса на восточной окраине Русской платформы. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 6, с. 86–103.
- Кирсанов В.В.** Траптовый магматизм рифея и венда в центральных и восточных районах Русской платформы. – Докл. АН СССР, 1966, т. 167, № 1, с. 162–165.
- Кирсанов В.В.** О следах вендинского оледенения в центральных районах Русской платформы. – В кн.: Литология и стратиграфия палеозойских и мезозойских отложений Русской платформы. М.: Наука, 1972, с. 39–46.
- Кирьянов В.В.** Актиархи силура Волыно-Подолья. Киев: Наук. думка, 1978. 116 с.
- Клевцова А.А.** К вопросу о корреляции разрезов верхнедокембрейских отложений Русской платформы и Урала. – Докл. АН СССР, 1965, т. 165, № 6, с. 1371–1374.
- Клевцова А.А.** Стратиграфическое соотношение разрезов верхнедокембрейских отложений Русской платформы. – Изв. вузов. Геология и разведка, 1968, № 9, с. 10–20.
- Клевцова А.А.** Основные черты истории развития Русской платформы в венде. – Изв. вузов. Геология и разведка, 1972а, № 8, с. 3–15.
- Клевцова А.А.** Вендинский комплекс Русской платформы и его проблематические органические остатки. – В кн.: Литология и стратиграфия палеозойских и мезозойских отложений Русской и Скифской платформ. М.: Наука, 1972б, с. 4–14.
- Кожемякина И.А.** Могилевские отложения северо-восточной Белоруссии и возможность использования их для целей подземного газохранения. – Тр. Союзбургаз, 1968, вып. 6, с. 202–217.
- Кожемякина И.А., Чумаков Н.М.** Погребенный рельеф в основании волынской серии Белоруссии (верхний докембрей). – Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 4, с. 885–888.
- Кокоулун М.Л.** Домезозойские породы Якутского поднятия. – Геология и геофизика, 1974, № 6, с. 16–23.
- Колосов П.Н.** Стратиграфия верхнего докембрая юга Якутии. Новосибирск: Наука, 1975. 156 с.
- Колосов П.Н.** Древние нефтегазоносные толщи юго-востока Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1977. 89 с.
- Колосов П.Н., Авдеева В.И.** Стратиграфическая схема верхнего докембрая газоносного района Юго-Западной Якутии. – Бюл. НТИ Якут. фил. СО АН СССР, 1979, июнь, с. 3–7.
- Колосов П.Н., Авдеева В.И., Бакин В.Е. и др.** Стратиграфия верхнедокембрейских и нижнекембрейских отложений Ботуобинского газоносного района Юго-Западной Якутии. – В кн.: Стратиграфия нефтегазоносных отложений Якутии. Якутск, 1980, с. 3–35.
- Комар В.А.** Столбчатые строматолиты рифея

- севера Сибирской платформы. – Учен. зап. НИИ геологии Арктики, 1964, вып. 6, с. 84–105.
- Комар В.А.** Строматолиты верхнедокембрейских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1966. 122 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 154).
- Комар В.А.** Классификация строматолитов по микроструктурам. – В кн.: Палеонтология докембрия и раннего кембра: (Тр. Всесоюз. симпоз., Ленинград, 1976). Л.: Наука, 1979, с. 42–55.
- Комар В.А., Крылов И.Н., Раабен М.Е.** и др. Фитолиты в стратиграфии докембрия. – В кн.: Корреляция докембрия: (Тез. докл.) М.: Наука, 1975, с. 65–67.
- Комар В.А., Раабен М.Е., Семихатов М.А.** Конофитоны рифея СССР. М.: Наука, 1965. 125 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 131).
- Комар В.А., Фурдуй Р.С.** О кембрийских и юдомских отложениях Приколымского поднятия. – Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 4, с. 915–916.
- Коноплева Н.Г.** Расчленение и корреляция верхнерифейских и вендских отложений Кольского полуострова. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 11, с. 50–61.
- Копелиович А.В.** Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965. 310 с. (Тр. ГИН АН СССР, Вып. 121).
- Кордэ К.Б.** О нескольких видах ископаемых синезеленных водоростей. – Материалы к основам палеонтологии, 1958, в. 2, с. 113–118.
- Кордэ К.Б.** Водоросли кембрия юго-востока Сибирской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 146 с. (Тр. ПИН АН СССР; т. LXXXIX).
- Кордэ К.Б.** Водоросли кембрия. М.: Наука, 1973. 273 с. (Тр. ПИН АН СССР; т. 139).
- Королев В.Г., Максумова Р.А., Огурцова Р.Н.** Соотношение венда и терминального рифея (вендомия) в Тянь-Шане и Южном Казахстане. – В кн.: Стратиграфия верхнего протерозоя СССР: Рифей и венд. Л.: Наука, 1979, с. 184–189.
- Королев В.Г., Огурцова Р.Н.** Корреляция пограничных отложений венда нижнего кембрия Таласо-Каратаяской зоны (хр. Малый Карагат) с опорными разрезами Восточно-Европейской и Сибирской платформ. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 6, с. 27–36.
- Королюк И.К.** Строматолиты нижнего кембрия и протерозоя Иркутского амфитеатра. – В кн.: Геолого-геохимические исследования нефтегазоносных областей СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 112–161.
- Королюк И.К.** Расчленение кембрия и докембрия Восточной Сибири по строматолитам. – В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1960б, с. 118–124.
- Королюк И.К.** Микропроблематика рифея и нижнего кембрия Прибайкалья и Ангаро-Ленского прогиба. – В кн.: Вопросы микропалеонтологии. М.: Наука, 1966, с. 174–198.
- Королюк И.К., Сидоров А.Д.** Строматолиты мотской свиты Южного Прибайкалья и Юго-Восточного Присаянья. – Докл. АН СССР, 1969, т. 183, № 3, с. 669–671.
- Королюк И.К., Сидоров А.Д.** Строматолиты Южного Прибайкалья. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 11, с. 112–123.
- Котык В.А., Марковский Б.М.** Верхнепротерозойские отложения глубоко погруженной части Волыно-Подольской окраины Русской платформы. – В кн.: Тез. докл. совещ. по верхнему докембрию (рифюю) Русской платформы. М.: Наука, 1974, с. 70–73.
- Крандиевский В.С., Ищенко Т.А., Кирьянов В.В.** Палеонтология и стратиграфия нижнего палеозоя Волыно-Подолии. Киев: Наук. думка, 1968, 124 с.
- Красильщиков А.А.** Стратиграфия и палеотектоника докембрия-раннего палеозоя Шпицбергена. Л.: Недра, 1973, 121 с. (Тр. НИИ геол. Арктики; т. 172).
- Красильщиков А.А., Биттерман И.М.** Стратиграфия протерозоя Оленекского поднятия. – В кн.: Геология СССР, т. XVIII. М.: Недра, 1970, с. 91–100.
- Краснобаев А.А., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П., Мезенцева В.Н.** Рb–Sr датирование вендских отложений. – В кн.: Изотопная геохронология докембрия. Уфа, 1979, с. 78–79.
- Крашенинникова О.В.** Древние свиты западного склона Украинского кристаллического щита. Киев: Изд-во АН УССР, 1956. 194 с.
- Кривцов А.И.** Нижний палеозой восточного склона Балтийского щита. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 4, с. 63–75.
- Крылов И.Н.** Рифейские и нижнекембрийские строматолиты Тянь-Шаня и Карагату. М.: Наука, 1967. 190 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 171).
- Крылов И.Н.** Древнейшие следы на Земле. – Природа, 1968, № 11, с. 41–54.
- Крылов И.Н.** На заре жизни. М.: Наука, 1972, 104 с.
- Крылов И.Н.** Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. М.: Наука, 1975. 243 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 274).
- Крылов И.Н., Комар В.А.** О строматолитах вендского комплекса. – В кн.: Всесоюз. симпоз. по палеонтологии докембрия и раннего кембрия: (Тез. докл.) Новосибирск, 1965, с. 44–45.
- Крылов И.Н., Королюк И.К., Сидоров А.Д.** Строматолиты. – В кн.: Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия. М.: Наука, 1969, с. 195–223.
- Крылов И.Н., Шаповалова И.Г., Колосов П.Н., Федонкин М.А.** Рифейские отложения низовья р. Лены. – Сов. геология, 1971, № 7, с. 85–95.
- Курман И.М., Зонов Н.Г., Ларин Н.И.** К вопросу об образовании Подольских месторождений фосфоритов. – Агрономические руды СССР, 1932, т. 1, ч. 2, с. 11–24.
- Курочка В.П.** Циклы осадконакопления древне-палеозойских отложений Приднестровья и фациальная приуроченность к ним глинис-

- тых минералов, микроэлементов и некоторых полезных ископаемых: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук, Минск, 1959. 39 с.
- Кутейникова Н.С., Кутейников Е.С., Воронова Л.Г., Миссаржевский В.В.* Новые данные по стратиграфии пограничных слоев протерозоя и палеозоя на крыльях Анабарского кристаллического массива. – В кн.: Проблемы палеонтологии и биостратиграфии нижнего кембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1973, с. 215–219.
- Лагутенкова Н.С.* Следы вулканической деятельности в отложениях верхнебавлинской серии Пермского Прикамья и Башкирской АССР. – Докл. АН СССР, 1953, т. 150, № 6, с. 1352–1353.
- Лагутенкова Н.С., Чепикова И.К.* Верхнедокембрийские отложения Шкаповского района и их микропалеофитологическая характеристика. – В кн.: Применение палинологии и нефтяной геологии М.: Недра, 1976, с. 31–37.
- Ламанский В.В.* Примечание переводчика к книге М. Неймайр. История земли. Т. 2. СПб, 1897, т. 2, с. 2–3.
- Ларин Н.И., Светозарова Т.А.* Стратиграфия песчано-сланцевой толщи силура Подолья. – Агрономические руды СССР, 1932, т. 1, ч. 2, с. 31–38.
- Лунгергаузен Л.Ф.* Этапы развития Подольской платформы и ее Причерноморского склона. – В кн.: Тр. Нефтяной конф. 1938, Киев: Изд-во АН УССР, 1938, с. 107–148.
- Лунгергаузен Л.Ф.* Следы гляциального климата в древнем палеозое Подолья. – Докл. АН СССР, 1939, т. 22, № 6, с. 318–321.
- Лунгергаузен Л.Ф.* О фациальной природе и условиях отложения древних свит Башкирского Урала. – Сов. геология, 1947, № 18, с. 35–74.
- Лунгергаузен Л.Ф., Никифорова О.И.* О стратиграфическом отношении силурийских слоев Подолья к аналогичным слоям некоторых других мест Западной Европы. – Докл. АН СССР, Н. С., 1942, т. 34, № 2, с. 69–74.
- Лучинина В.А.* *Renalcis polymorphum* Maslov из юдомского комплекса р. Сухарики. – В кн.: Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1969, с. 184–185.
- Лучинина В.А., Кирьянов В.В., Гниловская М.Б.* О корреляции пограничных отложений до-кембрия и кембрия Восточно-Европейской и Сибирской платформ. – Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 5, с. 1184–1187.
- Мазарович А.Н.* Об основных единицах геохронологии. – Докл. АН СССР, 1947, т. LVIII, № 3, с. 443–446.
- Маслов В.П.* О распространении карбонатных водорослей в Восточной Сибири. – В кн.: Проблемы палеонтологии. М.: Изд-во МГУ, 1937, Т. 2/3, с. 327–342.
- Маслов В.П.* Систематическое положение и отличие строматолитов и онколитов от ископаемых известковых водорослей. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1950, т. XXV, № 4, с. 66–76.
- Маслов В.П.* Карбонатные желваки органического происхождения. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1952, т. XXVII, № 4, с. 28–45.
- Махнач А.С., Веретенников Н.В., Шкуратов В.И.* Стратиграфическая схема верхнего протерозоя Белоруссии. – Докл. АН БССР, 1974, т. XVIII, № 5, с. 453–456.
- Махнач А.С., Веретенников Н.В., Шкуратов В.И., Бордон В.Е.* Рифей и венд Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1976. 360 с.
- Мезенцев А.В., Несененко А.П., Сухоруков В.И., Ян-Жин-Шин В.А.* Новые данные о строении и корреляции юдомской серии Кыллахского поднятия. – Геология и геофизика, 1978, № 3, с. 19–28.
- Мельников Н.В.* Литолого-стратиграфическое расщепление рифея, венда и кембрия низовьев р. Лены. – В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Сибирской платформы и прилегающих регионов. Якутск, 1966, с. 20–24.
- Меннер В.В., Штрейс Н.А.* О тектонических аспектах геохронологической шкалы. – В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 300–309.
- Менс К.А., Пиррус Э.А.* О стратиграфии пограничных слоев венда и кембрия на северо-западе Русской платформы. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 11, с. 93–103.
- Менс К.А., Пиррус Э.А.* Южный склон Балтийского щита. – В кн.: Стратиграфия верхнедокембрийских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1979, с. 7–41.
- Мешкова Н.П., Журавлева И.Т., Лучинина В.А.* Нижний кембрий и нижняя часть среднего кембрия Оленекского поднятия. – В кн.: Проблемы палеонтологии и биостратиграфии нижнего кембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1973, с. 194–214.
- Мешкова Н.П., Лучинина В.А., Карпов Г.П., Сидоров С.Д.* Разрез нижнего кембрия р. Большой Куонамки (северо-восточный склон Анабарского поднятия). – В кн.: Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 76–84. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 406).
- Мешкова Н.П., Николаева И.В., Куликов Ю.П.* и др. Стратиграфия пограничных отложений до-кембра и кембра севера Анабарского поднятия. – В кн.: Стратиграфия и палеонтология нижнего и среднего кембрия СССР. Новосибирск: Наука, 1976, с. 3–22. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 296).
- Миссаржевский В.В.* Хиолиты, гастроподы и группы неясного систематического происхождения. – В кн.: Томмотский ярус и проблема нижней границы Кембрия. М.: Наука, 1969, с. 93–175. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 206).
- Миссаржевский В.В.* Новые данные о древнейших окаменелостях раннего кембрия Сибирской платформы. – В кн.: Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Европы и Северной Азии. М.: Наука, 1974, с. 179–189.
- Миссаржевский В.В.* О пограничных слоях

