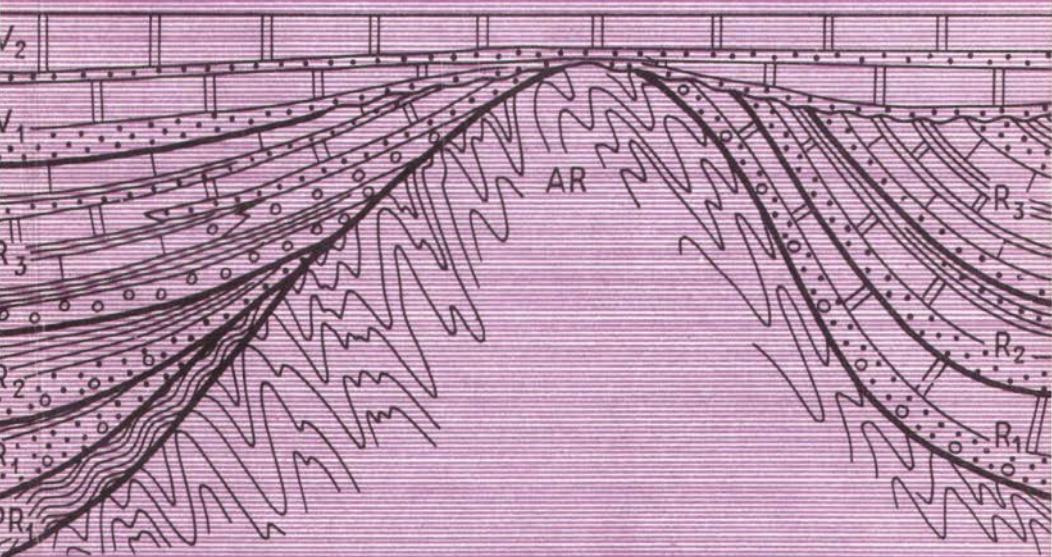


НОВЫЕ ДАННЫЕ
ПО СТРАТИГРАФИИ
ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ
ЗАПАДА СИБИРСКОЙ
ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ
СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ



НОВОСИБИРСК-1980

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ
ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ
ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
И ЕЕ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

В сборнике публикуются результаты геологических исследований, проведенных в узловых, для стратиграфии позднего докембрия, районах, вызвавших дискуссию при составлении унифицированных схем Средней Сибири. Получены принципиально новые данные по стратиграфии и палеонтологии западного склона Анабарского поднятия (бассейн р.Котуй), центральной части Енисейского кряжа, востока Кузнецкого Алатау и северо-западной части Восточного Саяна, которые представляют интерес для широкого круга геологов и палеонтологов, занимающихся изучением позднего докембрия.

Редакционная коллегия:

д-р геол.-мин.наук В.В.Хоментовский (отв. редактор),
канд. геол.-мин. наук В.Г.Пятилетов, Г.А.Карлова.

Рецензенты:

канд. геол.-мин.наук А.П.Шеглов
(Сибирский научно-исследовательский институт геологии,
геофизики и минерального сырья);
канд. геол.-мин.наук Н.А.Берзин
(Институт геологии и геофизики СО АН СССР)

ВЕНД ЗАПАДНОГО ПРИАНАБАРЬЯ

На Всесоюзном совещании по унификации стратиграфических схем Средней Сибири, проходившем в Новосибирске (ноябрь, 1979г.), выяснилось, что стратиграфия вендских отложений Западного Прианабарья трактуется весьма противоречиво. Показательны в этом отношении выводы последних публикаций. С одной стороны, это статья А.А.Юн (1978), опирающаяся на геологосъемочные работы пятой экспедиции объединения "Аэрогеология", а с другой — проведенные Б.Б.Шипкиным (1978) специальные стратиграфические исследования.

В первой из названных публикаций венду соответствует только старореченская свита, которая разделяется на три толщи, несогласно залегает на самых различных отложениях раннего протерозоя и рифея, согласно перекрывается алданским ярусом нижнего кембрия. Второй исследователь вообще сомневается в правомочности выделения на западном склоне Анабарского массива старореченской свиты, стратотип которой находится в Восточном Прианабарье. Вместо неё Б.Б.Шипкин предлагает ввести два новых стратиграфических подразделения — чимукскую и кочоконскую свиты. В районе, где А.А.Юн говорит о несогласном залегании старореченской свиты на низах юсмастахской и котуйканской, этот исследователь видит постепенные переходы между ней и юсмастахской свитой. Наконец, между кочоконской свитой (верхи старореченской, в понимании А.А.Юн) и отложениями алданского яруса он повсеместно выделяет соизмеримую по мощности со старореченской немакит-далдынскую свиту.

В приустьевой части р.Котуйкан мощность старореченской свиты резко сокращается. Б.Б.Шипкин объясняет это тем, что здесь кочоконская свита срезает чимукскую, геологи же НИИГА (Злобин, Голованов, 1970) считают, что в приустьевой части Котуйкана обе подсвиты старореченской свиты имеют примерно одинаковые мощности. Наконец, в отличие от всех предшественников, отмечавших в Западном Прианабарье согласные соотношения между старореченской и немакит-далдынской (манькайской) свитами, В.А.Лучинина и ее соавторы (1978) пишут об угловом несогласии в основании немакит-далдынской свиты в ее гнилостратотипе (нижнее течение Котуйкана).

Столь серьезные противоречия, фиксированные в таком опорном узле стратиграфии позднего докембрия, каким являются склоны Анабарского массива, вынудили позднедокембрийскую секцию СибГМСК обратиться к руководству Красноярской геологосъемочной экспедиции (КГСЭ) с просьбой, средствами Джогджинской партии, ведущей работы на севере Прианабарья, попытаться разрешить возникшие вопросы. В результате геолог Джогджинской партии В.Р.Трофимов и сотрудник ИГиГ СО АН СССР В.В.Хоментовский получили возможность в течение двух полевых сезонов, используя все транспортные средства и возможности Джогджинской партии, провести детальные работы на территории, значительно превосходящей площадь, на которой она вела работы. Авторы пользуются случаем поблагодарить за это начальника КГСЭ М.Л.Кавицкого, главного геолога А.К.Мкртычяна и начальника Джогджинской партии Ф.М.Гайнцева.

При изложении фактического материала будем пользоваться названиями "старореченская" и "манькайская" свиты, несмотря на то, что стратотипы их находятся в пределах Восточного Прианабарья. Сопоставление манькайской свиты с разрезом отложений немакит-далдынского горизонта не вызывает сомнений (Кутейникова и др., 1973), а предложение обособить слои, слагающие немакит-далдынский горизонт, в качестве одноименной свиты (Егорова, Савицкий, 1969), сделано позднее выделения манькайской свиты (Демочкидов, 1964; Поддубный, 1961).

Старореченская свита

В пределах исследованной территории (рис. I), которая вытянута вдоль долины р.Котуй от приустьевой части р.Унгкян на юге до р.Чомн-Юрах и г.Одихинча на севере, намечается четыре типа разрезов старореченской свиты, формировавшихся в четырех фациальных зонах.

Первая фациальная зона находится на юге. Нами она была рассмотрена по р.Котуй между устьями рек Унгкян и Быхттах. Эта часть долины р.Котуй плохо обнажена, особенно в высокую воду. Поэтому нам здесь удалось лишь составить общее впечатление о том, что последовательность напластования старореченской свиты описана А.А.Юн (1978) по р.Унгкян (нижняя часть свиты) и

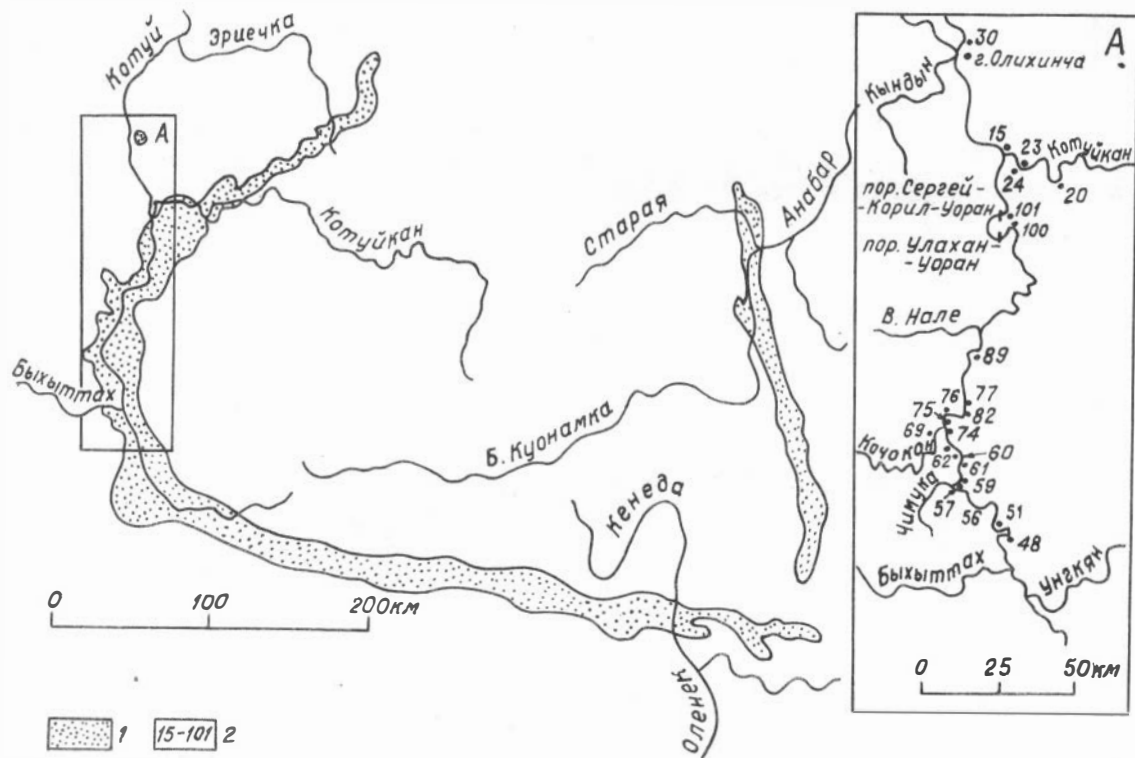


Рис. I. Обзорная карта

I - выходы вендских отложений; 2 - точки наблюдения.

Б.Б.Шипкиным (1978) по р.Быхыттах в общем правильно.

Первая толща старореченской свиты на карбонатном рифе (котуйканская свита, по данным А.А.Юн) залегает с глубоким размывом. Базальная пачка ее представлена кварцевыми, крупнозернистыми, рыхлыми, из-за выщелачивания цементирующего карбоната, песчаниками. Зерна кварца обычно хорошо окатаны. В нижней части пачки песчаникам подчинены линзы и прослой мелкогалечных конгломератов. В составе гальки преобладает кварц, реже обломки подстилающих пород. Мощность песчаников в приустьевой части р.Унгкян порядка 20 м, а вблизи устья р.Быхыттах — 10 м. Севернее базальная пачка очень быстро сокращается в мощности до долей метра.

Для следующей пачки типичны крупные и обильные строматолитовые биогермы, имеющие облик онкоидов караваяобразной, линзовидной и уплощенно-дисковидной формы. Размеры их колеблются от 20 см до 1, реже 1,5 м. Для старореченских онкоидов характерны: резкая обособленность от вмещающей породы (они часто вываливаются из нее и не связаны с ней общей микрополосчатостью) и то, что строматолитовая полосчатость в них широкая и весьма нечеткая. Биогермным доломитам подчинены слоистые и плитчатые разности, встречается слой доломитовых мергелей и алевролитистых доломитов. На юге отмечается появление известковистых доломитов и доломитистых известняков. Юдомский (вендский) возраст пачки устанавливается по находкам строматолитов: *Paniscollenia emergens* Ком., *Colleniella singularis* Ком. (Юн, 1978). Мощность пачки от р.Унгкян к р.Быхыттах сокращается с 50 до 25 м.

Вторая толща отличается некоторыми признаками проявления гипсоносности, которые в этой фациальной зоне еще не особенно резко выражены. Наиболее специфическим членом толщи является пачка своеобразных крупнообломочных доломитовых брекчий. Достигая 20 м мощности, эта пачка хорошо обнажена в пределах всего рассматриваемого участка долины р.Котуй и его притоков и, таким образом, представляет собой прекрасный маркирующий горизонт. Брекчия сложена беспорядочно нагроможденными угловатыми обломками, среди которых преобладают доломиты, кремни, реже встречаются аргиллиты, а по данным А.А.Юн (1978), и скопления хлорита. Цементом брекчии является карбонатная и глинисто-карбонатная масса. Вблизи кровли и подошвы брекчии отмечаются прос-

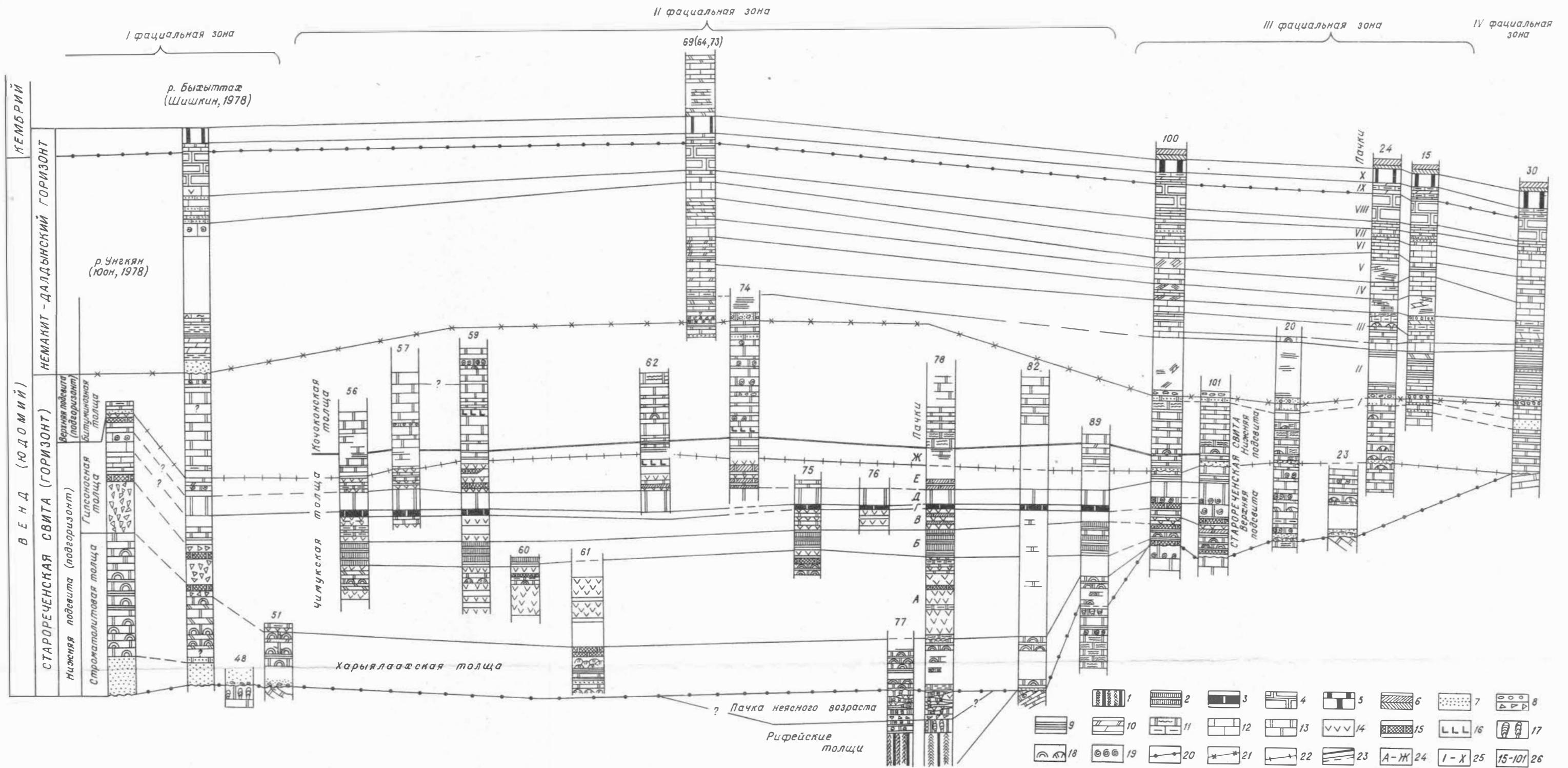


Рис.2. Схема корреляции разрезов

I-6 - стратиграфические подразделения: I - известняки и доломиты с гигантскими конофитонами; 2 - пачка Б чимукской толщи; 3 - пачка Г чимукской толщи; 4 - подкорилская пачка немакит-далдынского горизонта; 5 - корилская пачка немакит-далдынского горизонта; 6 - корилская пачка немакит-далдынского горизонта; 7 - песчаники; 8 - брекчи и конгломераты; 9 - алевролиты и аргиллиты; 10 - мергели и доломитовые мергели; 11 - глинистые известняки и доломиты; 12 - известняки; 13 - доломиты; 14 - гипсы; 15 - пористые доломиты; 16 - долериты; 17 - столбчатые строматолиты; 18 - строматолитовые биогермы - онкоиды; 19 - микрофитоциты; 20 - границы подразделений общей шкалы; 21 - границы региональных подразделений; 22 - границы местных подразделений; 23 - пачки чимукской толщи; 24 - пачки немакит-далдынского горизонта; 25 - номера обнажений (см. рис.1)

лой пористых (в результате выщелачивания кристаллов гипса) доломитов. Специфическая бесструктурность брекчии также, по-видимому, связана с выщелачиванием гипса. Образовавшиеся при этом полости и каверны выполнены пелитоморфным карбонатом, который иногда бурно вскипает в соляной кислоте. Вместе с тем определенное разнообразие состава обломков не позволяет считать брекчию исключительно гипергенной. В какой-то мере ее обломочный материал обусловлен и конседиментационным размывом.

