

**ВЕРХНИЙ РИФЕЙ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА****В.В. Хоментовский***Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

В пределах Енисейского кряжа и примыкающей к нему с востока территории выделяется последовательный ряд структур: 1) внутрикратонная Среднеангарская депрессия; 2) перикратонный Приенисейский прогиб; 3) краевая часть океанического блока — Исаковско-Предивинский район. В нижней части рифейского разреза здесь выделяются два принципиально отличных комплекса отложений. Первому из них соответствует нижнесухопитская подсерия, второму — верхнесухопитская (погорюйско-аладинский интервал разреза). Принципиальный характер событий, разделяющих эти комплексы, и специфика состава последних (ритмично-слоистая формация) заставляют это подразделение обособить в качестве самостоятельной большепитской серии. С нижней ее границей связано проявление гренвилевских событий, начинавшееся становлением Тейских гранитоидных куполов и других интрузивных комплексов с возрастом 1100—1000 млн лет. В осадконакоплении эти события проявились сменой аспидной формации (за которой следует сохранить название „сухопитская серия“), ритмично-слоистой. Последняя связана с размывом возникшего в это время на западе поднятия. Поскольку амплитуда его последовательно убывает в сторону Среднеангарского прогиба, там практически отсутствует значительный предбольшепитский размыв и перерыв в осадконакоплении, тогда как на западе кряжа в связи с этими событиями выпадает из разреза также большая нижняя часть этой серии.

Выясняется ошибочность представлений об интенсивных событиях, разделявших большепитскую и тунгусикскую серии соответственно керпыльского и лахандинского горизонтов. На востоке за предлахандинский размыв и фиксировавшие его базальные слои тунгусикских отложений принимались результаты фациальных замещений господствовавших на востоке карбонатов терригенными породами. На западе залегание верхнетунгусикских отложений на гораздо более древних связано еще с предбольшепитским размывом и постепенным распространением туда тунгусикской трансгрессии. Таким образом, нет оснований говорить о существенном проявлении предлахандинских событий в регионе. Отсюда следует, что керпылий и лахандиний на Енисейском кряже, как и в других частях Сибирского кратона, являются составными частями крупного надрегионального подразделения. Оно соответствует нижней половине верхнего рифея и названо нами маянием.

Принципиально отлична сущность событий, связанных с байкальским этапом развития региона, которые позволяют разделить его на три части. Нижнему байкалию (ослянской серии) предшествовало растяжение в области стыка континентального и океанического блоков. С ним, возможно, связано формирование одного из комплексов офиолитов Енисейского кряжа, а затем становление татарско-аятинских батолитов (850 млн лет). Обломки тех и других встречены в гальке конгломератов среднебайкальского чингасанского горизонта. Со спецификой предбайкальских событий связана внешняя незначительность их проявления в осадконакоплении (несколько меньший метаморфизм отложений ослянской серии по сравнению с тунгусикской). Даже активизация, обусловившая образование татарско-аятинских гранитов, еще не является полноценным орогенным процессом.

События коллизионного типа разделяют нижний и средний байкалий. С ними связаны размывы и несогласия в основании чингасанской серии, а также внедрение глушихинских гранитов (760—730 млн лет). Палеонтологически, историко-геологически и геохронологически обоснованный среднебайкальский возраст чингасанских отложений, связь их аналогов с ледниковыми образованиями превращают это подразделение в глобальный стратиграфический маркер. Дальнейшее расширение трансгрессии в верхнем байкалии связано с существенным событием, но для уточнения возраста верхнего байкалия (чапская серия) требуется палеонтологическая и геохронологическая информация.

Синхронность проявления байкальских событий во всех структурно-формационных зонах Енисейского кряжа и одновозрастность их структурным комплексам других частей Сибирского кратона делает трехчленный байкалий перспективным для Общей шкалы верхней половины верхнего рифея.

*Геохронология, хемостратиграфия, маяний, байкалий, венд, микрофоссилии, строматолиты, событийные рубежи, Сибирский кратон.*

**THE UPPER RIPHEAN OF THE YENISEI RIDGE****V.V. Khomentovsky**

The Yenisei Range and the adjacent territories to the east are subdivided into (1) the Central Angara Intracratonic Depression; (2) the Yenisei Precratonic Trough; and (3) a marginal oceanic block, the Isakovka-Predivinsk Area. The lower part of the Riphean succession is subdivided into two principally different sedimentary complexes — the Lower Sukhoi Pit Subgroup and the Upper Sukhoi Pit Subgroup (the Pogoryui–Alad'ino interval of the succession). The fundamental nature of the events that separate these two complexes and the characteristic, rhythmically bedded structure of the Upper Sukhoi Pit Subgroup allow the latter to be erected into a separate

straton, the Bol'shoi Pit Group. Its lower boundary is associated with the Grenvillian events commencing with the emplacement of the Teya Granite-Gneiss Domes and other intrusive complexes dated at 1100–1000 Ma. In the sedimentation record these events are manifested as a sudden change from the shist complex, for which we maintain the name Sukhoi Pit Group, into the rhythmically bedded succession of the Bol'shoi Pit Group. The latter is interpreted as a product of uproofing of an elevated hinterland to the west. Insofar as the amplitude of this elevated area decreases progressively toward the Central Angara Trough, the Bol'shoi Pit erosional unconformity and the associated interval of nondeposition are not represented in the area. In the west of the Yenisei Range, in contrast, there is a major stratigraphic gap in the sequence, which is associated with the aforementioned events.

The notion of intensive events separating the deposition of the Bol'shoi Pit Group of the Kerpylian Horizon and the Tungusik Group of the Lakhandinian Horizon is not supported by the new data. The change from carbonate facies into siliclastics in the west was misinterpreted as an erosional unconformity, with basal deposits, corresponding to the lower boundary of the Tungusik Group. The occurrence of the Upper Tungusik deposits overlying much older rocks is a result of the pre-Bol'shoi Pit erosion and the gradual expansion of the Tungusik transgression. Thus, there are no grounds for arguing about a significant pre-Lakhandinian set of events in the region. Hence, the Kerpylian and Lakhandinian in the Yenisei Range, as well as in other parts of the Siberian Craton, constitute the two parts of a larger supraregional straton, which corresponds to the lower half of the Upper Riphean and is designated here the Mayanian.

The fundamentally different nature of the events associated with the next, Baikalian, stage of the development allows its tripartite subdivision in the region. Deposition of the Lower Baikalian (the Oslyanka Group) was preceded by a crustal extension at the junction between the continental and oceanic blocks and, possibly, a formation of one of the Yenisei Range ophiolite complexes, followed by the emplacement of the Tatarka-Ayakhta Batholiths at around 850 Ma. Fragments of both complexes are found as clasts in the basal conglomerates of the Middle Baikalian Chingasan Horizon. The specific character of the pre-Baikalian events determines their apparently poor expression in the sedimentation (a somewhat weaker metamorphism of the Oslyanka deposits compared with the Tungusik Group). Even the activation leading to the formation of the Tatarka-Ayakhta Granites cannot be regarded as a full-scale orogenic process.

Collisional events separating the Lower and Middle Baikalian are manifested as the erosional unconformity at the base of the Chingasan Group and the emplacement of the Glushikha Granites (760–730 Ma). The Middle Baikalian age of the Chingasan deposits is constrained by the data from paleontology, historical geology, and geochronology. Furthermore, the presence of glacial deposits render this straton as a global stratigraphic marker. Further expansion of transgression in the Upper Baikalian is linked to another important event, but additional paleontological and geochronological information is needed to date the Upper Baikalian (Chapa Group) more accurately.

The Baikalian events synchronously manifested themselves in all structure-formational zones of the Yenisei Range and are coeval with structural complexes from adjacent areas of the Siberian Craton. The tripartite Baikalian, therefore, has a potential for being included into the General Scale of the upper Upper Riphean.

*Geochronology, chemostratigraphy, Mayanian, Baikalian, Vendian, microfossils, stromatolites, event boundaries, Siberian Craton*

---

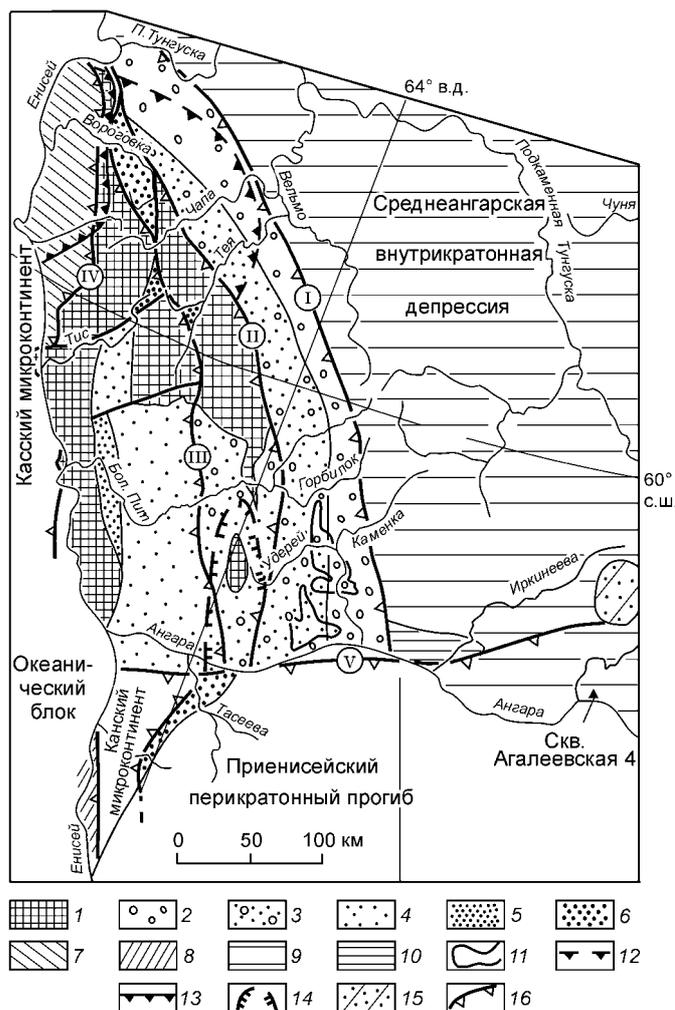
Итог по стратиграфии позднего докембрия Енисейского кряжа был подведен на Всесоюзном стратиграфическом совещании в 1979 г. [Решения..., 1983]. Последовательность принятых там стратиграфических подразделений до настоящего времени практически не изменилась. Однако противоречия с местоположением и возрастом границ между основными таксонами Общей шкалы — средним и верхним рифеем, а также вендом стали еще более острыми. На принятой в 1979 г. схеме границы между ними даже в сибирском гипостратотипе позднего докембрия были показаны пунктиром, что обозначало условность их проведения. Дискуссия по поводу каждой из них отражена в объяснительной записке к схеме. Одни исследователи границу между средним и верхним рифеем помещали между сухопитской и тунгусикской сериями [Семихатов, Серебряков, 1983], другие опускали ее внутрь первой из них до основания пого-ройской свиты [Хоментовский и др., 1985]. Еще более острая дискуссия была по поводу границы между верхним рифеем и вендом. Часть исследователей начинали венд с основания чапской серии, другие поднимали ее внутрь этой серии до основания островной свиты, отделенной от подстилающих отложений значительным перерывом [Решения..., 1983].

В предлагаемой статье резюмирован полученный в последнее время фактический материал и рассмотрен нижний из этих рубежей, а также, несомненно, верхнерифейская, дочапская, часть разреза Енисейского кряжа. Для решения вопроса о втором рубеже необходимы прямые данные о возрасте чапской серии и ее аналогов.

В основу схемы позднедокембрийского развития региона первоначально были положены геохронологические датировки, опубликованные М.И. Волобуевым, С.И. Зыкиным [Волобуев и др., 1976] и рядом других исследователей для тейских (1100 млн лет) и татарско-аяхтинских (посольнинских) 850 млн лет гранитов, которые считались реперами в позднедокембрийской истории развития региона. Впоследствии эта схема была повторена в работах М.И. Волобуева [1993], В.Е. Хаина и соавторов [1999], Т.Н. Херасковой [1999] и других, исключительное внимание в них уделялось офиолитам. Согласно

**Рис. 1. Схематическая реконструкция верхнерифейской палеоструктуры Енисейского кряжа и смежной части Среднеангарской депрессии.**

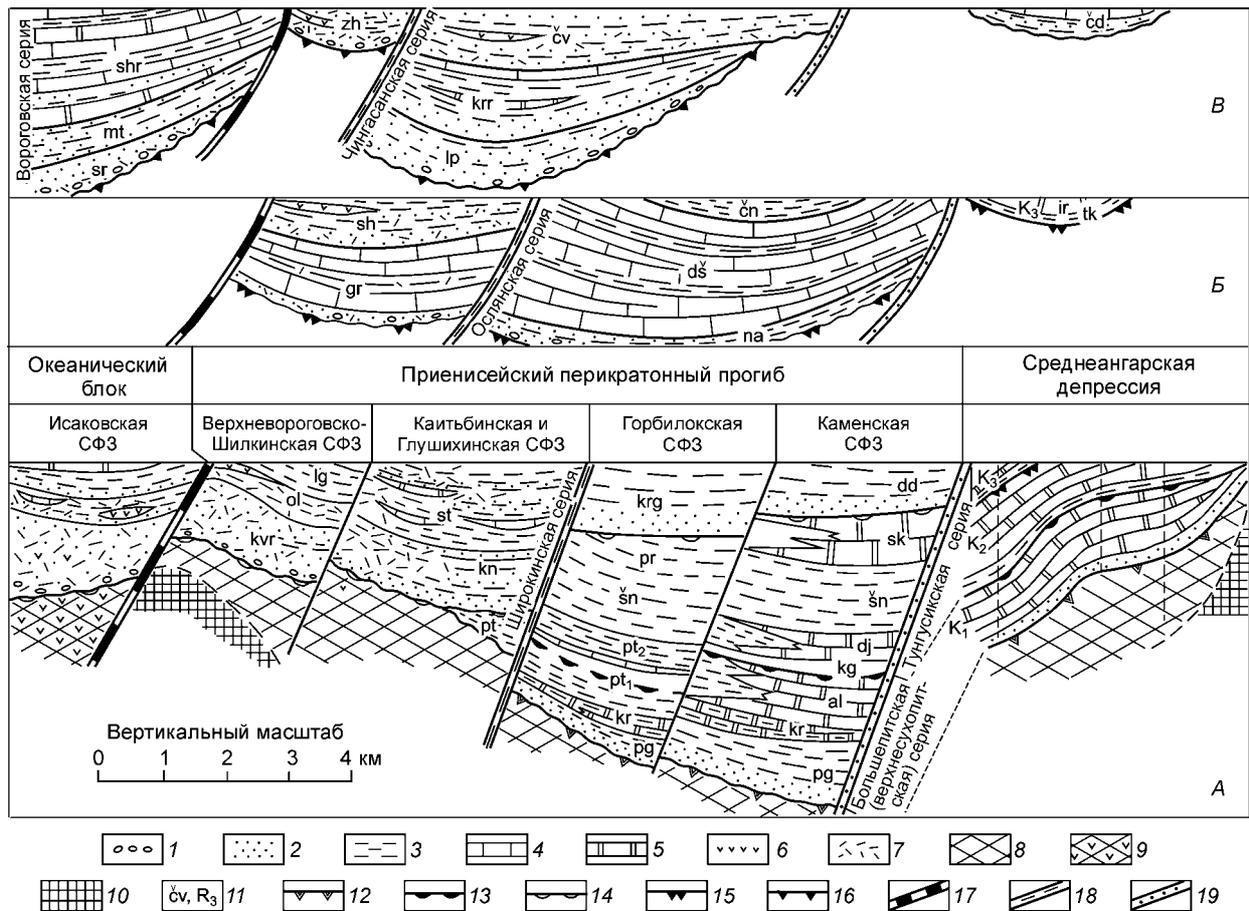
1–6 — структурные элементы маяния в Приенисейском перикратонном прогибе: 1 — Предбольшепатомское поднятие, сложенное в основном раннедокембрийскими и среднерифейскими отложениями; 2–6 — структурно-фациальные зоны (СФЗ) маяния: 2 — Каменская, 3 — Горбилоская, 4 — Каитъбинская, 5 — Глушихинская, 6 — Верхневороговско-Шилкинская; 7, 8 — окраина блока с океанической корой: 7 — Исаковская СФЗ, 8 — Предивинская СФЗ; 9, 10 — внутрикратонная депрессия: 9 — Среднеангарский СФР, 10 — Иркиневецкая СФЗ; 11–16 — контуры структур байкалия в перикратонном прогибе: 11 — ослянские мульды, 12 — Тейско-Чапский прогиб, 13 — Вороговский прогиб; 14 — Рыбинский аллохтон, 15 — Чадобецкое поднятие, 16 — главные разломы: I — Ангаро-Бахтинский, II — Ишимбинский, III — Татарский, IV — Исаковский, V — Нижнеангарский.



предложенной модели, в пределах Енисейского кряжа допускалось наличие океанических комплексов отложений, находящихся обычно в аллохтонном залегании в виде покрова, обдукцированного на континент с запада. В верхнерифейской истории развития Енисейского кряжа выделялись два основных этапа — 1100–850 и 850–650 млн лет, для которых нами предложены названия маяний и байкалий [Хоментовский, 1976, 1996, 2002]. Однако в последнее время получен большой объем геохронологической, литостратиграфической и палеонтологической информации, корректирующей эти представления, обзор ее и является основной целью предлагаемой работы.

В пределах Енисейского кряжа, как и в других регионах, приуроченных к периферии Сибирского кратона, намечается последовательность трех типов рифейских структур (рис. 1): 1) внутрикратонные депрессии — Среднеангарский структурно-фациальный район (СФР), 2) перикратонные прогибы — Приенисейский и 3) примыкающие к ним краевые части океанического блока [Хоментовский, 2002]. Последние включают в себя участки с континентальной корой, с нашей точки зрения, являющиеся микроконтинентами. На Енисейском кряже это Касский и Ангаро-Канский микроконтиненты. Рифейские отложения океанического типа, тесно связанные с офиолитовым комплексом на Енисейском кряже, обнажены в пределах вытянутого вдоль западного края кратона — Исаковско-Предивинского СФР. Реальное положение его границы с перикратонным прогибом осложнено значительными горизонтальными перемещениями по разделяющему их Исаковскому надвигу (см. рис. 1). Остатки океанического аллохтона прослеживаются и в 100 км восточнее этого нарушения — Рыбинский офиолитовый пояс [Хераскова, 1999].

Наиболее детально внутреннее районирование названных структур разработано в Приенисейском перикратонном прогибе (см. рис. 1, 2). Здесь выделена последовательность верхнерифейских СФЗ: Каменская, Горбилоская, Каитъбинская и Глушихинская, в которых намечается переход от внутрикратонных депрессий к океаническому блоку и последовательное замещение карбонатных отложений сланцевыми и вулканогенно-сланцевыми [Хабаров, 1994]. В области западного края этого ряда нами было предложено выделение еще одного члена — Верхневороговско-Шилкинской СФЗ. Основу этой зоны представляет расположенная на северо-востоке региона Верхневороговская структура, первоначально охарактеризованная А.Г. Мироновым и А.Д. Ножкиным [1978]. В ней уже явно преобладают вулканогенно-сланцевые толщи (см. рис. 2). Вероятно, второй фрагмент этой СФЗ обнажен на крайнем юге Енисейского кряжа, в бассейне нижнего течения р. Тасеева и по р. Шилка. Несмотря на значительное расстояние, разделяющее эти фрагменты, общее положение их в структуре и состав рифейских отложений в верхнесухопитское время характеризуются определенной общностью [Хоментовский, 2002].



**Рис. 2. Схематические палеогеологические профили доверхнебайкальско-вендских отложений неопротерозоя.**

*А* — большепитско-тунгусикский, *Б* — ослянский, *В* — чинганский срезы. 1 — конгломераты и гравелиты; 2 — песчаники, алевролиты; 3 — аргиллиты, алевролиты; 4 — известняки; 5 — доломиты; 6 — вулканиты; 7 — туфы; 8, 9 — средне- и нижнерифейские отложения: 8 — континентального и 9 — океанического блоков; 10 — нижнедокембрийские толщи; 11 — индексы подразделений. Среднебайкальские отложения: чинганская серия (свиты):  $\check{c}v$  — чивидинская,  $kg$  — карьерная,  $lp$  — лопатинская; вороговская серия (свиты):  $sr$  — северореченская,  $mt$  — мутнинская,  $shr$  — сухореченская; верхневороговская серия:  $zh$  — захребетинская свита; чадобецкая серия ( $\check{c}d$ ). Нижнебайкальские отложения — ослянская серия (свиты):  $na$  — среднеангарская,  $ds$  — дашкинская,  $\check{c}n$  — чинеульская; верхневороговская серия (свиты):  $gr$  — горевская,  $sh$  — Сухого Хребта,  $K_3$  — верхнекамовская подсерия;  $tk$  — токурская,  $ir$  — ирэмэкэнская свиты.

Отложения маяния: большепитская серия в Каменской СФЗ (свиты):  $pg$  — погорюйская,  $kr$  — Карточки,  $al$  — аладьинская,  $kg$  — красногорская,  $dj$  — джурская,  $sk$  — Серого Ключа,  $dd$  — дадыктинская; в Горбилоской СФЗ:  $pt$  — потоскуйская,  $pt_1$  — нижнепотоскуйская подсвита,  $pt_2$  — верхнепотоскуйская подсвита;  $pr$  — переходная свита [Хоментовский, Наговицин, 1998];  $kg$  — киргитейская подсерия, в Каитъбинской СФЗ:  $kn$  — конкинская толща,  $st$  — степановская толща; в верхневороговской СФЗ (свиты):  $kvr$  — ковригинская,  $ol$  — оленьинская,  $lg$  — луговская; в Исаковской СФЗ — аналоги свит верхневороговской СФЗ; в Среднеангарском СФР  $K$  — камовская серия;  $K_1$ ,  $K_2$  и  $K_3$  — подсерии (детализация на рис. 3); 12–16 — нижние границы: 12 — керпильского горизонта, 13 — лахандинского горизонта, 14 — киргитейского подгоризонта, 15, 16 — байкалия: 15 — нижнего, 16 — среднего; 17–19 — разломы, разделяющие СФР и СФЗ: 17 — Исаковский, 18 — Татарский и Ишимбинский, 19 — Ангаро-Бахтинский.

В неопротерозое Енисейского кряжа имеются три принципиально отличных комплекса отложений, характеризующихся разным структурным планом, магматизмом и метаморфизмом. Начало первого из них сопряжено с формированием тейских гранитогнейсовых куполов и интрузивных образований с возрастом 1100—1050 млн лет, второго — со становлением татарско-аяхтинских батолитов  $\sim 850 \pm 50$  млн лет [Волбуев, Зыкин, 1976], а третьего — с достаточно интенсивными предвендскими событиями [Решение..., 1983; Семихатов, Серебряков, 1983; Хоментовский и др., 1985]. Однако после появления U-Pb датировки из Тейского купола — 866 млн лет [Ножкин и др., 1999] и некоторых радиологических определений, якобы не согласующихся с охарактеризованной схемой, многие стали отрицать проявление гренвилльского тектогенеза на Енисейском кряже. Кроме датировок 1960—1970-х годов об этих событиях свидетельствуют и гораздо более поздние определения из интрузивных пород, сделанные U-Pb-Th, Pb-Pb методами по цирконам, а также Ar-Ar значения в интервале 1100—1050 млн лет [Постельников, 1980; Волбуев,

1993; Khain et al., 1997; Легенда..., 1998; Ножкин и др., 1999; Черных, 2000]. Кроме того, авторы датировки из Тейского купола [Ножкин и др., 1999] — 866 млн лет обосновали ее связь с ремобилизацией, обусловленной становлением более молодых татарско-аяхтинских интрузий, которые на разных геологических картах [Государственная..., 1998; Ножкин и др., 1999] показаны в непосредственной близости от взятой нами пробы с названной датировкой. Отсюда очевидно, что нет оснований отрицать исключительную роль гренвилльских событий ( $1100 \pm 50$  млн лет) в истории развития Енисейского кряжа [Khain et al., 1997; Легенда..., 1998; Кочевский и др., 1998; Ножкин и др., 1999; Динер, 2000], хотя необходимы дальнейшие изотопно-геохронологические исследования U-Pb методом.

При решении этих вопросов представляет интерес специфика осадконакопления сухопитской серии, с которой теперь обычно начинают поздний докембрий. Нижняя часть ее — кординская, горбилокская, удерейская свиты представляет собой мощную (порядка 4000 м) толщу тонкообломочных отложений, формировавшуюся в обстановке глубоководного некомпенсированного прогиба. Однообразие состава позволило объединить все эти подразделения в одну аспидную формацию, распространенную на громадной территории [Постельников, 1980]. В Исаковской СФЗ в аналогичных сланцевых толщах (кутукасская серия) появляется масса вулканитов (см. рис. 2) [Легенда..., 1998; Государственная..., 1998; Забияка и др., 2004], что свидетельствует о приуроченности нижней части сухопитской серии к зоне стыка блоков с океанической и континентальной корой.

Принципиально отлична верхняя часть сухопитской серии — погорюйская, Карточки и аладьинская свиты, а также согласно перекрывающая их тунгусикская серия (см. рис. 2). Этот комплекс более грубозернистых и разнофациальных отложений полностью заполнил некомпенсированный среднерифейский прогиб, аспидная формация сменилась ритмично-слоистой. При этом возникли названные выше структурно-фациальные зоны. В общем произошло качественное изменение структурного плана. В результате сухопитскую серию расчленили на две подсерии [Постельников, 1980; Забияка и др., 2004]. Очевидно, что эти изменения связаны с событиями, обусловившими резкое увеличение сноса обломочного материала. Поступить он мог только с запада, поскольку на востоке, в Среднеангарской депрессии, в это время отлагалась сложенная в основном карбонатными породами камовская серия (см. рис. 2) [Хоментовский, Наговицин, 1998]. Следовательно, на западе, в связи с гренвилльскими событиями, накоплению осадков верхнесухопитской подсерии предшествовало образование интенсивно размывавшейся суши (см. рис. 1). С этим согласуются данные о возрасте как гренвилльских гранитоидов, так и погорюйской свиты 1100—1080 млн лет [Волобуев и др., 1976; Семихатов, Серебряков, 1983; Легенда..., 1998], начинающей верхнесухопитскую подсерии. Исключительная роль предверхнесухопитской перестройки заставляет название „сухопитская серия“ сохранить только за нижней частью этого подразделения, а верхнесухопитскую подсерии переименовать в большепитскую серию. По р. Большой Пит она прекрасно обнажена, а сходное предложение о названии в свое время было сделано В.Ю. Шенфилом [Шенфиль, Морякин, 1991]. Принятая трактовка геологических данных существенно меняет представление об истории развития Приенисейского перикратонного прогиба в нижней половине верхнего рифея, для которой в Сибири нами было предложено название „маяний“ (1100—850 млн лет) [Хоментовский, 1996, 2002]. Возникшее на стыке кратона с океаническим блоком поднятие было значительным на западе и постепенно уменьшалось к востоку. В Каменской СФЗ оно уже совсем не проявилось, и сухопитская серия там тесно связана с большепитской. Первые верхнерифейские микрофоссилии, по нашим данным, появляются с основания последней [Хоментовский, Наговицин, 2003]. Затем эта суша в обратном порядке стала затопливаться морем. В Каменской и Горбилокской СФЗ это еще прогрессирующий к западу размыв в основании дадыктинской свиты и киргитейской подсерии. Западнее среднерифейские толщи оказались уже с несогласием перекрытыми потоскуйской свитой, относившейся к низам тунгусикской серии лахандинского возраста (см. рис. 2, 3), а в Каитьбинской СФЗ на них легла прямо верхнетунгусикская киргитейская толща [Государственная..., 1998]. Таким образом, роль предтунгусикских событий, которым придают первостепенное значение, в максимальном выражении сводилась лишь к усилению темпа распространения трансгрессии. Детальное картирование маркирующих пачек на стыке Каменской и Горбилокской СФЗ [Шенфиль, Морякин, 1990, 1991; Хабанов, 1994] показало, что в основании тунгусикской серии нет не только крупного размыва, но, наоборот, она настолько тесно связана с сухопитской, что реально разграничить их крайне трудно. Это определяется тем, что карбонатные породы аладьинской свиты, завершающей большепитскую серию здесь, замещаются аргиллитами и алевролитами, неотличимыми от слагающих потоскуйскую свиту [Шенфиль, Морякин, 1990]. Аналогичным образом доказывается согласный характер взаимоотношений между свитами Серого Ключа и дадыктинской в Каменской СФЗ. Оказывается, что и здесь карбонатные породы свиты Серого Ключа не срезаются киргитейской подсерией, а постепенно, из разреза в разрез в сторону Горбилокской СФЗ, замещаются терригенными (см. рис. 2). Их-то и принимали ошибочно за базальные слои киргитейской подсерии [Шенфиль, Морякин, 1991]. Итак, на востоке кряжа ни тунгусикской серии, ни киргитейской подсерии не предшествуют сколько-нибудь существенные размывы и перерывы. Все эти отложения охарактеризованы единым комплексом строматолитов, харак-

		Енисейский кряж		Среднеангарская депрессия	Скважина Агалеевская 4	Туруханское поднятие [Семихатов, 1962; Семихатов и др., 2000]	Патомское нагорье [Хоментовский, 2002]							
		Приенисейский СФР												
Верхний рифей	Байкалий	верхний	Чапская серия	Немчанская	Тасеевская серия		Тасеевская серия		Жуинская серия					
		средний	Чингасанская серия	Подъемская			?	Безыменная свита		Дальнетайгинская серия				
		нижний	Ослянская серия	Суворовская				Медведковская свита		?				
	Маяний	Лахандиний	Тунгусикская серия	Широкинская серия	Киргитейская подсерия	Дадыктинская свита	Верхняя K <sub>3</sub>	Ирэмэкэнская св.	Териновская свита	Туруханская св.	Балпанахская серия			
					Св. Серого Ключа			Токурская св.				Мироедихинская свита		
					Шунтарская свита			Юктенская св.				Шорихинская св.		
		Керпылий	Большепитская серия (верхнесухопитская)	Потоскуйская свита		Джурская свита	Камовская серия	Средняя K <sub>2</sub>	Копчерская св.	Туруханская св.	Мироедихинская свита	Мариинская св.		
						Красногорская			Куюмбинская свита				Шорихинская св.	
						Аладьинская свита			Долгоктинская св.				Деревнинская свита	Бугарихтинская св.
						Свита Карточки			Юрубченская свита				Сухотунгусикская свита	Хайвергинская св.
				Погорюйская свита	нижняя K <sub>1</sub>		Юрубченская свита	Сухотунгусикская свита	Хайвергинская св.					
							Делиндэкенская свита	св. Линок	Хайвергинская св.					
								Безымянная свита	Хорлухтахская св.					

**Рис. 3. Схема сопоставления разреза верхнерифейских отложений Енисейского кряжа и смежных регионов.**

терным для верхней части лахандинского горизонта [Шенфильд, 1991]. Таким образом, большепитская и тунгусикская серии тесно связаны между собой, так же как керпылий и лахандиний в других структурно-фациальных областях (СФО) Сибирской платформы [Хоментовский, 2002].

Для того чтобы уточнить характер взаимоотношений тунгусикской и вышележащей ослянской серий в регионе, необходимо резюмировать информацию об этом стратиграфическом интервале (см. рис. 2, А, Б). В Каменской СФЗ тунгусикскую серию завершает дадыктинская свита, согласно перекрывающая свиту Серого Ключа. В Горбилоской СФЗ последняя, как уже отмечалось, замещается тонкообломочными породами, а дадыктинская свита расчленяется на несколько подразделений и получает название киргитейской подсерии [Решения..., 1983]. В пределах Ангаро-Питского водораздела киргитейская подсерия без видимого несогласия, но с размытием перекрывается ослянской серией. Она представляет собой полный осадочный цикл (см. рис. 2, Б). Трансгрессивное плечо его составляют терригенная нижнеангарская и карбонатная дашкинская свиты, а регрессивное — существенно сланцевая чинеульская свита. В зоне Татарского разлома сохранились еще реликты верхней части большепитской серии, сложенной в основном тонкообломочными породами (см. рис. 1, 2). Они трансгрессировали сюда из Каменской и Горбилоской СФЗ, в которых разрез серии более полный. Но в Каитьбинской СФЗ сухопитская серия (в уточненном объеме) уже с несогласием перекрывается так называемой широкоинской серией, общее понимание стратиграфического объема которой менялось во времени. Первоначально [Вызу, 1980; Решения..., 1983] широкоинское подразделение сопоставляли только с киргитейской подсерией, а затем [Государственная..., 1998] это название было распространено и на аналоги ослянской серии. Теперь некоторые исследователи вернулись к первому варианту [Забияка и др., 2004]. Поэтому в дальнейшем мы будем вместо этого термина пользоваться устоявшимися названиями „киргитейская подсерия“ и „ослянская серия“. Итак, в Каитьбинской СФЗ аналоги киргитейского комплекса отложений с несогласием залегают на среднерифейской сухопитской серии. Они расчленяются здесь на вулканогенно-обломочную

конкинскую и сланцево-вулканогенную с известняками степановскую свиты [Государственная..., 1998]. Западнее, в северной части Верхневороговско-Шилкинской СФЗ, эти же отложения расчленяются уже на три сходные по составу вулканогенно-осадочные свиты — ковригинскую, оленинскую (быстринскую) и луговскую [Миронов, Ножкин, 1978; Динер, 2000]. На юге, в низовьях Тасеевой и по р. Шилка, близкий комплекс вулканогенно-осадочных отложений с несогласием залегает уже на раннепротерозойских толщах [Благодатский и др., 1980]. Несмотря на это, за исключением маломощной базальной пачки, в составе его преобладают сланцы и доломиты. Это свидетельствует о том, что предкиргитейский размыв и несогласие в Шилкинской СФЗ были связаны не с предшествовавшими им событиями, а с гораздо более древними, скорее всего, гренвильскими. В результате резкий рельеф к началу киргитейского осадкообразования был полностью пенеппенизирован. Несколько более сложная ситуация фиксируется на северо-востоке кряжа в Верхневороговской СФЗ. Там, в основании аналогов киргитейской подсерии, залегают кварцевые песчаники и гравелиты, а в разрезе в больших количествах присутствуют бимодальные вулканиты. Все это, возможно, несколько осложняет предложенную выше схему последовательного перекрытия гренвильского поднятия все более молодыми отложениями маяния. Вблизи стыка континентального и океанического блоков на нее, возможно, накладывались более интенсивные тектонические движения.

Ослянской серии в Каитъбинской СФЗ соответствуют горевская и сухохребтинская свиты. Они с размывом, а местами и с несогласием перекрывают аналоги киргитейской подсерии [Государственная..., 1998]. Конгломераты, гравелиты и песчаники маломощной базальной пачки этого подразделения соответствуют, по всей вероятности, какой-то части нижнеангарской свиты, а существенно карбонатная горевская свита, очевидно, в основном одновозрастна дашкинской (см. рис. 2). Как и последнюю, ее характеризует повышенное содержание стронция [Вызу, 1980]. Регрессивное плечо ослянского цикла здесь составляет сухохребтинская свита, близкая по составу чинеульской, но содержащая значительное количество субщелочных и щелочных вулканитов. В западных СФЗ отложения ослянской серии отсутствуют как на севере [Миронов, Ножкин, 1978; Динер, 2000], так и на юге [Благодатский и др., 1980]. Киргитейская (верхневороговская) толща там с несогласием перекрывается достаточно высокими слоями чингасанского горизонта байкалия, объединяющими вороговскую и чингасанскую серии, а также захребетинскую свиту, одновозрастную чивидинской (см. рис. 2, В). В Исаковской СФЗ (синклиналиная складка в нижнем течении рек Нижняя Сурниха, Исаковка) на кутукаской серии, одновозрастной сухопитской, с несогласием залегает толща отложений, которую сопоставляя с вороговской серией байкалия [Государственная..., 1998]. Однако по составу и последовательности слагающих ее пород она гораздо ближе верхней части киргитейской серии Каитъбинской и Верхневороговской СФЗ (см. рис. 2). Этот вывод подтверждает наличие в доломитах, завершающих рассматриваемую толщу, руководящего для лахандиния строматолита — *Inzeria tjomusi* [Карпинский, Шенфиль, 1978]. Аналоги ослянской серии в Исаковской СФЗ, так же как и в Верхневороговской, отсутствуют, что свидетельствует об усилении предбайкальской тектонической активности по мере приближения к океаническому блоку. Наоборот, при удалении от него в Среднеангарском СФР ослянской серии, по всей видимости, соответствует осадочный ритм, завершающий камовскую серию (К<sub>3</sub>) — токурская и ирэмэкэнская свиты (см. рис. 2, Б). Первая из них имеет определенную общность с восточными фациями нижнеангарской свиты, а вторая аналогична дашкинской. Ранее определявшиеся отсюда комплексы микрофоссилий и строматолитов этих подразделений представлены таксонами широкого возрастного диапазона или эндемичными формами, не дающими заключения о возрасте [Шенфиль, 1991], но не содержат руководящих для тунгусикской серии форм.

Мы, как и большинство исследователей, долгое время [Хоментовский, 1976; Хоментовский и др., 1999] считали ослянскую серию одновозрастной чингасанской. Однако, когда выяснилось, что выдержанные по составу аналоги ослянской серии от Каменской СФЗ до р. Енисей постоянно залегают на самых верхних горизонтах киргитейской подсерии [Шенфиль, Морякин, 1990; Шенфиль, 1991], стало очевидным, что сопоставлять эти подразделения нельзя, поскольку чингасанская серия имеет резко отличный структурный план — ей, как правило, предшествует глубокий размыв и несогласие. Казалось, что ослянскую серию остается лишь объединить с тунгусикской [Хоментовский, 2002]. Однако комплексный анализ всего имеющегося материала показал, что ее наиболее вероятно считать дочингасанским подразделением байкалия. В пользу такого вывода свидетельствуют как палеонтологические, так и геологические данные. Действительно, в чивидинской свите чингасанской серии и в северореченской свите вороговской серии встречены многочисленные микрофоссилии, характерные для среднего байкалия [Постников и др., 2005]. Среди них много таксонов, обычно проходящих уже в венд. Аналогичную характеристику средний байкалий имеет и в других регионах [Наговицин и др., 2004]. В дашкинской свите комплекс микрофоссилий гораздо более бедный. Характерно значительное количество в нем таксонов, появляющихся в верхнем рифее — *Protosphaeridium densus*, *Udereica ornata* и др. Среди строматолитов здесь встречена новая форма типичной для маяния группы строматолитов *Jurusania chineulica* [Шенфиль и др., 1982]. Сходная информация получена в скв. Агалеевская 4 (см. рис. 1, 3) [Кочнев и др., 2003]. В ней между

аналогами тасеевской серии и териновской свитой лахандинского возраста, с размывом на последней, залегает двуритмичная толща, соответствующая верхам верхнего рифея Чадобецкого поднятия. Тонкообломочные породы первого ритма (брусская свита) имеет определенную общность еще с ослянской серией, грубообломочная медведковская и глинисто-мергелистая безыменная свиты соответствуют уже чингасанской серии. В пользу подобного заключения свидетельствует обнаруженный К.Е. Наговициным и М.Ш. Файзуллиным в брусской свите специфический комплекс микрофоссилий. Он содержит (как в дашкинской свите) формы, проходящие из лахандинского горизонта, и крупные акантоморфные таксоны, характерные для нижнего байкалия — формация Биттер-Спрингс Австралии [Wenlong, Walter, 1992]. С этим согласуются и некоторые геохронологические данные. Так, бруская свита Rb-Sr методом по аутогенным слюдам датируется  $868 \pm 15$  млн лет [Кочнев и др., 2003], что близко к нижнему возрастному пределу байкалия и криогения. В то же время чингасанская серия и ее аналоги соответствуют уже среднему байкалию — комплекс микрофоссилий из чивиндинской свиты, а из завершающей чингасанскую серию захребетинской свиты (аналог чивидинской) Ar-Ag методом получены датировки  $675 \pm 12$  и  $696 \pm 8.5$  млн лет [Постников и др., 2005]. Все это свидетельствует в пользу отнесения ослянской серии к нижнему — дочингасанскому байкалию. Это заключение подтверждают и геологические данные. Несмотря на псевдосогласные взаимоотношения ослянских и тунгусикских отложений на юго-востоке Енисейского кряжа, на западе его, в основании ослянской серии, как было показано выше, имеется отчетливый перерыв и несогласие, а еще западнее, в Вороговском прогибе, она вообще выклинивается и на раннерифейских отложениях с несогласием залегает вороговская серия, соответствующая чингасанской серии (см. рис. 2, Б, В) [Динер, 2000; Верниковский и др., 2001]. Создается впечатление, что с ослянской серией связан первый специфический этап развития Енисейского кряжа в байкалии, с которого начались и последовательно набирали темп характеризующие его тектонические события.

Их определенно характеризуют интрузивные комплексы этого возраста. Несомненным показателем предбайкальской активизации тектонического режима региона является становление татарско-аяхтинских гранитоидных батолитов (850 млн лет). Гораздо менее определена информация о возрасте офиолитов Енисейского кряжа, возраст которых дискутируется. По мнению одних исследователей, с них начинается формирование среднерифейской кутукаской серии на северо-западе Енисейского кряжа [Легенда..., 1998; Забияка, 2004]. Другие, напротив, включают в Исаковскую офиолитовую ассоциацию Порожинский гранодиоритовый массив с возрастом  $697 \pm 3.6$  млн лет, а южный аналог ее — предивинские офиолиты — датируют по контрастным островодужным образованиям  $637 \pm 5.7$  млн лет, которые связывают с ними [Верниковский и др., 1999]. Последняя точка зрения сомнительна прежде всего потому, что связь офиолитов с порожинскими гранитами и предивинскими вулканитами убедительно не обоснована. Против омоложения возраста офиолитов практически до венда свидетельствует наличие галек как татарско-аяхтинских гранитов, так и офиолитов в северореченской свите вороговской серии, датированной K-Ag методом по глаукониту 740—750 млн лет [Динер, 2000]. Менее определенным является нижний возрастной предел образования офиолитов. В основном они, по-видимому, связаны с кутукаской серией сухопитского уровня. Однако нельзя исключить наличия и более молодой их фракции, которая, вероятно, соответствует ранним этапам предбайкальской тектонической перестройки. Последние, вероятно, характеризовались деформациями растяжения в области стыка перикратонного прогиба и океанического блока. При сжатии характер базальных слоев нижнего байкалия был бы принципиально отличным. В какой-то мере и здесь о связи офиолитов с предбайкальскими событиями свидетельствует то, что на севере Сибирского кратона, как и по его южной периферии, при сходных внешних условиях офиолиты образовались именно в это время [Хаин и др., 1999; Хоментовский, 2006].

Итак, спецификой начала предбайкальской перестройки в регионе является отсутствие настоящего орогенеза, для которого характерно интенсивное сжатие, а затем не менее интенсивный размыв. Тем не менее отсутствие ослянских отложений в западных СФЗ, по-видимому, следует связывать с проявившимся там одновременным поднятием. Следствием предослянских событий является также бóльший метаморфизм киргитейской подсерии по сравнению с ослянской [Забияка и др., 2004]. Но даже татарско-аяхтинские батолиты, связанные с более значительной активизацией тектонического режима, вряд ли еще можно считать настоящим орогенным комплексом, хотя эти граниты и обусловили, как уже отмечалось, омоложение возраста тейских гранитов (862 млн лет) [Ножкин и др., 1999].

Только в предчингасанское время в развитии байкалия Енисейского кряжа действительно начался новый этап, имеющий общность с коллизионным. С ним, по-видимому, связано внедрение глушихинских гранитов, датированных  $761 \pm 8$ —730 млн лет U-Pb методом по цирконам и 749 млн лет по монцитам [Верниковский и др., 2002], интенсивное дробление, сопровождавшееся глубочайшим размывом, в результате которого грубообломочные базальные слои чингасанской серии — лопатинская и северореченская свиты (см. рис. 2, В) — ложатся на самые разные, более древние отложения до среднего рифея и нижнего протерозоя включительно. Однако заложение бассейна чингасанского времени произошло уже после этой тектонической активизации. Подобный вывод напрашивается, прежде всего, в связи с тем, что изометрич-

ная, мульдобразная форма ныне разобренных Тейского, выполненного чингасанской серией, и Вороговского, сложенного вороговской серией, прогибов свидетельствует о формировании их уже в достаточно спокойной обстановке. Наиболее мощные разрезы этого возраста связаны с осевыми частями прогибов (см. рис. 2, В). К их периферии происходило общее сокращение всего разреза, в значительной мере обусловленное последовательным выпадением в нем все более молодых отложений. Вначале выклинивается лопатинская свита, затем карьерная и осадконакопление начинается прямо с чивидинской. Эта тенденция продолжается и позднее, резко прогрессируя при накоплении чапской серии, перекрывающей чингасанскую (см. рис. 3). Начиная ее суворовская свита известна лишь в пределах собственно Тейского прогиба, по его периферии разрез серии начинается уже карбонатными породами вышележащей подъемской свиты, а затем и отложениями регрессивного плеча чапской серии — немчанской и одно-возрастной, близкой ей по составу тасеевской серией на юге кряжа. Последняя с размывом залегает на разных более древних толщах. Это обстоятельство дает основание многим исследователям начинать венд с тасеевской серии. Однако охарактеризованная схема развития кряжа в это время позволяет относить всю чапскую серию и ее аналоги с равной вероятностью еще к байкалию [Хоментовский, Кочнев, 1999; Хоментовский, 2002]. Просто в южные районы кряжа байкальская трансгрессия распространилась с большим запозданием, чем на окраину Тейского прогиба.

Проблемным вопросом стратиграфии позднего докембрия Сибири является местоположение границы между средним и верхним рифеем. После всесоюзного стратиграфического совещания в Новосибирске 1979 г. [Решения..., 1979] сущность проблемы была уточнена — безоговорочно к верхнему рифею отнесли лахандинский горизонт Учуро-Майского региона, с которым на Енисейском кряже связывали тунгусикскую серию. Средний рифей всеми участниками совещания был ассоциирован с аимчанским горизонтом северо-востока Сибири, с которым сопоставили нижнюю часть сухопитской серии Енисейского кряжа до удерейской свиты включительно. Нерешенным на этом совещании остался вопрос о возрасте керпыльского горизонта Юдомо-Майского района, к которому на кряже была отнесена верхняя часть сухопитского подразделения, обособленная выше в большепитскую серию. Мы всегда эту часть разреза относили к верхнему рифею, а возраст его основания в среднем считали 1100 млн лет [Хоментовский и др., 1972, 1985; Хоментовский, 2002]. Лидером другого варианта решения проблемы нижней границы верхнего рифея стал М.А. Семихатов [Семихатов, Серебряков, 1983]. Но постепенно позиции наши сближаются, если первоначально он проводил этот рубеж в середине тунгусикской серии [Семихатов, 1962], то потом опустил его до подошвы этого подразделения. Возраст рассматриваемой границы вначале считался 1000 млн лет [Семихатов, Серебряков, 1983], теперь же он определяется 1030 млн лет [Семихатов и др., 2000]. Относить большепитскую серию к нижнему надрегиональному подразделению нижней части верхнего рифея Сибири — маянию [Хоментовский, 1996, 2002] — заставляет историко-геологическая и палеонтологическая информация.

Как было показано выше, нижняя граница большепитской серии является принципиальным событийным рубежом, имеющим определенную общность с гренвильскими событиями, с которыми связано формирование суперконтинента Родиния [Хоментовский, 1996, 2002; Podgers, 1996; Хоментовский и др., 2003]. Столь же существенным событийным рубежом является и граница между маянием и байкалием ~850 млн лет. Этот рубеж определенно фиксируется в Международной шкале докембрия [Plumb, 1991], с ним связано начало распада Родинии [Podgers, 1996]. Совершенно очевидно, что эти рубежи являются предпочтительными для ограничения нижнего подразделения верхнего рифея, маяния, по сравнению с гораздо менее определенной границей, разделяющей керпылий и лахандиний. Трассирование ее, даже в самых лучших разрезах Приенисейского перикратонного прогиба, как было показано выше, связано со значительными трудностями. Очевидно, что эта граница не пригодна для широкого прослеживания в докембрии историко-геологическим методом.

Для обособления подразделений позднего докембрия в последнее время все более уверенно привлекаются палеонтологические данные, главным образом сведения по эволюции комплексов микрофоссилий и строматолитов. На рис. 3 суммирована информация по корреляции стратиграфических схем верхнего рифея различных СФР Енисейского кряжа и Туруханского поднятия, разрезы маяния которого с колонкой Приенисейского СФР сопоставляются посвитно [Решения..., 1983; Семихатов, Серебряков, 1983; Шенфиль, 1991]. Как и в других стратиграфических схемах здесь четко разграничены керпыльское и лахандинское подразделения, к которым на Енисейском кряже соответственно относятся большепитская и тунгусикская свиты. Автором и другими исследователями отмечалось исключительное значение палеонтологических данных для обоснования верхнерифейского возраста уже первых из них [Вейс, 1988; Шенфиль, 1991; Хоментовский, 2002; Хоментовский и др., 2003]. Однако обычно это воспринимается лишь как определение специфики органических остатков керпылия, от которой палеонтологическая характеристика лахандиния принципиально отлична. Ниже на основании сводной информации по разрезам маяния территории, примыкающей к р. Енисей, попытаемся обосновать ошибочность подобного заключения.

Действительно, с низов камовской серии Среднеангарского СФР, соответствующих керпылию, появляются акантоморфные акритархи *Tappania plana*, *Pulvinosphaeridium* sp., *Lophosphaeridium* sp. и целый ряд других таксонов, неизвестных в нижнем и среднем рифее [Хоментовский, Наговицин, 1998]. В верхней части керпыльской составляющей камовской серии список дополняется *Cymatiosphaera?* sp., *Miroedichia* sp. и др. [Волобуев и др., 1976]. В низах керпыльского горизонта Туруханского поднятия список верхнерифейских таксонов пополняет *Trachyhystrichosphaera?* sp. [Наговицын, 2001], а в верхней части этого подразделения (сухотунгусикская свита) cf. *Trachyhystricosphaera* sp. Эти данные по микрофоссилиям позволяют считать большепитскую серию Енисейского кряжа и ее аналоги на Туруханском поднятии верхнерифейскими и уверенно противопоставлять их более древним отложениям. Аналогичный вывод напрашивается и по строматолитам. В древнейших карбонатных породах керпылия Туруханского поднятия (свите Линок) появляется характерная для верхнего рифея *Malginella malgica*, а в завершающей керпылий региона сухотунгусикской свите (см. рис. 3): *Malginella zipandica* [Шенфиль, 1991]. Эти таксоны типичны не только для верхнего рифея Сибири, но характеризуют его также в Уральском стратотипе верхнего рифея.

Комплексы микрофоссилий лахандиния Енисейского кряжа и Туруханского поднятия, действительно, более богатые, чем в керпылии, но в них проходят все таксоны, по которым определяется верхнерифейский возраст последнего. Кроме того, представительная характеристика лахандинского горизонта рассматриваемой территории появляется не с основания тунгусикской серии и ее аналогов, а постепенно проявляется во все более молодых слоях этих подразделений. Так, из акантоморфных таксонов в нижних горизонтах лахандиния встречены только *Trachyhystrichosphaera aimica*, *Prolatofoma* sp. В средней части его появляются дополнительно *Cymatiosphaera filiformis*, *Veryhachium*, а в завершающих слоях список пополняют *Miroedichia spaerium*, *Cymatiosphaeroides* sp. Аналогичным образом происходит обогащение вверх по разрезу микрофоссилий, характеризующих лахандинские подразделения других СФЗ рассматриваемого региона [Вейс, 1988; Петров и др., 1995; Хоментовский, Наговицин, 1998; Наговицин, 2001]. Аналогичная ситуация наблюдается и в комплексах лахандинских строматолитов. С низов лахандиния на Енисейском кряже и в Туруханском поднятии они, действительно, обогащаются [Семихатов, Серебряков, 1983; Хоментовский и др., 1985; Шенфиль, 1991], однако классические лахандинские таксоны, по которым обычно определяют и коррелируют лахандиний — *Minjaria uralica*, *Inzeria nimbifera*, *I. tjomusi*, появляются лишь с середины этого подразделения, а наиболее широко распространены они еще выше. Указание на находку последней формы в карбонатных породах, напоминающих джурскую свиту на р. Нижняя Сурниха [Карпинский, Шенфиль, 1978], ошибочно, она связана там с верхними слоями аналогов киргитейской подсерии (см. выше). Итак, судя по имеющимся палеонтологическим данным, принципиальное изменение комплексов микрофоссилий и строматолитов — появление верхнерифейских таксонов — происходит в керпыльских отложениях рассматриваемого региона, а в лахандинии наметившаяся тенденция лишь последовательно, снизу вверх по разрезу, прогрессирует. Аналогичные выводы позволяют сделать и анализ информации по северу Сибирского кратона [Хоментовский, 2006].

Специфической особенностью байкалия Енисейского кряжа является то, что когда в западных и центральных районах его происходили достаточно интенсивные события, с которыми связано формирование татарско-аяхтинских батолитов и, возможно, второй генерации офиолитов, на востоке и в Среднеангарской депрессии формировались самые древние на Сибирской платформе отложения этого возраста — ослянская серия. Комплекс характеризующих ее микрофоссилий и строматолитов имеет, как было показано выше, еще определенную общность с тунгусикской серией лахандиния. Лишь после событий, предшествовавших среднему байкалию, последний на Енисейском кряже стал аналогичен разновозрастным отложениям других регионов. Резко обогатился комплекс характеризующих его микрофоссилий [Постников и др., 2005]. Как и в других СФЗ в нем появились таксоны, ранее считавшиеся обычными для венда [Вейс, Петров, 1994]. Учитывая также геохронологическую характеристику этих отложений (750—700 млн лет) и то, что с ними в Патомском нагорье связаны ледниковые образования Среднесибирского гляциогоризонта [Чумаков, 1993; Хоментовский, 2002] (близкие вороговским валуноно-галечным конгломератам), средний байкалий превращается в маркирующий горизонт, пригодный для самых широких корреляций. Он становится близким уровню со стэртовскими ледниковыми отложениями Австралии и других регионов, в том числе и по палеонтологическим данным [Wenlong, Walter, 1992; Preiss, 2000].

К верхнему байкалию на Енисейском кряже, с нашей точки зрения, возможно надо относить чапскую серию, отделенную от чингасанской событийным рубежом (см. выше), но для окончательного решения вопроса о местоположении границы между байкалием и вендом в регионе необходимы прямые данные о ее возрасте.

Итак, информация по Енисейскому кряжу подтвердила и детализировала ранее сделанные выводы о стратиграфической шкале позднедокембрийских отложений Сибири, их возрасте и природе [Вызу, 1980]. В частности, обоснование раннебайкальского возраста ослянской серии принципиально уточняет объем и тектонический смысл нижней границы байкалия. Палеонтологические данные в полном соответствии с историко-геологическими и геохронологическими свидетельствуют о том, что на Енисейском кряже, как

и в других регионах Сибири, маяний и байкалий являются принципиальными общесибирскими подразделениями позднего докембрия. Маяний (~1100—850 млн лет) олицетворяет нижнюю половину верхнего рифея, а байкалий (850—650 млн лет) — верхнюю. Палеонтологическая характеристика этих стратонтов, возможность в основных опорных разрезах позднего докембрия Сибири разделить первый из них на две, а второй на три части, а также связь их границ со столь принципиальными событиями, как формирование и распад суперконтинента Родиния, делает эти подразделения перспективными для Общей шкалы позднего докембрия.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 05-05-64229).

#### ЛИТЕРАТУРА

**Благодатский А.В., Владимиров А.И., Галимова Т.Ф., Диденко А.Н., Карпова Г.А., Карпинский Р.Б., Образцов В.Н., Шенфильд В.Ю.** О корреляции верхнедокембрийских отложений Присяянья и юга Енисейского кряжа // Опорные узлы унифицированной схемы позднего докембрия Сибири. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1980, с. 113—128.

**Вейс А.Ф.** Микрофоссилии рифея и венда Учуро-Майского и Туруханского районов Сибири // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1988, с. 47—64.

**Вейс А.Ф., Петров П.Ю.** Главные особенности фациально-экологического распределения микрофоссилий в рифейских бассейнах Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1994, т. 2, № 5, с. 97—129.

**Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Черных А.И., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Яковлева С.З.** Новые U-Pb данные возраста формирования палеоостроводужного комплекса предивинского террейна Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (2), с. 255—259.

**Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Черных А.И., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеев А.М.** Порожинские гранитоиды Приенисейского офиолитового пояса — индикаторы неопротерозойских событий на Енисейском кряже // Докл. РАН, 2001, т. 381, № 6, с. 806—810.

**Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П.** Постколлизийный гранитоидный магматизм Заангарья Енисейского кряжа, событие в интервале 750—720 млн лет назад // Докл. РАН, 2002, т. 384, с. 221—226.

**Волобуев М.И.** Рифейский офиолитовый комплекс Енисейского кряжа // Геотектоника, 1993, № 6, с. 82—87.

**Волобуев М.И., Зыкин С.И., Ступникова Н.И.** Геохронология докембрийских формаций Саяно-Енисейского региона Сибири // Актуальные вопросы современной геохронологии. М., Наука, 1976, с. 96—123.

**Вызу А.И.** Новые данные о стратиграфии верхнепротерозойских отложений западной части Енисейского кряжа // Опорные узлы унифицированной схемы позднего докембрия Сибири. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1980, с. 128—137.

**Государственная геологическая карта Енисейского кряжа м-ба 1:500 000 / Л.К. Качевский, Г.Н. Качевская, Ж.М. Грабовская.** Красноярск, Красноярскгеологосъемка, 1998, 6 л.

**Динер А.Э.** Эталон захребетнинского трахибазальт-щелочного комплекса (Енисейский кряж). Красноярск, КНИИГиМС, 2000, 109 с.

**Забияка А.И., Курганьков П.П., Гусаров Ю.В., Самков В.В., Зобов Н.Е., Ломаев В.Г., Мирошников А.Е., Сердюк С.С., Власов В.С., Зверев А.И., Яковлев И.Ю.** Тектоника и металлогения Нижнего Приангарья. Красноярск, КНИИГиМС, 2004, 319 с.

**Карпинский Р.Б., Шенфильд В.Ю.** Новые данные о возрасте рифейских толщ северо-западной части Енисейского кряжа // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Сибирской платформы. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1978, с. 70—75.

**Кочнев Б.Б., Наговицин К.Е., Файзуллин М.Ш.** Новые данные по стратиграфии неопротерозойских отложений зоны сочленения юга Енисейского кряжа и внутренних районов Сибирской платформы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск, Ин-т географии СО РАН, 2003, с. 138—141.

**Легенда Енисейской серии Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1:200 000 / Ред. Л.К. Качевский.** Красноярск, Красноярскгеологосъемка, 1998, 197 с.

**Мионов А.Г., Ножкин А.Д.** Золото и радиоактивные элементы в рифейских вулканогенных породах. Новосибирск, Наука, 1978, 254 с.

**Наговицин К.Е.** Микрофоссилии и стратиграфия верхнего рифея юго-западной части Сибирской платформы. Новосибирск, ИГНГ СО РАН, 2001, 24 с.

**Наговицин К.Е., Файзуллин М.Ш., Якшин М.С.** Новые формы акантоморфных акритарх (уринская свита, Восточная Сибирь) // Новости палеонтологии и стратиграфии, 2004, т. 45, вып. 6, с. 7—19.

**Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикова Е.В., Терлеев А.А., Хоментовский В.В.** Рифейские гранитоидные купола Енисейского кряжа: геологическое строение и U-Pb изотопный возраст // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (9), с. 905—1313.

**Петров П.Ю., Семихатов М.А., Сергеев В.И.** Развитие рифейской карбонатной платформы и распределение на ней окремненных микрофоссилий (сухотунгусикская свита Туруханского поднятия Сибири) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1995, т. 3, № 6, с. 79—99.

**Постельников Е.С.** Геосинклинальное развитие Енисейского кряжа в позднем докембрии. М., Наука, 1980, 70 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 341).

**Постников А.А., Ножкин А.Д., Наговицин К.Е., Травин В.А., Станевич А.М., Юдин Д.С.** Новые данные о возрасте неопротерозоя отложений чингасанской и вороговской серий Енисейского кряжа // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса, Т. 2. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2005, с. 71—74.

**Решения** Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. (Новосибирск, 1979). Новосибирск, 1983, 215 с.

**Семихатов М.А.** Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. М., Наука, 1962, 242 с.

**Семихатов М.А., Серебряков С.Н.** Сибирский гипостратотип рифея. М., Наука, 1983, 221 с.

**Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Васильев И.М., Гороховский Б.М., Подковыров В.Н.** Изохронный возраст верхнего рифея: Pb-Pb геохронология карбонатных пород лахандинской серии, Восточная Сибирь // Докл. РАН, 2000, т. 372, № 2, с. 216—221.

**Хабаров Е.М.** Формации и эволюция рифейской седиментации восточных зон Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (10), с. 45—54.

**Хаин В.Е., Волобуев И.М., Хаин Е.В.** Рифейский офиолитовый пояс западной периферии Сибирского кратона // Вестн. МГУ, Сер. геол., 1999, № 4, с. 22—29.

**Хераскова Т.Н.** Новые данные о строении Енисейского кряжа // Геотектоника, 1999, № 1, с. 15—27.

**Хоментовский В.В.** Венд. Новосибирск, Наука, 1976, 269 с.

**Хоментовский В.В.** Событийная основа стратиграфической шкалы неопротерозоя Сибири и Китая // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (8), с. 43—56.

**Хоментовский В.В.** Байкалий Сибири (850—650 млн лет) // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (4), с. 313—333.

**Хоментовский В.В.** Неопротерозой севера Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (7), с. 865—880.

**Хоментовский В.В., Наговицин К.Е.** Неопротерозой запада Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (10), с. 1365—1376.

**Хоментовский В.В., Кочнев Б.Б.** Венд Байкало-Патомского прогиба (Южная Сибирь) // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (6), с. 807—823.

**Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Бутаков Е.П.** Опорные разрезы докембрия и кембрия Сибири. М., Наука, 1972, 354 с.

**Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С.** Рифей Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1985 (7), с. 25—33.

**Хоментовский В.В., Наговицин К.Е., Файзуллин М.Ш.** Событийные рубежи и микрофоссилии для стратиграфической шкалы неопротерозоя // Докл. РАН, 2003, т. 388, № 1, с. 90—92.

**Черных А.И.** Геологическое строение и петролого-геохимическое обоснование докембрийских офиолитовых и палеоостроводужных комплексов Енисейского кряжа. Новосибирск, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 2000, 21 с.

**Чумаков Н.М.** Среднесибирский гляциогоризонт рифея // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1993, № 1, с. 21—31.

**Шенфиль В.Ю.** Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1991, 184 с.

**Шенфиль В.Ю., Морякин В.Б.** Корреляция разрезов верхней части тунгусикской серии бассейнов рек Каменка и Горбиллок (Енисейский кряж, верхний рифей) // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Вопросы региональной стратиграфии. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1990, с. 64—79.

**Шенфиль В.Ю., Морякин В.Б.** Корреляция верхнерифейских отложений вкоструктуры Енисейского кряжа в бассейне реки Большой Пит // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и ее обрамление. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1991, с. 45—65.

**Шенфиль В.Ю., Диденко А.Н., Пятилетов В.Г.** О возрасте дашкинской свиты (Енисейский кряж) // Геология и геофизика, 1982 (3), с. 44—52.

**Khain V.E., Gusev G.S., Khain E.V., Vernikovskiy V.A., Volobuyev M.J.** Circum-Siberian Neoproterozoic Ophiolite Belt // Ophioliti, 1997, v. 22, № 2, p. 195—200.

**Plumb K.A.** New Precambrian time scale // Episodes, 1991, v. 14, № 2, p. 139—140.

**Preiss W.V.** The Adelaide Geosyncline of South Australia and its significance in Neoproterozoic continental reconstruction // Precamb. Res., 2000, v. 100, p. 21—63.

**Rodgers J.A.** History of continents in past three billion years // J. Geol., 1996, v. 104, p. 91—107.

**Wenlong Z., Walter M.R.** Late Proterozoic and Cambrian microfossils and biostratigraphy, Amadeus Basin, Central Australia. Brisben AAP, 1992, p. 132.

*Рекомендована к печати 29 сентября 2006 г.  
А.В. Каныгиным*

*Поступила в редакцию  
14 июня 2006 г.*