- кембрия и докембрия западного склона Олешинского поднятия (р. Оленек). — Бюлл. МОИП, Отд. геол., 1980, т. 55, вып. 4, с. 23—34.
- Миссаржевский В.В.* Расчленение и корреляция пограничных толщ докембрия и кембрия по некоторым древнейшим группам скелетных организмов. — Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1982, т. 57, вып. 5, с. 52—67.
- Миссаржевский В.В.* Стратиграфия древнейших толщ фанерозоя Анабарского массива. — Сов. геология, 1983, № 9, с. 62—73.
- Миссаржевский В.В., Розанов А.Ю.* К вопросу о корреляции пограничных слоев кембрия и докембрия Сибирской платформы. — Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1975, вып. 232, с. 101—111.
- Младших С.В., Аблазин Б.Д.* Стратиграфия верхнего докембрия западного склона Среднего Урала. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 2, с. 67—80.
- Морозов С.Г., Ревенко Э.А.* О возрасте карбонатных толщ бавлинских отложений Башкирии. — Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 4, с. 917—920.
- Москвитин И.Е., Нужнов С.В., Якшин М.С.* Результаты ревизионных стратиграфических исследований по верхнему докембрию северо-западного склона Алданского щита. — В кн.: Опорные узлы унифицированной схемы позднего докембрия Средней Сибири. Новосибирск, 1980, с. 12—42.
- Наумова С.В.* Споры древних свит западного склона Южного Урала. — Тр. МОИП. Отд. геол., 1951, с. 183—187.
- Наумова С.Н.* Споро-пыльцевые комплексы рифейских и нижнерифейских отложений СССР. — В кн.: Междунар. геол. конгр. XXI сес.: Докл. сов. геологов. Пробл. 8. М.: Изд-во АН СССР, 1960 с. 109—117.
- Наумова С.Н.* Зональные комплексы растительных микрофоссилий докембрия и нижнего кембрия Евразии и их стратиграфическое значение. — В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Центральной Европы. М.: Наука, 1968, с. 30—39.
- Наумова С.Н.* Раствительные микрофоссилии докембрия и нижнего кембрия Евразии и их значения для стратиграфии. — В кн.: Палеонтология протерофита и палеофита. М.: Наука, 1974, с. 7—12.
- Неволин Б.С., Потапов С.В., Ставцев А.Л.* Верхний протерозой (рифей) и нижний кембрий юго-восточной окраины Сибирской платформы, Юдомо-Майского прогиба и Охотского срединного массива. — В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири. Новосибирск, 1978, с. 21—63.
- Некрасова О.И.* Литология нижне- и среднекембрейских отложений разреза Амгинской опорной скважины. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 68 с.
- Нечеев С.В.* Геохронология позднедокембрейских толщ Юго-Западного склона Русской платформы: (Тез. докл. совещ. по верхнему докембрию (рифею) Русской платформы). М., 1974, с. 40—48.
- Нужнов С.В.* Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 159 с.
- Нужнов С.В., Потапов С.В., Работнов В.Т.* Особенности стратиграфического положения и расчленения вендских (юдомских) отложений Учуро-Майского района. — Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1975, вып. 232, с. 152—161.
- Объяснительная записка к схеме стратиграфии верхнего докембрия Русской платформы. Киев: Наук. думка, 1978. 36 с.
- Огурирова Р.Н.* Находки лонгитонских акритарх в отложениях томмотского яруса Оленекского поднятия. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975а, № 11, с. 84—89.
- Огурирова Р.Н.* Акритархи верхнего венда и нижнего кембрия хребта Малый Карагатай в Южном Казахстане (разрез по р. Кыршакты). — Изв. АН КиргССР, 1975б, № 5, с. 19—27.
- Ожиганова Л.Д.* Петрографо-минералогические исследования древних отложений Западной Башкирии. — В кн.: Древние отложения Западной Башкирии. Уфа, 1959, с. 28—87.
- Олли А.И.* Древние отложения западного склона Урала. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1948. 412 с.
- Основы палеонтологии. Губки, археоциты, кишечнополостные, черви. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 486 с.
- Пасасикиев Л.Б.* Геологическое строение и история развития Ханьяд-Локновского и Мынистского поднятий. — Вопр. разведочной геофизики, Л.: Гостоптехиздат, 1966, вып. 5, с. 86—99.
- Палеогеография и литология венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1980. 119 с.
- Палеонтология верхнедокембрейских и кембрейских отложений Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1979. 210 с.
- Палий В.М.* Остатки бесскелетной фауны и следы жизнедеятельности из отложений верхнедокембрия и нижнего кембрия Подолии. — В кн.: Палеонтология и стратиграфия верхнедокембрейских и кембрейских отложений Восточно-Европейской платформы. Киев, 1976, с. 63—77.
- Палий В.М., Пости Э., Федонкин М.А.* Мягкотельные Metazoa и ископаемые следы животных венда и раннего кембрия. — В кн.: Палеонтология верхнедокембрейских и кембрейских отложений Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1979, с. 49—82.
- Пашкевичене Л.Т.* Микропалеофитологическая характеристика вендских и нижнекембрейских отложений Прибалтики. — В кн.: Материалы по стратиграфии Прибалтики. Вильнюс, 1976, с. 30—31.
- Пашкевичене Л.Т.* Акритархи пограничных слоев венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1980. 76 с.
- Писарчик Я.К.* Литология и фации кембрейских

- отложений Иркутского амфитеатра в связи с нефтегазоносностью и соленосностью. Л.: Гостоптехиздат, 1963. 347 с.
- Порфириева Н.А.** Планарии озера Байкал. Новосибирск: Наука, 1977, с. 1–207.
- Постановление МСК по общей стратиграфической шкале докембрия, принятой на Уфимском совещании в 1977 г. – В кн.: Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Л., 1981, вып. 19, с. 5–11.
- Постникова И.К.** Корреляция разрезов верхнего докембра западного склона Урала и Восточно-Европейской платформы. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, т. 47, № 5, с. 86–102.
- Постникова И.Е., Ревенко Э.А.** Новые данные о вендском комплексе Волго-Уральской области. – Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 5, с. 1123–1125.
- Постников Д.В.** Новые геохронологические данные по верхнему докембрию Русской платформы. – В кн.: Тез. докл. совещ. по верхнему докембрию (рифею) Русской платформы. М., 1974, с. 48.
- Прейсс В.В., Крылов И.Н.** Стратиграфия и растительные остатки верхнего докембра Южной Австралии. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 7, с. 61–74.
- Притула Ю.А., Нечаев З.К., Фролов Б.М.** и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Ангаро-Ленской зоны складок. Л.: Гостоптехиздат, 1962. 147 с.
- Пыхова Н.Г.** Акритархи докембра Южного Урала, Сибири, Восточно-Европейской платформы и их значение для стратиграфии. – В кн.: Микрофоссилии древнейших отложений. М.: Наука, 1973, с. 5–17.
- Пятилетов В.Г.** О находках синезеленых водорослей в юдомских отложениях Якутии. – Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 3, с. 714–716.
- Пятилетов В.Г.** Юдомский комплекс микрофоссилий Южной Якутии. – Геология и геофизика, 1980а, № 7, с. 8–20.
- Пятилетов В.Г.** Микрофоссилии из позднедокембрейских отложений, вскрытых Ванаварской скважиной. – В кн.: Новые данные по стратиграфии позднего докембра запада Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1980б, с. 71–76.
- Пятилетов В.Г., Лучинина В.А., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С.** Новые данные о древних водорослях. – Докл. АН СССР, 1981, т. 261, № 4, с. 982–984.
- Раабен М.Е., Забродин В.Е.** Водорослевая проблематика верхнего рифея (строматолиты, онколиты). М.: Наука, 1972. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 217).
- Работнов В.Т.** Стратиграфия верхнего докембра Охотского массива. – Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 1, с. 148–151.
- Работнов В.Т., Нарожных Л.И.** К стратиграфии нижнекембрейских отложений Учуро-Майского района. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым ЯАССР. Якутск, 1961, вып. 7, с. 107–113.
- Работнов В.Т., Нарожных Л.И., Комар В.А.** К стратиграфии верхнего докембра Приаянья. – Докл. АН СССР, 1971, т. 200, № 6, с. 1407–1410.
- Репина Л.Н., Лазаренко Н.П., Мешкова Н.П.** и др. Биостратиграфия и фауны нижнего кембра Хараулаха (хребет Туора-Сис). – М.: Наука, 1974. 300 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 235).
- Рейтлингер Е.А.** Кембрейские фораминиферы Якутии. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1948, т. 23, № 2, с. 77–81.
- Рейтлингер Е.А.** Атлас микроскопических органических остатков и проблематики древних толщ Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 55 с.
- Решение коллоквиума по строматолитам. – В кн.: Совещание по стратиграфии вендских отложений Сибирской платформы и ее непосредственного обрамления: Решения. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1972, с. 27–32.
- Решение совещания по стратиграфии вендских отложений Сибирской платформы и ее непосредственного обрамления. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1972. 44.
- Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Часть 1. Верхний протерозой и нижний палеозой. Новосибирск, 1983. 215 с., приложение.
- Решения всесоюзных коллоквиумов по микрофитолитам, строматолитам и микрофоссилиям. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1975. 37 с.
- Решения и рекомендации Всесоюзного коллоквиума по микрофитолитам опорных разрезов верхнего докембра Средней Сибири. Иркутск: ИПИ, 1979. 58 с.
- Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембра и палеозоя Русской платформы (1962). Л.: ВСЕГЕИ, 1965.
- Решения совещания по стратиграфии отложений верхнего докембра Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1962. 9 с., приложение.
- Ржевский В.Ф., Чехович К.М.** Стратиграфия докембра Игарского района. – В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембра восточных и северных районов Сибири. Новосибирск, 1978, с. 101–114.
- Розанов А.Ю.** Проблема нижней границы кембра. – В кн.: Итоги науки. Геология: Общая геология. Стратиграфия (1963–1964). М.: ВНИТИ, 1966, с. 92–111.
- Розанов А.Ю.** Граница докембра и кембра. – В кн.: Границы геологических систем. М.: Наука, 1976, с. 31–53.
- Розанов А.Ю., Миссаржевский В.В.** Биостратиграфия и фауна нижних горизонтов кембра

- рия. М.: Наука, 1966. 126 с. (Тр. ГИН АН СССР, Вып. 148).
- Розанов А.Ю., Соколов Б.С.* Граница докембрия и кембрия: современный уровень знаний. – В кн.: Междунар. геол. конгр. 26-я сес.: Докл. сов. геологов. Докембрий. М.: Наука, 1980, с. 159–164.
- Рудавская В.А.* Акритархи мотской свиты Марковского нефтяного месторождения Восточной Сибири. – В кн.: Палинология в нефтяной геологии. Л.: Наука, 1971, с. 93–100. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 296).
- Рудавская В.А.* Акритархи пограничных отложений рифея и кембрия юго-восточной части Сибири. – В кн.: Микрофоссилии древнейших отложений. М.: Наука, 1973, с. 17–21.
- Рудавская В.А.* Акритархи нефтегазоносных горизонтов и нефтей позднего докембрия Восточной Сибири. – В кн.: Микрофоссилии в нефтяной геологии. Л.: Наука, 1980, с. 130–140.
- Рудавская В.А., Коссовой Л.С., Тюнегин С.П.* Стратиграфическое расчленение верхнего докембрия Мезенской впадины по комплексам микрофоссилий. – Тр. ВНИГРИ, 1977, вып. 398, с. 7–15.
- Рудавская В.А., Фролов Б.М.* Первые находки акритархов в нижних горизонтах опорных разрезов юдомской свиты. – Тр. Ин-та геологии и геофизики Сиб. отд. АН СССР, 1974, т. 81, с. 11–13.
- Рухина Е.В.* Литология моренных отложений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1960, 148 с.
- Савицкий В.Е.* О соотношении кембрия и верхнего докембрия Анабарского щита. – В кн.: Совещ. по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока: (Тез. докл.). Новосибирск, 1962, с. 53–54.
- Савицкий В.Е., Шабанов Ю.Я., Евтушенко В.М., Шишкин Б.Б.* Опорный разрез кембрия Хорбусунской фациальной области. – В кн.: Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. Новосибирск, 1972, с. 53–60.
- Сагындыков К.С., Черепанова В.А.* Об эфузивно-осадочной природе железистых руд Срединного Тянь-Шаня. – В кн.: Основные проблемы осадочного рудообразования. Фрунзе: Илим, 1977, с. 168–186.
- Сакалаускас В.Ф.* Венд Литвы. – В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс: Минтис, 1968, с. 9–21.
- Семихатов М.А.* Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. М.: Наука, 1962. 236 с.
- Семихатов М.А.* Вендомий Сибирской платформы и смежных прогибов. В кн.: Вендомий (терминалный рифей) и его региональные подразделения. М.: ВИНИТИ, 1974, с. 26–40. (Итоги науки и техники Стратиграфия и палеонтология; Т. 5).
- Семихатов М.А.* Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР: Анализ и уроки. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 11, с. 5–22.
- Семихатов М.А., Аксенов Е.М., Беккер Ю.Р.* и Расчленение и корреляция рифея СССР. – В кн.: Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Л.: Наука, 1979, с. 6–42.
- Семихатов М.А., Комар В.А., Серебряков С.Н.* Новые данные о строматолитах юдомской свиты и ее аналогов. – Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 5, с. 1119–1122.
- Семихатов М.А., Комар В.А., Серебряков С.Н.* Юдомский комплекс стратотипической местности. М.: Наука, 1970. 207 с.
- Семихатов М.А., Серебряков С.Н.* Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 224 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 367).
- Сиверцева И.А., Станковский А.Ф.* Микрофоссилии верхнедокембрейских отложений Архангельской области. – В кн.: Палеонтология докембрия и раннего кембрия: (Тр. Всесоюз. симпоз., Ленинград, 1976). Л.: Наука, 1979, с. 157–159.
- Сиверцева И.А., Веричев Е.М., Гриб В.П., Станковский А.Ф.* Микрофоссилии верхнего докембрия юго-восточного Беломорья: Литология и палеогеография, Л.: Изд-во ЛГУ, 1981, вып. 3, с. 133–148.
- Синельников Д.В.* Сравнение тектонического развития западных окраин Африканской и Сибирской платформ в позднем докембрии. – Изв. вузов геология и разведка, 1973, № 12, с. 13–20.
- Скоробогатых П.П., Янышина Н.А.* Корреляция венд-нижнекембрейских терригенных отложений запада Сибирской платформы. – В кн.: Корреляция доусольских отложений центральных и южных районов Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции. Иркутск, 1982, с. 33–35.
- Соболевская Р.Ф.* Стратиграфия синийских отложений южного склона Анабарского поднятия. – В кн.: Стратиграфия синийских и кембрейских отложений северо-востока Сибирской платформы. Л.: Гостоптехиздат, 1959, с. 34–36.
- Соколов Б.С.* О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 5, с. 21–31.
- Соколов Б.С.* Сравнительная характеристика доэйфельских отложений центральных и восточных районов Русской платформы. – Тр. ВНИГНИ, 1956, вып. 95, с. 35–88.
- Соколов Б.С.* Проблема нижней границы палеозоя и древнейшие отложения досинийских платформ Евразии. – Тр. ВНИГРИ, 1958, № 3, с. 5–67.
- Соколов Б.С.* Вендский комплекс (венд) и проблема границы докембрия и палеозойской группы. – В кн.: Междунар. геол. конгр. XXII сес.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1964а, с. 135–150.
- Соколов Б.С.* Поздний докембрий. – В кн.: История геологического развития Русской платформы и ее обрамления. М.: Недра, 1964б.
- Соколов Б.С.* Древнейшие отложения раннего кембрия и сабеллидиды. – В кн.: Всесоюз. симпоз. по палеонтологии докембрия и ран-

- него кембрия: (Тез. докл.). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1965а, с. 78–91.
- Соколов Б.С.** Палеонтология докембрия и органический мир к началу фанерозоя. – В кн.: Всесоюз. симпоз. по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Новосибирск, 1965б, с. 3–7.
- Соколов Б.С.** Древнейшие погонофоры. – Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 1, с. 201–204.
- Соколов Б.С.** Венд севера Евразии. – Геология и геофизика, 1971, № 6, с. 13–22.
- Соколов Б.С.** Вендинский этап в истории Земли. – В кн.: Междунар. геол. конгр. XXIV сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 7. Палеонтология. М.: Наука, 1972, с. 114–124.
- Соколов Б.С.** Венд Русской платформы; его границы расщепления и стратиграфические аналогии. – В кн.: Тез. докл. сов. по верхнему докембрию (рифею) Русской платформы. М.: Наука, 1974а, с. 3–10.
- Соколов Б.С.** Основные результаты Междунар. симпоз. по границе докембрия и кембрия. – Геология и геофизика, 1974б, № 4, с. 18–26.
- Соколов Б.С.** Проблема границы докембрия и кембрия. – Геология и геофизика, 1974в, № 2, с. 3–29.
- Соколов Б.С.** О венде (вместо предисловия). – В кн.: Аналоги вендинского комплекса в Сибири. М.: Наука, 1975, с. 5–10. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, Вып. 232).
- Соколов Б.С.** Органический мир Земли на пути к фанерозойской дифференциации. – Вестн. АН СССР, 1976а, № 1, с. 126–143.
- Соколов Б.С.** Метазоа докембрия и вендо-кембрейский рубеж. – Палеонтол. журн., 1976б, № 1, с. 3–18.
- Соколов Б.С.** Органический мир Земли на пути к фанерозойской дифференциации. – В кн.: (250 лет Академии наук СССР). М.: Наука, 1977а, с. 423–444.
- Соколов Б.С.** Перспективы биостратиграфии докембрия. – Геология и геофизика, 1977б, № 11, с. 54–70.
- Соколов Б.С.** Некоторые вопросы стратиграфии верхнего докембрия и положение венда. – В кн.: Проблемы стратиграфии и истории геологии. М.: Наука, 1978, с. 20–29.
- Соколов Б.С.** Венд: принципы обосновления, границы и место в шкале. – В кн.: Стратиграфия верхнего протерозоя СССР. Рифей и венд: (Тр. 5-й Сес. Науч. совета по геологии докембрия (Уфа, 1977)). Л.: Наука, 1979, с. 42–61.
- Соколов Б.С.** Вендинская система: предкембрейская геобиологическая среда. – В кн.: XXVI сес. МГК: Докл. сов. геологов. Палеонтология. Стратиграфия. М.: Наука, 1980, с. 9–21.
- Соколов Б.С.** Палеонтология, биохронология и стратиграфия докембрия (геобиология докембрия). – В кн.: Основные проблемы палеонтологических исследований в СССР. М.: Наука, 1983, с. 79–89.
- Соколов Б.С., Александрова Е.П.** Системы – синийская, кембрейская, ордовикская и силурийская. – В кн.: Атлас литолого-фациальных карт Русской платформы. Л.: ВНИГРИ, 1952, т. I, 11 карт.
- Соколов Б.С., Хоментовский В.В.** Возраст нефтегазоносной толщи юго-запада Сибирской платформы. – Сов. геология, 1980, № 5, с. 45–56.
- Солонцов Л.Ф.** Верхнедокембрейские образования Рязано-Саратовского прогиба: Автограф. дис. ... канд. геол.-мин. наук, Казань, Геол. ин-т, 1974. 27 с.
- Солонцов Л.Ф., Аксенов Е.М.** О стратиграфии валдайской серии Восточно-Европейской платформы. – Изв. вузов. Геология и разведка, 1970, № 6, с. 3–13.
- Солонцов Л.Ф., Хоментовский В.В., Аксенов Е.М.** Основные черты стратиграфии верхнего докембрия Восточно-Европейской платформы и его возможные аналоги на Сибирской платформе. – В кн.: Аналоги вендинского комплекса в Сибири. М.: Наука, 1975, с. 207–224.
- Станковский А.Ф., Веричев Е.М., Гриб В.П., Дабейко И.П.** Венд юго-восточного Беломорья. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 2, с. 78–87.
- Станковский А.Ф., Веричев Е.М., Гриб В.П.** и др. Новый тип магматизма в венде севера Русской платформы. – Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 6, с. 1459–1460.
- Станковский А.Ф., Веричев Е.М., Константинов Ю.Г.** и др. Первая находка эфузивов среди редкинских отложений на севере Русской платформы. – Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 3, с. 661–664.
- Сташук М.Ф.** До стратиграфії давньопалеозойських відкладів в середнього Придністров'я. – Геол. журн., 1957, в. 2, с. 38–48.
- Сташук М.Ф.** Літологічні особливості давньопалеозойських відкладів Середнього Придністров'я. – Тр I ГН АН УРСР. Сер. стратиграфія та палеонтологія, 1958, вып. 21, с. 43.
- Стратиграфия верхнедокембрейских и кембрейских отложений запада Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1979. 235 с.
- Стратиграфія УРСР. II, рифей-венд. Київ: Наук. думка, 1971. 273 с.
- Сысоев В.А.** Основные черты эволюции хилюлитов. – В кн.: Палеонтология и биостратиграфия палеозойских и триасовых отложений Якутии. М.: Наука, 1965, с. 5–20.
- Термье А., Термье Ж.** Эдиакарская фауна и эволюция животного мира. – Палеонтол. журн., 1976, № 3, с. 22–29.
- Тимергазин К.Р.** Цедоновские образования Западной Башкирии и перспективы их нефтегазоносности. Уфа, 1959. 311 с.
- Тимофеев Б.В.** Древнепалеозойские отложения в Молдавии. – Докл. АН СССР, 1952, т. 86, № 6, с. 1207–1209.
- Тимофеев Б.В.** Древнейшая флора Прибалтики. Л.: Госгеолтехиздат, 1959. 320 с.
- Тимофеев Б.В.** Микропалеофитологическое ис-

- следование древних свит. М., Л.: Наука, 1966. 147 с.
- Тимофеев Б.С.** Микрофитофоссилии докембрия и их диагностическое и корреляционное значение. – В кн.: Геология докембра. Л.: Наука, 1968, с. 95–99.
- Тимофеев Б.В.** Микрофитофоссилии докембра. Украина. Л.: Наука, 1973а. 59 с.
- Тимофеев Б.В.** Микрофитофоссилии протерозоя и раннего палеозоя: (Общий обзор, новые находки, стратиграфическое и палеогеографическое значение). – В кн.: Микрофоссилии древнейших отложений. М.: Наука, 1973б, с. 7–12.
- Тимофеев Б.В.** Находки вендинских микрофитофоссилий в флишевой зоне Закарпатской области. – В кн.: Опыт корреляции магматических и метаморфических пород Чехословакии и некоторых районов СССР. М.: Наука, 1977, с. 223–227.
- Тимофеев Б.В., Герман Т.Н., Михайлова Н.С.** Микрофитофоссилии докембра, кембра и ордовика. Л.: Наука, 1976. 106 с.
- Титоренко Т.Н., Дробкова Е.Л.** Биостратиграфия венда и нижнего кембра восточной части Иркутского амфитеатра по водорослям и микрофитолитам. – Геология и геофизика, 1974, № 2, с. 30–38.
- Томмотский ярус и проблема нижней границы кембра. М.: Наука, 1969. 380 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 206).
- Трещетенкова А.А., Файзулина З.Х., Широбоков И.М.** Растильные микрофоссилии ушаковской свиты Юго-Западного Прибайкалья. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 5, с. 116–121.
- Трофимов В.Р.** К вопросу о позднепротерозойских траповых интрузиях Западного Прианабарья. – В кн.: Новые данные по стратиграфии позднего докембра Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982, с. 43–49.
- Тышченко Л.Ф.** Региональная корреляция отложений мотской свиты в Иркутском амфитеатре. – В кн.: Проблемные вопросы литостратиграфии. Новосибирск: Наука, 1980, с. 149–158.
- Урабанек А. Сабеллидиды. – В кн.: Палеонтология верхнедокембрейских и кембрейских отложений Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1979, с. 88–92.
- Ушакова З.Г.** Нижнепалеозойская траповая формация западной части Русской платформы. – Тр. ВСЕГЕИ. Н.С., 1962, вып. 80, с. 108.
- Файзулина З.Х., Лысова Л.А., Трещетенкова А.А.** и др. Биостратиграфия позднедокембрейских и раннекембрейских отложений Непско-Ботубинского района. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 2, с. 13–26.
- Федонкин М.А.** Следы многоклеточных из валдайской серии. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976а, № 4, с. 129–132.
- Федонкин М.А.** Палеоихнология докембра и раннего кембра: Палеонтология докембра и раннего кембра: (Тез. докл. Всесоюз. симпоз.). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1976, с. 23–26.
- Федонкин М.А.** Новое местонахождение бесскелетных Metazoa в венде Зимнего берега. – Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 6, с. 1423–1426.
- Федонкин М.А.** Палеоихнология докембра и раннего кембра. – В кн.: Палеонтология докембра и раннего кембра. Л.: Наука, 1979, с. 183–192.
- Федонкин М.А.** Исследование следы докембрейских Metazoa. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980а, № 1, с. 39–46.
- Федонкин М.А.** Новые представители докембрейских кишечнополостных на севере Русской платформы. – Палеонтол. журн., 1980б, № 2, с. 7–15.
- Федонкин М.А.** Вендинская фауна севера Русской платформы. – В кн.: XXVI сес. МГК: Докл. сов. геологов. Палеонтология. Стратиграфия. М.: Наука, 1980в, с. 21–29.
- Федонкин М.А.** Беломорская биота венда (докембрейская бесскелетная фауна севера Русской платформы). М.: Наука, 1981а, 98 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 342).
- Федонкин М.А.** Крупнейшее местонахождение докембрейской фауны. – Природа, 1981б, № 5, с. 94–102.
- Федонкин М.А.** Новое название докембрейских кишечнополостных. – Палеонтол. журн., 1982, № 2, с. 137.
- Федонкин М.А.** Органический мир венда. М.: ВИНИТИ, 1983а, т. 12. 128 с. – В кн.: (Итоги науки и техники. Стратиграфия. Палеонтология; Т. 12).
- Федонкин М.А.** Бесскелетная фауна Подольского Приднестровья. – В кн.: Великанов В.А., Асеева Е.А., Федонкин М.А. Венд Украины. Киев: Наук. думка, 1983б, с. 128–139.
- Федонкин М.А.** Проморфология вендинских Radialia. – В кн.: Стратиграфия и палеонтология древнейшего фанерозоя. М.: Наука, 1984, с. 30–58.
- Федонкин М.А.** Проморфология вендинских Bilateria и проблема происхождения метамерии Articulata. – В кн.: Проблематика позднего докембра и палеозоя. М.: Наука, 1985, с. 79–92.
- Фирсов Л.В., Николаева И.В., Лебедев Ю.Н., Солнцева С.М.** Состав, происхождение и абсолютный возраст слюдистых минералов синих глин нижнего кембра Прибалтики. – В кн.: Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрейских отложениях. М.: Наука, 1971, с. 165–192. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 144).
- Хинг И.** Микрофлора синийской системы и нижнего кембра Кунынга, Юньнань, и ее стратиграфическое значение. – Дичао сэюбао, Acta geol. Sinica, 1982, vol. 56, N 1, p. 232 (на кит. яз.).
- Хоментовский В.В.** Принципы выделения венда как системы палеозоя. – В кн.: Этюды по стратиграфии. М.: Наука, 1974, с. 33–70.

- Хоментовский В.В.** Венд. Новосибирск: Наука, 1976. 271 с.
- Хоментовский В.В.** Состояние стратиграфической основы позднего докембрия Средней Сибири. — В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Сибирской платформы. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978, с. 3–21.
- Хоментовский В.В.** Некоторые проблемы стратиграфии позднего докембрия, опорные разрезы и узлы унифицированной схемы Средней Сибири. — В кн.: Опорные узлы унифицированной схемы позднего докембрия Средней Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1980, с. 3–11.
- Хоментовский В.В.** Венд. — В кн.: Фанерозой Сибири. Т. 1. Венд. палеозой. Новосибирск: Наука, 1984, с. 5–34.
- Хоментовский В.В., Диденко А.Н., Пятилетов В.Г.** Общие выводы по стратиграфии венда Западного Прианабарья. — В кн.: Новые данные по стратиграфии позднего докембрия Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982, с. 3–20.
- Хоментовский В.В., Пятилетов В.Г.** О стратиграфическом значении микрофоссилий Сибирской платформы и ее обрамления. — В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Сибирской платформы. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978, с. 49–69.
- Хоментовский В.В., Репина Л.Н.** Нижний кембрий стратотипического разреза Сибири. М.: Наука, 1965. 200 с.
- Хоментовский В.В., Трофимов В.Р.** Венд Западного Прианабарья. — В кн.: Новые данные по стратиграфии позднего докембрия запада Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1980, с. 3–30.
- Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Гибшер А.С.** и др. Геологическое строение Манского прогиба и его положение в Саяно-Алтайских байкалидах. Новосибирск: Наука, 1978. 223 с.
- Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С.** Юдомский комплекс Средней Сибири. — В кн.: Тез. докл. Всесоюз. совещ. по стратиграфии пограничных отложений докембрия и кембрия. Уфа, 1967, с. 34–37.
- Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С.** О юдомском комплексе Сибири. — Геология и геофизика, 1969, № 3, с. 25–33.
- Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Бутаков Е.П.** Аналоги юдомского комплекса в Присаянье и во внешнем поясе Байкало-Патомской складчатой области. — Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1969, вып. 51, с. 56–72.
- Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Бутаков Е.П.** Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. М.: Наука, 1972. 344 с.
- Хоментовский В.В., Якшин М.С.** О влиянии различных условий осадкообразования на морфологические признаки микрофитолитов. — В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Новосибирск: Наука, 1973, с. 140–146.
- Хоузел Б.Ф.** Климаты позднего протерозоя и раннего кембрия. — В кн.: Междунар. геол. конгр., 1937: Тр. XVII сес. М.: Гостоптехиздат, 1940, т. 6, с. 7–10.
- Чепикова И.К.** Палеофитологическая характеристика отложений верхнего докембрия восточных районов Русской платформы. — В кн.: Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. М.: Наука, 1966, с. 42–45.
- Чепикова И.К.** О распространении акритарх группы *Minuscula* Naum. в верхнепротерозийских отложениях востока Русской платформы. — В кн.: Биостратиграфия мезозойских и палеозойских отложений нефтегазоносных областей Средней Азии, Западной Сибири и Русской платформы. М., 1971а, с. 87–92.
- Чепикова И.К.** Акритархи вендинских отложений Волго-Уральской нефтегазоносной области и их значение для стратиграфии. — В кн.: Споры и пыльца в нефтях и породах нефтегазоносных областей СССР. М.: Наука, 1971б, с. 60–70.
- Чепикова И.К.** К вопросу о стратиграфическом положении верхнебавлинских отложений Волго-Уральской области. — Докл. АН СССР, 1971в, т. 197, № 3, с. 671–673.
- Чепикова И.К.** О распространении нижневендинских отложений на востоке Русской платформы. — В кн.: Проблемные вопросы стратиграфии нефтегазоносных областей Советского Союза. М.: Недра, 1973, с. 114–120.
- Чибrikova E.B.** Стратиграфия и возраст додевонских отложений восточной окраины Русской платформы. — В кн.: Кембрийская система, ее палеогеография и проблема нижней границы: Тр. XX сес. Междунар. геол. конгр. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 27–32.
- Чумаков Н.М.** О некоторых докембрийских тилялитоподобных породах СССР. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 2, с. 83–101.
- Чумаков Н.М.** О характере позднедокембрийского оледенения Шпицбергена. — Докл. АН СССР, 1968, т. 180, № 6, с. 1446–1449.
- Чумаков Н.М.** О характере верхнедокембринского оледенения Евразии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, № 4, с. 170.
- Чумаков Н.М.** Вендинское оледенение Европы и Северной Атлантики. — Докл. АН СССР, 1971, т. 198, № 2, с. 419–422.
- Чумаков Н.М.** Международный симпозиум по докембрийским ледниковым отложениям. — Вестн. АН СССР, 1972а, № 4, с. 101–102.
- Чумаков Н.М.** Позднедокембрийское оледенение Европы и некоторые связанные с ним проблемы. — В кн.: Междунар. геол. конгр. XXIV сес.: Докл. сов. геол. Проблема 1. Геология докембрия. Л.: Наука, 1972б, с. 6–17.
- Чумаков Н.М.** Лапландское оледенение. — В кн.:

- Этюды по стратиграфии. М.: Наука, 1974, с. 71–96.
- Чумаков Н.М.** К стратиграфии верхних горизонтов докембра на Южном Урале. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978а, № 12, с. 35–48.
- Чумаков Н.М.** Докембрйские тиллиты и тиллоиды. М.: Наука, 1978б. 202 с.
- Чумаков Н.М.** Главные ледниковые события прошлого и их геологическое значение. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 7, с. 35–53.
- Шатский Н.С.** Основные черты тектоники Сибирской платформы. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1932, т. 10, № 34, с. 476–509.
- Шатский Н.С.** Очерки тектоники Волго-Уральской нефтяной области и смежной части западного склона Южного Урала. М.: МОИП, 1945. 131 с. (Материалы к познанию геологии СССР; Вып. 2/6).
- Шатский Н.С.** О древнейших отложениях осадочного чехла Русской платформы и об ее структуре в древнем палеозое. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952а, № 1, с. 17–32.
- Шатский Н.С.** О границе между палеозоем и протерозоем и о рифейских отложениях Русской платформы. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952б, № 5, с. 36–49.
- Шатский Н.С.** Об отношении кембра к проторозою и о байкальской складчатости. – Изд. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1963, т. 1, с. 581–587.
- Шепелева Е.Д.** Нахodka синезеленых водорослей в нижнекембрйских отложениях Ленинградской области. – Тр. ВНИГНИ, 1960, вып. 27, с. 170–172.
- Шепелева Е.Д.** Комплексы спор (?) из отложений бавлинской свиты Волго-Уральской области. – Тр. Всесоюз. н.-и. геол.-разв. нефт. ин-та, 1963, вып. 37, с. 7–17.
- Шепелева Е.Д.** Новые данные о возрасте верхне-бавлинской серии северо-восточной окраины Русской платформы. – Тр. Всесоюз. н.-и. геол.-разв. нефт. ин-та, 1966, вып. 51, с. 20–22.
- Шепелева Е.Д.** Фитопланктон додевонских отложений Пачелмского прогиба. – Тр. Всесоюз. н.-и. геол.-разв. нефт. ин-та, 1967, т. 52, с. 3–9.
- Шепелева Е.Д.** О стратиграфическом распространении некоторых микрофоссилий (акритарх) в вендских и нижнекембрйских отложениях. – Тр. ВНИГРИ, 1969, вып. 74, с. 60–65.
- Шепелева Е.Д.** Расчленение венда Русской платформы по акритархам. – В кн.: Микрофоссилии древнейших отложений. М.: Наука, 1973, с. 13–15.
- Шепелева Е.Д.** Стратиграфическое расчленение вендинских отложений центральных районов Русской платформы по акритархам. – Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1974, т. 81, с. 13–23.
- Шепелева Е.Д., Тимофеев Б.В.** К микропалеофитологической характеристике пачелмской серии и ее стратиграфических аналогов. – Докл. АН СССР, 1963, т. 153, № 5, с. 1158–1159.
- Шенфиль В.Ю.** Влияние среды обитания на форму строматолитовых построек. – В кн.: Всесоюз. симпоз. по палеонтологии докембра и раннего кембра: (Тез. докл.). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1965, с. 22–27.
- Шенфиль В.Ю.** Некоторые новые данные о строматолитах позднедокембрйских и раннекембрйских отложений Прибайкалья, Патомского нагорья и Южной Якутии. – В кн.: Всесоюз. симпоз. по палеонтологии докембра и раннего кембра. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1965, с. 38–40.
- Шенфиль В.Ю.** Строматолиты верхнедокембрйских отложений южного обрамления Сибирской платформы: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1968. 20 с.
- Шенфиль В.Ю.** Строматолиты юдомского комплекса Сибири. – В кн.: Аналоги вендского комплекса в Сибири. М.: Наука, 1975а, с. 123–131.
- Шенфиль В.Ю.** Новая группа строматолитов из пограничных отложений докембра и кембра Сибирской платформы. – В кн.: Аналоги вендского комплекса в Сибири. М.: Наука, 1975б, с. 141–142.
- Шенфиль В.Ю., Брагин С.С., Диденко А.Н., Карлова Г.А.** Опорный разрез позднего докембра восточных районов центральной части Енисейского кряжа. – В кн.: Новые данные по стратиграфии позднего докембра запада Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1980, с. 30–56.
- Шенфиль В.Ю., Дольник Т.А., Суханова Н.В.** К вопросу о корреляции верхнедокембрйских отложений зоны сочленения Прибайкалья и Присаянья. – В кн.: Опорные узлы унифицированной схемы позднего докембра Средней Сибири. Новосибирск, 1980, с. 93–113.
- Шенфиль В.Ю., Якшин М.С.** Новые данные по стратиграфии позднедокембрйских отложений бассейна р. Токко. – Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1975, вып. 232, с. 162–168.
- Шенфиль В.Ю., Якшин М.С.** К стратиграфии рифейских отложений западного склона Анабарского массива. – В кн.: Новые данные по стратиграфии позднего докембра Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982, с. 31–42.
- Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Бутаков Е.П.** О корреляции отложений юдомской свиты бассейна нижнего течения р. Белой. – Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1975, вып. 232, с. 146–151.
- Шишкин Б.Б.** К стратиграфии пограничных слоев кембра и докембра Игарского района. – В кн.: Аналоги вендского комплекса в Сибири. М.: Наука, 1975, с. 192–195.
- Шишкин Б.Б.** К вопросу о стратиграфическом расчленении верхнедокембрйских образований на территории Западного Прианабарья. – В кн.: Стратиграфия верхнего докембра и нижнего кембра востока Сибирской платформы. Якутск, 1978, с. 66–75.
- Шишкин Б.Б., Степанова М.Б.** Аимская свита

- и ее палеонтологическая характеристика. – Научн. тр. СНИИГГиМСа, 1978, вып. 260, с. 27–36.
- Шпунт Б.Р., Шаповалов И.Г., Шамшина Э.А.* и др. Протерозой северо-восточной окраины Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1979. 213 с.
- Шубников А.В.* Симметрия. М.: Изд-во АН СССР, 1940. 176 с.
- Шубников А.В.* Симметрия и антисимметрия конечных фигур. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 172 с.
- Шульга П.Л.* По вік найдавнішої аркозової товщі південно-західної окраїни Російської платформи. – Доповіді АН УРСР. Сер. Б., 1952, № 4, с. 320–323.
- Эххавальд Э.* Палеонтология России, древний период. I. Флора граувакковой, горноизвестковой и медисто-сланцевой формации России. СПб., 1854. 245 с.
- Юон А.А.* Старореченская свита и алданский ярус юго-западного склона Анабарской антиклизы. – В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978, с. 88–100.
- Якобсон К.Э.* Соотношение волынской серии и других подразделений верхнего докембра на западе Русской платформы. – Сов. геология, 1971, № 2, с. 66–74.
- Якобсон К.Э.* Новые данные о мединности вулканогенно-осадочных пород волынской серии верхнего докембра Белоруссии. – Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 1, с. 180–183.
- Якобсон К.Э., Крылов Н.С.* Нижняя граница венда в его стратотипической местности. – Сов. геология, 1977, № 7, с. 59–70.
- Яковлев Н.Н.* О находке мурманского рода *Gymnosolen* в нижнем кембре Восточной Сибири. – Докл. АН СССР, 1934, т. 2, № 12, с. 584–591.
- Якишин М.С.* О стратиграфическом значении микрофитолитов. – В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембра Сибирской платформы: (сборник научных трудов). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978, с. 37–48.
- Якишин М.С.* О древнейших микрофитолитах Хараулаха. – В кн.: Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 71–76. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 406).
- Якишин М.С.* Микрофитолиты юдомского комплекса Сибири. – В кн.: Аналоги венского комплекса в Сибири. М.: Наука, 1975, с. 132–140. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 232).
- Якишин М.С.* О микрофитолитах докембра скважин Куюбинской разведочной площади. – Геология и геофизика, 1980, № 5, с. 137–138.
- Якишин М.С., Лучинина В.А.* Новые данные по ископаемым водорослям сем. *Oscillatoriaceae*. – В кн.: Пограничные отложения до-
- кембра и кембрия Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1981, с. 28–34. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 475).
- Ян-Жин-Шин В.А.* Юдомский комплекс хр. Сетте-Дабана. – В кн.: Аналоги венского комплекса в Сибири. М.: Наука, 1975, с. 143–145. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 232).
- Янкаускас Т.В.* Древнейший комплекс растительных микрофоссилий из венда Башкирского Приуралья (сергеевская микробиота). – Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 6, с. 1434–1436.
- Ярмолюк В.А.* Протерозой восточной части Алданской плиты. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Дальнего Востока. Хабаровск, 1946, с. 58–79.
- Aalto K.R.* Glacial Marine Sedimentation and stratigraphy of the Toby conglomerate (upper Proterozoic), Southeastern British Columbia, Northeastern Idaho and Northeastern Washington. – Cand. J. Earth Sci., 1971, vol. 8, N 7, p. 733–787.
- Adegoke O.S.* A probabale pogonophoran from the Early Ligocene of Oregon. – J. Paleontol., 1967, vol. 41, N 5, p. 126–214.
- Anderson M.M.* A possible time span for the Late Precambrian of the Avalon Peninsula, Southern Newfoundland in the light of worldwide correlation of fossils, tillites and rock unites within the succession. – Canad. J. Earth Sci., 1972, vol. 9, N 12, p. 1710–1726.
- Anderson M.M., Conway Morris S.* A review, with descriptions of four unusual forms, of the soft-bodied fauna of the Conception and St John's Group (Late Precambrian), Avalon peninsula, Newfoundland. – In: Third North Amer. Paleontol. Convention: Proc. Montreal, 1982, vol. 1, p. 8.
- Arén B.* Tility wschodniej Polski. – Przegl. Geol., 1968, N 5, s. 221–226.
- Awramik S.M.* Gurflint stromatolites: microfossil distribution in relation to stromatolite morphology. – In: Stromatolites developments in sedimentology / Ed M.R. Walter. Amsterdam: Elsevier, 1976, p. 311–320.
- Awramik S.M., Semikhatov M.A.* The relationship between morphology, microstructure, and microbiota in three vertically intergrading stromatolites from the Gunflint Iron Formation. – Canad. J. Earth Sci., 1979, vol. 16, N 3(1), p. 484–495.
- Bassot J.P., Bonhomme M., Roques M., Vachette M.* Mesures d'âges absolus sur les séries précambriennes et paleozoïques du Sénégal oriental. – Bull. Soc. géol. France, 1963, N 5, p. 401–405.
- Banks N.L.* Trace fossils from the late Precambrian and Lower Cambrian of Finnmark, Norway. – Geol. J., Spec Iss., 1970, N 3, p. 19–34.
- Bednarczyk W.* Trilobites fauna of the Lower Paradoxides oelandicus Stage from the Brzechow area in the western part of the Swietokrzyskie Mts. – Bull. Acad. pol. Sci., Sér. Sci. géol. géogr., 1970, N 18, p. 29–35.
- Bell M.* Phylogenetic implications of ontogenetic development in the class Edrioasteroidea (Echi-

- nodernata). — J. Paleontol., 1976, vol. 50, N 6, p. 1001–1019.
- Bergström* J. Organization, life and systematics of trilobites. — Fossils and Strata, 1973, N 2, p. 1–69.
- Bergström* J. Morphology of fossil arthropods as a guide to the phylogenetic relationship. — In: Arthropod phylogeny / Ed. A.P. Gupta. N.Y.: Van Nostrand Reinhold Co, 1979. 762 p.
- Bertrand-Sarfati* J., *Coby* R. Precisions sur l'âge pré-cambrien terminal (vendien) de la série carbonatée à stromatolites du groupe d'Eleonore Bay (Gloenland oriental). — C.r. acad. sci. D, 1974, vol. 728, N 18, p. 2267–2270.
- Bidgood* D.R.T., *Harland* W.B. Paleomagnetism in some east Greenland sedimentary rocks. — Nature, 1961, vol. 189, N 4765, p. 633–634.
- Biju-Duval* B., *Gariel* O. Nouvelles observations sur les phénomènes glaciaires "eocambriens" de la bordure nord de la synclise de Taoudeni, entre le Hank et le Tanezrouft, Sahara occidental. — Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., 1969, vol. 6, N 4, p. 283–315.
- Birket-Smith* S.J.R. Is Praecambridium a Juvenile Spriggina? — Zool. Jb. Anat., 1981a, vol. 106, p. 233–235.
- Birket-Smith* S.J.R. A reconstruction of the Pre-Cambrian Spriggina. — Zool. Jb. Anat., 1981b, vol. 105, p. 237–258.
- Bjørlykke* K., *Elvsborg* A., *Hoy* T. Late Precambrian sedimentation in the central sparagmite basin of South Norway. — Norsk geol. tidsskr., 1976, vol. 56, p. 233–290.
- Bjørlykke* K., *Englund* J.O., *Kirkbusmo* L.A. Latest Precambrian and Eocambrian stratigraphy of Norway. — Norg. geol. unders., 1967, N 251, p. 5–17.
- Balck* M. The Algal sediments of Andres Island, Bahamas. — Philos. Trans. Roy. Soc. London B, 1933, vol. 122, p. 165–192.
- Bubnoff* S. Geologie von Europa. B., 1926. Bd. 1; 1930. Bd. 2.
- Chadwick* G.H. Subdivision of geologic time. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1930, vol. 41, p. 47–48.
- Chapman* D.M. Evolution of the Scyphistoma. — Symp. zool. Soc. London, 1966, vol. 16, p. 51–75.
- Chen Jinbiao*, *Zhang Huimin*, *Xing Yusheng*, *Ma Guogan*. On the Upper Precambrian (Sinian Su-berathem) in China. — Precambr. Res., 1981, vol. 15, N 3/4, p. 207–228.
- Chumakov* N.M. Upper Proterozoic claciogenic rocks and their stratigraphic significance. — Precambr. Res., 1981, vol. 13, N 3/4, p. 373–395.
- Chumakov* N.M., *Semikhato* M.A. Riphean and Vendian of the USSR. — Precambr. Res., 1981, vol. 15, p. 229–253.
- Claesson* S. The age of the Ottfjallet dolerites of Säry Nappe, Swedish Caledonides. — Geol. fören. Stockholm förhandl., 1976, vol. 98, p. 370–374.
- Clark* R.B. Systematics and phylogeny: Annelida, Echiura, Sipuncula. — In: Chemical zoology / Ed. M. Florkin, B.T. Scheer. N.Y.: Acad. press, 1969. Vol. 4. 68 p.
- Clarke* I.M. Parapsonema cryptophya, a peculiar echinoderm from the Intumescentzone (Portage Beds) of Western New York. — N.Y. State Mus. Bull., 1902, vol. 8, N 39, p. 172–178.
- Clauer* N. Geochemie isotopique du strontium des milieux sedimentaires. Application à la géochronologie de la couverture Ouest-Africaine: Thèse. Strasbourg, 1976. 256 p.
- Cloud* P.E. Pre-Metazoan evolution and the origins of the Metazoa. — In: Evolution and environment / Ed. E.T. Drake. — Yale Univ. press, 1968, p. 1–72.
- Cloud* P., *Dardenne* M. Proterozoic age of the Bambui group in Brazil. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84, p. 1673–1676.
- Cloud* P.E., *Glaessner* M.F. The Ediacaran period and system: Metazoa inherit the Earth. — Science, 1982, vol. 217, N 4562, p. 783–792.
- Cloud* P.E., *Semikhato* M.A. Proteozoic stromatolite zonation. — Amer. J. Sci., 1969, N 267, p. 1017–1061.
- Cloud* P., *Wright* J., *Clover* L. Traces of animal life from 620-million-year-old rocks in North Carolina. — Amer. Sci., 1976, vol. 64, N 4, p. 396–406.
- Coats* R.P., *Preiss* W.V. Stratigraphic and geochronological reinterpretation of Late Proterozoic glaciogenic sequences in the Kimberley region, Western Australia. — Precambr. Res., 1980, N 13, p. 181–208.
- Conway Morris* S. Middle Cambrian polychaetes from Burgess Shale of British Columbia. — Philos. Trans. Roy. Soc. London B, 1979, vol. 285, p. 227–274.
- Conway Morris* S. Parasites and the fossil record. — Parasitology, 1981, vol. 82, p. 489–509.
- Cowie* Y.W., *Cribb* S.Y. The Cambrian system in contributions to the geologic time scale A.A.P.G. — Stud. geol. pol., 1978, N 6, p. 355–362.
- Cramer* F.H., *Diez* M.C.R. Late Arenigian (Ordivician) acritarchs from Cis-Saharan Morocco. — Micropaleontology, 1977, vol. 23, N 3, p. 339–360.
- Crimes* T.P., *Germas* G.J.B. Trace fossils from the Nama Group (Precambrian-Cambrian) of Southwest Africa (Namibia). — J. Paleontol., 1982, vol. 56, N 4, p. 890–907.
- Debrenne* F., *Naud* G. Méduses et traces fossiles supposées précambriennes dans la formation de San Vito, Sarrabus, Sud-Ouest de la Sardaigne. — Bull. soc. geol. France, 1981, vol. 7 (XXIII), N 1, p. 23–31.
- Delsman* H.C. Beiträge zur Entwicklungsgeschichte von Porpita. — Treubia, 1923, Bd. III, S. 243–266.
- Deynoix* M., *Trompette* R., *Clauer* N., *Sougy* J. Upper Precambrian and Lowermost Palaeozoic correlations in West Africa and in the western part of Central Africa. Probable diachronism of the Late Precambrian tillite. — Geol. Rdsch., 1978, Bd. 67, N 2, p. 615–630.
- Diver* W.L., *Peat* C.J. On the interpretation and classification of Precambrian organic-walled microfossils. — Geology, 1979, vol. 7, N 8, p. 401–404.

- Dow D.B., Gemuts I.* Geology of the Kimberley region, W. Australia. The East Kimberley. — Bull. Bur. Mines Res., Geol. and Geof., 1969, N 106, p. 135–146.
- Downie C., Rytt W., Sarjeant W.* Dinoflagellates, Hystricospaeres and the classification of the Acritarchs. — Stanford Univ. Publ., Geol. Sci., 1963, vol. 7, N 3, p. 1–16.
- Edwards M.B.* Glacial retreat sedimentation in the Smalfjord Formation, Late Precambrian, North Norway. — Sedimentology, 1975, vol. 22, N 1, p. 75–94.
- Evans A.M., Ford T.D., Allen J.R.L.* Precambrian rocks. — In: The geology of the East Midlands / (Ed. P.C. Sylvester-Bradley, T.D. Ford. — Leicester Univ. press, 1968. 400 p.
- Fedonkin M.A.* Precambrian-Cambrian ichnocoenoses of the East-European platform. — Geol. J., Spec. Iss., 1977, N 9, p. 183–194.
- Fedonkin M.A.* Precambrian non-skeletal fauna and the earliest stages of metazoan evolution. — J. Paleontol., 1982a, vol. 56, N 2, Suppl., p. 9.
- Fedonkin M.A.* Precambrian soft-bodied fauna and the earliest radiation of invertebrates. — In: Third North Amer. Paleontol. Convention: Proc. Montreal, 1982b, vol. 1, p. 165–167.
- Ford T.D.* Pre-Cambrian fossils from Charnwood Forest. — Proc. Yorkshire Geol. Soc., 1958, vol. 31, p. 211–217.
- Ford T.D.* The Precambrian fossils of Charnwood Forest. — Trans. Leicester lit. Phil. Soc., 1963, vol. 57, p. 57–62.
- Føyn S.* The Eo-Cambrian series of the Tana district, northern Norway. — Norsk geol. tidsskr., 1937, vol. 17, p. 65–164.
- Føyn S.* Dividal-gruppen ("Hyolithus sonen") i Finnmark og dens forhold til de eokambris-kambiske formasjoner. — Norg. geol. unders., 1967, N 249, p. 1–84.
- Føyn S., Glaessner M.F.* Platysolenites, other animal fossils, and the Precambrian-Cambrian transition in Norway. — Norsk geol. tidsskr., 1979, vol. 59, p. 25–46.
- Frakes L.A.* Climates throughout geological time. Amsterdam: Elsevier, 1979. 310 p.
- Germis G.J.B.* Possible Sprigginid Worm and a New Trace Fossil from the Nama Group, South West Africa. — Geology, 1973, N 10, p. 69–71.
- Glaessner M.F.* New fossils from the base of the Cambrian in South Australia. — Trans. Roy. Soc. S. Australia, 1958, vol. 81, p. 185–188.
- Glaessner M.F.* Precambrian Coelenterata from Australia, Africa and England. — Nature, 1959, vol. 183, N 4673, p. 1472–1473.
- Glaessner M.F.* Precambrian fossils from South Australia. — In: Proc. XXI Sess. Intern. Geol. Congr., 1960, p. 59–64.
- Glaessner M.F.* Pre-Cambrian animals. — Sci. Amer., 1961, vol. 204, N 3, p. 72–78.
- Glaessner M.F.* Precambrian fossils. — Biol. Revs, 1962, vol. 37, p. 467–494.
- Glaessner M.F.* Zur Kenntnis der Nama-Fossilien Süd-West Afrika. — Ann. Natur. hist. Mus. Wien, 1963, Bd. 66, S. 113–120.
- Glaessner M.F.* Trace fossils from the Precambrian and Basal Cambrian. — Lethaia, 1969, vol. 2(4), p. 369–393.
- Glaessner M.F.* Precambrian palaeozoology. — Spec. Pap. Univ. Adelaide Cent. Precambr. Res., 1972, N 1, p. 43–52.
- Glaessner M.F.* A new genus of Late Precambrian polychaete worms from South Australia. — Trans. Roy. Soc. S. Australia, C, 1976, N 3, p. 169–170.
- Glaessner M.F.* An echiurid worm from the late Precambrian. — Lethaia, 1979a, vol. 12, N 2, p. 121–124.
- Glaessner M.F.* Precambrian. — In: Treatise on Invertebrate Paleontology / Ed. R.A. Robison, C. Teichert. N.Y., 1979b, pt A, p. A79–A118.
- Glaessner M.F.* Platysolenites, other animals, and the Precambrian-Cambrian transition on Norway. — Norsk geol. tidsskr., 1979c, vol. 59, p. 25–46.
- Glaessner M.F., Daily B.* The geology and late Precambrian fauna of the Ediacara fossil reserve. — Rec. South Austral. Mus., 1959, vol. 13, N 3, p. 369–401.
- Glaessner M.F., Preiss W.V., Walter M.R.* Precambrian columnar stromatolites in Australia: morphological and stratigraphic analysis. — Science, 1969, vol. 164, N 3883, p. 1056–1058.
- Glaessner M.F., Wade M.* The Late Precambrian fossils from Ediacara, South Australia. — Palaeontology, 1966, vol. 9, N 4, p. 599–628.
- Glaessner M.F., Wade M.* Praecambridium — a primitive arthropoda. — Lethaia, 1971, vol. 4, p. 71–77.
- Glaessner M.F., Walter M.R.* New Precambrian fossils from the Arumbera Sandstone, Northern Territory, Australia. — Alcheringa, 1975, vol. 1, N 1, p. 59–69.
- Gnilovskaya M.B.* The Vendian Metaphyta. — Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Ell-Aquitaine, 1979, vol. 1, N 2, p. 611–618.
- Grabau A.W.* The Syanian system. — Bull. Geol. Soc. China, 1922, vol. 1, N 1/4, p. 44–88.
- Guide* to excursion. Examination of the Sinian and Sinian-Cambrian boundary, Stratigraphic section, Eastern Yangtzegeorge, Hubei Provinc. — Hubei Geol. Bur., 1982. 14 p.
- Gürich G.* Die bishang altersten von Organismen in Südafrika. — In: XV Intern. Geol. Congr.: C.r., 1930a, N 2, S. 670–680.
- Gürich G.* Über den Kuibisquartzit in Südwest-Afrika. — Ztschr. Geol. Ges., 1930b, Bd. 82, S. 637.
- Gürich G.* Die Kuibisfossilien der Nama-Formation von Südwest-Afrika. — Palaontol. Ztschr., 1933, Bd. 15, S. 137–154.
- Hahn G., Pflug H.D.* Ein neuer Medusen-fund aus dem Jung-Präkambrium von Zentral-Iran. — Senckenberg. lethaea, 1980, Bd. 60, N 4/6, S. 449–461.
- Haller J.* Geology of the East Greenland Caledonides. N.Y.: Intersci. Publ., 1971. 465 p.
- Hambrey M.J.* Correlation of the Late Proterozoic tillites in the North Atlantic region and Europe. — Geol. Mag., 1983, vol. 120, N 13, p. 209–320.
- Hambrey M.J., Harland W.B., Chumakov N.M.* et al.

- Earth's Pre-Pelistocene glacial record. Cambridge: Cambridge Univ. press, 1981, 1004 p.
- Harland W.B.* Critical evidence for a great Infracambrian glaciation. — *Geol. Rdsch.*, 1965, vol. 54, N 1, p. 45–61.
- Harland W.B.* The Proterozoic glacial record. — *Geol. Soc. America Mem.*, 1983, vol. 161, p. 279–288.
- Harland W.B., Bidgood D.E.T.* Paleomagnetism in some Norwegian Sporagnites and the late Pre-Cambrian ice Age. — *Nature* 1960, vol. 184, p. 1860.
- Harland W.B., Cox A.V., Llewellyn P.G. et al.* A geologic time scale. Cambridge: Cambridge Univ. press, 1982. 140 p.
- Häntzschel W.* Trace fossils and problematica. — In: *Treatise on Invertebrate Paleontology*, Pt W. Boulder and Lawrence, 1975. Vol. 1. 269 p.
- Heinzlin J.de.* Pogonophores fossile? — *Bull. Soc. belge geol., paleontol. et hydrol.*, (1964) 1965, N 73, N 3, p. 501–510.
- Hessler R.R., Newman W.A.* A trilobitomorph origin for the Crustacea. — *Fossils and Strata*, 1975, vol. 4, p. 437–459.
- Hofmann H.J., Aitken J.D.* Precambrian biota from the Little Dal Group, Mackenzie Mountains, northwestern Canada. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1979, vol. 16, N 1, p. 150–166.
- Holtedahl O.* The "Sporagmite Formation" (Kjerulf) and "Eocambrian" (Brøgger) of the Scandinavian Peninsula. — В кн.: Кембрийская система, ее палеогеография и проблема нижней границы. М., Изд-во АН СССР, 1961, т. 3, с. 9–43.
- Huckriede R.* Archaenectris benderi n. gen. n. sp. (Hydrozoa), eine Chondrophore von der Wende Ordovicium / Silurium aus Jordanien. — *Geol. et Palaeontol.*, 1967, Bd. 1, S. 101–109.
- Hyman L.H.* The invertebrates: Protozoa through Ctenophora. — McGraw-Hill Book Company. N.Y.; L., 1940. 726 c.
- International Symposium on Late Precambrian Geology, China: Abstr. / Ed. Zhang Huimin, Chem Jinbiao. Tianjin, 1983. 119 p.
- Isoeta Carlos A.L., Rocha-Campos A.C., Yoshida R.* Striated pavement of the Upper Pre-Cambrian glaciation in Brazil. — *Nature*, 1969, vol. 222, N 5192, p. 466–468.
- Iwanoff P.P.* Die embryonale Entwicklung von *Limulus mollucanus*. — *Zool. Jb. Anat.*, 1933, N 56, S. 163–348.
- Jenkins R.J.F.* The concept of an "Ediacaran Period" and its stratigraphic significance in Australia. — *Trans. Roy. Soc. S. Australia*, 1981, vol. 105, N 4, p. 179–194.
- Jenkins R.I.F., Gehling J.G.* A review of the frond-like fossils of the Ediacara assemblage. — *Rec. South Austral. Mus.*, 1978, N 17, p. 347–359.
- Jones D., Tompson I.* Echiura from the Pennsylvanian of northern Illinois. — *Lethaia*, 1977, N 10, p. 317–325.
- Jonin M., Vidal P.* Etude geochronologique des granitoïdes de la Mancelia, Massif armoricain, France. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1975, vol. 12, p. 920–927.
- Juhner N.R., Hirst R.* The geology and hydrogeology of the Voltaian basin. — *Mem. geol. Surv.*, 1946, N 8. 207 p.
- Keller B.M., Krasnobaev A.A.* Late Precambrian geochronology of the European USSR. — *Geol. Mag.*, 1983, vol. 120, N 4, p. 381–389.
- Kiderlen H.* Die Conulalien. Über ban und Leben der ersten Scyphozoa. — *Neues Jb. Miner. Geol. Pal.*, 1937, Abh. (B), Bd. 77, S. 113–169.
- Kozlowski R.* Sur certains fossiles ordoviciens à test organique. — *Acta palaeontol. Pol.*, 1967, vol. 12, N 2, p. 221–233.
- Kozlowski R.* Nouvelles observations sur les Conularies. — *Acta paleontol. pol.*, 1968, vol. 8, p. 497–529.
- Kröner A.* The Gariep Group. Pt 1: Late Precambrian formations in the western Richtersveld, Norden Cape province. — *Precambrian Res. Unit. Cape Town, Bull.*, 1974, N 13. 115 p.
- Kröner A.* Non-synchronicity of Late Precambrian glaciations in Africa. — *J. Geol.*, 1977, vol. 85, p. 289–300.
- Kulling O.* The Hecla Hoek Formation round Hindlopstredet Geogr. — *Ann. Stockh.*, 1934, vol. 16, N 4, p. 101–162.
- Kulling O.* Grunddraget ov fjallkedjeraendens bergbyggnad inom Västerbottens lan. — *Sver. geol. unders. C*, 1942, vol. 36, N 445, p. 1–320.
- Leloup E.* A propos des Siphonophores. — *Inst. Roy. Sci. natur. Belg.*, 1954, vol. 2, N 4, Zool., p. 643–699 (vol. jubil. Victor van Straelen, 1925–1954).
- Loeblich A.R.J.* Morphology, ultrastructure and distribution of Paleozoic acritarchs. — In: *Proc. North Amer. Paleontol. Convention* (Chicago, 1969). Pt G. Lawrence (Kans.), 1970, p. 705–788.
- Lu Songnian, Ma Guogan, Gao Zhenjia, Lin Weixing.* Classification of ice-ages and glacial sedimentary facies – areas of the Sinian in China. — In: *Intern. sympos. on Late Precambrian geology*: Abstr. Tianjin: Chin. Acad. of Geol. Sci., 1983, p. 55–58.
- Mackie G.O.* The evolution of Chondrophora (Siphonophora – Disconanthae): New evidence from behavioural studies. — *Proc. Trans. Roy. Soc. Canada*, 1959, Ser. 3, vol. 53, p. 7–20.
- Macurda D.B.* The blastoid Pentremites Say – a trimorous mutant and some new occurrences. — *J. Paleontol.*, 1964, v. 38, p. 705–710.
- Malcuit R.J., Winters R.R.* The Late Proterozoic glaciations: possible product of the evolution of the Earth-Moon system. — In: *Abstr. 26th Congr. Geol. Intern. P.*, 1980, vol. 11, p. 600.
- Manton S.M.* On the Hydroid Myriothela cocksii (Vigurs). — *J. Mar. Biol. Assoc. U.K.*, 1941, N 25, p. 143–150.
- Manton S.M.* The polychaete Spinther and the origin of the Arthropoda. — *J. Natur. Hist.*, 1967, N 1, p. 1–22.
- Manton S.M.* Evolution and affinities of Onychophora, Myriapoda, Hexapoda and Crustacea. — In: *Treatise of Invertebrate Paleontology/ed.* R.C. Moore. 1969, Pt R, p. 15–56.
- Marchese H.G.* Estromatolitos "Gymnosolenidos"

- en el lado oriental de Minas Gerais. — Brasil. Rev. Bras. Geol., 1974, vol. 4, N 4, p. 257—271.
- Martin H.* The Precambrian geology of South West Africa and Namaqualand. — In: PRU, Cape Town Univ., Wynberg: Rustica press, 1965. 159 p.
- Misra S.B.* Depositional environment of the Late Precambrian fossil-bearing rocks of southeastern Newfoundland, Canada. — J. Geol. Soc. India, 1981, vol. 22, N 8, p. 375—382.
- Monty C.* Distribution and structure of recent stromatolites algal mats, eastern Andros Island, Bahamas. — Ann. Soc. géol. Belg., 1967, vol. 90, N 3, p. 55—99.
- Moore R.C., Harrington H.J.* Scyphozoa. Conulata. In: Treatise on Invertebrate Paleontology/Ed. R.C. Moore. Geol. Soc. Amer.: Univ. Kansas press, 1956, p. 27—38, 54—66.
- Morris W.A.* Paleolatitude of glaciogenic upper Precambrian Rapitan Group and the use of tillites as chromostratigraphic marker horizon. — Geology, 1977, vol. 5, N 2, p. 85—88.
- Nystuen J.P.* Late Precambrian Moevl Tillite deposited on a discontinuity surface associated with a fossil ice wedge, Rendalen, southern Norway. — Norsk geol. tidsskr., 1976, vol. 56, p. 29—56.
- Odin G.S., Gale N.H., Auvray B.* et al. Numerical dating of Precambrian—Cambrian boundary. — Nature, 1983, vol. 301, N 5895, p. 21—23.
- Oftedahl Ch.* Om tillitene i det Central-Norske sparagmitomrade. — Norsk. geol. tidsskr., 1945, vol. 25, p. 285—294.
- On the Sinian geochronological scale of China based on isotopic agea for the Sinian strata in the Yenshan Region, North China. — Sci. Sinica, 1977, vol. 20, N 6, p. 818—834.
- Öpik A.A.* Alimentary caeca of agnostids and other trilobites. — Palaeontology, 1961, N 3, p. 410—438.
- Pfug H.D.* Zur fauna der Nama-Schichten in Südwest-Afrika. I. Pteridinia, Bau und Systematische Zugehörigkeit. — Palaeontographica A, 1970a, Bd. 134, S. 226—262.
- Pfug H.D.* Zur Fauna der Nama-Schichten in Südwest-Afrika. II. Rangeidae, Bau und Systematische Zugehörigkeit. — Palaeontographica A, 1970b, Bd. 135, N 3/6, S. 198—231.
- Pfug H.D.* Neue Fossilfunde im Jungpräkambrium und ihre Aussagen Zur Entstehung der Höheren Tiere. — Geol. Rdsch., 1971a, Bd. 60, N 4, S. 1340—1350.
- Pfug H.D.* Neue Zeugnisse zum Ursprung der Höheren Tiere. — Naturwissenschaften, 1971b, Bd. 58, N 7, S. 348—352.
- Pfug H.D.* Systematik der jung-präkambrischen Petalonamiae Pfug 1970. — Paläontol. Ztschr., 1972a, Bd. 46, N 1/2, S. 56—57.
- Pfug H.D.* The Phanerozoic-Cryptozoic boundary and the origin of Metazoa. — In: 24th Intern. Geol. Congr. Sect. 1, 1972b, p. 58—67.
- Pfug H.D.* Zur Fauna der Nama-Schichten in Südwest-Afrika. III. Erniettomorpha, Bau und Systematik. — Palaeontographica A, 1972c, Bd. 139, N 4/6, S. 134—170.
- Pfug H.D.* Zur Fauna der Nama-Schichten in Südwest-Afrika. IV. Mikrrskopische Anatomie der Petalo-Organismen. — Paleontographica A, 1973, Bd. 144, N 4/6, S. 166—202.
- Poulsen Ch.* Contributions to the stratigraphy of the cambro-ordovician of East Greenland. — Medd. Gronland, 1930, vol. 74, N XII, p. 297—316.
- Preiss W.V.* The systematics of South Australian Precambrian and Cambrian stromatolites. Pt 1. — Trans. Roy. Soc. S. Australia, 1973, vol. 97, N 2, p. 91—125.
- Preiss W.V.* The biostratigraphic potential of Precambrian stromatolites. — In: Abstr. 25th Intern. Geol. Congr. Canberra, 1976, vol. 1, s.a., p. 36.
- Preiss W.V., Forbes B.G.* Stratigraphy, correlation and sedimentary history of Adelaidean (Late Proterozoic) Basins in Australia. — Precambr. Res., 1981, vol. 15, p. 255—304.
- Pringle J.R.* Rb—Sr age determinations on shailes associated with the Varanger Ice Age. — Geol. Mag., 1973, v. 109, N 6, p. 465—472.
- Reading H.G.* Eocambrian and Lower Paleozoic geology of the Digermul Peninsula, Tanafjord, Finnmark. — Norges geol. unders; 1965, N 234, p. 167—191.
- Reading H.G., Walker R.G.* Sedimentation of Eocambrian tillites and associated sediments in Finnmark, Northern Norway. — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1966, N 2, p. 177—212.
- Research Group of Sinian glaciation. Sinian glacial deposits of China. Peking, 1976. 15 p.
- Richter R.* Die ältesten Fossilien Süd-Afrikas. — Senckenberg. lethaea, 1955, Bd. 36, N 3/4, S. 243—289.
- Rozanova A.Yu., Sokolov B.S.* Precambrian-Cambrian boundary: Recent state of knowledge. — Precambr. Res., 1982, vol. 17, p. 125—131.
- Ruedemann R.* Note on Paropsonema cryptophya Clarke and Discophyllum peltatum Hall. — Bull. N.Y. State Mus., 1916, N 189, p. 22—27.
- Runnegar B.* Oxigen requirements, biology and phylogenetic significance of the late Precambrian worm Dickinsonia, and the evolution of the burrowing habit. — Alcheringa, 1982, vol. 6, p. 223—239.
- Rutland R.W.R., Parker A.J., Pitt G.M.* et al. The Precambrian of South Australia. — In: Precambrian of the Southern Hemisphere/Ed. D.R. Hunter. Amsterdam: Elsevier, 1981, p. 309—360.
- Savitsky V.E.* The precambrian-cambrian boundary problem in Siberia and some general problems of stratigraphy: (Prelim. Rep.). — Geol. Mag., 1978, vol. 115, N 2, p. 127—130.
- Schmidt F.* Excursion durch Estland. — In: Guide des excurs. du VIIme Congr. Geol. Intern., St-Petersbourg, 1897, vol. XII, 26 p.
- Schopf J.W.* Microflora of the Bitter Springs Formation, Late Precambrian, Central Australia. — J. Paleontol., 1968, vol. 42, N 3, p. 925—960.
- Schopf J.W., Haugh B.N., Molnar R.E., Satterthwait D.F.* On the development of Metaphytes

- and Metzoans. — J. Paleontol., 1973, vol. 47, N 1, p. 1–9.
- Scrutton C.T.* Early fossil Chidarians. — In: Systematics Association. Spec. Vol. N 12: The Origin of major invertebrate groups/Ed. M.R. House. L.; N.Y.: Acad. press, 1979, p. 161–207.
- Scupin H.* Ostbalticum (1 Th.), Algonkium, Paläozoicum und Mezozoicum. B., 1928. 126 p.
- Sedgwick A.* On the origin of the metamerical segmentation and some other morphological questions. — Quart. J. Microscop. Sci., N.S., 1884, N 24, p. 96–112.
- Sin-Sheng, Lin Kui-chin.* Microplantflora from the Sinian subera of W. Hupch and its stratigraphic significance. Peking, 1976. 23 p.
- Sinian Suberathem* in China. Tianjin: Tianjin Sci. and Technol. press, 1980. 407 p.
- Sin Yu-Sheng, Lin Kui-chin.* On Sinian micropalaeoflora in Yenlia region of China and its geological significance. — Acta geol. sinica, 1973, vol. 6, p. 1–64.
- Sokolov B.S.* Le probleme de la limite inferieure du paléozoique et les depots les plus abcien sur les plates-formes antesiennes de l'Eurasie. — In: Les relations entre precambrien et cambrien. Problems des séries intermediaires. P.: Coll. CNRS, 1958, p. 103–128.
- Sokolov B.S.* The Vendian and the problem of the boundary between the Pre-Cambrian and the Paleozoic Group. — In: 22th Intern. Geol. Congr., Rep. Pt X: Archean and Precambrian Geology. New Delhi, 1964, p. 288–304.
- Sokolov B.S.* The Vendian Stage in Earth History. — In: XXIV Intern. Geol. Congr., Sect. 1: Precambrian Geology. Montreal, 1972a, p. 78–84.
- Sokolov B.S.* Vendian and Early Cambrian Sabelliditida (Pogonophora) of the USSR. — In: Proc. IPU. XXXIII Intern. Geol. Congr. (Prage, 1968). W-wa, 1972b, p. 79–84.
- Sokolov B.S.* Vendian of the North Eurasia. — In: Arctic Geology/Ed. M.G. Pitcher. Tulsa (Ocla), 1973, p. 204–218.
- Sokolov B.S.* The Earth's organic world on the path toward Phanerozoic differentiation. — Vestn. Akad. Nauk USSR, 1976, N 1, p. 126–143.
- Sokolov B.S.* Metazoa of the Precambrian and the Vendian-Cambrian boundary. — In: 25th Intern. Geol. Congr. Abstr. Canberra, 1976, vol. 1, p. 37–38.
- Sokolov B.S.* The Vendian System: pre-Cambrian geobiological environment. — In: XXVI Intern. Geol. Congr., Rep. Sov. Geol.: Paleontology. Stratigraphy. Moscow: Nauka, 1980, p. 9–21.
- Spencer A.M.* Late Pre-Cambrian glaciation in Scotland. — Mem. Geol. Soc. London, 1971, vol. 6, p. 100.
- Spjeldnaes N.* A new fossil (Papillomembrana sp.) from the Upper Precambrian of Norway. — Nature, 1963, vol. 200, N 4901, p. 53–83.
- Sprigg R.C.* Early Cambrian (?) jellyfishes from the Flinders Randes, South Australia. — Trans. Roy. Soc. S. Australia, 1947, vol. 71, p. 212–234.
- Stanley S.M.* Fossil data and the Precambrian–Cambrian evolutionary Transition. — Amer. J. Sci., 1976, vol. 276, p. 56–76.
- Stasinska A.* Velumbella charnoekii n.gen. — Acta palaeontol. pol., 1960, vol. 5, N 3, p. 36–44.
- Stephen A.C., Edmonds S.J.* The Phyla Sipuncula and Echiura. — British Mus. Natur. Hist., London, 1972, Publ. N 717. 528 p.
- Stormer L.* Studies on trilobite morphology. Pt III. The larval development, the segmentation and the sutures, and their bearing on trilobite classification. — Norsk geol. tidsskr., 1942, vol. 21, p. 49–164.
- Stormer L.* Jordens og livets historie En innføring i historisk geologi. Oslo: Univ. forl., 1966. 275 p.
- Tarling D.H.* A palaeomagnetic study of Eocambrian tillites in Scotland. — J. Geol. Soc. London, 1974, N 130, p. 163–177.
- Termier H., Termier G.* Evolution et biocene. — Les invertebres dans l'histoire du monde vivant. P.: Masson et Co, 1968. 242 p.
- Thelander T., Kumpulainen R.* The Late Precambrian tillites in central Scandinavia and correlation with adjacent areas. — In: Abstr. 26me Congr. Geol. Intern. P., 1980, vol. 11, p. 618.
- The Sinian System* of China. Peking: Publ. Inst. Geol. and Miner. Res., Chinense Acad. Geol. Sci., 1976. 15 p.
- Thiel H.* The evolution of Scyphozoa: A review. — Sympos. Zool. Soc. London, 1966, vol. 16, p. 77–117.
- Thompson D.W.* On growth and form (Luded.). Cambridge: Cambridge Univ. press, 1942. 1116 p.
- Thurakov A.M.* Proterozoic glaciation in the southern part of central Siberian. — Bull. Geol. Amer., 1932, vol. 43, N 3, p. 581–602.
- Treatise on Invertebrate Paleontology.* Pt F: Coelenterata/Ed. R.C. Moore. — Geol. Soc. Amer. and Univ. Kansas press, 1956. 498 p.
- Trompette R.* Le Précambrien supérieur et le Paléozoïque inférieur de l'Adrar de Mauritanie (bordure occidentale du bassin de Taoudeni, Afrique de l'Ouest). Un exemple de sedimentation de craton. Etude stratigraphique et sedimentologique. — Trav. lab. sci. terre B, 1973, N 7, p. 574–702.
- Vidal G.* Late Precambrian microfossils from the Visingsö Beds' in southern Sweden. — Fossils' and Strata, 1976, N 9, p. 1–57.
- Vidal G.* Lower Cambrian acritarch stratigraphy in Scandinavia. — Geol. foren. Stockholm forhandl., 1981, vol. 103, N 2, p. 183–192.
- Vidal G.* Micropalaeontology and biostratigraphy of the Upper Proterozoic and Lower Cambrian Sequence in East Finnmark, Northern Norway. — Norg. geol. unders., 1981, Bul. 59, N 362, p. 1–53.
- Wade M.* Preservation of soft-bodied animals in Precambrian sandstones at Ediacara, South Australia. — Lethaia, 1968, vol. 1, N 3, p. 238–267.
- Wade M.* Medusae from uppermost Precambrian or Cambrian sandstones, central Australia. — Palaeontology, 1969, vol. 12, N 3, p. 351–365.
- Wade M.* Bilateral Precambrian chondrophores from the Ediacara fauna, South Australia. — Proc. Roy. Soc. Victoria, 1971, vol. 84, N 1, p. 183–188.
- Wade M.* Hydrozoa and Scyphozoa and other me-

- dusoids from the Precambrian Ediacara fauna, South Australia. — *Palaeontology*, 1972a, vol. 15, N 2, p. 197–225.
- Wade M.* Dickinsonia: polychaete worms from the Late Precambrian Ediacara fauna, South Australia. — *Mem. Mus.*, 1972b, vol. 16, N 2, p. 171–190.
- Walcott C.D.* Fossil Medusae. — *US Geol. Surv.*, 1898, Monogr. v. 30. 201 p.
- Walcott C.D.* Cambrian geology and paleontology. III, 2. Precambrian aldonian algal flora. — *Smithsonian Misc. Geol.*, 1914, vol. LXIV, N 2, p. 77–156.
- Walter M.R., Oehler J.H., Oehler D.Z.* Megascopic algae 1300 million years old from the Belt Supergroup, Montana: a reinterpretation of Walcott's Hepimnithoidichnites. — *J. Paleontol.*, 1976, vol. 50, N 5, p. 872–881.
- Walton H.S.* Cryptarcha and acritarcha from late Proterozoic and Cambrian strata of the Colville Lake area, district of Mackenzie, N.W.T. Canada. — In: 5th Intern. Palinol. Conf. Abstr. Cambridge, 1980, p. 422.
- Wang Yuelum et al.* Subdivision and correlation of the Upper Precambrian in China. — In: Syian Suberathem in China. Tjanjin, 1980, p. 1–30.
- Wells J.W., Hill D.* Ctenophora. — In: Treatise on Invertebrate Paleontology. Pt. F: Coelenterata.: Geol. Soc. Amer. press, 1956. 478 p.
- Werner B.* Stephanoscyphus (Scyphozoa, Coronatae) und seine direkte Abstammung von den fossiliens Conulata. — *Helgoland. Wiss. Meeresuntersuch.*, 1966, Bd. 13, S. 317–347.
- Werner B.* Morphologie, Systematik und Lebensgeschichte von Stephanoscyphus (Scyphozoa Coronatae) sowie seine Bedeutung für die Evolution der Scyphozoa. — *Zool. Anz.*, 1967a, Suppl. 30, S. 297–319.
- Werner B.* Stephanoscyphus Allman (Scyphozoa Coronatae), ein rezentner Vertreter der Conulata? — *Paläontol. Ztschr.*, 1967b, Bd. 41, S. 137–153.
- Williams G.E.* Late Precambrian glacial climate and the Earth's obliquity. — *Geol. Mag.*, 1975, vol. 112, N 5, p. 441–465.
- Wilson C.B., Harland W.B.* The Polarisbreen Series and other evidences of late Pre-Cambrian Ice Ages in Spitsbergen. — *Geol. Mag.*, 1964, vol. 101, N 3, p. 198–219.
- Xing Yusheng, Ding Qixiu, Luo Huilin.* Biotic characteristics of the Sinian-Cambrian boundary beds in China and the Boundary problems. — *Precambr. Res.*, 1982, vol. 17, p. 77–85.
- Yang Xianle, Chen Yuande.* The Sinian system of southwest China. — In: Intern. sympos. on Late Precambr. geology. Abstr.: Tianjin: Chin. Acad. of Geol. Sci., 1983, p. 26–27.
- Zhang Zi-Chang, Compston W., Page R.W.* The isotopic age of the Cambrian boundary from the Sinian–Lower Cambrian sequens in South China. — In: 5th Intern. Conf. on geochronol., cosmochronol., isotope geol.: Tokyo, Abstr., Japan, 1982, p. 411–412.
- Zhoa Wendjie.* Proterozoic Eonothem in China. — In: Intern. Symp. on Late Precambr. Geology: Abstr. Tianjin, 1983, p. 1–3.

Дополнительный список литературы к главе XI Т. 1 (Вендинские полихеты)

- Aseeva E.A.* Микрофитофоссилии венда Украины. — В кн.: Венд Украины. Киев: Наук. думка, 1983а, с. 102–127.
- Aseeva E.A.* Стратиграфическое значение позднедокембрийских микрофоссилий юго-запада Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Стратиграфия и формации докембрий Украины. Киев: Наук. думка, 1983б, с. 148–176.
- Соколов Б.С.* Вендинский период в истории Земли. — Природа, 1984, № 12, с. 3–18.
- Ушаков П.В.* Многощетинковые черви. — В кн.: Фауна СССР. Л.: Наука, 1972, т. 1, (н. с., № 102). 272 с.

- Kielan-Jaworowska Z.* Polychaete jaw apparatuses from the Ordovician and Silurian of Poland and a comparison with modern forms. — *Palaeont. Polonica*, 1966, N 16, 152 p.
- Kozłowski R.* Sur quelques appareils masticateurs des Annélides Polychètes ordoviens. — *Acta Pal. Polonica*, 1956, v. 1, N 3, p. 165–210.
- Seilacher A.* Late Precambrian and Early Cambrian Metazoa: Preservational or Real Extrusions? — In: Pattern's of Change in Earth Evolution (Dahlem Konferenz 1984). Berlin; Heidelberg; N.Y.; Tokyo: Springer-Verlag, 1984, p. 159–168.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Глава 1	
ВЕНД ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (<i>Е.М. Аксенов</i>)	3
Глава 2	
ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ ВЕНДА ПОДОЛИИ (<i>В.А. Великанов</i>)	35
Глава 3	
ВЕНД ЮГО-ВОСТОЧНОГО БЕЛОМОРЬЯ (<i>А.Ф. Станковский, Е.М. Веричев, М.П. Добейко</i>)	67
Глава 4	
ВЕНД УРАЛА (<i>Ю.Р. Беккер</i>)	76
Глава 5	
ВЕНД СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (<i>В.В. Хоментовский</i>)	83
Глава 6	
ГЕОХРОНОЛОГИЯ ВЕНДА СССР (<i>Б.М. Келлер</i>)	161
Глава 7	
ЛАПЛАНДСКИЙ ЛЕДНИКОВЫЙ ГОРИЗОНТ И ЕГО АНАЛОГИ (<i>Н.М. Чумаков</i>)	167
Глава 8	
ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА. ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ И ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ (<i>Б.С. Соколов</i>)	199
ЛИТЕРАТУРА	215

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА
Историко-геологическое
и палеонтологическое обоснование
Т. 2. *Стратиграфия и геологические процессы*

*Утверждено к печати
Отделением геологии, геофизики и геохимии
Академии наук СССР*

Редактор *М.Б. Бурзин*
Редактор издательства *В.С. Ванин*
Художник *Л.А. Григорян*
Художественный редактор *Г.П. Валлас*
Технический редактор *Г.И. Астахова*
Корректор *Р.Г. Ухина*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатывающих автоматах

ИБ № 28955

Подписано к печати 22.10.85. Т – 19933
Формат 70 X 100 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл.печл. 19,5 + 0,7 вкл. Усл.кр.-отт. 20,2
Уч.-издл. 24,4. Тираж 700 экз. Тип. зак. 826
Цена 4 руб.

Ордена Трудового Красного Знамени
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

**ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
готовится к выпуску книги:**

Г р у н т Т.А. Система брахиопод отряда Атиридида. — 20 л.

В книге приведена новая система брахиопод отряда Атиридида, в состав которого входит 2 подотряда, 5 надсемейств, 11 семейств, всего более 1000 видов. Для надсемейств, семейств, подсемейств и родов даны определительные ключи. Уточнено положение ряда таксонов, рассмотрена морфология атиридид,дается их монографическое описание.

Для палеонтологов, геологов-стратиграфов.

Фанерозойские рифы и кораллы СССР. — 20 л.

Основное внимание в книге уделено рифам, процессам их формирования и перспективам нефтегазоносности, так как с органогенными структурами, в первую очередь с рифами, связаны многие месторождения нефти и природного газа. Изложены новейшие данные в области изучения органогенных построек на территории СССР.

Для палеонтологов, биологов, геологов и географов.

**ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ
АДРЕСОВ МАГАЗИНОВ "КНИГА-ПОЧТОЙ" "АКАДЕМКНИГА"**

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197110 Ленинград, П-110, Петровская ул., 7; 117192 Москва, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310003 Харьков, ул. Чернышевского, 37.

B 333833/2

с.п.т