Верхняя часть второй толщи сложена плитчатыми доломитами, в кровле которых вновь отмечаются слои пористых доломитов, линзы и прослои гипса. Характерным элементом верхней части второй толщи по р.Быхыттах является 7-метровая пачка массивных доломитов. Весьма вероятно, что на р.Унгкян эта пачка замещается массивными известняками, которые, судя по данным А.А.Юн (1978), имеют близкое стратиграфическое положение и текстурные особенности (рис.2).

Третья толща по р.Унгкян начинается серыми грубозернистыми кварцевыми песчаниками (0,3 м), отнесенными А.А.Юн еще к верхам второй толщи. Характерным ее элементом являются коричневато-серые доломиты, издающие запах битума при ударе. Мощность третьей толщи по р.Быхыттах порядка 40 м (рис. 2).

Вторая фациальная зона старореченской свиты пересекается долиной р.Котуй на участке от устья руч.От-Юрах до устья р.Верхняя Налё. Здесь наиболее ярко проявлено деление старореченской свиты на три толщи: строматолитовых доломитов, гипсоносную и битуминозных доломитов. Эти толщи в отличие от первой фациальной зоны настолько четко обособляются, что им по географическому признаку можно дать собственные названия. Наиболее полный опорный разрез, в котором можно наблюдать все три подразделения, обнажается в правом борту долины р.Котуй, в 1,5-2 км ниже устья рч.М.Харьялаах. Поскольку здесь находится и один из лучших разрезов нижней толщи, ее будем именовать в дальнейшем харьялаахской. За средней и верхней можно сохранить названия, предложенные Б.Б.Пишкиным (1978): соответственно чимукская и кочоконская.

Харьялаахская толща в опорном разрезе представлена чередованием доломитов с характерными старореченскими строматолитовыми биогермами-онкоидами, глинистых плитчатых

доломитов и доломитовых мергелей. В нижней части ее обычны пласты зеленовато-серых алевритистых доломитов и алевролитов, иногда сильно запесоченных. Местами в основании толщи фиксируется прослой (2-4 см) кварцевых песчаников. Отложения харьялаахской толщи обычно отделяются от рифейских карбонатных пород прослоем глины желтого или бурого цвета, которые можно рассматривать в качестве коры выветривания. Мощность толщи в этом обнажении 20 м.

Детали строения толщи лучше наблюдать по правому берегу р. Котуй в 0,6 км выше устья рч. Уоран-Юрах, где верхняя часть ее обнажена у уреза воды (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Доломиты с крупными караваеобразными строматолитовыми биогермами	2
2. Доломиты серые, тонкозернистые	2
3. Пачка, состоящая из пяти ритмов, начинающихся зеленовато-серыми алевролитами или глинисто-алевритистыми доломитами и заканчивающихся серыми слоистыми доломитами, в кровле которых появляются караваевидные биогермы. Иногда в базальных частях ритма появляются линзовидные прослои кварцевых песчаников	3,5
4. Доломиты серые с массой караваевидных строматолитовых биогермов. Здесь развиты все разновидности характерных старореченских онкоидов	4,2

Б.Б.Шилкин (1978) в этом разрезе справедливо отмечает постепенный характер перехода между охарактеризованной толщей и вышележащей гипсоносной, но почему-то включает первую в состав юсмастахской свиты. А.А.Юн (1978) приводит из многих отложений харьялаахской свиты (в том числе и в 0,5 км выше устья рч. Уоран-Юрах) определения типичных для юдомия *Paniscollenia emergens* Ком., и *Colleniella singularis* Ком., сделанные Вл.А.Комаром. Однако он объединяет ее с гипсоносной толщей, по-видимому, на том основании, что мощность строматолитовых доломитов здесь значительно меньшая, чем по р. Унгтян. Хотя резкие изменения мощности толщи биогермных доломитов определяются их природой, доказать отсутствие хотя бы частичного замещения строматолитовых доломитов гипсоносными во второй фациальной зоне пока не удастся. Поэтому для нижней толщи в первой фациальной зоне мы сохраняем название "строматолитовые доломиты", данное А.А.Юн, а во второй предлагаем именовать ее "харьялаахской".

Ч и м у к с к а я т о л щ а, со стратотипом по левому берегу р.Котуй в 0,5 км выше устья рч.Уран-Юрэх (Шишкин, 1978), представлена чередованием гипсов, доломитов и алевролитов. В отличие от Б.Б.Шишкина, разделившего толщу на два крайне неопределенных подразделения – гипсоносное и доломитово-гипсоносное, мы выделяем в ее составе следующие пачки, пользующиеся распространением во всей рассматриваемой фациальной зоне (снизу вверх):

А. (Нижняя гипсоносная пачка). Чередование гипсов, которые в большинстве выходов являются преобладающими в разрезе, и доломитов. Гипсы белые, мощность их пластов достигает 10 м. В нижней части пачки их разделяют лишь маломощные 0,1–0,5 м прослои доломитов. Доломиты серые, хемогенные и строматолитовые, а также глинистые зеленовато-серые и тонкоплитчатые. Мощность пачки в опорном разрезе ниже устья рч.М.Харьялаах 30 м. С харьялаахской толщей пачка А связана переходными слоями, для которых характерны пористые доломиты; строение их обусловлено выщелачиванием кристаллов гипса.

Б. (Нижняя алевро-доломитовая пачка). Ритмичное переслаивание серых доломитов и зеленовато-серых глинистых доломитов и алевролитов. Мощности пачек тех и других колеблются от 0,2 до 1–1,5 м. С поверхности выветривая доломиты имеют довольно яркую желтоватую окраску. Среди них выделяются строматолитовые онкоидные разности и хемогенные. Встречены онкоиды с развитыми по радиусам столбчатыми строматолитами. Зеленовато-серые плитчатые породы в зависимости от соотношения карбонатной и терригенной составляющих колеблются по составу от глинистых доломитов до алевролитов. Мощность пачки 8–10 м.

В. (Средняя гипсоносная пачка). Чередование доломитов и гипсов. По строению эта пачка аналогична нижней гипсоносной, но пласты гипсов не превосходят по мощности 3–4 м, а доломиты и доломитовые мергели в составе ее играют такую же роль, как гипсы. Мощность пачки 10–13 м.

Г. (Темные доломиты). Темно-серые плитчатые и слоистые доломиты. В составе пачки участвуют биогермные, хемогенные, пористые (в результате выщелачивания гипсов) и глинистые разности. Мощность 2–3 м.

Д. (Пачка массивных доломитов). Серые среднеслоистые до массивных доломиты, представляющие собой прекрасно дешифрирую-

щийся маркер, так как постоянно образуют в рельефе четкий уступ. В составе пачки развиты как строматолитовые (онкоиды), так и микрофитолитовые разности. Мощность пачки 7–8 м. Пачка массивных доломитов прослеживается и за пределами рассматриваемой фацциальной зоны, позволяя там узнавать аналоги чимукской толщи (см. рис.2).

Е. (Верхняя гипсоносная пачка). По строению близка нижней и средней, но мощность гипсов в ней, как правило, не превышает 20–50 см. Лишь по р.Котуй, в приустьевой части рч.Чимуки, встречены пласты гипсов до 1,5 м. Это создавало представление о том, что здесь мы имеем дело еще с нижней "гипсовой" частью чимукской свиты Б.Б.Шипкина (1978). Видимая мощность пачки 5–8 м.

Ж. (Верхняя алевро-доломитовая пачка). Как и пачка Д, состоит из желто-серых доломитов, переслаивающихся с зеленовато-серыми плитчатыми доломитовыми мергелями и алевролитами. Видимая мощность 5–7 м.

Юдомский (вендский) возраст чимукской свиты достаточно уверенно определяется по находкам характерных форм строматолитов *Paniscollenia emergens* Kom. и микрофитолитов: *Vesicularites porrectus* Z.Zhur., *Medularites lineolatus* Nar. (Юн, 1978), *Vesicularites bothrydioformis* (Krasn.), *Vermiculites tortuosus* Reitl., *Volvatella zonalis* Nar., *v.aff.obsoleta* Nar.(Шипкин, 1978). Задержанный интервал между пачками Е и Ж 3–5 м.

Кочокопская толща, стратотип которой находится на правом берегу р.Котуй, в 2–2,5 км ниже устья рч.Кочокон (Шипкин, 1978), сложена довольно однообразными серыми слоистыми доломитами. В составе толщи по этому разрезу выделяются (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Доломиты средне-тонкослоистые, стратиферовые коричневатосерые с запахом битума при ударе	4,5
2. Силлы долеритов	3
3. Доломиты среднеслоистые серые с коричневатым оттенком.	
Слои разделены прослоями глинистых плитчатых разностей. Наиболее массивные пласты обычно заканчиваются караваеобразными строматолитовыми биогермами. В средней части пачки микрофитолитовые доломиты	
	7
4. Ритмичное переслаивание стратиферовых коричневатосерых	

доломитов и плитчатых глинистых доломитов. Встречены конкреции кремней 7

5. Массивные и толстослоистые стратиферовые доломиты, светло-серые и серые. Характерно обилие следов конседиментационных подвижек – оползневых складок и надвигов. В нижней части пачки обильные озагии 7

6. Доломиты массивные светло-серые, разделенные пакетами зеленовато-серых листоватых алевритистых доломитов.. 9

7. Полукоренные выходы белых микрофитолитовых доломитов 3

8. Песчаник кварцевый 0,2

9. Доломиты коричневатые-серые, разделенные прослоями зеленовато-серых листоватых глинистых разностей 7

Общая мощность кочонокской свиты 45 м.

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

Пачки кочонокской толщи, в отличие от пачек чимукской, не являются выдержанными, уверенно коррелируемыми подразделениями. Исключение в этом отношении представляют лишь песчаники слоя 8.

Аналогами харьялаакской, чимукской и кочонокской толщ в первой фацциальной зоне в значительной мере являются строматолитовая, гипсоносная и битуминозная толщ (А.А.Юн, 1978). Однако уверенность в точном соответствии границ этих подразделений отсутствует. Положение границы между аналогами чимукской и кочонокской толщ весьма условно намечается на севере первой зоны, благодаря прослеживанию сюда маркирующей пачки массивных доломитов (слой Д). Резкое увеличение мощности биогермных строматолитовых доломитов на р.Унгян, как уже отмечалось, порождает мысль о замещении ими здесь низов харьялаакской толщ. Но более вероятно допустить вблизи границы зон наличие рифовидного вздутия, являющегося поднятием, которое отделяло гипсородный бассейн от открытого моря, находившегося южнее.

Третья фациальная зона изучалась нами в приустьевой части р.Котуйкан и прилегающего к нему отрезка долины р.Котуй (см. рис.1). Гипсоносные отложения в составе старореченской свиты этой фациальной зоны практически отсутствуют, и весь разрез ее сложен сравнительно однообразными доломитами. В них обычно развиты строматолитовые биогермы (онкоиды). В связи с этим здесь не удастся выделить толщ, аналогичных развитым в южных фациальных зонах, а для расчленения старореченской свиты традиционно используется наличие в ней двух ритмично построенных пачек. (Злобин, Голованов, 1970), которые, как будет показано ниже, можно считать подсвитами. Опорный разрез старореченской свиты рассматриваемой фациальной зоны находится в живописном скальном амфитеатре, обрамляющем левый берег р.Котуйкан между устьями рек Верхний и Нижний Тагой.

Н и ж н я я п о д с в и т а старореченской свиты изучалась на всем протяжении долины р.Котуйкан от опорного разреза до устья рч.Амбардаах. Нижний контакт ее вскрывается по левому берегу р.Котуйкан в 4 км выше устья рч.М.Тагой и по правому берегу в 3,5 км выше устья рч.Амбардаах. Базальная пачка старореченской свиты с размывом, а в последнем случае и с угловым несогласием (в 2-10⁰), лежит на юсмастахских доломитах (Комар, 1966). Она представлена пластом плитчатых или онкоидных доломитов, мощность 0,5 м. К подошве и кровле этого пласта приурочены линзовидные скопления терригенного материала (обломки доломитов, кремния и кварца от 0,3 до 1,5 см, заключенные в глинистом или запесоченном доломите).

Разрез вышележащей части подсвиты в деталях не выдержан по простиранию. Для нее характерно чередование пластов строматолитовых (статиферовых и онкоидных) доломитов с хемогенными, иногда мелкопористыми разностями, реже встречаются пласты и пакеты до 1 м и ритмично переслаивающихся зеленовато-серых плитчатых доломитов и алевритистых мергелей. В глинистых доломитах встречаются крупные горизонтальные ходы илоедов. В нижней подсвите определены характерные для юдомия (венда) строматолиты *Paniscollenia* sp., *Coleniella singularis* Kom., *Boxonia grumilosa* Kom. и микрофитолиты: *Vesicularites lobatus* Reitl., *V.bothrydioformis* (Krasn.), *V.composites* Z.Zhur., *V.concretus* Z.Zhur., *Vermiculites aff.tortuosus* Reitl., *V.sucharichus* Milst., *Ambigolamellatus horridus* Z.Zhur.,

Osagia svalbardica Milst. (Злобин, Голованов, 1970). Из наших сборов М.С.Якшиным дополнительно определены: *Osagia composita* Z. Zhur., *O.tenuilamellata* Reitl., *O.cf.nersinica* Yak. Мощность пачки в разрезе по левому берегу р.Котуйкан выше устья рч.Нижний Тагой, где она вскрыта полностью, 28 м.

Верхняя подсвета изучалась нами в двух полных ее разрезах по левому берегу р.Котуйкан в 4 км выше устья рч.Нижний Тагой и в 2,5 км выше устья рч.Амбардаах. Базальные слои, мощность которых порядка 50 см, представлены строматолитовыми биогермами онкоидного типа, заключенными в зеленовато-серой алевро-доломитовой массе. В этом слое на разных уровнях, но более выдержанно в основании, расположены линзы кварцево-глауконитовых песчаников мощностью 0,2–15 см. Базальный цемент песчаников представлен зеленовато-серым глинистым доломитом. Первые признаки запесочивания старореченских доломитов вблизи рассматриваемого уровня отмечаются в 4 м ниже основания верхней пачки, а последние линзы глауконитовых песчаников – в 1 м выше него. Выше крупных линз песчаников доломиты базального слоя обычно превращаются в своеобразную конглобрекцию.

Выше по разрезу развита пачка ритмичного чередования строматолитовых доломитов с зеленовато-серыми и бурными плитчатыми глинистыми и алевритистыми разностями мощностью 10–13 м.

Вышележащая часть верхней подсветы (7 м) сложена в основном светло-серыми строматолитовыми доломитами, плитчатые прослои среди которых развиты в резко подчиненных количествах. Вблизи кровли второй пачки (3–5 м) появляются пласты с кремневыми конкрециями; поверхность строматолитовых онкоидов также часто оказывается несколько окремненной, благодаря чему прекрасно видны тончайшие детали их строения. Доломиты на этом уровне достаточно сильно известковистые (с некоторым опозданием, но весьма определенно вскипают в соляной кислоте). Вновь увеличивается примесь глинисто-алевритистого материала, который образует как отдельные прослои плитчатых глинистых доломитов, так и выполняет промежутки между строматолитовыми биогермами. Кроме того, здесь появляются линзовидные прослои (до 10 см) кварцевых (иногда с глауконитом) песчаников с базальным доломитовым цементом. Мощность верхней подсветы 21 м. Из нее определены характерные для юдомия строматолиты: *Paniscollenia emergens* Kom., *Colleniella singularis*

Ком. и микрофитолиты: *Ambigolamellatus horridus* Z.Zhur., *Volvatella kokorica* Milst., *Vesicularites lobatus* Reitl., *Glebosites ninae* Korol.

Из базальной пачки верхней подсвиты старореченской свиты в третьей фациальной зоне по глаукониту имеется датировка 673 млн. лет, а из песчаников вблизи ее кровли — 624 млн. лет (Злобин, Голованов, 1970). Однако значение этих определений несколько обесценивается тем, что глауконит здесь образовался по терригенному биотиту (Злобин, Кабаньков, 1970).

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

Для детальной корреляции разрезов старореченской свиты, описанных по р.Котуйкан и во второй фациальной зоне, прямые данные отсутствуют, но большую помощь в этом отношении оказывает изучение промежуточных разрезов правобережья р.Котуй выше порога Улахан-Уран и ниже порога Сергей-Корил-Уран. Здесь (см.рис.2) выделяются почти все маркирующие пачки чимукской толщи и в то же время четко фиксируются базальные песчаники второй подсвиты разрезов р.Котуйкан. Благодаря этому здесь устанавливается, что граница подсвит третьей фациальной зоны соответствует границе между верхней гипсоносной (Е) и верхней алевро-доломитовой (Ж) пачками во второй фациальной зоне (см. рис.2). Практически во всех разрезах второй фациальной зоны этому уровню отвечает задерновка, пересыпанная глыбами кочкоконских доломитов. Но в первой фациальной зоне А.А.Юн (1978) на этом же стратиграфическом уровне описывает гравийные кварцевые песчаники (см.рис.2).

Б.Б.Шипкин (1978) корреляцию разрезов сравниваемых фациальных зон представляет по-другому. Почти всю старореченскую свиту по р.Котуйкан он сравнивает с кочкоконским подразделением и лишь нижние 6 м ее оставляет в чимукском. Все обоснование этой корреляции сводится к тому, что в приустевой части р.Котуйкан в 3,5 км выше предполагаемой границы находится прослой доломитов с микрофитолитами. Комплекс их ничего не дает для корреляции, но Б.Б.Шипкин полагает, что появление микрофитолитовых разностей — существенный критерий для обособления кочкоконского подразделения от чимукского. С этим нельзя согласиться потому, что микрофитолитовые разности доломитов, возникновение которых обусловлено лишь нюансами палеогеографической обстановки, являются очень

плохим корреляционным признаком. В пределах исследованной территории мы отмечаем наличие микрофитоолитов как в верхней половине чимукской толщи, так и по всей кочоконокской.

Гораздо более существенно то обстоятельство, что в северных районах второй фациальной зоны при полном сохранении деталей строения разреза нижней части старореченской свиты происходит последовательное сокращение мощности гипсов, за счет которого в основном наиболее резко сокращается и мощность свиты. Так, в разрезах правого берега р.Котуй в 5 км выше устья р.Верхняя Нале (см.рис.2, обн.89) пачки Б,Г,Д и Ж сохраняют состав, детали строения и мощности. Особенно резко (в 3 раза) уменьшается мощность наиболее насыщенной гипсами пачки А. Судя по делювию, гипсы в составе ее, так же как и в пачке В, представлены достаточно обильно, чего нельзя сказать о пачке Е, в которой преобладают пористые доломиты. В упомянутых разрезах выше порога Улахан-Уоран и ниже порога Сергей-Корил-Уоран (см. рис.2, обн.100 и 101), гипсы в пачках А (за исключением сантиметровых линз) и Е практически полностью исчезают. В связи с этим Б.Б.Шилкин, не приняв во внимание остальных маркеров, опустил границу кочоконокской свиты в этих разрезах до кровли средней гипсоносной пачки (В), оказавшейся наиболее устойчивой на всем протяжении чимукской свиты. Детали строения маркирующих пачек Д и Ж, прекрасно сохранившиеся в разрезе 100 (см. рис.1,2), не оставляют сомнения в том, что именно между ними, а не в середину кочоконокской толщи прослеживается из третьей фациальной зоны песчаниковый маркер основания верхней подсвиты старореченской свиты р.Котуйкан. В северных районах второй фациальной области менее резко, чем в гипсоносной чимукской, происходит уменьшение мощностей доломитовых харьялаахской и кочоконокской толщ. До устья р.Верхняя Нале каждая из них сокращается в мощности в два раза. Но если далее к северу мощность последней из них почти не изменяется, то первая, во всяком случае, в излучине, с которой связаны пороги Улахан-Уоран и Сергей-Корил-Уоран, по всей видимости, полностью выклинивается. Об этом свидетельствует то, что юсмастахские доломиты перекрываются пористыми от выщелачивания гипсов доломитами, известными южнее только с основания чимукской толщи. Очень трудно обоснованно ответить на вопрос, есть ли аналоги харьялаахской толщи в составе нижней подсвиты старореченской свиты по р.Котуйкан. Ши-

рокое развитие в составе последней строматолитовых (онкоидных) разностей не исключает подобного рода допущение, несмотря на общую тенденцию выклинивания к северу низов старореченской свиты (см. ниже).

Четвертая фациальная зона в изученной части поля распространения старореченской свиты располагается еще севернее, в бассейне р. Чомн-Юрэх и г. Одижинга (см. рис. 1). Здесь в составе старореченской свиты остается одна ее верхняя подсвита, которая по мощностям и особенностям строения остается такой же, как в приустьевой части р. Котуйкан (см. рис. 2, обн. 30). Как и по р. Котуйкан, для нее характерно чередование строматолитовых (онкоидных и стратиферовых) доломитов с хемогенными и плитчатыми глинистыми или алевритистыми разностями. В нижней и верхней частях свиты значение терригенного материала возрастает, а вблизи кровли отмечается появление пачки черных глинистых сланцев мощностью до 70 см.

Природа нижнего контакта старореченской свиты. Вл. А. Комар (1966), выделив старореченскую свиту, показал, что она с угловыми и стратиграфическими несогласиями контактирует с самыми различными толщами рифейского возраста. Хотя эта точка зрения получила широкое распространение, некоторые исследователи продолжают считать, что старореченская свита достаточно тесно связана с подстилающим комплексом рифейских отложений, а наиболее существенная перестройка происходит позднее, перед немакит-даддынским горизонтом.

В пределах западного склона Анабарского массива Б. Б. Шишкин (1978), в частности, приходит к выводу о том, что в полных разрезах прогибов старореченская свита связана с подстилающими отложениями постепенными переходами, а перерывы и локальные несогласия проявляются только на древних поднятиях. В качестве такого прогиба им рассматривается и охарактеризованная выше вторая фациальная зона. Как конкретный пример постепенных переходов юсмастахской свиты в старореченскую приводится разрез по правому берегу р. Котуй в 0,5 км выше устья рч. Уоран-Юрэх (см. рис. 2, обн. 61). Знакомство с этим обнажением убеждает в том, что соотношения между строматолитовыми доломитами и гипсоносной пачкой в нем совершенно согласные, но строматолитовые доломиты здесь относятся, как было показано выше, не к юсмастахской свите, а к харьялаахской толще старореченской. Юсмастахские отложения в

этой части долины р.Котуй находятся ниже уреза воды.

В качестве второго примера подобных соотношений описывается разрез по правому берегу р.Котуй ниже устья рч.М.Харьялаах. Действительно, в осевой части синглинального прогиба, пересекаемой долиной р.Котуй на протяжении 2-х км ниже устья рч.М.Харьялаах (левая часть рис.3), какие бы то ни было признаки явного несогласия между старореченской свитой и подстилающими рифейскими доломитами отсутствуют. Более того, между ними развита как бы переходная пачка, несущая признаки как нижнего (достаточно крупные столбчатые строматолиты), так и верхнего (линзовидные прослои волокнистого гипса-селенита). Мощность этой пачки порядка 12 м. От нижележащих известняков и доломитов, переполненных громадными конофитонами (длина стволов до 6 м, а диаметр до 1 м), эта пачка отделяется маломощной доломитовой брекчией, а от харьялаахской толщи - пачкой глин, напоминающей кору выветривания. Допуская возможность постепенных переходов, мы сразу же сталкиваемся с определенной трудностью - крупные конофитоны в пределах склонов Анабарского поднятия не известны выше нижнеюсмастахской (среднерифейской, по мнению большинства исследователей) подсвиты. Верхнеюсмастахская подсвита охарактеризована верхнерифейским инзериевым комплексом строматолитов, не имеющим с наблюдаемыми в данном обнажении формами ничего общего. Другими словами, здесь пришлось бы говорить о постепенном переходе достаточно глубокого рифея в юдомий.

От приустьевой части рч.М.Харьялаах до устья рч.Б.Харьялаах харьялаахская и чимукская толщи, представленные всеми своими подразделениями, лежат почти горизонтально или очень полого падают на юг. Наоборот, рифейские доломиты на всем этом участке сохраняют падение в северо-северо-западном направлении. Углы падения в районе впадения рч.М.Харьялаах достигают 10-14°, а к рч. Б.Харьялаах постепенно выглаживаются до 2-3°. Это и приводит к тому, что подошвой старореченской свиты срезаются вначале переходная пачка (12 м), а затем пачка с гигантскими конофитонами (20 м) и более древние слои рифейских доломитов мощностью не менее 150 м (см. рис.3).

По р.Котуй ниже устья рч.М.Харьялаах на протяжении 7 км фиксируется еще два подобных палеосвода, в которых 20-метровая маркирующая пачка известняков с крупными конофитонами полностью

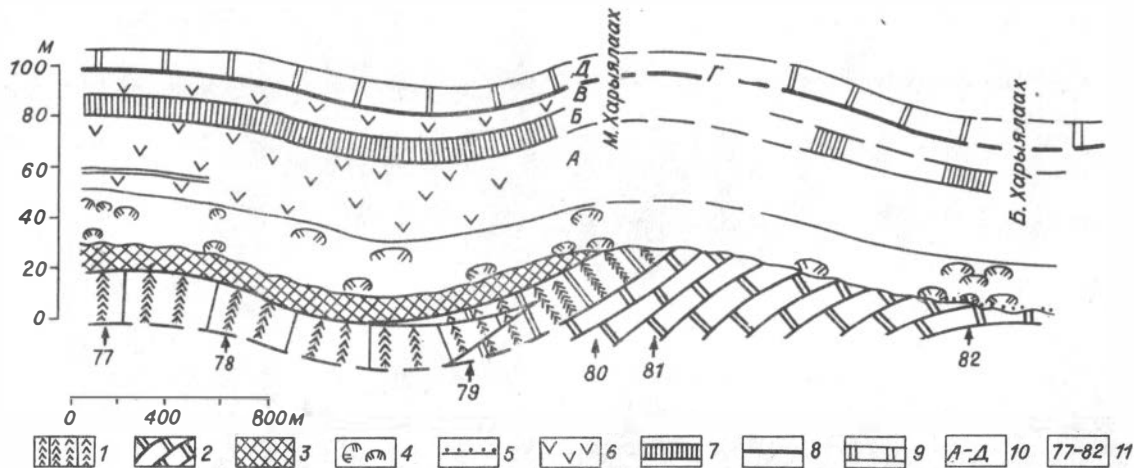


Рис.3. Разрез по правому берегу р.Котуй вниз от устья рч.М.Харылялах
 I – рифейские известняки и доломиты с крупными конофитонами; 2 – рифейские доломиты; 3 – пачка неясной стратиграфической принадлежности; 4 – харылялахская толща; 5 – базальные песчаники харылялахской толщи; 6–10 – подразделения чимукской толщи: 6 – гипсы и подчиненные им доломиты пачек А и В; 7 – чередование алевролитов, глинистых и строматолитовых доломитов; 8 – тонкоплитчатые доломиты; 9 – толстослоистые доломиты; 10 – индексы пачек чимукской толщи; II – номера и местоположение разрезов (см. рис. I и 2)

уничтожена предстарореченским размывом. И так, наличие крупного размыва, предшествовавшего старореченской свите, не вызывает сомнения. Гораздо менее определено возрастное положение так называемой переходной пачки. Она может быть тесно связана с рифейской строматолитовой толщей, и тогда напрашивается мысль о вторичности встреченных в ней линз селенитов. Не исключено и то, что в депрессии, существовавшей в рифейском рельефе, накопление этой пачки произошло гораздо позднее, может быть, с нее даже началось заложение старореченского бассейна. Ответ, по крайней мере, на часть этих вопросов, возможно, даст изучение собранных здесь строматолитов.

Значение предстарореченской перестройки акцентирует разрез по правому берегу р. Котуй в 5 км ниже порога Сергей-Корил-Уоран (рис. 4). Здесь также прекрасно видны соотношения между очень полого ($1-2^\circ$) мономинально наклоненной к северу старореченской свитой и собранными в пологие складки слоями юсмастакской свиты (углы падения на крыльях которых варьируют от 5 до 10° , а в отдельных локальных структурах достигают даже 40°).

По сравнению с ранее охарактеризованным разрезом, в данном пересечении картина осложняется тем, что юсмастакские породы прорываются крупной интрузией долеритового состава, кровля которой была денудирована в предстарореченское время. Юсмастакские доломиты даже в значительном удалении от контакта с долеритами сильно окремнены, а по отдельным направлениям в них образуются серпофиты. Долериты вблизи контакта имеют ярко выраженную, широкую зону закалки. В отличие от этого старореченские доломиты даже в области непосредственного контакта лишены каких-либо признаков метаморфизма. Если юсмастакские фитоциты практически утрачивают первичную структуру, то юдомские полностью сохраняют ее. Долериты в контакте со старореченской свитой имеют крупнокристаллическое сложение.

О сложности формирования предстарореченской структуры свидетельствует следующее обстоятельство. В одних участках долериты вблизи контакта венчаются достаточно мощной (до 2 м) корой выветривания, а в базальном слое старореченской свиты обломки их очень сильно выветрены. В других участках долериты на контакте совершенно свежие, так же как их продукты размыва в старореченских запесоченных доломитах (см. рис. 4). Эти соотношения могут

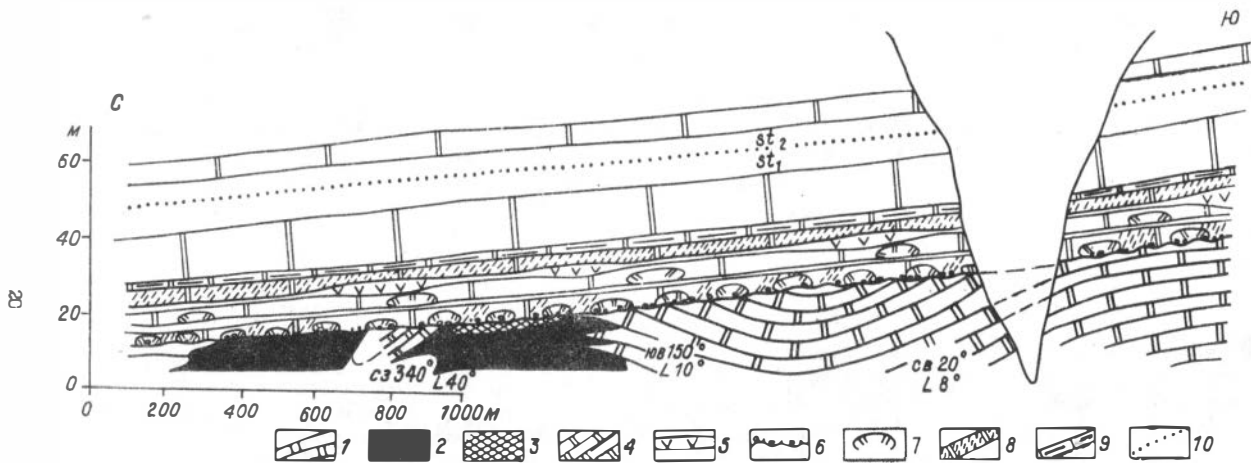


Рис.4. Разрез по правому берегу р.Котуй в 5 км ниже порога Сергей-Корил Уоран

I – рифейские доломиты; 2 – долериты; 3 – кора выветривания по долеритам; 4-10 – старореченская свита: 4 – доломиты; 5 – линзы гипсов; 6 – базальная пачка; 7 – пористые и кавернозные доломиты; 8 – глинистые доломиты; 9 – строматолитовые биогермы – онкоиды; I0 – граница между верхней и нижней подсвитами

быть объяснены несколькими фазами движений по предстарореченским разломам. Самне последние из них дробили уже глубоко выветренную поверхность более древнего пенеппена.

Сделанные наблюдения объясняют, почему в пределах всей исследованной территории рифейские породы, в отличие от практически горизонтально лежащих юдомских, образуют более крутые, в разные стороны наклоненные моноклинали и складки, и практически повсеместно отличаются более высоким метаморфизмом (в частности окремнением). Все сказанное и ранее опубликованные данные о несогласиях по Котуйгану (Комар, 1966; Злобин, Голованов, 1970) свидетельствует о том, что в масштабах древней платформы предстарореченские события носили весьма энергичный характер.

К истории развития Западного Прианабарья в старореченское время. Итак, предстарореченская активизация привела, по-видимому, к повсеместному поднятию, дроблению и глубокому размыву рифейских отложений. С ней связана одна из существенных фаз основного магматизма Сибирской платформы и обусловленная им дальнейшая кратонизация фундамента. В свете полученных данных для обоснования сквозного развития рифейских бассейнов в юдомии необходимы более убедительные доказательства.

Пока очень неопределенно представление о западном ограничении юдомского бассейна Западного Прианабарья, но к востоку, северу и югу от него находились поднятия, что и создало в нем обстановку гипсородной лагуны. Природа поднятий, ограничивавших рассматриваемый бассейн, была существенно различной. На севере и востоке это было устойчивое поднятие очень древнего заложения. Затопление его, а следовательно, и расширение рамок бассейна происходило в течение всего вендского и нижнекембрийского времени. В развитии трансгрессии отмечаются резкие скачки. Во времени эти импульсы связаны с началом формирования харьялаахской, чимукской, верхнестарореченской толщ, а также с развитием трансгрессии в немакит-далдынское и медвежинское время.

Ключное ограничение, по-видимому, принципиально отличалось от северного и восточного. Несмотря на то, что и в пределах него рифейские толщи были размывы очень глубоко, в юдомское погружение здесь оказалась сразу же вовлеченной большая территория и обстановка открытого моря сохранялась в течение всего венда и кембрия. Тем не менее и здесь (первая фациальная зона) существо-

вало поднятие, возникшее с самого начала образования старореченского бассейна. Оно представляло собой, по всей вероятности, своеобразный рифовый барьер, существовавший, по крайней мере, во время накопления всей харьялаахской толщи. В процессе формирования гипсоносной чимукской толщи с поднятием, сохранившимся на месте этой рифовой постройки, связано формирование доломитовых брекчий. Лишь в кочоконское время барьер в значительной мере был редуцирован. Таким образом, гипсородный бассейн с севера и востока был ограничен сушей, на юге односторонний доступ морской воды в него осуществлялся через седиментационный барьер, аналогичный тому, который на юго-востоке Сибирской платформы ограничивал кембрийский солеродный бассейн (Хоментовский, Репина, 1965).

О номенклатуре Старореченского стратиграфического подразделения. Изложенные данные свидетельствуют о том, что в каждой фациальной зоне старореченская свита имеет различный объем и существенно отличается по деталям своего строения. В связи с этим выделение в ней местных стратиграфических подразделений и их корреляция связаны со значительными трудностями. Весьма показательны в этом отношении подразделения второй фациальной зоны — харьялаахская, чимукская и кочоконская толщи. Они либо неодновременны подразделениям других зон, либо для обоснованного сопоставления их в полном объеме данных недостаточно. Таким образом, это типичные местные подразделения, подчеркивавшие специфику развития второй фациальной зоны, и попытки придать некоторым из них региональное значение (Шипкин, 1978) необоснованы.

В этом отношении принципиально отличны подразделения третьей фациальной зоны. Благодаря ритмичному строению, отражающему этапность развития всего региона, граница между ними по маркирующей пачке терригенных пород может быть достаточно уверенно прокоррелирована во всех рассмотренных фациальных зонах и за их пределами (см. рис.2). Действительно, в Восточном Прианабарье в старореченской свите выделяются те же два ритмично построенных подразделения. Детали их строения сохраняются как в стратиграфическом разрезе по р.Старой (Кабаньков и др., 1970), так и гораздо южнее, в Мархинской скважине, где нижнее подразделение свиты было первоначально отнесено к среднему рифею (Грицик, 1969).

Таким образом, следуя последнему изданию стратиграфического

кодекса СССР (1977), где рамки местного литостратиграфического подразделения свиты и регионального горизонта разграничены не особенно четко, старореченское подразделение можно считать свитой, а две ее части в третьей фациальной зоне и их аналоги за ее пределами – подсвитами. Именно такая номенклатура в настоящее время принята в макете унифицированной схемы позднекембрийских отложений для севера и востока Сибирской платформы. Мыслима и некоторая модернизация ее – переводение старореченской свиты в ранг серии, а ее подсвит – в свиты.

Однако если свиту и подсвиты определять как стратиграфические подразделения, характеризующиеся выдержанным составом и выделяющиеся по этому принципу, то старореченское подразделение правильнее считать региональным (общеанабарским) горизонтом, а его подсвиты – двумя подгоризонтами. При этом все подразделения фациальных зон перевести в ранг свит, что и было частично сделано Б.Б. Шишкиным (1978). В отдельных фациальных зонах свиты и подгоризонты могут совпадать, а в других соотношения будут гораздо более сложными.

Манькайская свита (немакит-далдынский горизонт)

Немакит-далдынский горизонт в связи с дискуссией о нижней границе кембрия приобрел в последнее время очень широкую известность. Неудачность стратотипов этого подразделения, как в литостратиграфическом плане (манькайская свита со стратотипом в верховьях р. М. Куонамки), так и в региональном (немакит-далдынский горизонт со стратотипом в бассейне верхнего течения р. Эрнечки), привели к тому, что при его описании обычно пользуются прекрасным и сравнительно легкодоступным разрезом в приустьевой части р. Котуйкан (правый берег в 3,5 км выше устья). Этому разрезу (типостратотип) немакит-далдынского горизонта и другим коррелируемым с ним в пределах Западного Прианабарья в настоящее время посвящено большое количество публикаций. Сравнение их поражает чрезвычайным разнообразием в вопросе выделения пачек, описания их состава и границ. Это обстоятельство самым печальным образом отражается на наших представлениях о последовательности и порядке насыщения сводного разреза немакит-далдынского горизонта органи-

ческими остатками. Вместе с тем послойное описание разрезов немакит-далдынского горизонта в бассейне р.Котуй от рч.Кочокон на юге до рч.Чомн-Юрах на север убедило нас в чрезвычайной выдержанности наблюдающейся здесь последовательности напластования и возможности уверенного прослеживания на расстоянии порядка 150км многих пачек и даже слоев. Поэтому приведем краткое описание этих пачек, основываясь на разрезе гипостратотипа, и рассмотрим их распространение по площади.

Х а р а к т е р в з а и м о о т н о ш е н и й н е м а к и т - д а л д ы н с к и х о т л о ж е н и й с о с т а - р о р е ч е н с к о й с в и т о й р а з л и ч н ы м и и с с л е д о в а т е л ь - м и т р а к т у е т с я н е о д н о з н а ч н о . К р а й н е й т о ч к о й з р е н и я в э т о м о т н о ш е - н и и я в л я е т с я о п и с а н и е у г л о в о г о н е с о г л а с и я м е ж д у э т и м и п о д р а з д е - л е н и я м и в г и п о с т р а т о т и п е н е м а к и т - д а л д ы н с к о г о г о р и з о н т а (Л у ч и н и н а и д р . , 1978). Действительно, при наблюдении данного контакта со стороны создается впечатление о том, что старореченская свита вблизи уреза воды образует пологую антиклинальную и сопряженную с ней синклинальную складки, а немакит-далдынские отложения (в некотором удалении от берега) лежат гораздо более полого, хотя и повторяют описанную структуру. Однако замеры многочисленных элементов залегания в промежуточном участке показывают, что по мере удаления от берегового обнажения углы падения выглаживаются очень постепенно. Другими словами, слои изучаемых подразделений, пластываясь, согласно деформированы в сложную систему мелких мульдочек и куполов. Рассматривая эти пласты со стороны в косом пологом срезе, можно визуальнo совместить в одно целое части разных структур. Действительно, осматривая скальные выходы ниже по р.Котуйкан от описанного обнажения, можно увидеть "угловое несогласие" между немакит-далдынскими и медвежинскими отложениями. Причем верхние из них лежат круче. В случае незначительных (по углам падения) несогласий между старореченской свитой и подстилающими отложениями мы, тем не менее, фиксируем срезание последних, измеряемое от 30 (Котуйкан выше устья рч.Амбардаах) до 150 м (Котуй выше устья рч.М.Харыялаах, см. рис.3). Базальная же пачка немакит-далдынского подразделения повсеместно перекрывает верхи верхнестарореченской подсвиты, мощность которых порядка 7-11 м.

I. Базальная пачка немакит-далдынского горизонта в гипостратотипе имеет следующее строение:

а) чередование светло-серых известковистых доломитов с плитчатыми глинистыми разностями, заканчивающееся пластом серых кварцевых алевро-песчаников	0,1
б) доломиты	0,6
в) песчаник кварцевый (полуокатанные зерна до 1,5 мм) с глауконитом. Цементом служит глинистый доломит. Скопления обломочного материала образуют линзы от 1,5 до 10 см ...	0,2
г) доломиты с каравеевидными строматолитовыми биогермами... ..	0,8
д) зеленовато-серые песчаники. Характерно линзовидное распределение обломочного материала в алевро-доломитовом цементе.. ..	0,2
е) коричневатого-серые запесоченные известковистые доломиты.. ..	0,6
ж) стратиферовые известковистые доломиты	0,9
з) зеленовато-серые запесоченные доломиты	0,3
и) конгло-брекчия, состоящая из угловатых и окатанных обломков доломитов, которые цементируются доломитами с зернами кварца и глауконита. В составе гальки присутствуют и куски этого цемента, что свидетельствует о конседиментационной природе брекчи	0,6
к) задернованный интервал с делювием зеленовато-серых кварц-глауконитовых песчаников, алевролитов и мергелей	2

В 100 м ниже по р. Котуйкан линзы конгло-брекчий, как в слое И, отмечаются и среди аналогов слоя В.

По рч. Чомн-Юрэх (см. рис. 2, обн. 30) пачка чередования доломитов и алевролитов старореченской свиты перекрывается желтовато-серыми кварцевыми песчаниками, мощность которых достигает здесь 4 м; выше следует пласт темно-серых известняков (1 м), сменяющийся серыми доломитами (5 м), которые завершаются конгло-брекчией типа пласта И в гипостратотипе (0,5 м). На неровной, с кавернами до 20 см, поверхности этого пласта с размывом залегает "алевритистая" пачка немакит-далдынского горизонта. Во всяком случае, пласт песчаника (0,05 м) в основании этой пачки контактирует то с доломитовой конгло-брекчией, то с алевролитами, выполняющими западины в поверхности ее рельефа. В районе порогов Сергей-Корил-Уоран и Улахан-Уоран (обн. 100 и 101) в основании пачки обособляется слой запесоченных доломитов (0,3 м) с линзо-

видными скоплениями обломочного материала, которые можно назвать песчаником. Выше, отделяясь пластом доломита (I м), следует конгло-брекчия, аналогичная пласту II гипостратотипа, а еще выше развит делювий "алевритистой" пачки. Ниже устья рч. Кочокон (см. рис. 2, обн. 74) и в нижнем течении этой реки пласты кварцевых песчаников отделяются от конгло-брекчий доломитами соответственно в 7 и 3 м.

Разные исследователи начинают немакит-далдынское подразделение с разных терригенных пачек. Наиболее просто унифицируемой границей, по-видимому, является пласт конгло-брекчий, тем более что в его цементе встречены пока наиболее древние саббеллидиты. С основанием каждого из описанных пластов песчаников может быть связан некоторый размыв, но величина его, как уже отмечалось выше, незначительна.

2. Пестроцветная алевритистая пачка является прекрасным маркирующим горизонтом, прослеженным во всем районе и далеко за его пределами. В строении ее принимают участие зеленые и бурные плитчатые (до листоватых) глинисто-карбонатные породы. В отдельных прослоях они вообще лишены терригенной примеси и представлены чистыми доломитами и известняками. Очень часто порода является мергелем, а иногда алевролитом, алевропесчаником и даже песчаником. Мощность пачки в гипостратотипе 2I м. Такой же примерно она остается на севере (Чомн-Юрэх), а также на юге в районе порогов Сергей-Корил-Уоран и Улахая-Уоран. Еще южнее (нижнее течение рч. Кочокон и Быхытта) мощность сокращается до 10-15 м. Из этой пачки указываются находки *Pelagiella* sp., определенные В.А. Востковой (Злобин, Голованов, 1970).

3. Следующая пачка состоит из двух маркирующих пластов, образующих в рельефе (в зависимости от крутизны склона) один или два уступа. Нижний из них представлен светлыми плотными известняками, повсеместно переполненными анабаритами. Отсюда определены: *Anabarites trisulcatus* Milst., *Sabellidites* sp. Мощность слоя в гипостратотипе и других разрезах 3-5 м. Второй пласт сложен комковатыми известняками, разделенными прослоями глинистых известняков. Для него характерны изогнутые, толстые, до 1,5 см ходы илоедов, имеющие канал, заполненный вторичным карбонатом по середине. Мощность этого пласта 3-4 м. Сверху и снизу он окружен пакетами, содержащими большое количество плитчатых глинистых из-

вестняков и доломитов зеленовато-серого цвета. В верхнем из них в гипостратотипе и ряде других разрезов встречена окатанная карбонатная галька. Суммарная мощность пачки 8–9 м, но в районе порогов Сергей–Корил–Уоран и Улахан–Уоран она возрастает до 15 м.

4. Следующим маркирующим, повсеместно преслеженным нами пластом являются желтовато-серые тонко-среднеслоистые известняки, также выраженные в рельефе четким уступом мощностью около 8 м.

5. Пачка желто-серых доломитов в гипостратотипе, разделенная в середине пакетом тонкого чередования глинистых доломитов и доломитовых мергелей. Отсюда описаны вендотениды *Dvinia Gnilovskaya*; анабариты и *Sabellidites cf. cambriensis* Zan. Мощность 12–13 м. В южных разрезах глинистые доломиты и известняки резко преобладают в составе пачки.

6. Известняки желтовато-серые слоистые, повсеместно образующие хорошо прослеживающийся уступ. Мощность 7–8 м.

7. Пачка желто-серых доломитов и гравелитов имеет весьма характерное, выдержанное, от рч. Чомн–Юрах на севере до районов порогов Сергей–Корил–Уоран и Улахан–Уоран, строение. Она начинается пластом слоистых доломитов от 1 до 3 м мощности. Выше следует пакет тонкого чередования плитчатых глинистых доломитов, доломитовых мергелей и запесоченных доломитов. Обломочный материал концентрируется в линзовидные прослои. В составе его преобладают крупные (до гравийной размерности) окатанные и полуокатанные зерна кварца и красного минерала. Мощность таких линз, обнаруженных в пакете на 2 или 3 уровнях, до 10–12 см, а всего пакета – до 1,5 м. Пачка завершается желтовато-серыми слоистыми доломитами 2–3 м. Общая мощность ее 5–7 м.

8. Подкорилская маркирующая пачка. В гипостратотипе и многих других разрезах начинается коричневато-серыми тонкослоистыми (до листоватыми) известняками (2–2,5 м). Основная часть подкорилской пачки, обычно четко выраженной в рельефе уступом, сложена серыми и коричневато-серыми слоистыми разностями, в которых обособливаются массивные водорослевые биогермы. Мощность в северных разрезах 10–11 м. На юге увеличивается до 15 м.

9. Пачка прихотливого перемежания плитчатых зеленовато-серых глинистых известняков и мергелей с линзами массивных биогермных водорослевых известняков. В этой пачке вначале А.К. Валь-

ковым (1975), а затем Б.Б.Шиликиным (1974) были собраны: *Circotheca* sp., *Hyolithellus tschuskunensis* Val., *Anabarites trisulcatus* Miss., *Cambrotubulus decurvatus* Miss., *C. sibiricus* (Val.), *Conotheca* sp., *Anabarella plana* Vost., *Oelandiella horobkovi* Vost., а в 2 м ниже кровли пачки В.В.Кирияновым определены микрофоссилии: *Tasmanites tenellus* Volk., *Leiomarginata simplex* Naum., *Micrhystridium* sp., *Leiosphaeridia dehisca* Pašk (Волкова и др., 1980). Мощность 4,5–5 м.

Ю. Корилская пачка – массивные биогермные известняки, из которых известны лишь остатки водорослей: *Korilophyton inopinatum* Voron., *Renalcis gelatinosum* Korde (Лучинина и др., 1978). В пределах всего Западного Прианабарья она является одним из наиболее хорошо дешифрируемых на аэрофотоснимках маркером.

Приведенная схема расчленения немакит–далдынского горизонта, выдержанная на обширной территории, может быть рекомендована для детальных геологосъемочных работ.

На Всесоюзном совещании по унификации стратиграфических схем Сибири подошва пачки 9 была принята за стратотип нижней границы кембрийской системы. Основанием для этого послужило то, что список фауны, начиная с этого пласта, значительно обогащается по сравнению с остальной частью разреза немакит–далдынского горизонта. Однако окаменелости, позволившие сделать это заключение, были описаны лишь недавно при сравнительно кратковременных палеонтологических исследованиях. Весьма вероятно, что более детальные сборы в ближайшее время заставят гораздо более серьезно вернуться к этому принципиальному вопросу. Основанием для такого вывода является указание на находку *Pelagiella* sp. вблизи основания немакит–далдынского горизонта (см. выше), которую пока еще не удалось повторить.

ЛИТЕРАТУРА

- Вальков А.К. Биостратиграфия и хиолиты кембрия северо-востока Сибирской платформы. – М.: Наука, 1975. – 139 с.
- Волкова Н.А., Кириянов В.В., Пятилетов В.Г. и др. Микрофоссилии верхнего докембрия Сибирской платформы. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 1, с. 23–29.

- Грицик В.В. Литолого-стратиграфический разрез Мархинской опорной скважины.- В кн.: Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1969, с. 186-201.
- Демокидов К.К. Стратиграфия верхнего докембрия и кембрия севера Средней Сибири и островов Советской Арктики.- Л.: Недра, 1964.- 165 с. (Тр. НИИГА, вып.137).
- Егорова Л.И., Савицкий В.Е. Стратиграфия и биофауны кембрия Сибирской платформы (Западное Прианбарье).- М.: Недра, 1969.- 408 с. (Тр. СВНИИТГиМС, сер.палеонтол. и стратиграф., вып. 43).
- Злобин М.П., Голованов Н.П. Стратиграфический очерк верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия (р.Котуйкан).- В кн.: Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л., 1970, с.4-20.
- Злобин М.Н., Кабаньков В.Я. Литологическая характеристика верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия.- Там же, с.21-56.
- Кабаньков В.Я., Лопатин Б.Г., Табунов С.М. Протерозойская группа южного и восточного склонов Анабарского поднятия.- В кн.: Геология СССР. Т.ХУШ. М.: Недра, 1970, с.83-90.
- Комар Вл.А. Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение.- М.: Наука, 1966.- 122 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып.154).
- Кутейникова Н.С., Кутейников Е.С., Воронсва Л.Г., Миссаржевский В.В. Новые данные по стратиграфии пограничных слоев протерозоя и палеозоя на крыльях Анабарского кристаллического массива.- В кн.: Проблемы палеонтологии и биостратиграфии нижнего кембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1973, с.215-219. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 49).
- Лучинина В.А., Кирьянов В.В., Гниловская М.Б. О корреляции пограничных отложений докембрия и кембрия Восточно-Европейской и Сибирской платформ.- Докл. АН СССР, 1978, № 5,- 240 с.
- Поддубный В.В. Стратиграфический разрез нижнего палеозоя южного обрамления Анабарского массива.- Тр. ВНИГРИ, 1961, вып.186, № 6. Стратиграфический кодекс СССР / Составители :

Жамойда А.Н., Ковалевский О.П., Моисеева А.И., Яркин В.И.
Л., 1977.-79 с.

Хоментовский В.В., Решина Л.Н. Нижний кембрий стратиграфического
разреза Сибири.- М.: Наука, 1965.- 200 с.

Шипкин Б.Б. Раковинная фауна в немагнит-далдынской свите (северо-
запад Анабарского подвзятя).- Геол. и геофиз., 1974, № 4,
с. III-II4.

Шипкин Б.Б. К вопросу о стратиграфическом расчленении верхнедо-
кембрийских образований на территории Западного Приванабарья.
- В кн.: Стратиграфия верхнего докембрия и нижнего кембрия
востока Сибирской платформы. Якутск, 1978, с.66-75.

Юн А.А. Старореченская свита и алданский ярус юго-западного
склона Анабарской антеклизы.- В кн.: Новое в стратиграфии и
палеонтологии позднего докембрия восточных и северных рай-
онов Сибири. Новосибирск, 1978, с.88-100.

В.Ю.Шенфиль, С.С.Брагин, А.Н.Диденко,
Г.А.Карлова

ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ ВОСТОЧНЫХ РАЙОНОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Основы стратиграфической схемы позднего докембрия восточных
районов Енисейского кряжа были разработаны уже в 30-40-х годах
(Семяхатов, 1962). Основопологающими при этом явились работы
С.В.Обручева (1929, 1932, 1933) и Г.И.Кириченко (1948), данные
которых, с учетом последующих материалов, полученных геологами
Красноярского геологического управления и других организаций, бы-
ли использованы при составлении рабочей схемы стратиграфии до-
кембрия Енисейского кряжа, утвержденной в 1956 г. на совещании
по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири в
Ленинграде (Решения..., 1959). Для рассматриваемых нами восточ-
ных районов Центральной части Енисейского кряжа эта схема в от-
ношении последовательности и наименования свит сухопитской, тун-

гусикской и ослянской серий практически осталось неизменной.

Крупнейшим этапом в изучении докембрийской стратиграфии Енисейского края явился выход в 1962 г. монографии М.А.Семихатова, впервые на основании фундаментальных собственных наблюдений и литературных данных обобщившего весь имеющийся к тому времени материал по докембрию Енисейского края (Семихатов, 1962).

За последующий затем почти 20-летний период на Енисейском крае проведен огромный объем геологосъемочных и тематических работ сотрудниками Красноярского геологического управления и различных научно-исследовательских организаций. К сожалению, многие интереснейшие результаты этой огромной работы по рассматриваемому нами району либо вообще не были опубликованы, оставшись в рукописных отчетах или полевых дневниках исследователей, либо отражены в коротких обобщающих статьях, лишенных, как правило, детального изложения фактического материала и соответствующих графических приложений. Отсутствовали также публикации, в которых были бы использованы комплексные палеонтологические данные. В частности, совершенно не были изучены микрофоссилии. Весьма ограниченные сведения имелись по абсолютному возрасту рассматриваемых отложений.

Кроме того, с момента принятия рабочей стратиграфической схемы (Решения . . . , 1959) и выхода работы М.А.Семихатова (1962) произошли существенные изменения в трактовке возраста выделяемых на Енисейском крае подразделений докембрия, причем расхождения в оценке возраста разными авторами оказались весьма существенными.

В связи с вышеизложенным мы задались целью повторить составление опорного разреза верхнедокембрийских отложений восточной части Енисейского края по рр.Ангаре, Удерею и Каменке (рис. I) от основания погорийской до кровли дашкинской свиты с опробованием их на все группы органических остатков и дополнительным определением абсолютного возраста. Полевые исследования начаты в 1977 г. и в настоящее время продолжаются. В данной статье публикуются их первые результаты.

Выражаем искреннюю признательность и благодарность В.Н.Крестину, ознакомившему нас с разрезами по р.Ангаре, а также Е.К.Ковригиной и В.В.Хоментовскому, любезно предоставившим в наше распоряжение свои неопубликованные материалы по рр.Удерею и Каменке.

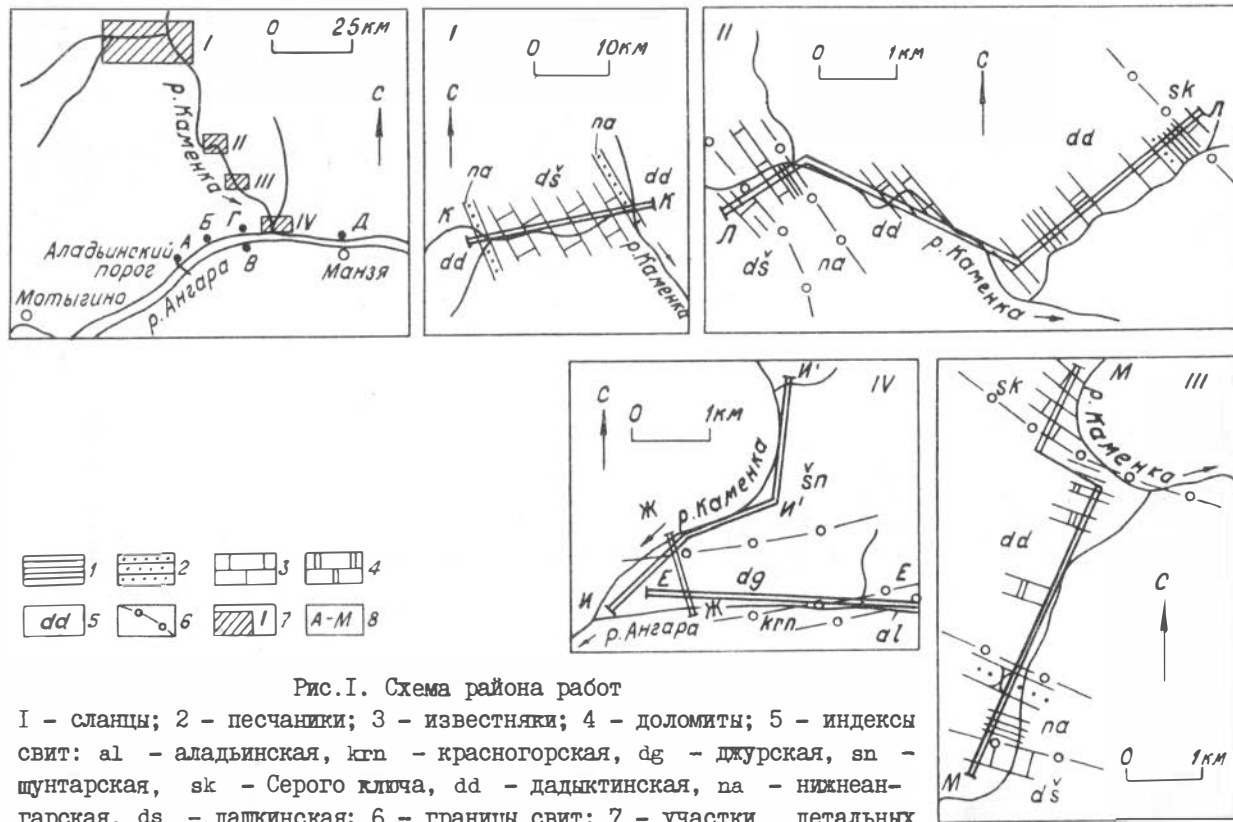


Рис. I. Схема района работ

I - сланцы; 2 - песчаники; 3 - известняки; 4 - доломиты; 5 - индексы свит: al - аладьинская, kpn - красногорская, dg - джурская, sn - шунтарская, sk - Серого ключа, dd - дадыктинская, на - нижнеангарская, ds - далжинская; 6 - границы свит; 7 - участки детальных работ; 8 - линии геологических разрезов

Сухопитская серия

Сухопитская серия по современным представлениям включает в себя (снизу вверх): кординскую, горбилокскую, удерейскую, погорийскую, Карточки и аладывскую свиты. Мы изучили отложения с погорийской свиты, с основания которой, по нашему мнению, начинается разрез верхнего рифея.

Погорийская свита была выделена С.В.Обручевым (1929), который первоначально отнес к ней только верхнюю половину ее современного объема. В рассматриваемом нами районе по р.Ангаре между пос.Маньзя и Кокуем отложения погорийской свиты вскрываются в ядрах антиклинальных структур, и нижняя часть разреза свиты здесь не обнажена. Полный разрез наблюдается несколько восточнее по р.Иркинеева ниже скали Карточка, где отложения погорийской свиты согласно, с постепенным переходом залегают на глинистых сланцах удерейской свиты. В последних в зоне перехода появляется примесь песчаного материала и прослой кварцито-песчаников.

По данным М.А.Семихатова (1962), разрез имеет здесь следующее строение (снизу вверх):

1. Неправильное чередование серых кварцитовидных, обычно полосчатых тонкозернистых песчаников и алевролитов с темными песчано- и алевритово-глинистыми сланцами, обладающими четкой полосчатостью. Последняя обусловлена тем, что песчаная и алевритовая примеси в породе распределены неравномерно и обогащают отдельные прослой и линзочки толщиной от долей миллиметра до 3-5 мм, следующие в породе то через 1-3, то через 10-15 мм. Песчаники и алевролиты образуют прослой в 20-50 см, а сланцы - в 20-80 см в нижней части и в 1-3 м - в верхней части толщи. Внутри наиболее мощных из них, в свою очередь, содержатся тонкие прослой песчаников. Мощность около 500 м.

2. Чередование монолитных пластов (1-4 м) серых и желтоватых среднезернистых кварцитовидных песчаников и пакетов частого (через 3-20 см) неправильного переслаивания тех же песчаников и таких же, как и ниже, песчано-глинистых сланцев. Песчаники обычно "веснушчатые" за счет разложенного пирита, иногда содержат примесь глауконита. В сланцах заключены редкие линзы глинистых сидеритов. Мощность 200-250 м.

3. Песчано-глинистые сланцы с прослоями в I-3 см и более редкими пластинами и пачками пластов в I-4 м таких же, как и ниже, песчаников. Наиболее обычны они в верхних 100-150 м пачки. Мощность 450-500 м.

Выше залегают известняки свиты Карточки .

Наиболее представительный из изученных нами разрезов погорийской свиты находится на правом берегу р.Ангара у шиверы Аладьинской (рис.2,3). Здесь в ядре антиклинальной складки в редких коренных выходах обнажаются алевролитистые глинистые сланцы серого и зеленовато-серого цвета, содержащие тонкие прослои темно-серых глинистых сланцев. Мощность 600-700 м.

Выше по разрезу после небольшого задернованного участка с такими же, как в сланцах, элементами залегания непрерывно обнажаются:

Мощность, м

1. Тонкопереслаивающиеся песчаники, алевролиты и аргиллиты с нарастанием вверх количества песчаного материала. Породы тонкоплитчатые, волнисто-слоистые, полосчатые. Полосчатость обусловлена тонкими прослоями, линзами и примазками темно-серого аргиллита мощностью от долей миллиметра до нескольких миллиметров. Кварцевые мелко- и тонкозернистые песчаники образуют более мощные прослои, в верхней части до среднеплитчатых (20-30 см)..80

2. Чередующиеся массивные песчаники и пачки тонкозернистых плитчатых песчаников, алевролитов и аргиллитов. На подстилающей пачке залегают с резкой, четкой границей в основании первого пласта песчаников. Массивные песчаники, образующие редкие прослои и линзы мощностью до 5 м - кварцитовидные серые, голубовато- и зеленовато-серые, иногда ожелезненные с гнездами пирита, с редкими зернами глауконита. Между кварцитами переслаивание мелко- и тонкозернистых темно-серых песчаников, алевролитов, реже аргиллитов. Иногда встречаются прослои, обогащенные пиритом 350

3. Алевролитистые и глинистые сланцы, серые, темно-серые, с утончением материала в верхней части до глинистых сланцев.. 15

Выше сланцы становятся известковистыми и в их основании проводится граница между погорийской свитой и свитой Карточки. Верхнюю алевроито-глинистую пачку разные исследователи относили к погорийской свите, и к свите Карточки, кроме того, выделялась верхнепогорийская подсвита в этом объеме (Сагитов, 1962). Ввиду

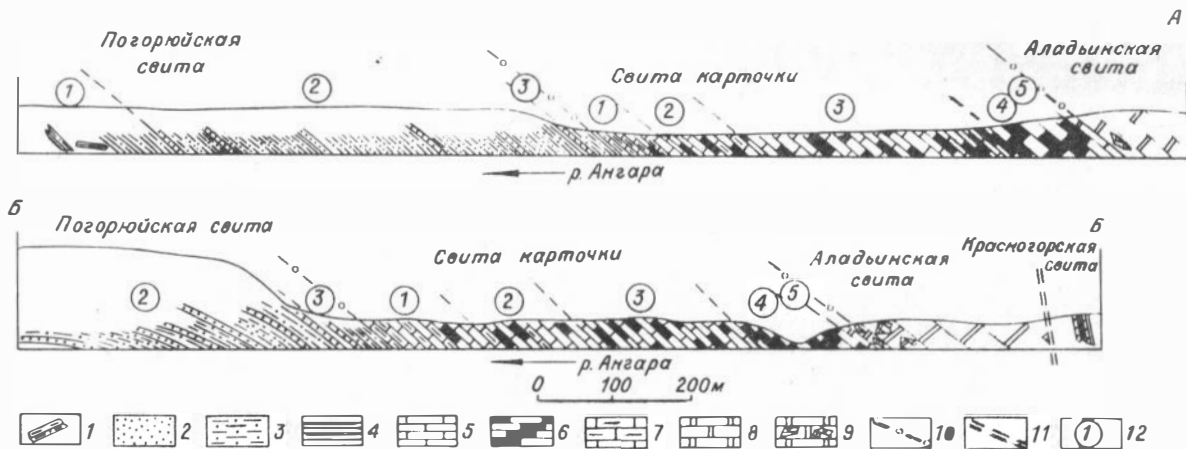


Рис.2. Геологические разрезы: АА - у Аладьинской шиверы, ББ - выше устья р.Ленъгаут

I - Делювий; 2 - песчаники; 3 - алевролиты; 4 - аргиллиты; 5 - известняки; 6 - пестрые известняки свиты Карточки; 7 - глинистые известняки и мергели; 8 - доломиты; 9 - доломитовые брекчии; 10 - границы свит; 11 - разломы; 12 - номера пачек

того, что появление известковистости в алевролитах и аргиллитах проследить при съемке легче, чем последний пласт кварцитовидных песчаников (которым ряд исследователей заканчивает разрез погорийской свиты), нам представляется оптимальным относить переходную часть к погорийской свите и нижнюю границу свиты Карточки проводить по появлению известковистости.

Близкие по строению, но менее полные разрезы вскрываются у скал Мешки и выше устья р.Деньгаута. В отличие от разреза у Аладьинской шиверы мощность верхней пачки в районе устья р.Деньгаута (см. рис.2) значительно больше (45 м). В целом в сравнении с наиболее восточным разрезом по р.Иркинеева намечается значительное сокращение к западу прослоев песчаников и замещение их алевролитами.

Из верхов второй пачки погорийской свиты по р.Иркинеева имеется определение абсолютного возраста по глаукониту 1140 млн. лет (Келлер и др., 1960; Полевая, Казаков, 1961). Дополнительных данных по обоснованию возраста погорийской свиты получено не было. Все пробы, взятые в Ангарских разрезах для выделения микрофоссилий, оказались пустыми.

С в и т а К а р т о ч к и, как и погорийская, была выделена впервые С.В.Обручевым (1929) и получила свое название от одноименной скалы по р.Иркинеева, где имеется одно из лучших ее обнажений и выделен ее стратотип.

Как уже было отмечено, отложения свиты Карточки залегают совершенно согласно на отложениях погорийской свиты и связаны с ними постепенными переходами. Они обнажены по р.Ангаре на крыльях антиклинальных складок, ядра которых слагают отложения погорийской свиты, и, кроме того, выполняют ядро антиклиналя против пос.Маньзя (рис.4).

Породы свиты Карточки имеют характерный облик и служат маркирующим горизонтом в рифейской толще Енисейского кряжа. Наиболее близкий к стратотипу разрез вскрывается в непрерывных коренных выходах на правом берегу р.Ангары у шиверы Аладьинской (см. рис.2,3). Здесь на алевритистых аргиллитах погорийской свиты залегают (снизу вверх):

Мощность, м

I. Темно-серые глинисто-известковистые сланцы, тонко-,среднеплитчатые. Известковистость нарастает вверх постепенно, одновременно с убыванием терригенности 50

2. Чередование светлых глинистых известняков и темных мергелей. Прослой известняков достигают мощности нескольких сантиметров, мергели менее мощные - I-3 мм 60

3. Чередование серых, розовато-серых и зеленовато-серых прослоев глинистых известняков. Зеленатовато-серые прослои более глинистые, реже алевритистые 210 м

4. Чередование серых, розовато-серых, зеленых, светло-серых и белых глинистых известняков, плотных, пелитоморфных. Чередование, подобное пачке 3, отличается более чистыми известняками и более широкими полосами разного цвета 70

5. Чередование известняков и доломитов темно-серых, тонкоплитчатых. Количество доломитов вверх увеличивается и в верхней части доломиты преобладают 10

Выше согласно залегают массивные светло-серые брекчированные доломиты аладьинской свиты. Таким образом, общая мощность свиты Карточки в этом разрезе 400 м.

Верхняя пачка свиты Карточки носит четко выраженный переходный характер. По наличию известняков, плитчатости и всему внешнему облику она не отличается от нижележащих пород, а по появлению и последующему преобладающему развитию доломитов сближается с отложениями вышележащей аладьинской свиты, подчеркивая постепенный характер перехода между ними.

Породы свиты Карточки в сравнении с доломитами аладьинской свиты перекристаллизованы гораздо слабее; вероятно, этому способствовало наличие в них окислов железа и глинистого вещества (Казанский, 1967).

Другие разрезы отложений свиты Карточки по р.Ангаре слабо отличаются от вышеописанного, в связи с чем их характеристика здесь не приводится.

Прямые радиологические и палеонтологические данные о возрасте отложений свиты Карточки отсутствуют.

А л а д ь и н с к а я с в и т а была выделена С.В.Обручевым (1929). В Приангарье наиболее полный разрез свиты вскрывается на правом берегу р.Ангара против пос.Маньзя (см. рис.3,4). Отложения аладьинской свиты залегают здесь на крыльях антиклинальной структуры, в ядре которой обнажаются смятые в мелкие складки зеленовато- и розовато-серые полосчатые известняки и глинистые известняки верхней части разреза свиты Карточки.

На известняках согласно залегают темно-серые толстослойные доломиты (1,5 м), выше которых после 15-20-метрового задернованного участка в южном крыле структуры непрерывно обнажаются:

Мощность, м

1. Доломиты средне-, толсто плитчатые серые, светло-серые, иногда полосчатые, кристаллические, с прослоями розовато- и желто-серых, слегка глинистых доломитов. Характерна раскристаллизация пятнами по трещинам, по плоскостям между отдельными слоями. 240

2. Доломитовые брекчии, сингенетичные, сложенные бесформенными продолговатыми обломками светло-серого доломита, сцементированного более темным доломитом 30

3. Доломиты светло-серые толсто плитчатые, массивные, иногда слегка окремнены, с небольшим количеством кварцевых зерен 120

4. Доломиты светло-серые онколитовые. Онколиты полностью перекристаллизованы и замещены частично аутигенным кварцем ... 20

5. Доломиты кристаллические, толстослойные светло-серые, розовато-серые, в верхней части розовые, наблюдается избирательная раскристаллизация в верхней части гнезда магнезита розового, крупнокристаллического (Казанский, 1967) 150

Выше согласно залегают сланцы красногорской свиты. Общая мощность отложений аладьинской свиты составляет 550-560 м.

Как уже отмечалось выше, постепенный характер перехода от свиты Карточки к аладьинской наблюдался и по р.Ангаре у шиверы Аладьинской, но здесь в основании аладьинской свиты появляются доломитовые брекчии. Наличие брекчий на этом уровне в ряде других разрезов по рр.Ангаре и Удерею дало основание Н.А.Сагитову (1962) предположить, что в некоторых частях бассейна аладьинская свита залегает с небольшим разрывом.

Данные о возрасте аладьинской свиты отсутствуют. Микрофитолиты, собранные в разрезе у пос.Маньзи, из-за сильной перекристаллизации оказались неопределимыми более детально, чем *Osagia* sp.

Тунгусикская серия

В составе тунгусикской серии в Приангарье выделяется пять свит: красногорская, джурская, шунтарская, Серого ключа и дядькинская.

Красногорская свита выделена Г.И.Кириченко (1948) в верховьях р.Каменки на горе Красной. Данные о ее взаимоотношении с аладьинской свитой в Приангарье противоречивы. Одни исследователи утверждают, что залегание отложений красногорской свиты на аладьинской согласное (Семихатов, 1962; Сагитов, 1962; и др.), другие настаивают на наличии несогласных соотношений и крупном размыве в ее основании (Ковригина, Подгорная, 1978). Данные о несогласии в основании красногорской свиты в северных и южных районах Енисейского края более определенные, что нашло отражение в унифицированной схеме, утвержденной в ноябре 1979 г. на совещании в г.Новосибирске. Для Приангарской части в унифицированной схеме приняты согласные взаимоотношения. Наши наблюдения в разрезах по р.Ангаре у пос. Маньзи и устья р. Зергули подтверждают это решение.

По правому берегу р.Ангара против пос.Маньзи (см. рис.3,4) разрез красногорской свиты обнажен слабо, но вскрыт многочисленными канавками при проведении геологической съемки. В южном крыле Маньзинской антиклинали здесь выше доломитов аладьинской свиты согласно залегают снизу вверх:

Мощность, м

1. Чередующиеся пестроцветные аргиллиты с прослоями железистых доломитов и кварцитовидных песчаников. Нижнюю часть (10-12 м) составляют ярко-зеленые, вишневые и малиновые аргиллиты, среднюю и верхнюю - желтовато-серые, зеленовато-серые сильно ожелезненные тонкоплитчатые аргиллиты. В средней части прослой железистых темно-вишневых плитчатых доломитов (1,5 м), в верхней части и в кровле прослой (1,5-2,0 м) темно-серых полосчатых мелкозернистых кварцитовидных песчаников 30

2. Аргиллиты темно-серые, сильно ожелезненные, пористые с редкими прослоями зеленовато-серых ожелезненных пористых алевролитов и кварцитовидных серых среднезернистых полосчатых песчаников 100-110

3. Чередующиеся пестрые (зеленые, серые и лиловые) аргиллиты и алевролиты, кварцитовидные зеленовато-серые песчаники и бурые песчанисто-алевритистые доломиты, в которых часто наблюдаются дендриты марганца. В самых верхних тонких прослоях песчаников и алевролитов большое количество глауконита 8-10

Общая мощность красногорской свиты в этом разрезе 140-150

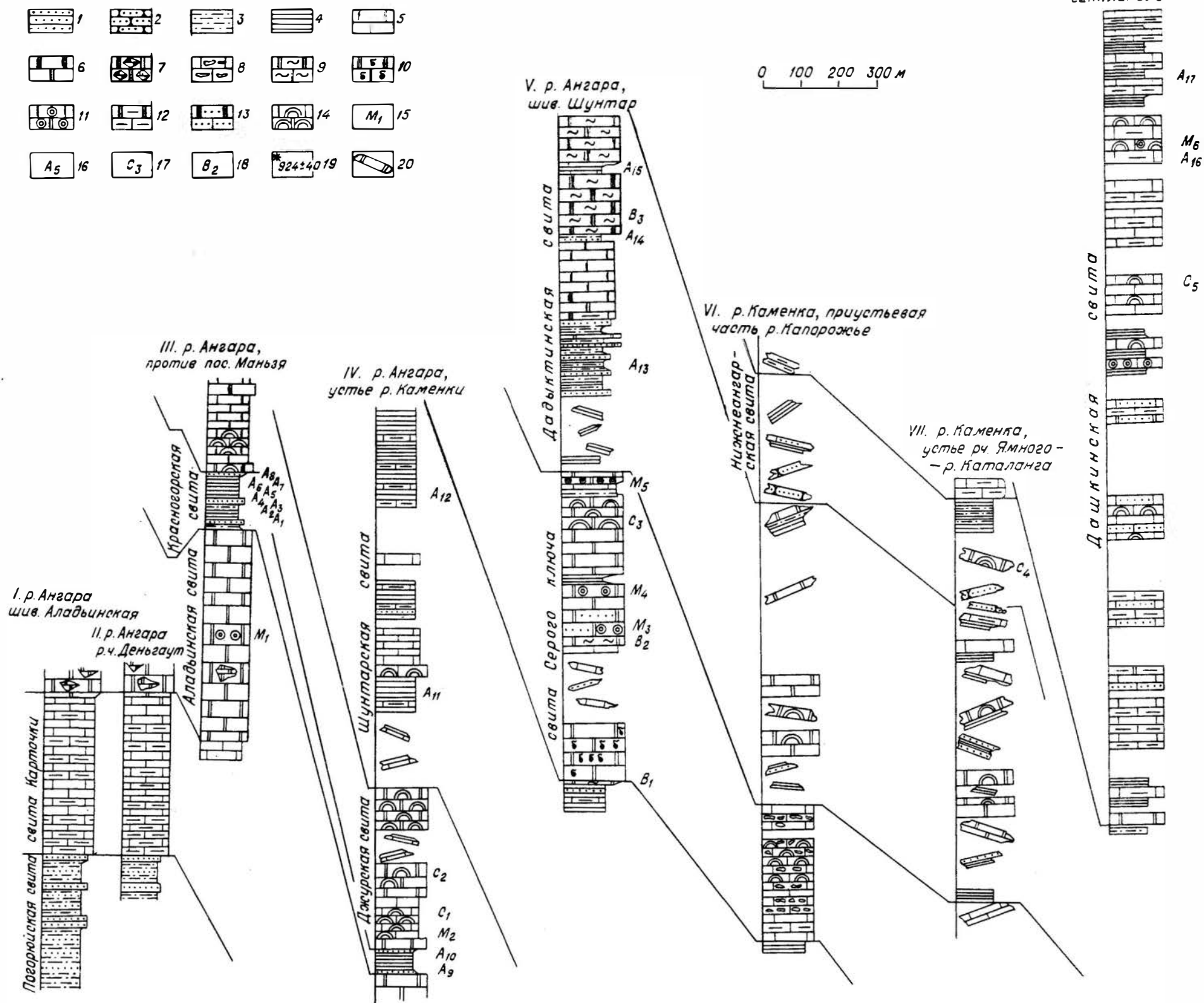


Рис. 3. Схема сопоставления изученных разрезов

I - песчаники; 2 - кварцитовидные песчаники нижнеангарской свиты; 3 - алевролиты; 4 - аргиллиты; 5 - известняки; 6 - доломиты; 7 - доломитовые брекчии; 8 - обломочные известняки; 9 - кремнезем; 10 - битуминозность; 11 - онколитовые известняки и доломиты; 12 - глинистые известняки и доломиты; 13 - песчаные известняки и доломиты; 14 - строматолитовые известняки и доломиты; определения: 15 - микрофитолигов, 16 - микрофоссилий, 17 - строматолитов, 18 - водорослей в кремнях, 19 - абсолютного возраста; 20 - дельвий

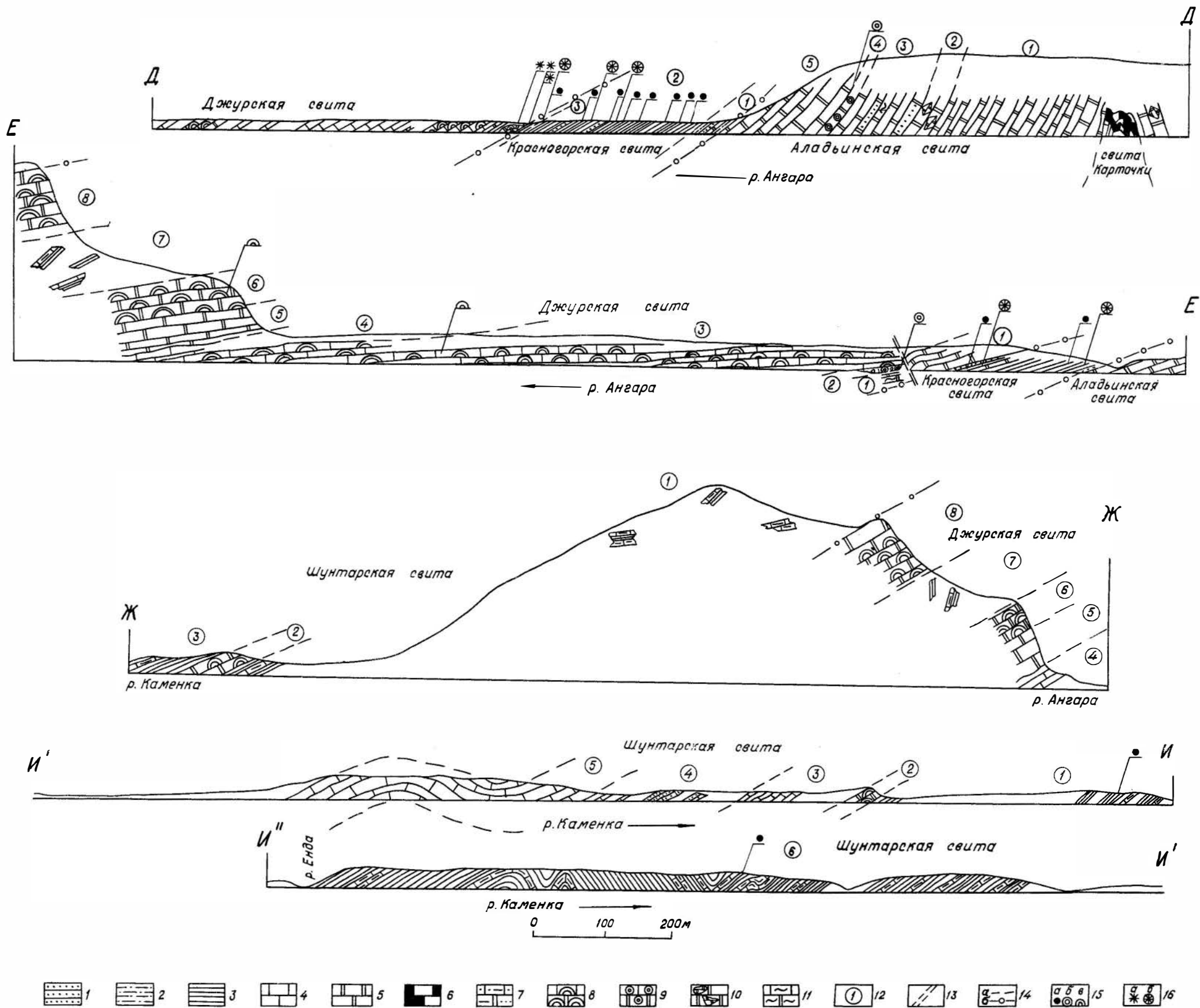


Рис.4. Геологические разрезы: ДД - против пос.Маньзя, ЕЕ - по р.Ангаре выше устья р.Каменки, ЖЖ - водораздел рр.Ангара и Каменки, И И И - приустьевая часть р.Каменки

I - песчаники; 2 - алевролиты; 3 - аргиллиты; 4 - известняки; 5 - доломиты; 6 - пестрые известняки свиты Карточки; 7 - известняки и доломиты песчанистые и глинистые; 8 - строматолитовые известняки и доломиты; 9 - онколитовые известняки и доломиты; 10 - обломочные доломиты; II - кремнистые породы; I2 - номера пачек; I3 - разломы; I4 - границы: а - пачек, б - свит; I5 - точки отбора образцов: а - на акритархи, б - микрофитоциты, в - строматолиты; I6 - определения абсолютного возраста: а - по глаукониту, б - по аргиллитам

Выше залегают строматолитовые доломиты джурской свиты.

Подобный же разрез красногорской свиты меньшей мощности и с меньшим содержанием песчаников вскрывается ниже по р.Ангаре у устья р.Зергули, выше пос.Каменка (см. рис.3,4) Переход от аладьинской свиты совершенно постепенный; аладьинские доломиты перекрываются пачкой переслаивающихся доломитов, алевролитов, аргиллитов и песчаников с нарастанием терригенной составляющей в сторону красногорской свиты.

Из аргиллитов красногорской свиты нами были отобраны валовые пробы для определения абсолютного возраста K-Ar методом (см. рис.3,4). Из разреза против устья р.Маньзи получено три определения: 878 ± 50 , 922 ± 30 , 863 ± 15 млн. лет; у устья р.Зергули - два определения: 899 ± 25 и 827 ± 5 млн. лет (Лебедев и др., 1980). Из глауконита в кровле красногорской свиты получены цифры 1007 ± 15 и 1090 ± 0 млн. лет (определения Ю.Н.Лебедева, лаборатория Л.В.Фирсова, сообщение № 777 - вторая цифра завышена вследствие потери калия). Эти результаты свидетельствуют о верхнерифейском возрасте красногорской свиты.

Из аргиллитов красногорской свиты выделен также обильный комплекс рифейских микрофоссилий, содержащий, по заключению В.Г.Пятилетова, следующие формы: *Leiosphaeridia effusa* (Schep), *L. vesljatica* (Tim.), *L. sinica* (Tim.), *L. minor* (Schep.), *L. pelucida* (Schep.), *L. tschaponica* (Tim.), *Protosphaeridium densum* Tim., *Trachysphaeridium salebrosum* Pjat., *T. laminaritum* Tim., *Nucellosphaeridium nordicum* (Tim.), *Pterospermopsimorpha pilliphormis* Tim., *P. deformata* Rud., *Leiovalia simplex* Pjat., *Simplassosphaeridium tumidulum* Tim., *Synsphaeridium sorediforme* Tim., *Digitus fulvus* Pjat., *D. parvus* Pjat., *Leiothrichoides typicus* Herms., *Oscillatorioopsis* sp., *Polyedrixium* sp.

Джурская свита выделена впервые С.В.Обручевым (1929) на р.Ангаре. Повсеместно отмечается согласное залегание на подстилающих отложениях красногорской свиты (Семихатов, 1962; Сагитов, 1962; Ковригина, Подгорная, 1978; и др.).

Один из лучших разрезов джурской свиты в Приангарье вскрывается по правому берегу р.Ангара у устья р.Каменки (см.рис.3,4) Здесь ниже устья р.Зергули на алевролитах и аргиллитах красногорской свиты согласно залегают (снизу вверх):

1. Доломиты темно-серые мелкокристаллические, плитчатые, часто окремненные. Окремненные доломиты и кремни образуют линзы мощностью до 2 м 20-25

2. Выше по разрезу, после небольшого тектонического нарушения обнажаются известняки серые, массивные с сантиметровыми прослоями кирпично-красных "мусорных" онколитовых известняков. Онколиты в основном перекристаллизованы, замещены кварцем. М.С.Якшиным определена *Volvatella Nar.* 5-8

3. Чередующиеся розовые и серые строматолитовые известняки. Строматолиты в розовых известняках выражены лучше, часто столбчатые, в отличие от пластово-столбчатых и пластовых, развитых в серых известняках. Иногда строматолиты образуют мелкие (диаметром до 2 м) биогермы, пространство между которыми заполнено розовым и красным терригенно-карбонатным материалом 90-95

4. Известняки серые слоистые, полосчатые, мелкокристаллические 20

5. Доломиты серые, светло-серые полосчатые. На нижележащей пачке залегают с резкой границей, иногда с местными размывами, с образованием довольно глубоких (до 0,5 м) карманов. В средней части пачки доломиты интенсивно раскристаллизованы. Кристаллы доломита в отдельных линзах достигают величины 1 см 40

6. Доломиты строматолитовые массивные, серые. Из строматолитов определены *Conophyton cylindricum Masl* 45

7. Чередующиеся серые, зеленовато-серые и темно-серые алевролиты, известковистые аргиллиты и глинистые известняки. Пачка плохо обнажена, но четко выражена пологим уступом в рельефе 80-90

8. Доломиты серые, светло-серые, иногда полосчатые, встречаются строматолитовые доломиты 100-110

Выше залегают углисто-известковистые аргиллиты и известняки шунтарской свиты. Общая мощность джурской свиты, таким образом, 350-400 м.

Близкий к описанному разрез нижней части свиты вскрывается на правом берегу р.Ангара выше устья р.Лунчи (см. рис.3,4). Из основания этого разреза сделаны определения абсолютного возраста по глаукониту 924_±40 млн. лет (Лебедев и др., 1980), что свидетельствует о верхнерифейском возрасте свиты. В других раз-

резах Енисейского края, в джурской свите известны находки строматолитов: *Conophyton cylindricus* Masl., *Tungussia confusa* Semikh., *Baicalia ampla* Semikh. (Семихатов, 1962), *Jacutophyton* sp. (Крылов и др., 1968).

Из северо-западной части Енисейского края из толщ, достаточно уверенно коррелируемых с джурской свитой, В.Ю.Шенфильем определены *Inzeria tjomusi* Kryl. (Карпинский, Шенфиль, 1978), что также подтверждает верхнерифейский возраст джурской свиты.

Шунтарская свита выделена С.В.Обручевым (1929) по р.Ангаре у шиверы Шунтарской. Отложения шунтарской свиты залегают на джурской согласно и связаны с ней постепенным переходом. Верхняя граница джурской свиты проводится по последней мощной пачке строматолитовых доломитов довольно условно, так как аналогичные доломиты развиты и среди аргиллитов и алевролитов шунтарской свиты, а аргиллиты, алевролиты и известняки пачки 7 джурской свиты неотличимы от шунтарских.

В одном из наиболее полных разрезов по левому берегу р. Каменки в ее приустьевой части и на ее водоразделе с р.Ангарой (см. рис.3,4) выше строматолитовых доломитов джурской свиты залегают (снизу вверх):

Мощность, м

1. Чередующиеся темно-, буровато-серые тонкоплитчатые аргиллиты, обычно слегка известковистые, и темно-серые глинистые плитчатые, часто волнисто-слоистые известняки. В верхней части прослой (около 20 см) чистых плотных мелкокристаллических известняков. Эта часть разреза обнажена плохо300-310

2. Доломиты строматолитовые серые, иногда коричневатые, очень похожие на типично джурские 25-30

3. Известняки темно-серые мелкокристаллические плитчатые, часто глинистые 80-90

4. Тонкое чередование известняков, известковистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Известковистость песчаников, алевролитов, аргиллитов более характерна в нижней части пачки, вверх она уменьшается. В верхней части прослой глинисто-углистых рыхлых известняков 160

5. Известняки массивные и толстоплитчатые, темно-серые с редкими прослоями рыхлого глинисто-углистого известняка. 45-50

6. Ритмично чередующиеся аргиллиты, известковистые алевро-

литы и плитчатые глинистые известняки, темно-серые и черные. В средней части прослой чередующихся зеленовато-серых известняков и желтовато-серых алевритистых аргиллитов. Низы пачки на р. Каменке обнажены, верхи отсутствуют. Разрез пачки 6 надстраивается по левому берегу р. Ангары ниже устья р. Каменки у Шунтарской шиверы, где обнажаются аналогичные темно-серые и черные терригенно-карбонатные отложения, согласно перекрытые массивными доломитами свиты Серого ключа (рис.5,3).

Мощность пачки 6 ориентировочно 450–500 м. Общая мощность шунтарской свиты I060–II40 м.

Как уже отмечалось выше, доломиты пачки 2, внешне сходные с джурскими, включены в шунтарскую свиту, так как они маломощны и трудны для прослеживания из-за своей биогермной природы и к тому же отделены от основного тела джурской свиты мощной толщей характерных для шунтарской свиты алевролитов и аргиллитов (пачка I).

Из аргиллитов нижней и средней части разреза по нашим сборам В.Г.Пятилетовым определены микрофоссилии *Leiosphaeridia effusa* (Schep.), *L. vesljanica* (Tim.), *L. tschapomica* (Tim.), *L. sinica* (Tim.), *L. minor* (Schep.), *Protosphaeridium densum* Tim., *Trachysphaeridium laminaritum* Tim., *Leiovalia simplex* Pjat., *Leiothrichoides typicus* Herm., *Oscillatoriopsis* sp., свидетельствующие о рифейском возрасте отложений.

Ранее с р.Б.Пит из шунтарской свиты были определены строматолиты *Pitella lanceolata* Semikh. (Семихатов, 1962).

С в и т а С е р о г о К л ю ч а выделена Г.И.Кириченко (1948) по р.Ангаре у устья ключа Серого. В стратотипе обнажена только верхняя часть свиты (см. рис.5,3), а низы ее и контакт с подстилающими отложениями шунтарской свиты наблюдаются на противоположном берегу р. Ангары чуть выше по течению (см. рис.5). Здесь на темно-серых алевролитах и аргиллитах шунтарской свиты согласно залегают (снизу вверх):

Мощность, м

I. Доломиты массивные кристаллические светло-серые, серые, в средней части пачки темно-серые, иногда строматолитовые, битуминозные, издающие резкий запах при ударе I50

В основании пачки залегают переслаивающиеся (0,4–0,6 м) серые массивные и плитчатые доломиты и темно-серые плитчатые алев-

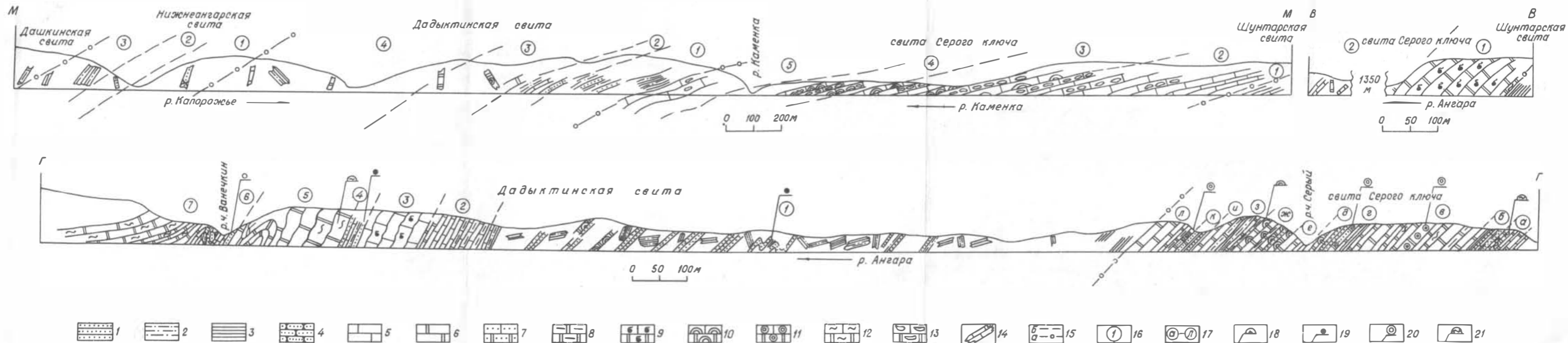


Рис.5. Геологические разрезы: ВВ - у шиверы Шунтарской по левому берегу р.Ангара, ГГ - у шиверы Шунтарской по правому берегу р.Ангара, ММ - р.Каменка, приустьевая часть р.Капорожье

1 - песчаники; 2 - алевролиты; 3 - аргиллиты; 4 - кварцитовидные песчаники нижеангарской свиты; 5 - известняки; 6 - доломиты; 7 - известняки и доломиты песчаные; 8 - известняки и доломиты глинистые; 9 - битуминозность; 10 - строматолитовые известняки и доломиты; 11 - онколитовые известняки и доломиты; 12 - окремнение; 13 - обломочные известняки; 14 - делльвий; 15 - граница: а - пачек, б - свит; 16 - номера пачек; 17 - индексы слоев; точки отбора образцов: 18 - на строматолиты, 19 - акритархи, 20 - микрофитолиты, 21 - кремневые водоросли

ролиты и аргиллиты (7 м). В плитчатых доломитах линзочки черных афанитовых кремней (0,5–2 x 1–7 см), содержащих обильный комплекс нитчатых и одноклеточных сине-зеленых водорослей.

2. Далее вниз по р.Ангаре на протяжении 1350 м склон задерживается, а затем в интервале 1350–2100 м отмечаются редкие коренные выходы и делловий серых пелитоморфных плитчатых известняков, аргиллитов, песчаников, мощность которых оценивается различными исследователями, ввиду недостатка информации, в широких пределах – от 150 до 750 м (Семихатов, 1962; Сагитов, 1962; Ковригина, Подгорная, 1978; и др.).

Хорошо обнаженный разрез верхней части свиты Серого ключа наблюдается на противоположном правом берегу р.Ангары у Шунтарской шиверы (см. рис.5,3). Выше плитчатых серых афанитовых известняков пачки 2, образующих обильные развалы, и переходной пачки переслаивания светло-серых доломитов и известняков (20м) обнажается мощная (420–430 м) преимущественно доломитовая пачка 3, содержащая редкие прослой кремней, аргиллитов, алевролитов, песчаников, в верхней части – известняков, имеющая в деталях следующее строение (снизу вверх):

Мощность, м

а) доломиты светло-серые, толсто-, среднеслоистые, тонкозернистые с прослоями (1–15 см), линзами и овальными стяжениями темно-коричневых, почти черных афанитовых кремней (см. рис.5). В каждом из 25 прослоев и линз кремней обнаружены нитчатые и одноклеточные водоросли, а в самом нижнем из них – водоросли *Obrutchevella blandita* Schenf., и *Glenobotrydion aenigmatis* Schopf (Шенфильд, 1978) 12

б) доломиты серые и светло-серые плитчатые, содержащие прослой (5–10 см) зеленовато-серых аргиллитов, алевролитов и светло-серых кварцевых песчаников с доломитовым цементом 30–35

в) доломиты серые, светло-серые, розовато-серые массивные и плитчатые, иногда слабо глинистые. Редкие лизны темно-серых кремней. В доломитах микрофитоциты *Osagia* sp. 150

г) чередующиеся аргиллиты зеленовато-серые (1–2 см), алевролиты доломитистые (10–30 см), доломиты глинистые тонкоплитчатые (5–10 см), доломиты массивные светло-серые и серые (15–30см). Последние иногда содержат линзы и прослой (1–2 см) мелко-среднезернистых кварцевых песчаников на доломитовом цементе. Породы

образуют пакеты мощностью 0,5–0,7 м, начинающиеся с аргиллитов и заканчивающиеся доломитами. В доломитах микрофитолиты *Osagia* sp. и *Vesicularites* sp. 24

д) чередующиеся песчаники кварцевые, мелко-, среднезернистые (10–20 см) и слабшие верх ритма доломиты (15–25 см) серые до темно-серых среднеплитчатые и толстоплитчатые, иногда в кровле пласта строматолитовые 20

Встречаются песчаные разновидности строматолитов с хорошо выраженной кривой слоистостью.

Выше по разрезу вниз по р.Ангаре после задержанного русла клича Серого обнажаются:

е) доломиты серые и темно-серые среднеплитчатые, сверху массивные 32

ж) доломиты светло-серые и розовато-серые массивные строматолитовые с прослоями песчаных и глинистых доломитов в основании. Строматолиты *Minjaria uralica* Kryl. (Семикатов, 1962)... 60

з) переслаивающиеся доломиты плитчатые серые и белые, аргиллиты и алевролиты темно-серые и зеленовато-серые, в верхней части прослойки песчаников кварцевых мелко-, тонкозернистых темно-серых 30

и) известняки темно-серые массивные, часто тонкослоистые и известняки глинистые тонкоплитчатые. В массивных известняках широко развиты трещины усыхания, выполненные более светлыми карбонатами 25

к) аргиллиты, алевролиты темно-серые с прослоями тонкоплитчатых известняков, песчаников и, в верхах пачки, доломитов 20

л) доломиты светло-серые, темно-серые массивные и плитчатые, в нижней части иногда глинистые и песчаные с микрофитолитами *Osagia* cf. *tenuilamellata* Reitl 65

Выше залегают темно-серые аргиллиты основания дадыктинской свиты.

Суммарная мощность отложений свиты Серого клича из-за неопределенности пачки 2 оценивается ориентировочно в 730–1500 м.

Рассмотренный стратотипический разрез по р.Ангаре у Шунтарской шиверы, по существу, является аномальным, так как уже в ближайших разрезах свиты Серого клича по р.Каменке у о-ва Чуки всего в 20 км к северу доломиты в разрезе замещаются известняками.

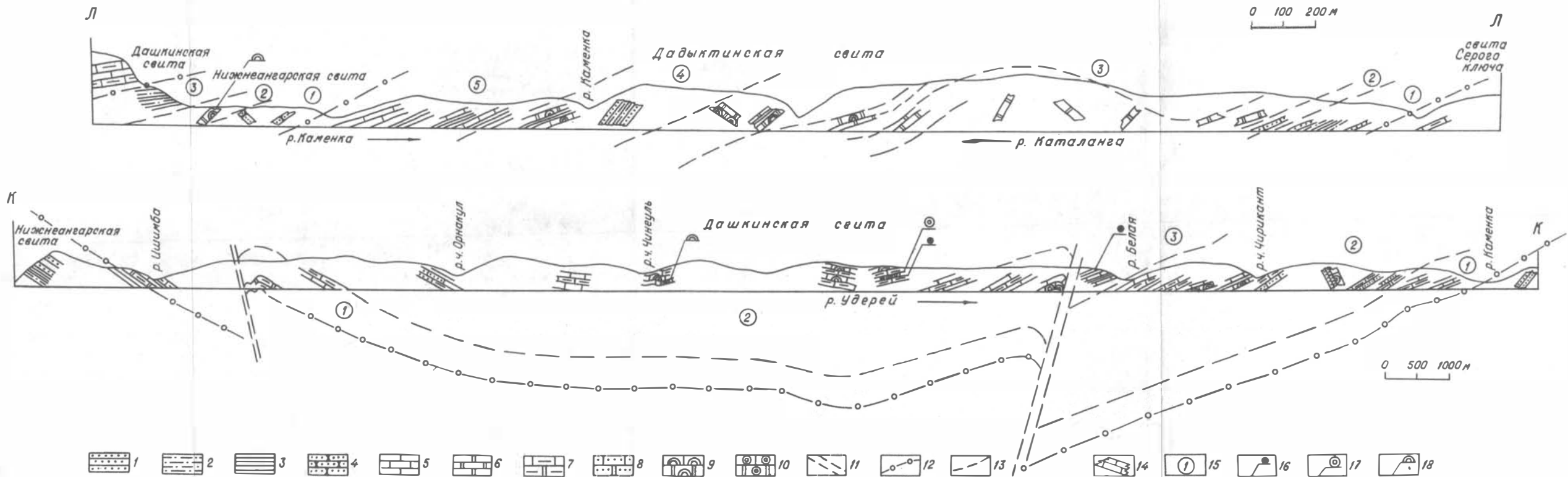


Рис.6. Геологические разрезы: LL - р.Каменка, устье рч.Ямного - р.Каталанга, KK - Удерейская синклинал

I - песчаники; 2 - алевролиты; 3 - аргиллиты; 4 - кварцитовидные песчаники нижнеангарской свиты; 5 - известняки; 6 - доломиты; 7 - глинистые известняки и доломиты; 8 - песчаные известняки и доломиты; 9 - строматолитовые известняки и доломиты; 10 - онколитовые известняки и доломиты; 11 - разломы; 12 - границы свит; 13 - границы пачек; 14 - деловий, 15 - номера пачек; точки отбора образцов: 16 - на акритархи, 17 - микрофитоциты, 18 - строматолиты

Лишь выше устья р.Удерей в верхней пачке отмечается несколько незначительных прослоев доломитов (рис.6,3). Наиболее хорошо обнаженный и полный разрез свиты Серого ключа вскрывается выше устья р.Капорожье на левом берегу р.Каменки. Переход от аргиллитов пунтарской свиты совершенно постепенный: появляются прослой известковистых аргиллитов, затем количество их нарастает и они сменяются тонкоплитчатыми глинистыми, темно-серыми известняками с прослоями более чистых светло-серых известняков (пачка I). Граница между свитами Серого ключа и пунтарской весьма условна и проводится по преобладанию в сланцах известковистого материала. Мощность переходной пачки в этом разрезе около 60 м. Выше переходной пачки вниз по течению р.Каменки обнажаются:

2. Переслаивающиеся темно-серые чистые, иногда слабоглинистые известняки и обломочные известняки. Обломки слабоокатанные, не отличавшиеся по составу от цементирующей массы. Размер обломков уменьшается в верхней части, в основании пачки они достигают 5x2x3 см, в кровле средняя величина 2x1x1 см. Количество прослоев обломочных известняков растет и достигает в верхней части 25-30% 75-80

3. Чередующиеся обломочные и строматолитовые известняки с редкими прослоями чистых светло-серых и серых известняков. Строматолиты в нижней части пластовые вверх постепенно сменяются крупными (с диаметром до 5 см) столбчатыми. Количество строматолитовых, обломочных и чистых известняков в пачке примерно равно (около 30%) 90-95

4. Чередующиеся строматолитовые и обломочные известняки. Строматолиты столбчатые, мелкие, с диаметром столбика 1-2 см. Пространство между ними также заполнено обломками известняка. Часто наблюдается рост строматолитов с поверхности обломков..... 60-65

Выше разрез вскрывается в редких деловиальных развалах по берегу р.Каменки и в коренных выходах в приустьевой части р.Капорожье:

5. Известняки тонко-, среднеплитчатые, иногда глинистые, прослой обломочных известняков80-100

На известняках согласно залегают алевролиты дядягинской свиты. Мощность свиты Серого ключа в описанном разрезе составляет 360-400 м. Другие разрезы свиты в бассейне р.Каменки не отли-

чаются по строению, различие есть лишь в мощности отдельных пачек, поэтому они здесь не приводятся.

Из отложений свиты Серого ключа известны определения строматолитов *Minjaria uralica* Kryl., *Inzeria nimbifera* Semikh., *Baicalia unca* Semikh., *Tungussia nodosa* Semikh. (Семихатов, 1962, 1974). Как отмечалось выше, нами определены водоросли *Glenobrydion aenigmatis* Schopf., ранее обнаруженные в верхнерифейских отложениях Австралии, в формации Биттер-Спрингс.

Таким образом, данные по водорослям и строматолитам свидетельствуют о верхнерифейском возрасте свиты Серого ключа.

Ладыгинская свита была выделена Г.И.Кириченко (1955). Она представлена аргиллитами, алевролитами, песчаниками и доломитами, согласно залегающими в бассейне рр. Ангара и Каменка на отложениях свиты Серого ключа. По р. Ангаре у шиверы Шунтар (см. рис. 5,3) выше доломитов свиты Серого ключа залегают аргиллиты темно-серые тонкоплитчатые и листоватые, среди которых выше по разрезу появляются прослои алевролитов и кварцевых песчаников, в верхней части (единичные) прослои красных, бурых песчаных строматолитовых доломитов. Эта часть разреза (пачка I) плохо обнажена. В редких коренных выходах видно, что породы смяты в мелкие многочисленные складки, поэтому достоверно замерить мощность отложений невозможно. По приблизительным оценкам она составляет 400–500 м. Выше по разрезу обнажаются (снизу вверх):

Мощность, м

2. Чередующиеся глинистые тонкоплитчатые и среднеплитчатые известняки, в верхней части пачки глинистые известняки сменяются доломитами 100–110

3. Черные массивные, иногда битуминозные известняки 120

4. Чередующиеся аргиллиты, алевролиты, песчаники, в нижней части незначительное количество известняков 25–30

5. Доломиты массивные, в верхней части среднеплитчатые.

По всей пачке многочисленные тонкие прослои светло-серых, фиолетово-серых и черных кремней с нитчатыми и одноклеточными водорослями 130–140

6. Чередующиеся известняки и доломиты тонкоплитчатые, часто глинистые, алевролитистые 40–45

7. Чередующиеся доломиты тонко-, среднеплитчатые, темно-серые битуминозные и массивные серые доломиты. Многочисленные

прослой и линзы (до 5–8 см) темно-серых, иногда черных кремней.
Видимая мощность 80–90

Последняя пачка интенсивно смята, и верхняя часть ее срезана тектоническим нарушением. Таким образом, вскрытая мощность дадыктинской свиты на р. Ангаре 720–820 м.

Полные разрезы свиты изучены в бассейне р. Каменки по ее притокам рр. Капорожьё, Каталанге и по самой Каменке выше устья р. Удерей. Наиболее представительный разрез низов дадыктинской свиты вскрывается в коренных обнажениях и делювиальных развалах в приустьевой части р. Капорожьё, правого притока р. Каменки. Здесь на известняках (см рис. 5,3) свиты Серого ключа согласно залегают (снизу вверх):

1. Чередующиеся алевролиты и аргиллиты темно-серые, зеленые, голубовато-зеленые, вверх постепенно сменяющиеся песчанистыми алевролитами и тонкозернистыми темно-бурыми кварцевыми песчаниками 40

2. Чередующиеся известняки серые, афанитовые, песчанистые известняки, мелкозернистые песчаники и алевролиты 40

3. Светло-серые массивные, иногда строматолитовые доломиты. 200

Выше в редких делювиальных развалах наблюдаются темно-серые аргиллиты и алевролиты, в средней части – серые плитчатые доломиты. Далее появляются кварцитовидные желтовато-серые песчаники основания нижнеангарской свиты. Мощность верхней части дадыктинской свиты около 400–450 м. Общая мощность свиты 800–820 м.

Верхняя часть свиты лучше обнажена по рр. Каталанге и Каменке в приустьевых частях руч. Ямного – р. Каталанги. Здесь выше массивных светло-серых доломитов залегают:

4. Тонкоплитчатые темно-серые алевролиты, переслаивающиеся с тонкозернистыми кварцевыми песчаниками, глинистыми тонкоплитчатыми известняками, в верхней части пачки с массивными, часто строматолитовыми известняками и известковистыми доломитами. 200

5. Глинистые плитчатые известняки темно-серые, переслаивающиеся с бурыми, темно-серыми, вишневыми аргиллитами 250

Выше по правому берегу р. Каменки вскрываются кварцитовидные песчаники нижнеангарской свиты.

Общая мощность дадыктинской свиты в описанных разрезах 820–

850 м. Из разрезов дадыктинской свиты нами были собраны акритархи: (определения В.Г.Пятилетова) *Leiosphaeridia effusa* (Schep.), *L. vesljanica* (Tim.), *L. sinica* (Tim.), *L. minor* (Schep.), *Protosphaeridium densum* Tim., *Synplassosphaeridium tumidulum* Tim., *Synsphaeridium solediforme* Tim., *Leiothrichoides typicus* Нем., *Oscillatoropsis* sp. Ранее из доломитов дадыктинской свиты были определены строматолиты: *Minjaria uralica* Kryl., *Inzeria numbifera* Semikh., *Tungussia confusa* Semikh. (Семихатов, 1962, 1974), на основании которых верхнерифейский возраст отложений дадыктинской свиты не вызывает сомнений. Кроме того, нами из доломитов ниже устья р.Каталанги определены *Jacutophyton* sp.

Ослянская серия

Отложения тунгусикской серии в бассейне р.Каменки с размывом, но без видимого структурного несогласия перекрываются отложениями ослянской серии, состоящей из нижнеангарской и дадыктинской свит (Семихатов, 1962; и др.).

Н и ж н е а н г а р с к а я с в и т а выделена А.П.Рублевым и Ф.Я.Паном (Семихатов, 1962). Она выполняет крылья крупной Магдытайской синклинали и широко развита в бассейне р.Каменки и ее притока р.Удереи. Западный тип разреза, в котором нижнеангарская свита представлена гематитсодержащими терригенными породами, нами детально не изучался. В восточном крыле Магдытайской синклинали она в ряде участков частично или полностью выпадает из разреза по тектоническим нарушениям (в частности, по р.Каменке выше устья р.Удереи) или же обнажена слабо. Наиболее полное представление о строении здесь нижнеангарской свиты можно составить по делению и редким коренным выходам по р.Капорожью, где выше алевролитов дадыктинской свиты (рис.5,3) залегают (снизу вверх):

Мощность, м

1. Кварцевые и кварцитовидные светло-желтые средне-крупнозернистые песчаники, часто полосчатые, плитчатые и массивные, обычно ожелезненные 180-220
2. Песчанистые известняки, известковистые и доломитистые песчаники, массивные и плитчатые, темно-серые, иногда с неясно-

выраженной строматолитоподобной структурой с прослоями полосчатых мергелей, алевролитов и аргиллитов 40-70

3. Алевролиты и аргиллиты темно-серые I20-I30

Выше залегают темно-серые глинистые известняки дашкинской свиты. Общая мощность нижеангарской свиты 360 м.

Верхняя часть свиты хорошо вскрыта в правом борту р.Каменки в районе устья руч.Ямного. Выше развалов желтых, светло-серых и белых массивных кварцевых мелкозернистых песчаников здесь наблюдаются глыбы строматолитовых доломитов, из которых определена *Anabaria samenensis* Schenf.

Вероятно, эти доломиты представляют собой линзообразное тело, являющееся по латерали аналогом пачки 2 разреза по р.Капорожью. Выше в коренных выходах вскрываются аргиллиты и алевролиты пачки 3 темно-серые, зеленовато-серые, голубоватые с прослоями кирпично-красных, бурых аргиллитов и песчаников в кровле. Породы ожелезнены; наблюдается большое количество лимонита, кристаллов пирита и поры от их выщелачивания. Мощность обнаженной части пачки 100 м. Выше вскрываются тонкоплитчатые глинистые известняки дашкинской свиты.

Да ш к и н с к а я с в и т а, выделенная в 1947 г. Ф.Я.Паном и А.К.Рублевым (Семихатов, 1962), слагает центральную часть Магдыгайской синклинали. Наиболее полный ее разрез вскрывается в нижнем течении р.Удерей. Однако и он фрагментарен: обнажения чередуются с более протяженными задернованными участками (см. рис.6,3). В связи с этим и наличием ряда тектонических нарушений интерпретация разреза не однозначна. Она специально рассмотрена нами в отдельной статье, находящейся в печати, пока лишь отметим, что наиболее полный разрез наблюдается в восточном крыле синклинали до крупного нарушения, выходящего на р.Удерей в 18 км выше устья р.Белой (см. рис.6). Здесь выше отложений нижеангарской свиты согласно залегают (снизу вверх):

Мощность, м

1. Известняки глинистые темно-серые и черные, иногда алевролитистые, песчанистые косослоистые с прослоями аргиллитов, алевролитов, глинистых и известковистых доломитов250-400

2. Переслаивающиеся массивные и плитчатые известняки, прослой и линзы глинистых, алевролитистых, песчанистых косослоистых, обломочных, онколитовых и микрофитолитовых известняков..... I300-I600

3. Ритмично чередующиеся темно-серые толстослойные известняки, тонкоплитчатые глинистые известняки и аргиллиты. Биогермы, прослой со строматолитами, микрофитолитами200-300

Выше отложения дашкинской свиты уничтожены современным эрозионным срезом. Таким образом, ее вскрытая мощность составляет 1750-2300 м.

В собранных нами пробах из 2 и 3-й пачки В.Г.Пятилетовым были определены рифейские микрофоссилии: *Leosphaeridia effusa* (Schep.), *L. sinica* (Tim.), *L. minor* (Schep.), *L. pelucida* (Schep.), *L. tschaporica* (Tim.), *L. vesljanioa* (Tim.), *Protosphaeridium densum* Tim., *Pterospermopsimorpha pileiformis* Tim., *P. deformata* Rud., *Agidelia reta* Pjat., *Symphysosphaeridium tumidulum* Tim., *Udereica ornata* Pjat., *Trachysphaeridium salebrosus* Pjat., *Leiothrichoides typicus* Herm., *Synsphaeridium sorediforme* Tim., *Nucellosphaeridium nordium* (Tim.).

Из микрофитоцитов в дашкинской свите известны определения: *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *V. obscurus* Z. Zhur., *V. stratosus* Z. Zhur., *V. porectus* Z. Zhur., *Nubecularites abustus* Z. Zhur., *Radiosus vitreus* Z. Zhur. (Журавлева и др., 1969). *Nubecularites uniformis* Z. Zhur., *Osagia udereica* Yaksch., *Glebosites gentilis* Z. Zhur. (Хоментовский и др., 1972), *Osagia monolamellosa* Z. Zhur., *Radiosus polaris* Zabr., *Volvatella* Nar. (Решения..., 1972). Дополнительно по нашим сборам были определены М.С.Якшиным *Osagia tenuilamellata* Reitl. и *O. aff. composita* Z. Zhur. Кроме того, из дашкинской свиты определены строматолиты *Juruzania chineulica* Schenf. и *Tungussia nodosa* Semikh. (Хоментовский и др., 1972).

Отложения дашкинской свиты с размывом перекрываются отложениями тасеевской серии, которые в пределах Магдгайской синклинали нами детально не изучались, в связи с чем в настоящей статье рассматриваться не будут.

Итак, в результате проделанной работы нами заново составлен опорный разрез верхнедокембрийских отложений Восточного Приангарья от подошвы погорьской до кровли дашкинской свиты и приведены все геологические профили, лежащие в основе обоснования этого разреза. Был уточнен ряд деталей строения, но принципиальных изменений не произошло.

Подтверждено отмеченное всеми предыдущими исследователями

(Семихатов, 1962; и др.) наличие резких фациальных изменений рассмотренных отложений к западу, идущее в основном в направлении замещения карбонатных пород терригенными. Особо хотелось бы обратить внимание на известное ранее быстрое замещение доломитов свиты Серого ключа известняками от р. Ангары к низовьям р. Каменки, которое происходит непосредственно в пределах восточной части Каменской зоны. Отмеченную фациальную изменчивость необходимо учитывать при интерпретации данных глубокого бурения на закрытых территориях, прилегающих к Енисейскому краю с востока и, в частности, в пределах Камовского свода.

Гораздо более важные новые данные получены для пересмотра устоявшихся представлений о возрасте рассмотренных отложений.

Во-первых, доказано более низкое положение на Енисейском крае границы среднего и верхнего рифея, чем это принималось ранее, когда она проводилась в верхней части тунгусийской серии в основании свиты Серого ключа (Келлер и др., 1960; Семихатов, 1962, 1974; и др.). Как известно, в стратотипе рифея на Урале эта граница определяется цифрами 1050±50 млн. лет (Решения..., 1979) и выше нее развиты строматолиты *Inzeria tjomusi* Kryl. и *Jugusania cylindrica* Kryl. Строматолиты *Inzeria tjomusi* Kryl. определены нами в джурской свите несколько ранее (Карпинский, Шенфильд, 1978). Новые данные по абсолютному возрасту красногорской и джурской свит (от 1 млрд. лет и менее) однозначно позволяют отнести к верхнему рифею всю тунгусийскую серию. Этот вывод выходит далеко за рамки регионального, так как вместе с новыми данными по обоснованию верхнерифейского возраста всей лангдинской подсерии в Учуро-Майском районе (Хоментовский и др., 1972; Комар, 1973; Шенфильд, 1978; и др.) приводит к пересмотру прежних представлений (Келлер и др., 1960; Семихатов, 1974; Крылов, 1975; и др.) об объеме верхнего рифея в Сибири и вообще о принципах проведения границы среднего и верхнего рифея. В частности, оказывается неверным принцип обоснования среднерифейского возраста отложений по наличию в них якутофитоново-конофитоново-байкальской ассоциации строматолитов (Крылов, 1975; и др.).

Во-вторых, дополнительное обоснование по микрофоссилиям получили данные М.А. Семихатова о верхнерифейском возрасте отложений осянкой серии (Семихатов, 1962, 1974). Этот вывод также имеет принципиальное значение для решения общих вопросов рас-

членения верхов верхнего докембрия и, в частности, для проблемы кудаша. Как известно, при обосновании нижней границы кудаша основной упор делается на появление юдомского комплекса микрофито-литов (Келлер, Кратц, 1979; и др.). Неодновременность этого события в разных регионах уже отмечалось рядом исследователей ранее (Хоментовский и др., 1972; Якшин, 1975; Хоментовский, 1976; и др.). Данные по микрофоссилиям совершенно однозначно указывают на более древний – додомский возраст дашкинской свиты, поскольку для юдомской свиты и ее аналогов в обрамлении Сибирской плат-формы характерен гораздо более молодой комплекс микрофоссилий (Волкова и др., 1980; Рудавская, Фролов, 1974). Этот вывод нахо-дится в полном соответствии с данными историко-геологического метода о более древнем возрасте дашкинской свиты и отвергает принцип обоснования нижней границы кудаша по появлению юдомского комплекса микрофито-литов.

Большой интерес представляет также открытие новой предста-вительной микробиоты в кремнях свиты Серого ключа по р. Ангаре, в которой кроме различных нитчатых и одноклеточных водорослей об-наружен *Glebobotrydion aenigmatis* Schopf., известный в отложени-ях формации Биттер–Спрингс в Австралии (с возрастом около 900 млн. лет), и новый вид обручевелл. Последняя находка имеет прин-ципиальное значение, так как до сих пор преобладают представле-ния, что обручевеллы не встречаются в отложениях древнее венда.

ЛИТЕРАТУРА

- Волкова Н.А., Кирьянов В.В., Пятилетов В.Г. и др. Микрофоссилии верхнего докембрия Сибирской платформы. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 1, с. 23–29.
- Казанский Ю.П. Особенности вторичных преобразований в терриген-но-карбонатных породах верхнего докембрия юго-восточной части Енисейского кряжа. – В кн.: Постседиментационные пре-образования осадочных пород Сибири. М.: Наука, 1967, с. 180–205.
- Карпинский Р.Б., Шевфиль В.Ю. Новые данные о возрасте рифейских толщ северо-западной части Енисейского кряжа. – В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Сибирской платформы. Новосибирск, 1978, с. 70–76.

- Келлер Б.М., Казаков Г.А., Крылов И.Н. и др. Новые данные по стратиграфии рифейской группы (верхний протерозой).— Изв. АН СССР. Сер.геол., 1960, № 12, с.26—41.
- Келлер Б.М., Кратц К.О. Общая стратиграфическая шкала докембрия СССР и пути ее совершенствования.— В кн.: Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Л.: Наука, 1979, с.127—146. (Тр. У сессии Научного совета по геологии докембрия. Уфа, 1977).
- Кириченко Г.И. Возраст и площадь распространения железорудного бассейна в Енисейском крае.— Сов. геол., 1948, сб.32, с.26—29.
- Кириченко Г.И. Верхний протерозой западной окраины Сибирской платформы.— Материалы Всесоюз. научн. исслед. геол. ин-та, 1955, вып.7, с.3—29.
- Ковригина Е.К., Подгорная Н.С. Верхний протерозой.— В кн.: Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (нов. серия). Объяснит. записка. Лист О-46(47). Красноярск. Л., 1978, с.28—44.
- Комар Вл.А. Новые данные о корреляции рифейских отложений Южного Урала и Сибири.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 10, с.30—36.
- Крылов И.Н. Строматолиты рифея и фанерозоя СССР.— М., 1975.— 243 с.
- Крылов И.Н., Комар Вл.А. О строматолитах вендского комплекса.— В кн.: Всесоюз. симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Новосибирск, 1965, с.44—45.
- Крылов И.Н., Нухнов С.В., Шаповалова И.Г. О строматолитовых комплексах среднего рифея.— Докл. АН СССР, 1968, т.181, №2, с.426—429.
- Лебедев Ю.Н., Шенфильд В.Ю., Диденко А.Н. Новые определения абсолютного возраста верхнерифейских отложений Енисейского края.— Геол. и геофиз., 1980, № II.
- Обручев С.В. Итоги работ 1917—1924 гг. в Тунгусском угольном бассейне.— Бл. МОИП, Отд. геол., 1929, 7, № 1—2, с.20—47.
- Обручев С.В. Тунгусский бассейн. Т.1—2.— Тр. Всесоюз. геол.—развед. объединения, 1932, вып.165; 1933, вып.178.— 357 с.
- Полевая Н.И., Казаков Г.А. Возрастное расчленение и корреляция древних немых отложений по отношению $\text{Ar}^{40}/\text{K}^{40}$ в глауконитах.— Тр. ИАГЕД АН СССР, 1961, вып.12, с.103—122.

- Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири.— М.: Госгеолтехиздат, 1959.— 91 с.
- Решения Совещания по стратиграфии вендских отложений Сибирской платформы и ее непосредственного обрамления.— Новосибирск, 1972.— 48 с.
- Решения и рекомендации Всесоюзного коллоквиума по микрофитоли-там опорных разрезов верхнего докембрия Средней Сибири.— Иркутск, 1979.— 60 с.
- Рудавская В.А., Фролов Б.М. Первые находки акритарх в нижних горизонтах опорных разрезов юдомской свиты.— В кн.: Микро-фоссилии СССР. Новосибирск, Наука, 1974, с. II—13. (Тр. ИГиГ, вып. 81).
- Сагитов Н.А. