

СТРАТИГРАФИЯ

УДК 551.24.72(571)

АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ СТРАТИГРАФИИ НЕОПРОТЕРОЗОЯ  
В СИБИРСКОМ ГИПОСТРАТОТИПЕ РИФЕЯ

В.В. Хоментовский

*Институт геологии нефти и газа СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

В Учуро-Юдомском гипостратотипе позднего докембрия уверенно выделяются Учуро-Майская плита — депрессия на юго-востоке Сибирской платформы, Юдомо-Майский перикратонный прогиб и Охотский микроконтинент. Во всех этих структурах установлена последовательность стратиграфических подразделений в ранге серий и свит, но четкое местоположение и природа границ между ними, а также их возраст до сих пор дискутируются. Имеющаяся информация позволяет усомниться во многих общепринятых, традиционных представлениях. Доказано, что майская серия, на основании которой выделено нижнее подразделение неопротерозоя — маяний, перекрывает весь рассмотренный регион, контактируя с самыми разными более древними подразделениями. Однако начинающая ее керпильская подсерия одновозрастна не всей эннинской свите, завершающей на западе Учуро-Майской плиты нижний рифей, а лишь ошибочно включавшейся в ее состав обособленной пачке отложений. Предкерпильская тектоническая перестройка в значительной мере обусловила ту палеогеографическую специфику региона, которую также обычно связывают только с предвендскими событиями. Керпилью предшествовало присоединение к Сибирскому кратону окружающих его микроконтинентов в процессе завершения образования суперконтинента Родиния. Ничего подобного не происходило перед тесно связанной с керпильем лахандинской подсерией. Предкерпильские изменения фитолитовых и микрофоссилий биот стали основой для палеонтологического обоснования нижней границы верхнего рифея. В лахандинской подсерии возникшая в керпильи их специфика лишь получила свое развитие. Поэтому лахандиний не следует противопоставлять керпилью в качестве самостоятельной серии. Приводятся данные о том, что нижняя граница неопротерозоя не моложе 1100 млн лет.

Уйская серия на основании выдержанной последовательности K-Ar и Rb-Sr датировок, соответствующих имеющимся палеонтологическим данным, формировалась в интервале 750—650 млн лет. Этому не противоречат U-Pb и Sm-Nd датировки (порядка 1000 млн лет) из рвущих ее даек. Они свидетельствуют не о времени их внедрения, а о возрасте магматического очага. Датированная подобным образом уйская серия и ее аналоги в других регионах отвечают лишь верхней половине байкалия и криогения международной шкалы (850—650 млн лет). Этот вывод не соответствует общепринятым представлениям о тесной связи уйской серии с лахандинием. Аналогичным образом по периферии Юдомо-Майского прогиба из уйской серии „бесследно“ исчезает ряд свит, а на восточном склоне Омнинского поднятия устькирбинская подсерия, завершающая уйскую серию, ложится прямо на лахандинскую. Эти взаимоотношения обусловлены регрессивным строением уйских отложений, при котором событийная природа, определяющая начало нового цикла, маскируется значительным погружением Юдомо-Майского прогиба. Оно связано с растяжением, сопровождавшим распад суперконтинента Родиния. В других частях Сибирского кратона, где с этим процессом связано интенсивное сжатие, начало байкалия имеет четко выраженную событийную основу и соответствующий комплекс базальных отложений. Сложная событийная природа байкалия Сибири вынуждает некоторых геологов часть его относить к среднему рифею, используя U-Pb датировки из даек, а других, наоборот, включить часть байкалия в венд. Но ни то, ни другое не позволяет сделать верхнерифейская возрастная принадлежность содержащихся в нем палеонтологических остатков. Событийная природа верхнего подразделения неопротерозоя—венда обусловлена повторной коллизией к Сибирскому кратону окружающих его микроконтинентов. С нее начинается каледонский тектогенез. Принципиальный характер событий, ограничивающих основные стратоны неопротерозоя в Сибири, делает их перспективными в качестве подразделений Общей стратиграфической шкалы докембрия.

*Венд, байкалий, лахандиний, керпильи, маяний, аимчаний, внутрикратонные депрессии, перикратонные прогибы, океанический блок, микроконтиненты, Сибирский кратон, микрофоссилии, геохронология, событийные рубежи.*

TOPICAL PROBLEMS OF NEOPROTEROZOIC STRATIGRAPHY  
IN THE SIBERIAN HYPOSTRATOTYPE OF THE RIPHEAN

V.V. Khomentovsky

The Late Precambrian Uchur-Yudoma hypostratotype includes the Uchur-Maya plate (a depression in the southeast of the Siberian Platform), the Yudoma-Maya pericratonic trough, and the Okhotsk microcontinent. The

sequence of stratigraphic units ranked series and formations has surely been established for all these structures, but the location and nature of boundaries between them as well as their age are still debatable. The available information casts doubt upon many universally accepted concepts. It is proven that the Maya Series giving rise to the Mayanian, the lower Neoproterozoic unit, overlaps the entire region under study, being in contact with diverse older units. However, its starting Kerpylian Subseries is coeval not with the entire Ennin Formation completing the Lower Riphean in the western Uchur-Maya plate but only with a separate member of deposits erroneously considered its part. The pre-Kerpylian tectonic rearrangement contributed much to the specific paleogeographic character of the region which is commonly referred to the pre-Vendian events only. The Kerpylian was preceded by a collision of the Siberian craton with its surrounding microcontinents while the supercontinent Rodinia was completing its formation. Nothing of the kind occurred prior to the formation of the Lakhandinian Subseries closely connected with the Kerpylian. The pre-Kerpylian changes in phytolith and microfossil biotas served as a basis for the paleontological substantiation of the lower boundary of the Upper Riphean. Their specific character that appeared in the Kerpylian continued to develop in the Lakhandinian Subseries. Therefore, there is no need to distinguish the Lakhandinian as a separate series to oppose it to the Kerpylian. The data reported show that the lower boundary of the Neoproterozoic is no younger than 1100 Ma.

A persistent sequence of K-Ar and Rb-Sr ages corresponding to the available paleontological data shows that the Uy Series formed in the range 750-650 Ma. This does not contradict U-Pb and Sm-Nd ages (about 1000 Ma) obtained from its cutting dikes. These figures indicate the age of the magma chamber rather than the time of the dike intrusion. The Uy Series dated in this way and its analogs in other regions correspond only to the upper half of the Baikalian and Cryogenian of the International Scale (850-650 Ma). This conclusion is in discrepancy with the common opinion that the Uy Series is closely connected with the Lakhandinian. In the same way, some formations disappear from the Uy Series, and on the eastern slope of the Omnya rise, the Ust'-Kirbi Subseries completing the Uy Series rests immediately upon the Lakhandinian. These relationships are due to the regressive structure of the Uy deposits, where the event nature marking the beginning of a new series is masked by a considerable subsidence of the Yudoma-Maya trough. It is related to the extension that accompanied the break-up of the supercontinent Rodinia. In other parts of the Siberian craton where this process led to intense compression, the beginning of the Baikalian has a distinct event basis and an appropriate complex of basal deposits. Because of the complicated event nature of the Baikalian in Siberia, some geologists refer it partly to the Middle Riphean, using U-Pb ages of dikes, whereas others date some part of the Baikalian to the Vendian. Neither thinking permits the Late Riphean age of paleontological remains. The event nature of the Vendian, the upper unit of the Neoproterozoic, was caused by the repeated collision of the Siberian craton with its surrounding microcontinents, which triggered the Caledonian tectogenesis. The principal character of the events limiting the main Neoproterozoic strata in Siberia makes them promising as units of the General Stratigraphic Scale of the Precambrian.

*Vendian, Baikalian, Lakhandinian, Kerpylian, Mayanian, Aimchanian, within-plate depressions, pericratonic troughs, oceanic block, microcontinents, Siberian craton, microfossils, geochronology, event bounds*

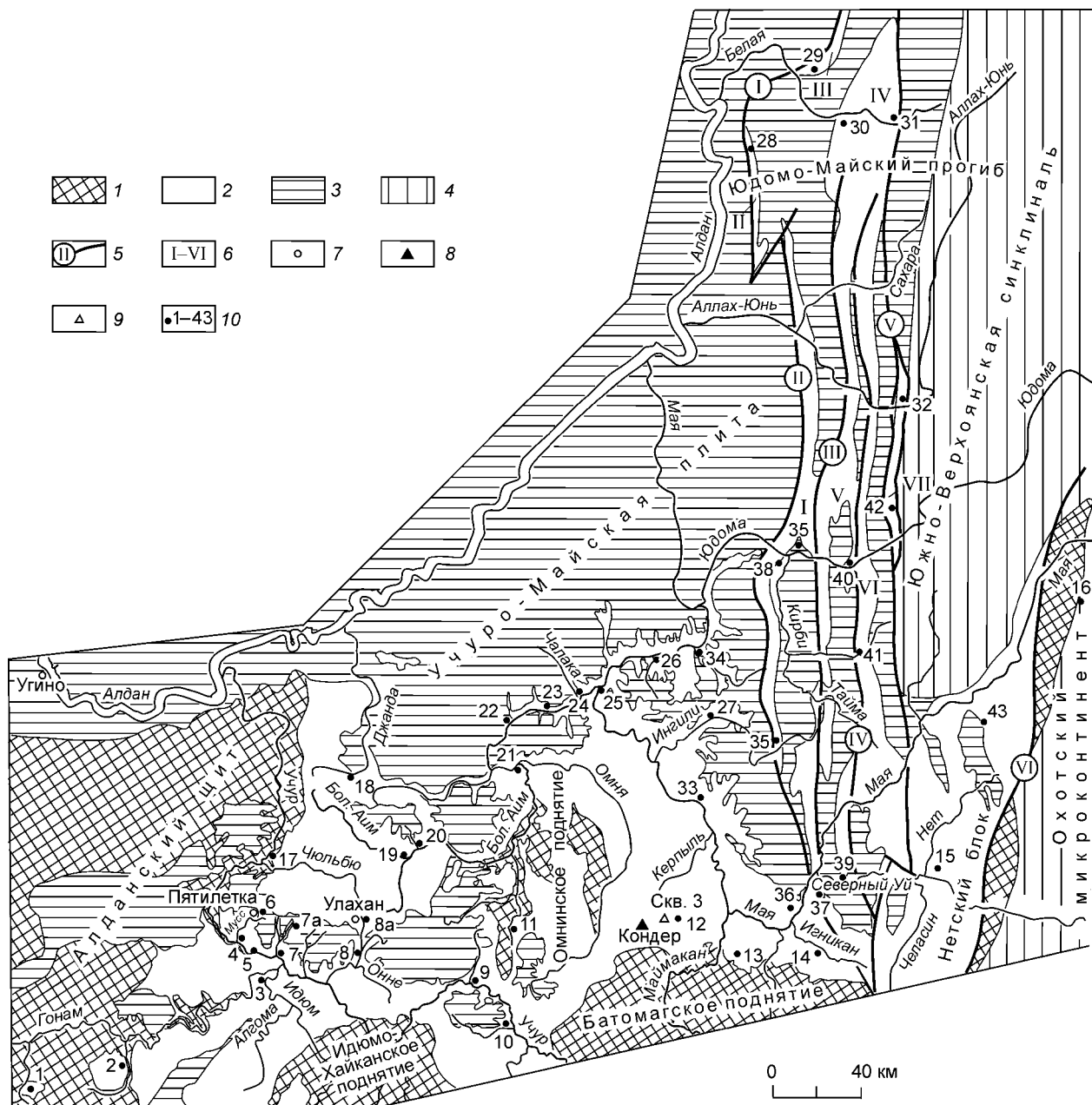
---

## ВВЕДЕНИЕ

Стратотипической местностью Сибирского позднего докембрия является Учуро-Юдомская структурно-фациальная область (СФО) Сибирской платформы (рис. 1). В ней отчетливо выделяются Учуро-Майская и Юдомо-Майская структурно-фациальные зоны (СФЗ). Первая из них соответствует Учуро-Майской плите на юго-восточной окраине Сибирской платформы, а вторая — одноименному перикратонному прогибу, вытянутому в меридиональном направлении между разломами, отделяющими его от Алдано-Станового щита на юге и северного сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса на севере. Граница между названными структурно-фациальными зонами примерно совпадает с зоной Нельканского разлома. На востоке Юдомо-Майский прогиб отделяется от Охотского микроконтинента зоной Билякчанского разлома [1]. Общее представление о палеоструктуре Юдомо-Майского прогиба дают осложняющие его антиклинали (хребты), с запада на восток: Нельканско-Кыллахская, Гувиндинская, Челатская и Улахан-Бамская (см. рис. 1). Изменения разрезов по простиранию их гораздо меньшие, чем вкрест. Особенно резки они вблизи ограничивающих их разломов.

Схема стратиграфии позднедокембрийских отложений региона практически в окончательном виде была утверждена в позднедокембрийском разделе решений всесоюзного совещания 1979 года в Новосибирске [2]. Основными подразделениями в ней являются: учурская, аимчанская, майская, уйская и юдомская серии. Учурская серия относилась к нижнему рифею, аимчанская — составляла основу среднего, а граница между средним и верхним рифеем была условно совмещена с рубежом, разделяющим керпыльскую и лахандинскую подсерии майской серии. Верхний рифей завершался уйской серией, а юдомская серия исчерпывала объем сибирского венда.

В монографии М.А. Семихатова и С.Н. Серебрякова [3] подытожено многолетнее изучение геологии позднего докембрия Учуро-Майского региона, рассмотрена история изучения его стратиграфии, детализированы региональные стратиграфические схемы, уточнены их корреляция и возраст. Кроме того, сопоставлены схемы стратиграфии рифея Учуро-Майского региона с опорными разрезами других частей Сибирской платформы, в результате чего сделан вывод о том, что разрез рифея региона является его Сибирским гипостратотипом. В отличие от решений новосибирского совещания в этой работе, без-



**Рис. 1. Схема геологического строения Учуро-Юдомской СФО.**

*Отложения:* 1 — раннекембрийские, 2 — преобладание рифейских, 3 — преобладание вендских и кембрийских, 4 — преобладание послекембрийских; 5 — основные разломы Юдомо-Майского прогиба: I — Кыллахский, II — Нельканский, III — Гувиндинский, IV — Челатский, V — Бурхалинский, VI — Билякчанский; 6 — блоки Юдомо-Майского прогиба: I — Нельканский, II — Кыллахский, III — Эбэйкэ-Хаятинский, IV — Горностахский, V — Гувиндинский, VI — Челатский, VII — Улахан-Бамский; 7 — старые прииски; 8 — вершины; 9 — скважины; 10 — разрезы: Южный профиль (1—16, см. рис. 2): 1 — р. Алтан-Чайдах, 2 — р. Нингам, 3 — нижнее течение р. Гонам, 4 — устье р. Мусс, 5 — устье рек Унюс, Суклан, 6 — прииск Пятилетка, 7 — устье р. Бердякит, 7а — р. Лев. Бердякит, 8 — нижнее течение р. Улахан-Чайдах, 8а — прииск Улахан, 9 — устье р. Юна, 10 — устье руч. Сайан, 11 — р. Дюсмакит, 12 — скв. 3, 13 — водораздел рек Маймакан—Батомага, 14 — р. Игникан, 15 — водораздел рек Нет—Северный Уй, 16 — Охотский микроконтинент (Кухтуйский блок). Северный профиль (17—32, см. рис. 3): 17 — устье руч. Садарах, 18 — р. Джанда, 19 — устье р. Ярмарка, 20 — притоки р. Бол. Аим: Чардакан, Галсуктах, 21 — р. Бол. Аим в приустевой части р. Омня, 22 — Бол. Аим в районе р. Эрэн, 23 — реки Юдовка, Ынран, 24 — р. Чалака, 25 — устье р. Аим, 26 — р. Бол. Лаханда, 27 — р. Ингили, 28 — Кыллахский хр., 29 — хр. Эбэйкэ-Хаята, 30, 31 — Горностахская антиклиналь: 30 — западный склон, 31 — восточный склон, 32 — хр. Улахан-Бам. Уйская серия (33—43, см. рис. 4): 33 — р. Ципанда, 34 — р. Бол. Кандык, 35 — верхнее течение р. Ингили, 36 — пос. Нелькан, 37 — р. Мая выше Нелькана, 38 — р. Юдома, устье р. Кирби, Тыаллах, 39 — среднее течение р. Сев. Уй, 40 — р. Юдома у устья р. Пуханил, 41 — Челатский блок, 42 — хр. Улахан-Бам, 43 — Нетский блок.

условно, принято совмещение нижней границы верхнего рифея с основанием лахандинской подсерии, которая переведена в ранг серии. Все сказанное позволяет не повторять обоснования выводов, принятых в решениях новосибирского совещания 1979 г. [2] и авторами монографии [3], не останавливаться на ранних этапах истории изучения региона, а заострить внимание на информации, которая детализирует и по-другому интерпретирует стратиграфию региона. Проблемные вопросы возникают в связи с выводами о характере взаимоотношений крупных стратиграфических подразделений позднего докембрия, их границах, расчленении и возрасте. Особого внимания заслуживает решение вопроса о местоположении неопротерозоя международной шкалы докембрия [4] в сибирском гипостратотипе докембрия. Это обусловлено тем, что комплексная характеристика его данными о возрасте и истории развития гораздо более полная по сравнению с подстилающими отложениями. В отличие от них он уже сейчас может быть расчленен на три части: маяний, байкалий и венд. В характеристику их входит также информация о разделяющих их надрегиональных событиях [5—8]. Все сказанное представляет исключительный интерес для дальнейшего совершенствования теоретических основ стратиграфии докембрия [8, 9] и в связи с этим значительно повышает роль сибирского гипостратотипа. В частности, если венд относить к докембрию, он не может быть однозначен рифею, в лучшем случае он может быть лишь завершением неопротерозоя.

При написании этой статьи кроме анализа разных публикаций использованы данные, полученные автором в конце 80-х — начале 90-х годов. В то время, благодаря бескорыстной помощи различных геолого-съёмочных и золотодобывающих организаций, а также леспромхозов и противопожарных служб, удалось не только повторить традиционные маршруты по крупным рекам, но также поработать на удаленных, хорошо обнаженных водоразделах, доступных лишь с помощью вертолетов и вездеходов. До сих пор этот материал использовался нами только для обоснования границы докембрия—кембрия [10—12].

### МАЯНИЙ ЮГО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Стратотипической для маяния является майская серия Учуро-Юдомского региона, аналоги которой уверенно выделяются во всех опорных разрезах позднего докембрия Сибирской платформы [5, 7], но называть это подразделение просто майием [5] нельзя, поскольку этот термин ранее использован для среднекембрийского яруса.

Обсуждение проблемы маяния приходится начинать со старой дискуссии о характере взаимоотношений керпыльской подсерии и эннинской свиты учурской серии нижнего рифея. На государственных мелкомасштабных геологических картах к учурской серии в пределах Учуро-Майской плиты относились только гонамская и омахтинская свиты. Вышележащая эннинская свита на западе, согласно перекрывающая омахтинскую, включалась уже в состав майской серии. В пределах Омнинского и Батомагского поднятий (см. рис. 1) она замещалась грубообломочной кондерской свитой, со структурным несогласием залегающей прямо на раннедокембрийском фундаменте. Восточнее, в пределах Юдомо-Майского прогиба, кондерская и перекрывающая ее омнинская свиты, в свою очередь, замещаются песчано-сланцевой тотгинской свитой, которая согласно перекрывает аимчанскую серию среднего рифея. Таким образом, на официальных геологических картах [13—15] базальные слои майской серии, срезав на Омнинском поднятии аимчанскую серию, распространяются к западу через всю Учуро-Майскую плиту. Поэтому отсутствие видимого несогласия между омахтинской и эннинской свитами на западе не оставляло сомнений в том, что их разделяет громадный перерыв.

В принятом на новосибирском совещании 1979 г. и в монографии [3] варианте эннинская свита завершает разрез нижнерифейской учурской серии и тесно связана взаимопереходами с омахтинской свитой. Отсутствие большей части майской серии на западе Учуро-Майской плиты связывалось в основном с предвендским размывом. Однако вопрос о том, где конкретно на востоке выклинивается эннинская свита и где начинается очень похожая на нее керпыльская, оставался практически нерешенным.

Для устранения возникшего противоречия пришлось вновь детально изучить разрезы западной части плиты, не ограничиваясь приустьевыми частями правых притоков р. Учур, а захватить и их верховья. Первоначально в этих работах принимал участие сотрудник треста „Аэрогеология“ А.Б. Цукерник. Уточнить местоположение эннинской свиты на востоке приходится начиная с ее стратотипа в нижнем течении р. Бердякит (рис. 2, обн. 7). Там, в ряде обнажений (обн.) верхняя маркирующая пачка эннинских песчаников надстраивается по свалам и редким коренным выходам серыми и розоватыми доломитами, которые часто ошибочно относили к юдомской серии. В смежном разрезе (по р. Артын) мощность верхней доломитовой пачки, содержащей прослойки песчаников, достигает 90 м. В обоих разрезах выше этой пачки залегают терригенные породы базальных слоев аимской свиты венда, мощность которых не превышает 5—7 м. В других обнажениях эта базальная пачка юдомской серии надстраивается более молодыми слоями аимской свиты, а затем и устьюдомскими доломитами. Хотя отсутствие в конкретных разрезах значительной части рифейских отложений объясняется главным образом предвендским размывом, имеются данные о гораздо более древнем его возрасте. Об этом свидетельствует пачка бурых, мусорных, косослоистых песчаников, вклинивающихся в ряде обнажений между эннинской и аимской свитами.

Учуро - Майская плита

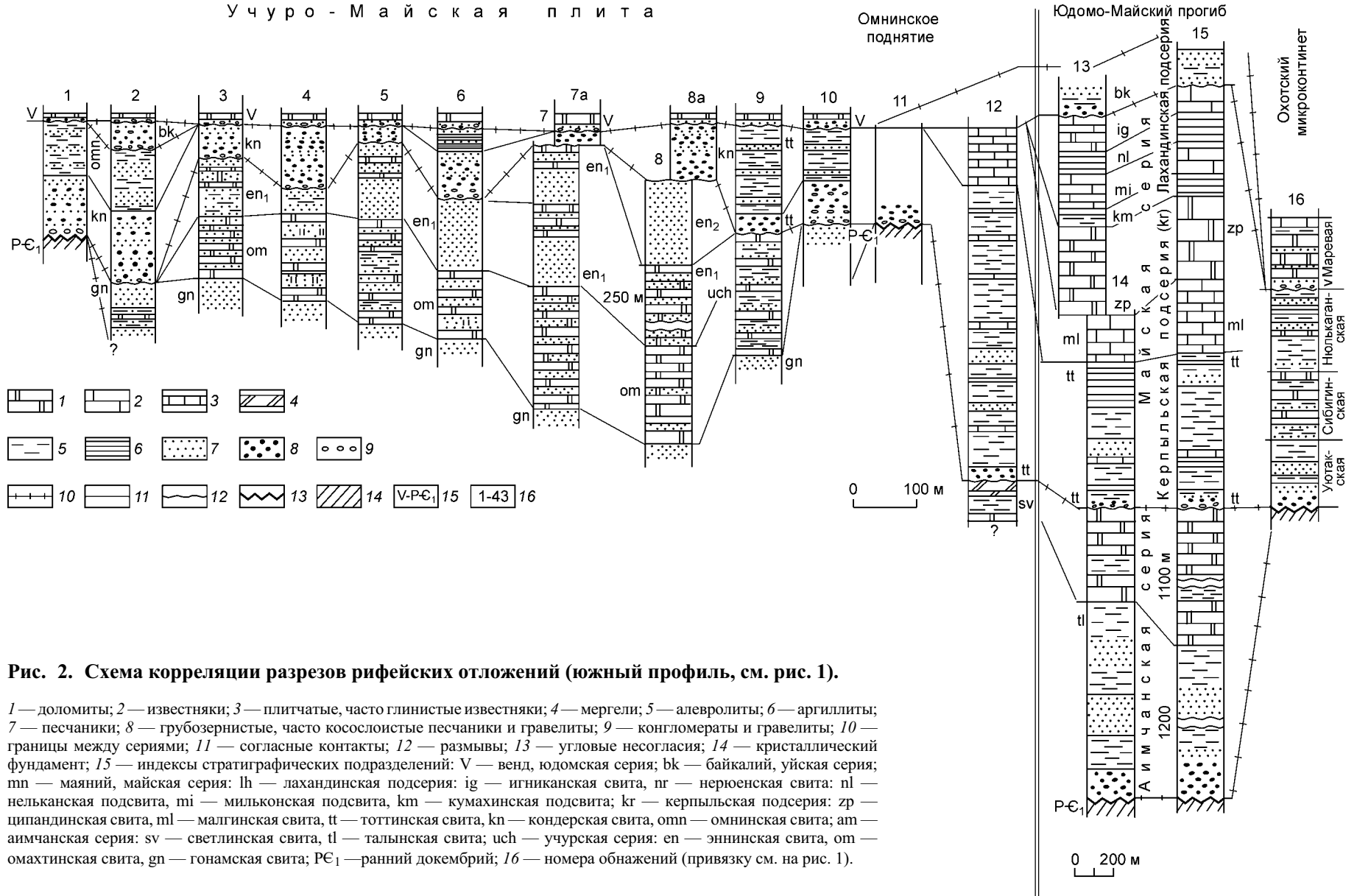
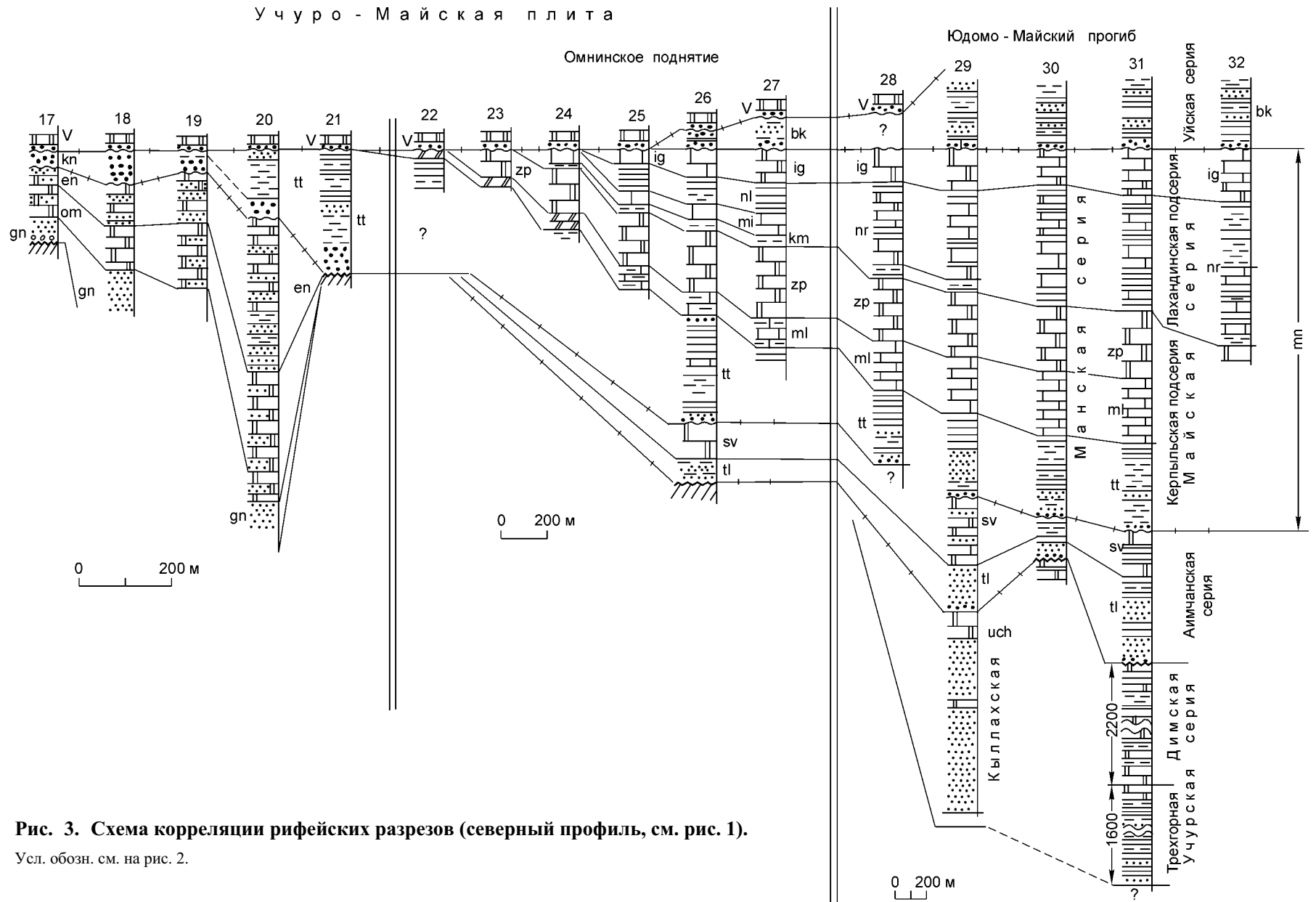


Рис. 2. Схема корреляции разрезов рифейских отложений (южный профиль, см. рис. 1).

1 — доломиты; 2 — известняки; 3 — плитчатые, часто глинистые известняки; 4 — мергели; 5 — алевролиты; 6 — аргиллиты; 7 — песчаники; 8 — грубозернистые, часто косослоистые песчаники и гравелиты; 9 — конгломераты и гравелиты; 10 — границы между сериями; 11 — согласные контакты; 12 — размывы; 13 — угловые несогласия; 14 — кристаллический фундамент; 15 — индексы стратиграфических подразделений: V — венд, юдомская серия; bk — байкалий, уйская серия; mn — маяний, майская серия; lh — лахандинская подсерия; ig — игниканская свита, nr — нерюенская свита; nl — нельканская подсвита, mi — мильконская подсвита, km — кумахинская подсвита; kr — керпильская подсерия; zp — ципандинская свита, ml — малгинская свита, tt — тоттинская свита, kn — кондерская свита, omn — омнинская свита; am — аимчанская серия; sv — светлинская свита, tl — тальнская свита; uch — учурская серия; en — эннинская свита, om — омахтинская свита, gn — гонамская свита; P-C<sub>1</sub> — ранний докембрий; 16 — номера обнажений (привязку см. на рис. 1).



**Рис. 3. Схема корреляции рифейских разрезов (северный профиль, см. рис. 1).**

Усл. обозн. см. на рис. 2.

В приустьевой части р. Мусс мощность ее достигает 90 м (см. рис. 2, обн. 4), на р. Садарах (рис. 3, обн. 17) — 40 м. В верховьях р. Мусс и в окрестностях прииска „Пятилетка“ (см. рис. 2, обн. 6) между эннинской и аимской свитами залегают красноцветные крупнозернистые мусорные песчаники, мощность которых варьирует от 40 до 80 м. Выше они согласно и с постепенными переходами сменяются мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и темными сланцами, которые, в свою очередь, перекрыты полным набором отложений юдомской серии. Этот разрез уже совершенно аналогичен керпыльской подсерии, обнаженной западнее в среднем течении р. Гонам (см. рис. 2, обн. 2). Там также грубозернистые песчаники (кондерская свита) сменяются тонкозернистыми омнинскими породами [3, 16]. Таким образом, не возникает никаких сомнений по поводу того, что принципиальный предкерпыльский размыв был не менее существенным, чем предвендский, поскольку кондерская свита на небольшом расстоянии переходит с омахтинской на гонамскую свиту, а затем и на кристаллический фундамент (см. рис. 2). Столь же интенсивные события предшествовали формированию майской серии и на более восточной части Учуро-Майской плиты, где отмечается дальнейшее увеличение мощности и полноты разреза эннинской свиты. В максимальном объеме эта свита по южному пересечению представлена в районе прииска Улахан (см. рис. 1, 2, обн. 8). Здесь нижняя часть эннинской свиты по мощности (200 м) и составу (чередование песчаников и доломитов) аналогична полному объему ее в стратотипе. Но выше она надстраивается толщей, в которой резко преобладают тонкосреднезернистые, белесые песчаники, за счет чего мощность свиты увеличивается до 400 м. Аналогичное строение имеет эннинская свита и в более северном пересечении на широте р. Аим (см. рис. 3, левая часть). В обоих пересечениях (восточнее, на склонах Батомагского и Омнинского поднятий (см. рис. 1)), амплитуда предмаянского размыва вновь резко увеличивается и основание кондерской свиты переходит с эннинской вначале на омахтинскую, затем на гонамскую, а в конце концов, как и в бассейне р. Гонам, прямо на кристаллический раннедокембрийский фундамент (см. рис. 2, обн. 8—11; рис. 3, обн. 21). На восточном склоне Омнинского поднятия, как и в южном пересечении, учурские отложения отсутствуют, а между майской серией и фундаментом появляются (см. рис. 2, обн. 12; рис. 3, обн. 26) среднерифейские аимчанские. Аналогичные изменения происходят и на уровне майской серии. Мощность керпылия, по мере перехода с кристаллических пород в своде поднятия на аимчанскую серию, увеличивается (с 50—100 до 200 м и более). Восточнее разрез надстраивается тонкообломочными породами омнинской свиты, а затем карбонатными породами верхней части майской серии. В пределах Юдомо-Майского прогиба мощность всех свит майской серии достигает уже 3 тыс. м (см. рис. 2, 3). Она начинается здесь тонкообломочными породами тоттинской свиты мощностью 1 тыс. м.

Итак, терригенные отложения нижней части майской серии перекрывали весь Учуро-Майский регион, но в пределах Учуро-Майской плиты они соответствовали не эннинской свите, а лишь ошибочно включавшейся в нее толще грубозернистых, красноцветных песчаников.

Отсутствие аимчанской серии в пределах почти всей Учуро-Майской плиты и несогласное (до 20°) залегание ее на учурской серии на севере Юдомо-Майского прогиба (см. рис. 3, обн. 30, 31) создает ошибочное представление о том, что основные пертурбации в позднем докембрии Учуро-Майского региона предшествовали накоплению аимчанской серии. Майская же серия при этом лишь спокойно перекрывает ранее подготовленный денудированный рельеф. С этими событиями на большей части Юдомо-Майского прогиба, казалось бы, можно связать полное отсутствие учурской серии. Имеются данные о том, что позднедокембрийские события в пределах Учуро-Майской плиты после накопления учурской серии, не ограничивались эпейрогеническими колебаниями. В бассейне р. Джанда ниже повсеместно горизонтально залегающей юдомской серии нами описаны полого лежащие в запрокинутом залегании (судя по обратной ориентировке структур крупных конофитонов) доломиты омахтинской свиты, а также крутые складки-флексуры с амплитудой порядка 100 м [17].

Однако анализ имеющихся данных свидетельствует о доминирующей роли в этих событиях не предаимчанской, а предмайской составляющей. Предаимчанское несогласие, фиксированное лишь на крайнем севере Юдомо-Майского прогиба, обусловлено не широким проявлением региональных событий, а местными деформациями, связанными с локальными подвижками небольших блоков. Об этом свидетельствует согласное залегание базальных песчаников аимчанской серии (талынская свита) на учурских отложениях в смежной Эбэйкэ-Хаятинской антиклинали (см. рис. 3, обн. 29) [18]. Симптоматично также резчайшее, узколокальное сокращение в зоне несогласия мощности аимчанских отложений (см. рис. 3, обн. 30) [3]. Об отсутствии серьезных предаимчанских пертурбаций свидетельствует также последовательное прогрессивное сокращение мощностей всех аимчанских отложений на восточном склоне Омнинского поднятия при отсутствии грубообломочных пород в ее базальных слоях (см. рис. 2, 3). Некоторое исключение представляют лишь грубозернистые песчаники в пределах ограничивающей Юдомо-Майский прогиб Кыллахской антиклинали (см. рис. 1). Однако тектоническая природа почти всех контактов этих отложений порождает большие расхождения в определении их возраста (от нижнего до верхнего рифея). Создается впечатление, что на восточном склоне Учуро-Майской плиты аимчанские отложения спокойно прилегали к древнему поднятию и просто не отлагались в пределах ее основной части. Поэтому говорить там о проявлении серьезного предаимчанского события нельзя. Охарактеризо-

ванная выше предкерпыльская перестройка (образование и размыв значительного рельефа) имела здесь место, скорее всего, непосредственно перед началом формирования майских отложений. И хотя в Юдомо-Майском прогибе несогласия в основании маяния нигде не отмечено, влияние этой перестройки отмечается и там. В Горностахской антиклинали фиксируется предмайское срезание завершающих светлинскую свиту отложений более чем на 100 м (см. рис. 3, обн. 30) и, вероятно, полный размыв их на Кыллахской структуре [3]. На юге от р. Улахан-Чайдах до Омнинского и Батомагского поднятий (см. рис. 2, обн. 8—11), как уже отмечалось, глубина постепенно прогрессирующего размыва в основании майской серии превышает 300 м.

Приведенные данные об исключительной роли предмаянских событий согласуются с выводами исследователей, отмечающих на западной и восточной окраинах Сибирской платформы активизацию тектонического режима в интервале 1100—1050 млн лет [19], совпадающем с началом формирования тоттинской свиты.

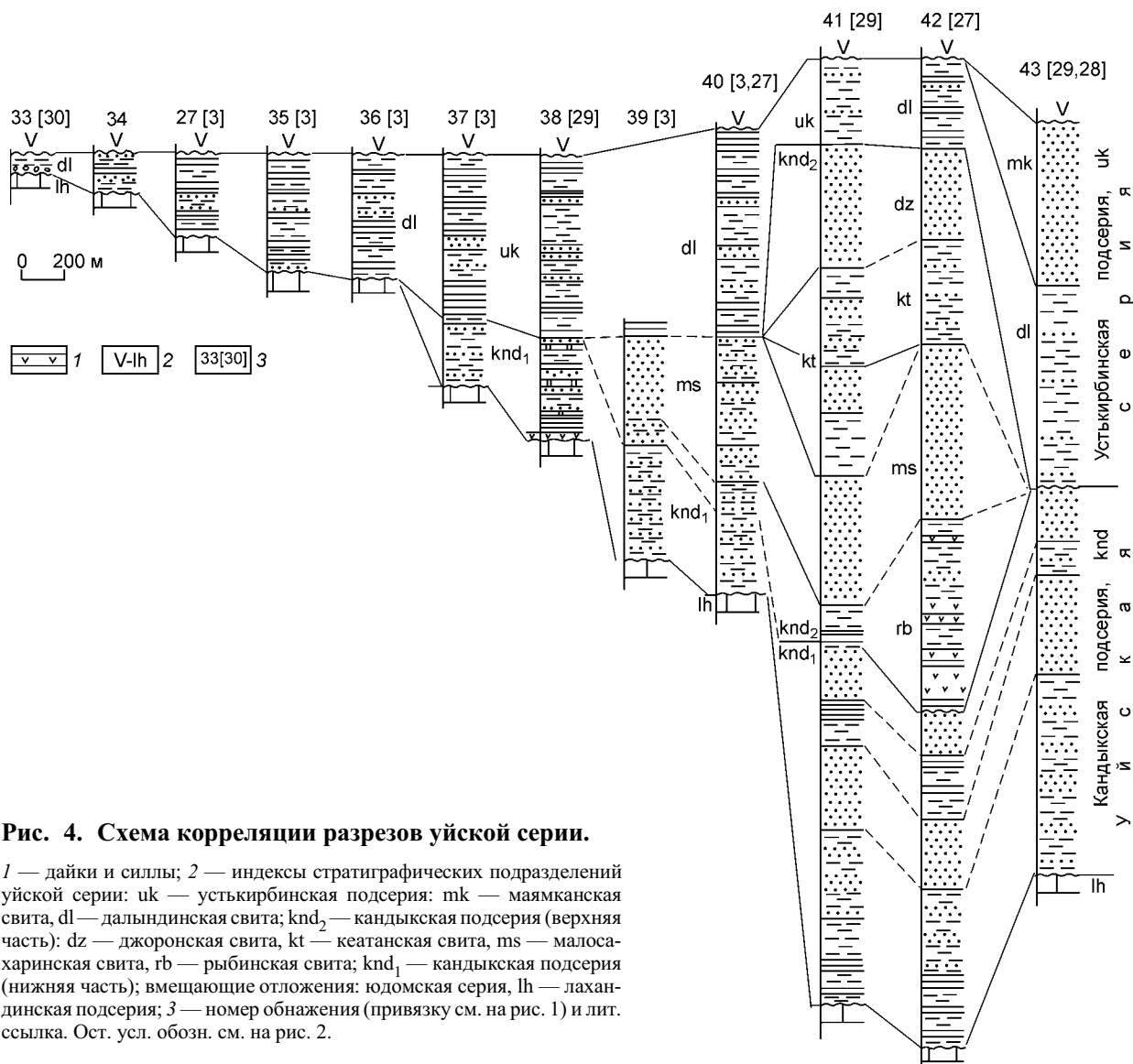
При анализе информации об истории развития Учуро-Юдомского региона в маянии возникает большое сомнение в целесообразности расчленения майской серии на два самостоятельных подразделения в ранге серии — керпыльской и лахандинской. Этому противоречит повсеместная тесная связь между ними. Показателем серьезного перерыва нельзя считать наличие небольшой переходной пачки алевролитов и аргиллитов, в которой местами отмечается наличие минералов коры выветривания [3]. При длительном существовании на территории Учуро-Майской плиты более древней пенепленизированной суши (см. выше), даже незначительная активизация размыва ее должна привести к сносу в бассейн Юдомо-Майского прогиба продуктов выветривания. С таким же успехом в качестве самостоятельной серии можно было бы обособить верхнюю часть лахандинского подразделения с нельканскими алевролитами в основании. Тем более, что основные отрицательные пики  $\delta^{13}\text{C}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  приурочены в общем к середине или верхам мильконской подсвиты [20].

В пределах Юдомо-Майского прогиба граница между лахандинской серией и ципандинской свитой керпылия проводится достаточно условно и разными исследователями на разных уровнях. Наконец, перерывы и размывы отмечаются иногда и в основании ципандинской свиты [21]. Ниже будет доказано, что нет оснований противопоставлять керпылий и лахандиний как совершенно отличные в биостратиграфическом плане подразделения. Таким образом, в основе обособления лахандинского подразделения в качестве подсерии или серии лежит в основном формальный признак — возможность расчленить его на ряд более мелких таксонов, которые обособляют в качестве свит или подсвит. Таким образом, мы склоняемся к тому, чтобы, как это и делалось ранее [21, 22], не противопоставлять принципиально лахандинское подразделение более древним свитам маяния. Качественно иное значение имеет предмайская тектоническая перестройка. Роль ее не исчерпывается предшествующими маянию значительными размывами подстилающих отложений и появлением массы обломочного материала в нижней части майской серии на всей рассмотренной территории. Анализ минералогических и геохимических данных позднедокембрийских отложений приводит к выводу, что принципиальная тектоническая активизация в начале керпылия (1100—1050 млн лет) сменила длительный интервал пассивного развития региона в нижнем и среднем рифее [19], что восточнее обнаженной части Юдомо-Майского прогиба были развиты комплексы отложений с массой интрузивных пород. Об этом свидетельствует наличие в уйских песчаниках обломочных цирконов с возрастом от 1500 до 1050 млн лет, т. е. там еще в начале керпылия были не характерные для Сибирской платформы обстановки осадкообразования [23]. Позднее эти структурно-фациальные зоны были скрыты надвинутыми с востока Охотским и другими микроконтинентами. События, одновозрастные предкерпыльским, интенсивно проявились по всему обрамлению Сибирского кратона [6, 24]. Это делает маяний перспективным в качестве подразделения общей шкалы докембрия.

#### **БАЙКАЛИЙ (СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ УЙСКОЙ СЕРИИ)**

По уйской серии, завершающей в регионе рифей, не меньше вопросов, чем по керпыльской. Специфическая особенность уйского цикла осадконакопления, отличающая его от учурского, айчанского и керпыльского, в том, что он не трансгрессивный, а регрессивный. С этим связана существующая до настоящего времени неопределенность с расчленением уйской серии. Первоначально в ней выделялись песчано-алевритовая кандыкская свита и существенно алевроаргиллитовая устькирбинская. Затем между ними была выделена джабатымская свита [25], в составе которой увеличивается количество песчаников. Геологи, картировавшие северную часть Юдомо-Майского прогиба, предложили более дробную схему расчленения уйской серии. Выше кандыкской свиты в ней выделяли (рис. 4) малосахаринскую, джоронскую и далындинскую свиты [26]. Позднее между кандыкской и малосахаринской была обособлена еще рябиновская свита [27]. При корреляции северной и южной схем расчленения обычно допускалось, что джоронская свита одновозрастна джабатымской, а устькирбинская — далындинской [27]. Однако представления исследователей о строении уйской серии значительно расходятся. Так, по мнению В.А. Ян-жиншина [26], кандыкская свита повсеместно завершается тонкозернистыми алевролитами и аргиллитами, а





**Рис. 4. Схема корреляции разрезов уйской серии.**

1 — дайки и силлы; 2 — индексы стратиграфических подразделений уйской серии: uk — устькирбинская подсерия; mk — маямканская свита, dl — далындинская свита; knd<sub>2</sub> — кандыкская подсерия (верхняя часть); dz — джоронская свита, kt — кеатанская свита, ms — малосахаринская свита, rb — рыбинская свита; knd<sub>1</sub> — кандыкская подсерия (нижняя часть); вмещающие отложения: юдомская серия, lh — лахандинская подсерия; 3 — номер обнажения (привязку см. на рис. 1) и лит. ссылка. Ост. усл. обозн. см. на рис. 2.

послекандыкские отложения начинаются более грубозернистыми породами. Аналогичным образом В.И. Сухоруков [27] считает тонкозернистые породы рябиновской свиты фаціальным аналогом верхов кандыкской свиты. Оба эти геолога в своих схемах всю уйскую серию завершают тонкозернистой далындинской свитой, что создает впечатление о ее трансгрессивном строении. Вместе с тем строение разрезов кандыкской свиты в бассейне р. Юдома и в более южных районах Юдомо-Майского прогиба свидетельствует об увеличении количества грубообломочного материала в ее верхах и о необходимости включения в ее состав джабатымских песчаников [3]. Кроме того, в результате проведения геологосъемочных работ на юго-востоке Юдомо-Майского прогиба было доказано, что тонкозернистые породы, аналогичные далындинской свите, не завершают разрез уйской серии, а перекрываются [28] или частично замещаются сверху грубозернистой красноцветной маямканской свитой [29]. Эти данные и регрессивная последовательность в циклах более высокого порядка свидетельствуют об общем регрессивном строении уйской серии и восстанавливают первоначальное расчленение ее на два подразделения — кандыкское и устькирбинское. Получившиеся в результате две крупные регрессивные толщи объединяют по несколько свит и, следовательно, называть их нужно не свитами, а подсериями. При этом кандыкская свита в первоначальном объеме будет отвечать только нижней части одноименной подсерии, а вновь выделенные на севере свиты вместе с джабатымской составят ее верхнюю часть (см. рис. 4).

В.И. Сухоруков [27] и его единомышленники сопоставляют далындинскую свиту с устькирбинской, но событийный рубеж связывают лишь с джоронскими песчаниками. Отстаивая регрессивное строение уйской серии М.С. Якшин [29] опускает нижнюю границу устькирбинской свиты не до основания джоронской, а до подошвы рыбинской. Наконец, М.А. Семихатов и А.К. Худoley устькирбинскую и

далындинскую свиты принципиально отделяют от кандыкского подразделения в пределах всей рассматриваемой территории. Все это заставляет подробнее остановиться на этом вопросе. Анализ имеющейся информации (см. рис. 4) убеждает в правильности вывода Ян-жин-шина [26], В.И. Сухорукова [27] и других о том, что основой районирования Юдомо-Майского прогиба в уйское время являются крупные антиклинальные структуры: Нельканская, Гувиндинская, Челатская, Улахан-Бамская антиклинали и Нетский блок. Значительное различие состава и строения уйской серии в этих структурах свидетельствует о том, что они обусловлены выпадением целых стратиграфических подразделений [27]. Однако детальная корреляция стратиграфических подразделений уйской серии этих блоков нуждается в уточнении, так как положенный в ее основу принцип трансгрессивного строения серии, как уже отмечалось, является ошибочным.

Наиболее полные разрезы серии обнажаются в пределах Улахан-Бамского (см. рис. 4, обн. 42) и Челатского (см. рис. 4, обн. 41) хребтов. Суммарная мощность уйской серии там может достигать 4,5 и даже 5 км [28]. Впечатление о значительных изменениях уйской серии в области южного и северного окончаний этих структур создается в связи с тем, что там смыкаются разломы, ограничивающие и расчленяющие Юдомо-Майский прогиб (см. рис. 1), срезая окончания названных структур. Однако последовательность отложения уйской серии в Улахан-Бамской и Челатской структурах остается еще неизменной (см. рис. 4; [29]). Рыбинская свита при переходе от одной структуры к другой не выклинивается [27], а лишь сокращается в мощности, в значительной мере в результате отсутствия интрузивных пород в последней из них [29]. Гораздо более принципиальные изменения происходят к востоку от Бурхалинского разлома, по которому Улахан-Бамский блок контактирует с Нетским, и к западу от Челатского разлома — в Гувиндинском блоке (см. рис. 1). Далаындинское и ряд пачек верхнекандыкского подразделений проходят в смежные структуры. Полностью же выклинивается при этом регрессивный ритм, состоящий из кеатанской и джоронской свит. Аналогичным образом выклинивается еще ряд ритмов в Гувиндинском и Нельканском блоках. В результате в соприкосновение с далаындинской свитой устькирбинской подсерии нередко приходят отложения нижней части кандыкской подсерии (см. рис. 4). Еще более значительные изменения происходят в зоне Нельканского разлома и на склоне Омнинского поднятия к западу от него. Обычно считается, что по р. Мая ниже устья р. Аим обнажены только кандыкские отложения, а устькирбинские полностью уничтожены предвендским размывом. Сложность обоснования этого вывода определяется тем, что кандыкский стратотип по р. Бол. Кандык отделен от разреза, в котором впервые выше кандыкской свиты появляется устькирбинская (устье р. Кирби), интервалом порядка 75 км. Учитывая недостаточную обнаженность в пределах него и вероятную сложность фациального профиля уйских отложений вблизи береговой линии этого бассейна, выходы ее на геологических картах индексировались значком „нерасчлененная уйская серия“ [13, 15]. Очевидно, что при этом возникает большой вопрос, обнажается ли по р. Бол. Кандык одна кандыкская свита, вся уйская серия или только ее устькирбинская часть. При выделении В.А. Ярмолюком [22] в 1939 г. по р. Бол. Кандык кандыкской свиты вопрос о взаимоотношениях ее с устькирбинской, появившейся лишь в 1954 г., естественно, не вставал. Практически серьезно он не обсуждался и позднее. Об этом свидетельствует противоречивость представлений о строении стратотипов этих подразделений у разных авторов [3, 25, 27, 29]. В стратотипе кандыкской свиты по р. Бол. Кандык, мощность которой там 160 м (см. рис. 4, обн. 34), считается, что в ней резко преобладают кварц-полевошпатовые сероцветные песчаники. Однако этот разрез слишком плохо обнажен для того, чтобы можно было серьезно говорить о его послонном строении. Лишь проанализировав всю сумму имевшихся у нас данных по разрезам в приустьевых частях рек Бол. и Мал. Кандык, а также по впадающим против них рекам Мал. и Бол. Курдатыр, удастся составить некоторое представление об общем строении уйской серии на этом участке протяженностью около 10 км. Если просто подниматься по склонам, то может действительно сложиться впечатление, что резко преобладающими породами являются кварц-полевошпатовые песчаники. Однако, пользуясь двумя анероидами и осматривая эти разрезы интервал за интервалом по простиранию, выясняется, что даже там, где песчаники встречаются достаточно часто (40—60 м от основания и в верхней части обнажений), удастся в выворотнях и старых канавах обнаружить значительное количество выветрелых тонкоплитчатых аргиллитов и алевролитов. В слегка выположенных участках склонов они резко преобладают. В стратотипе устькирбинской свиты (устье р. Кирби; рис. 4, обн. 38) разрез уйской серии начинается кандыкской свитой мощностью 380 м. В составе ее преобладают алевролиты, которым подчинены аргиллиты и песчаники. Отмечаются прослой доломитов [29]. Устькирбинская свита в этом и смежном разрезе по руч. Тыаллах имеет мощность порядка 800 м. Она сложена переслаивающимися алевролитами и аргиллитами с прослоями полимиктовых песчаников вблизи ее кровли [3].

Очевидно, что стратотипический разрез кандыкской свиты можно сопоставить с любой частью уйской серии в районе приустьевой части р. Кирби (Горби). Ответить на этот вопрос удастся лишь проанализировав изменения разрезов уйской серии от Гувиндинского блока до восточного склона Омнинского поднятия по разным пересечениям. По р. Юдома в районе устья р. Пуханила и по р. Северный Уй ниже устья р. Челасина песчаный клин, разделяющий устькирбинскую подсерию и нижнюю часть

кандыкской, сложен в основном малосахаринской свитой (см. рис. 4, обн. 39, 40), в нижней части которой еще обособливаются аналоги рыбинской. В разрезах, подходящих с востока к Нельканскому разлому по р. Мая (обн. 37) и по р. Юдома, в устье р. Кирби (обн. 38) полностью выклинивается ритм, начинающий верхнекандыкское подразделение, и устькирбинская подсерия, не испытывая особых изменений, приходит в соприкосновение с низами нижнекандыкской толщи. К западу от зоны Нельканского разлома кандыкская подсерия полностью выклинивается, а устькирбинская сокращается в мощности как за счет предвендского размыва, так и за счет дальнейшего общего сокращения мощности (см. рис. 4). Несмотря на последовательное сокращение объема уйской серии, сохраняется видимость совершенно согласного залегания на игниканской свите лахандинской подсерии. Лишь у самого края Уйского бассейна (устье р. Ципанда, см. рис. 4, обн. 33), где сохраняется лишь 100 м устькирбинской подсерии, она с базальным конгломератом в основании залегает на различных горизонтах лахандинского подразделения [30]. Предложенная трактовка строения уйской серии принципиально отличается от вариантов, предлагаемых другими исследователями. Действительно, оказывается, что в стратотипе кандыкской подсерии представлена устькирбинская. Однако поскольку кандыкский стратотип находится у самого края распространения этого подразделения, а на обширной территории Юдомо-Майского прогиба оно называется кандыкским, вопреки требованиям кодекса в предлагаемой статье и далее будет сохранено пока данное название.

Кроме изложенных данных, в защиту принятой корреляции свидетельствует также информация о природе и истории развития Юдомо-Майского прогиба в уйское время. Мелководные, прогрессивно сокращающиеся в объеме и мощности к западному краю бассейна уйские отложения дали возможность вендской трансгрессии достаточно плавно распространиться к западу, переходя на все более древние отложения без грандиозных размывов, неизбежных без подобной предварительной подготовки. О том, что это было именно так, свидетельствуют маленькая мощность и достаточно мелкозернистый состав терригенных пород базальных слоев вендской карбонатной толщи. Увеличение мощностей уйских отложений при сокращении грубости обломочного материала от края к оси прогиба определенно свидетельствует об углублении бассейна в этом направлении. Об этом говорит и первооявление в пределах Челатского и Улахан-Бамского блоков градиционно слоистых пород [3] и других признаков глубоководного осадконакопления. Специфика уйского осадконакопления свидетельствует о том, что кварцевый и полевошпат-кварцевый обломочный материал в пределы Юдомо-Майского прогиба поступал с запада. Данные о направлении палеотранспорта [28] свидетельствуют о восточном направлении сноса даже в Улахан-Бамской структуре и, следовательно, о дальнейшем усилении прогибания еще восточнее. Есть информация о принципиальном отличии гипотетического восточного борта Юдомо-Майского прогиба и связанных с ним поднятий от его обнаженной в настоящее время западной части. На это указывает снос с востока полимиктового обломочного материала [3, 29]. Исходным материалом для него были породы, не имевшие ничего общего с кристаллическим фундаментом, обнаженным на западе. Об этом же говорит наличие в уйских отложениях обломочных цирконов с возрастом 1050—1300 млн лет, источник которых в пределах Сибирского кратона отсутствует [23, 31]. Существенно также широкое проявление в уйское время на востоке Юдомо-Майского прогиба основного магматизма типа MORB. Все это свидетельствует о наличии в непосредственном восточном обрамлении перикратонного прогиба океанического блока [6]. Однако сейчас он полностью перекрыт надвинутым с востока Охотским микроконтинентом, который характеризуют мелкозернистые, грубозернистые отложения маямканской свиты, завершающие устькирбинскую подсерию в регионе.

Информация о специфике уйского осадконакопления в Юдомо-Майском прогибе позволяет судить о принципиальных отличиях событийной основы крупных трансгрессивных и регрессивных циклов. В первых смена грубообломочных пород, слагающих их нижние части, тонкозернистыми и карбонатными вверх по разрезу происходит направленно и достаточно постепенно. Это связано с последовательной денудацией резкого рельефа, возникающего в области питания в результате тектонической перестройки, предшествовавшей началу цикла. В регрессивных циклах, наоборот, тонкозернистые и карбонатные осадки могут залегать на грубозернистых толщах предшествующего цикла согласно, внешне даже как бы с постепенными переходами. Грубость осадков в регрессивных циклах нарастает вверх по разрезу достаточно постепенно, а карбонатные и тонкозернистые породы следующего цикла второго порядка вновь сменяют грубозернистые очень резко. Очевидно, что столь принципиальные изменения характера осадконакопления не могли происходить самопроизвольно. В основе их, несомненно, должны лежать какие-то тектонические процессы. Об этом же свидетельствуют описанные выше, часто достаточно значительные перерывы осадконакопления в пределах крыльев Юдомо-Майского прогиба и, особенно значительно, на Охотском микроконтиненте [6]. Таким образом, и регрессивные циклы имеют несомненную событийную основу. Однако, если начало трансгрессивной серии связано с общим воздыманием, то регрессивной сопутствуют обширные опускания. В центральной части бассейна внешнее тектоническое воздействие маскируется интенсивным осадконакоплением, но по его периферии широкомасштабное развитие трансгрессии, очевидно, стимулирует размыв. Подобный механизм объясняет охарактеризованное выше последовательное выпадение все более молодых слоев в направлении к области питания.

Очевидно, что процессы, обуславливающие формирование трансгрессивных циклов, проще связывать с общим сжатием при образовании суперконтинентов (типа Родиния) во время накопления майской серии. Напротив, регрессивные циклы, скорее, характеризуют растяжение, несомненно имевшее место при распаде Родинии, когда происходило накопление уйской серии байкалия [4, 6].

#### ВЕНД (ЮДОМСКАЯ СЕРИЯ)

Венд, которому в Учуро-Майской СФО соответствует юдомская серия [2], настолько хорошо изучен и описан в ряде монографий [2, 5, 32—34], что детально рассматривать его в этой статье не требуется. Отметим вкратце ряд особенностей этого подразделения. Оно повсеместно с явным размывом залегает на самых разных подстилающих отложениях. Это может быть связано с коллизивно-аккреционными событиями в обрамлении Сибирской платформы, совпадающими с началом каледонского тектогенеза [6, 35]. Однако очевидно, что глубина предвендского размыва в большей мере обусловлена предкерпильскими и предбайкальскими событиями. Вендская система в регионе, как и везде в Сибири, расчленяется на два отдела, представленные соответственно аймской и устьюдомской свитами. С разделяющим их рубежом также связано проявление серьезных геологических событий [6, 35]. В верхнем отделе венда сейчас уверенно обособляют два яруса: эдиакарский и немакит-далдынский, а в последнем две зоны — *trisolcatus* и *antiqua* [10, 12]. На границе венда и кембрия в регионе каких-либо серьезных тектонических событий не произошло. Отмечается лишь явное углубление и расширение морского бассейна, обусловленное, по-видимому, глобальными эвстатическими изменениями.

#### О ВОЗРАСТЕ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ РЕГИОНА

Как было показано выше, основными стратиграфическими подразделениями неопротерозоя Учуро-Майского региона являются юдомская, уйская и майская серии.

Комплекс данных по первой из них всегда считался убедительным для отнесения ее к венду [3, 5, 6, 32]. Об этом свидетельствуют палеонтологические данные: характерный для венда юдомский комплекс строматолитов и микрофитолитов [32]; общность с вендскими отложениями других регионов, подтверждается данными по микрофоссилиям [36, 37]. В общем же вендский комплекс микрофоссилий отличается от рифейского появлением ряда принципиальных новаций [38]. Исключительное значение для обоснования вендского возраста юдомской серии представляет наличие в ней остатков эдиакарской фауны [11]. В подтверждение вендского возраста юдомской серии всегда приводили многочисленные K-Ar и Rb-Sr датировки от 650 до 550 млн лет [3], считавшиеся типичными для него. В настоящее время, однако, возрастные рамки венда в стратотипической местности оцениваются по-разному [39, 40], но нет серьезных оснований отказываться от этих цифр для сравнения юдомской серии с также датированными подразделениями других регионов Сибири, для обоснования вендского возраста которых имеется более обширная информация [2, 3, 6]. Отнесение устьюдомской свиты к верхнему венду подтверждает хемостратиграфическая корреляция [35]. Как уже отмечалось, делаются необоснованные попытки дополнить нижний венд снизу верхами байкалия [41, 42], но нет никаких прямых данных для подтверждения этого предположения [35]. Особенно странным это предположение будет, если окажется, что есть какой-то смысл в U-Pb датировках 1005 млн лет из даек, рвущих уйскую серию (см. ниже). Наконец, исключительная общность геологического развития Байкало-Ленской [43] и Учуро-Юдомской СФО в конце позднего докембрия [7] и серьезнейшая тектоническая перестройка в основании аймской свиты позволяют на низы сибирского венда распространить информацию о возрасте основания венда в смежных разрезах Байкало-Патомского региона. Там предвендские события датируются определениями порядка 650 млн лет [35, 43].

Возраст уйской серии недостаточно определен прямыми данными. Наибольший интерес среди них представляет информация о микрофоссилиях. Во всех последних работах обосновывается принципиальное значение рубежей в развитии этой группы, совпадающих с верхней и нижней границей, соответствующей байкалию Байкало-Ленской СФО [7], уйской серии [37, 44—47]. А.Ф. Вейс, как и ряд предшественников [36, 37], отмечают общность комплекса микрофоссилий устькирбинской подсерии с шишеняжской микробиотой верхнерифейской инзерской свиты, наиболее вероятным аналогом байкалия на Урале. Наибольший интерес для отнесения уйской серии и байкалия к верхам верхнего рифея вызывают микрофоссилии, обнаруженные в уринской микробиоте Патомского нагорья. Характерные для нее таксоны отличаются определенной общностью с развитыми в венде [45, 48, 49]. Аналогичный вывод получается по строматолитам и микрофитолитам уйской серии, содержащей характерный для верхнего рифея комплекс фитолитов жуинской серии Патомского нагорья [3]. Эти данные находятся в полном соответствии с многочисленными K-Ar и Rb-Sr датировками от 760 до 700 млн лет. Такому заключению противоречат полученные в последнее время U-Pb ( $1005 \pm 4$  млн лет) и Sm-Nd ( $948 \pm 18$  млн лет) датировки из даек, рвущих отложения уйской серии [23]. Многие геологи, не задумываясь, за основу всех рассуждений приняли последние цифры, хотя есть достаточно оснований больше доверять полученным ранее датировкам. Они последовательно сменяются по разрезу в полном соответствии с палеонтологиче-

скими данными [3]. Наконец, необходимо помнить, что реальное значение даже самых лучших U-Pb определений зависит от интерпретации исходных определений. Наиболее вероятная из них сводится к тому, что датировки 1005, 948 млн лет характеризуют не время внедрения, а возраст магматического очага. Даже по этим цифрам он существовал более 60 млн лет [5, 7, 40]. Таким образом, по сумме данных уйская серия соответствует верхней части верхнего рифея. С учетом датировки 870 млн лет из верхов игниканской свиты лахандинской подсерии и нашей трактовки возраста нижней границы венда 640—650 млн лет [40] эти цифры свидетельствуют о соответствии ее байкалию или криогению международной шкалы (870—650 млн лет) [4—6]. Полученная в последнее время информация позволяют разделить байкалий на две части [24]: нижняя (850—750 млн лет) охарактеризована специфическим комплексом акантоморфных микрофоссилий из формации Биттер-Спрингс Центральной Австралии [50], верхняя (750—650 млн лет) представлена еще более богатой и разнообразной микробиотой из дальнотайгинской серии Патомского нагорья [45, 48]. По существу, криогений соответствует лишь верхней части этого интервала, поскольку характерные для него оледенения (стэрт, марино и их аналоги) моложе 750 млн лет. Отсутствие в уйской серии и ее аналогах в ряде других регионов датировок интервала 850—750 млн лет и слоев с микробиотой формации Биттер-Спрингс свидетельствует о выклинивании на обширных территориях нижней части байкалия [38] в связи с предшествовавшей этому подразделению тектонической перестройкой [5, 7]. Это еще раз подтверждает отнесение уйской серии лишь к самым верхам байкалия и верхнего рифея.

С определением возраста майской серии связана принципиальная дискуссия. Одни исследователи считают, что в основании лахандиния происходит весьма существенное изменение в развитии жизни, позволяющее только с нее начинать верхний рифей [3]. Эта точка зрения нашла отражение во многих появившихся в последнее время работах. Другая группа исследователей связывает с подошвой верхнего рифея в уральском стратотипе (зильмердакской серией) по комплексу данных уже основание майской серии и ее аналогов в Сибири [5, 33, 46, 51]. До недавнего времени биостратиграфия позднего докембрия основывалась на фитолитах. Границы крупных подразделений рифея предлагалось отбивать по возрастным комплексам этих образований. Но определенные противоречия вызывает сравнительная оценка изменений состава комплексов на границах аимчания, керпылия и лахандиния. Одни специалисты сближают аимчанский и керпыльский комплексы между собой и считают их среднерифейскими, другие — керпыльский и лахандинский и относят их к верхнему рифею. Последняя резюмирующая информация по этому вопросу изложена в монографии В.Ю. Шенфиля [46]. На представленном в этой работе рис. 51 видно, что максимальное количество новых таксонов появляется в карбонатных породах керпылия. Два из них: *Conophyton reticulatum* и *Malginella zipandica*, имеющие в Сибири достаточно узкий диапазон распространения, встречены в катавской свите верхнего рифея Урала. Учитывая большой объем верхнерифейских отложений, подстилающих на Урале катавскую свиту, отнесение всего керпылия к верхнему рифею представляется наиболее вероятным.

При определении местоположения нижней границы верхнего рифея по микрофоссилиям возникают те же трудности, что и по фитолитам. Некоторые исследователи связывают этот рубеж с основанием лахандиния [44]. Они отмечают явное увеличение верхнерифейских таксонов в лахандинии, а также указывают на то, что ряд керпыльских микрофоссилий в последнее время обнаружены в нижнем рифее севера Сибирской платформы [52, 53]. Однако в несомненно среднем рифее (аимчании) большинство таксонов, появившихся в нижнем рифее и прошедших в керпылий, повсеместно отсутствует [54]. Это свидетельствует в пользу значимости предкерпыльских преобразований в развитии жизни. Общеизвестна общность лахандинского комплекса микрофоссилий с мулдакаевской микробиотой из завершающей зильмердакскую серию бедерышинской свиты [36, 37]. Поэтому, как и основная, нижележащая часть этой серии (керпыльская подсерия) должна отвечать уже верхнему рифею. Однако наиболее веским аргументом в пользу местоположения нижней границы верхнего рифея в основании маяния является принципиальное обновление состава микрофоссилий керпылия, которое отмечают сейчас все исследователи [37, 44—46, 49]. Несомненный интерес в этом отношении представляет микробиота из камовской серии маяния западной части Сибирской платформы. Для нее характерно появление многочисленных акантоморфных акритарх: *Tappania*, *Pulvinosphaeridium*, *Cymatiosphaera*, *Lophosphaeridium*, *Miroedichia* и сложных эукариотических таксонов со стратной скульптурой (*Valeria*), а также несущих на поверхности отверстия (*Osculosphaera* и *Tasmanites*) [47, 49]. Эти данные определенно расширяют микрофоссилийную характеристику маяния, полученную в обнаженных районах. Указывается наличие ряда из этих таксонов в верхней части группы ропер (Roper) Австралии, но отнесение ее целиком к нижнему рифею ошибочно [55]. В лахандинии действительно увеличивается количество акантоморфных таксонов, появляются несомненные *Trachyhystrichosphaera*, это совершенно закономерно. Сравнительно бедный состав керпыльских микробиот обусловлен достаточно неблагоприятными условиями для сохранности микрофоссилий в связи с тем, что керпыльскому осадконакоплению предшествовала интенсивная тектоническая активизация. Несмотря на это именно с ней связан явный пульс в развитии группы. Аналогичные изменения происходят при переходе от нижнего к верхнему как байкалию, так и венду.

Весьма формальным аргументом в пользу отнесения керпылия к среднему рифею является ссылка на то, что во многих общих схемах стратиграфии позднего докембрия нижнюю границу верхнего рифея датируют в  $1000 \pm 50$  млн лет, а из керпылия имеются более древние (K-Ar и Rb-Sr) цифры — 1100 и даже 1170 млн лет. Здесь, прежде всего, необходимо отметить, что никаких прямых данных для датирования нижней границы зильмердакской серии цифрой 1000 млн лет нет. В зависимости от собственных представлений разные авторы считают, что эту границу определяют датировки от 1000 до 1100 млн лет [56, 57]. В настоящее время даже нижняя граница лахандиния считается уже не 1000, а 1030 млн лет [20, 39]. Столь же необоснованно используется цифра 1000 млн лет и в международной шкале докембрия [5, 7, 55].

В последнее время для определения сущности керпыльско-лахандинского рубежа начинают пользоваться данными изотопной хемотратиграфии [20]. Вблизи этого рубежа действительно фиксируются определенные изменения экскурсий кривых  $\delta^{13}\text{C}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , но поскольку для нижней границы керпылия подобная информация вообще отсутствует, то сравнительно оценивать рассматриваемые рубежи этим методом пока нельзя. Изложенные данные позволяют настаивать на верхнерифейском возрасте майской серии и маяния и датировать их 1100—850 млн лет.

Все сказанное подтверждает ранее сформулированный тезис о том, что неопротерозою в Учуро-Юдомском регионе соответствуют майская, уйская и юдомская серии.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Значение Учуро-Юдомской СФО в качестве гипостратотипа позднего докембрия Сибири обесценивалось рядом серьезных противоречий как в корреляции основных подразделений, так и при обосновании природы их границ и возраста.

Выше было показано исключительное значение предмайских событий в размыве учурских отложений Учуро-Майской плиты и нивелировке древнего тектонического рельефа, подготовившей его для беспрепятственного распространения более молодых трансгрессий. С этой перестройкой связано формирование мощной терригенной толщи нижней части майской серии, ставшей базальной для верхнерифейского цикла осадконакопления. В Юдомо-Майском прогибе она сменила карбонатные породы, завершавшие средний рифей. Подобным образом предверхнерифейские события фиксируются во всех перикратонных прогибах Сибирской платформы [5]. Одновременные тектонические движения по краю Сибирского кратона, обнаженному лишь в пределах Байкало-Патомского нагорья и частично на Енисейском кряже, проявились структурной перестройкой, интенсивным магматизмом и метаморфизмом [7, 43]. В рассматриваемом регионе эта структурно-фациальная зона скрыта под более поздними надвигами. Уверенно фиксируются эти события и за пределами Сибири [55], где с ними также связана тектоническая перестройка в основании маяния (1100 млн лет), игравшая принципиальнейшую роль в завершении формирования суперконтинента Родиния [7, 55]. Очевидно, что небольшая активизация в основании лахандиния, соответствующая ритму второго порядка в маянии, не сравнима с событиями, предшествовавшими майской серии или байкалию.

Байкалий как подразделение шкалы сибирского докембрия в схеме неопротерозоя Учуро-Юдомской СФО представляет явное исключение, поскольку стратотипическая местность его находится за ее пределами [5, 7]. Это связано с тем, что терригенный состав и ограниченный стратиграфический объем уйской серии не позволяют использовать ее в качестве эталона принципиального стратиграфического подразделения. Поэтому за его стратотипическую местность было принято Байкало-Патомское нагорье. Там в составе свит, слагающих байкалий, много карбонатных пород, позволяющих для определения возраста более полно использовать палеонтологический и хемотратиграфический методы. В Байкало-Витимском секторе этого региона развито самое нижнее [38] подразделение байкалия с датировками 850—750 млн лет [7, 43]. Верхний байкалий, как и в других классических разрезах, там начинается тиллитами, а его верхняя часть охарактеризована богатейшими комплексами микрофоссилий и строматолитов (см. выше). Загадочным обстоятельством в истории развития байкалия Учуро-Юдомского региона является противоречие между отсутствием в уйской серии нижней части байкалия (850—750 млн лет) и общепринятым представлением о тесной связи ее с лахандинием в пределах Юдомо-Майского прогиба. Но это представление не соотносится как с повсеместно наблюдающейся в других регионах Сибири интенсивной тектонической перестройкой в основании байкалия, так и с некоторыми данными в рассматриваемой СФО. Действительно, к западу, в пределах Учуро-Юдомской плиты и к востоку на Охотском микроконтиненте байкалий выклинивается [7, 35]. Это нельзя объяснить только предвендским размывом, поскольку обе названные структуры уже в байкалии были основными источниками обломочного материала, поступавшего тогда в Юдомо-Майский прогиб. Специфика байкальского осадконакопления в нем объясняется регрессивным строением байкальских подразделений региона, связанным с процессами интенсивного растяжения, сопровождавшими распад суперконтинента Родиния.

Принципиальная тектоническая перестройка, предшествовавшая также началу вендского осадконакопления, зафиксирована всеми исследователями Учуро-Юдомского региона. По всей периферии

Сибирской платформы она проявилась аккреционно-коллизийными процессами, определившими начало каледонского цикла тектогенеза. Во внутренних районах Сибирской платформы с этим связано выклинивание нижних горизонтов венда и образование сравнительно маломощных, часто мелкозернистых, базальных пачек [6, 35]. В результате часто значительные диастемы пропускаются в процессе полевых работ. Типичные примеры этого описаны нами ранее в Патомском нагорье [35] и в Западном Прианабарье [34]. Вместе с тем проявления предвендской перестройки обычно переоцениваются, поскольку на Учуро-Майской плите не принимают во внимание подготовившие их предмайские и предуийские размыты.

Приведенная выше информация об эволюции микрофоссилий и строматолитов в позднем докембрии подчеркивает значение событий, разделяющих основные подразделения неопротерозоя. Очевидно, что они в значительной мере ее определяли, создавая весь спектр предпосылок от мутаций до образования обстановок осадконакопления и других факторов, способствующих диверсификации и широкой радиации таксонов. Все сказанное обосновывает соответствие рубежа в основании маяния нижней границе верхнего рифея и возможности разделения его на два подразделения — маяний и байкалий в ранге эратем [5].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 02-05-64765).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. **Тектоника**, геодинамика и металлогения территории Республики САХА (Якутия) / Под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина. М., МАИК Наука/Интерпериодика, 2001, 571 с.
2. **Верхнепротерозойский** раздел // Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири / Ред. В.В. Хоментовский (Новосибирск, 1979 г., ИГиГ СО АН СССР; СНИИГГиМС). Новосибирск, 1983, с. 14—91.
3. **Семихатов М.А., Серебряков С.Н.** Сибирский гипостратотип рифея. М., Наука, 1983, 221 с.
4. **Plumb К.А.** Precambrian time scale // Episodes, 1991, v. 14, № 2, p. 139—140.
5. **Хоментовский В.В.** Событийная основа стратиграфической шкалы неопротерозоя Сибири и Китая // Геология и геофизика, 1996, т. 37, № 8, с. 43—56.
6. **Хоментовский В.В.** Венд. Новосибирск, Наука, 1976, 272 с.
7. **Хоментовский В.В.** Байкалий Сибири (850—650 млн лет) // Геология и геофизика, 2002, т. 43, № 4, с. 313—333.
8. **Plumb К.А., James Н.Л.** Subdivision of Precambrian Time: Recommendations and suggestions by the Subcommission of Precambrian stratigraphy // Precamb. Res., 1986, v. 32, p. 65—92.
9. **Knoll А.Н.** Learning to tell Neoproterozoic time // Precamb. Res., 2000, v. 100, p. 3—20.
10. **Хоментовский В.В., Карлова Г.А.** Нижняя граница кембрия и принципы ее обоснования в Сибири // Геология и геофизика, 1992, № 11, с. 3—26.
11. **Хоментовский В.В., Карлова Г.А.** Юдомий (венд) в стратотипической местности // Геология и геофизика, 1994, т. 35, № 10, с. 3—13.
12. **Хоментовский В.В., Карлова Г.А.** Граница немакит-далдынского и томмотского ярусов (венд—кембрий) Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2002, т. 10, № 3, с. 13—34.
13. **Государственная** геологическая карта (новая серия). Лист 0-52 (53). М-б 1:1 000 000 / Ред. Е.П. Миронюк. Л., ВСЕГЕИ, 1981.
14. **Государственная** геологическая карта (новая серия). Лист 0-(53), 54. М-б 1:1 000 000 / Ред. А.Л. Ставцев. Л., ВСЕГЕИ, 1982.
15. **Малич Н.С.** Геологическая карта Сибирской платформы и прилегающих территорий. М-б 1:15 000 000. Л., ВСЕГЕИ, 1999.
16. **Языков Н.М., Салаткин В.Н., Юшманов В.В.** Стратиграфия протерозойских отложений бассейна нижнего течения р. Гонам // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. 18. Якутск, Кн. изд-во, 1968, с. 60—69.
17. **Хоментовский В.В., Карлова Г.А.** Венд-кембрийские слои р. Джанды и их аналоги в опорных разрезах Восточной Сибири // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Актуальные вопросы стратиграфии. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1989, с. 23—74.
18. **Шаповалова И.Г.** Стратиграфия и строматолиты рифейских отложений северной части Юдомо-Майского прогиба. Новосибирск, Наука, 1974, 140 с.
19. **Подковыров В.Н., Котова Л.Н.** Геохимическая и С-изотопная цикличность карбонатов позднепротерозойского чехла Сибирской платформы // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков: Материалы Всероссийской конференции, посвященной 10-летию РФФИ. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2002, с. 382—384.
20. **Bartley J.K., Semikhatov M.A., Kaufman A.J.** Global events across the Mesoproterozoic — Neoproterozoic boundary: C and Sr isotopes from Siberia // Precamb. Res., 2001, v. 111, p. 165—202.
21. **Нужнов С.В.** Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М., Наука, 1967, 159 с.

22. **Ярмолюк В.А.** Протерозой восточной части Алданской плиты // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Дальнего Востока*. Хабаровск, 1946, с. 58—79.
23. **Rainbird R.H., Stern R.A., Khudoley A.K. et al.** U-Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from southeast Siberia and its bearing on the Laurentia-Siberia connection // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1998, v. 164, p. 409—420.
24. **Хоментовский В.В.** Основные рубежи Сибирской и Общей шкал неопротерозоя // *Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков: Материалы Всероссийской конференции, посвященной 10-летию РФФИ*. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2002, с. 140—142.
25. **Башарин А.К.** Восточно-Верхоянская эпикратонная геосинклиналь. М., Наука, 1967, 200 с.
26. **Ян-жин-шин В.А.** Тектоника Сетте-Дабанского горст-антиклинория. Якутск, Якутский филиал СО АН СССР, 1983, 155 с.
27. **Сухоруков В.И.** Опорные разрезы верхнего рифея хребта Улахан-Бам // *Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и внешняя зона Алтае-Саянской складчатой области*. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1986, с. 23—64.
28. **Khudoley A.K., Rainbird R.H., Stern R.A. et al.** Sedimentary evolution of Riphean-Vendian basin of Southeastern Siberia // *Precamb. Res.*, 2001, v. 111, p. 129—163.
29. **Якшин М.С., Исаков А.В.** Уйская серия Юдомо-Майского прогиба // *Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири*. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1991, с. 65—82.
30. **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 // *Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири*. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1978, с. 21—63.
31. **Подковыров В.Н., Козаков И.К., Ковач В.П. и др.** Сибирский кратон в структурах суперконтинентов протерозоя // *Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия*. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2001, с. 193—196.
32. **Семихатов М.А., Комар Вл.А., Серебряков С.Н.** Юдомский комплекс стратотипической местности. М., Наука, 1970, 207 с.
33. **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, 356 с.
34. **Хоментовский В.В.** Венд Сибирской платформы // *Вендская система (историко-геологическое и палеонтологическое обоснование)*. М., Наука, 1985, т. 2, с. 83—161.
35. **Хоментовский В.В., Постников А.А., Карлова Г.А. и др.** Венд Байкало-Патомского нагорья (Сибирь) // *Геология и геофизика*, 2004, т. 45, № 4, с. 465—484.
36. **Келлер Б.М., Янкаускас Т.В.** Микрофоссилии стратотипа рифея Южного Урала // *Изв. АН СССР, Сер. геол.*, 1980, № 12, с. 58—67.
37. **Вейс А.Ф.** Микрофоссилии и стратиграфия рифея и венда Учуро-Майского и Туруханского районов Сибири // *Изв. АН СССР, Сер. геол.*, 1988, № 5, с. 47—64.
38. **Хоментовский В.В., Наговицин К.Е., Файзуллин М.Ш.** Событийные рубежи и микрофоссилии для стратиграфической шкалы неопротерозоя // *Докл. РАН*, 2003, т. 338, № 1, с. 90—92.
39. **Семихатов М.А.** Уточнение оценок изотопного возраста нижних границ верхнего рифея, венда, верхнего венда и кембрия // *Дополнения к стратиграфическому кодексу России*. СПб., ВСЕГЕИ, 2000, с. 95—107.
40. **Хоментовский В.В.** О геохронологическом обосновании венд-нижнекембрийской шкалы U-Pb датировками по цирконам // *Геология и геофизика*, 2000, т. 41, № 4, с. 503—515.
41. **Советов Ю.К.** Вендское оледенение Сибирского кратона // *Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков*. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2002, с. 122—124.
42. **Мельников Н.В.** Корреляция разрезов низов венда и верхов рифея внутренних и внешних районов Сибирской платформы (нижнеангарская зона) // *Стратиграфия и нефтегазоносность венда—верхов рифея юго-западной части Сибирской платформы (материалы рабочего совещания)*. Красноярск, КНИИГГиМС, 2001, с. 5—13.
43. **Хоментовский В.В., Постников А.А.** Неопротерозойская история развития Байкало-Вилуйской ветви Палеоазиатского океана // *Геотектоника*, 2001, № 3, с. 3—21.
44. **Сергеев В.Н.** Окремненные микрофоссилии докембрия: природа, классификация, фациальная приуроченность и биостратиграфическое значение. М., ГИН РАН, 2003, 54 с.
45. **Наговицин К.Е., Файзуллин М.Ш.** Эволюция акантоморфных акритарх позднего докембрия. Новосибирск, РИФ „Прайс-куррьер“, 2003, с. 186—189.
46. **Шенфиль В.Ю.** Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1991, 185 с.



47. **Наговицин К.Е.** Микрофоссилии керпильского уровня из нефтегазоносных отложений внутренних районов Сибирской платформы // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2002, с. 84—85.
48. **Файзуллин М.Ш.** Новые данные о микрофоссилиях байкалия Патомского нагорья // Геология и геофизика, 1998, т. 39, № 3, с. 328—337.
49. **Наговицин К.Е.** Микрофоссилии и стратиграфия верхнего рифея юго-западной части Сибирской платформы: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, Ин-т геол. нефти и газа СО РАН, 2001, 24 с.
50. **Zang Wenlong and Walter M.R.** Late Proterozoic and Cambrian microfossils and biostratigraphy Amadeus Basin, central Australia. Brisbane, Association Austral. Paleontol., 1992, 132 p.
51. **Комар Вл.А.** Новые данные по корреляции рифейских отложений Южного Урала и Сибири // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1973, № 10, с. 30—36.
52. **Сергеев В.Н.** Окремненные микрофоссилии рифея Анабарского поднятия // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1993, т. 1, № 1, с. 35—50.
53. **Якшин М.С.** Водорослевая микробиота кютингдинской свиты (нижний рифей) Оленекского поднятия // Геология и геофизика, 1999, т. 40, № 6, с. 823—833.
54. **Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Морякин В.Б.** Этапы позднедокембрийской эволюции микрофоссилий Сибири // Экосистемные перестройки в эволюции биосферы. Вып. 1. М., Недра, 1994, с. 42—51.
55. **Хоментовский В.В.** Основные рубежи Сибирской Общей шкалы неопротерозоя // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2002, с. 140—142.
56. **Стратотип рифея.** Стратиграфия, геохронология / Под ред. Б.М. Келлера, Н.М. Чумакова. М., Наука, 1983, 184 с.
57. **Решения** Всесоюзного совещания по стратиграфической шкале докембрия СССР // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1991, № 4, с. 3—13.

*Рекомендована к печати 22 октября 2004 г.  
А.Э. Конторовичем*

*Поступила в редакцию  
6 мая 2004 г.*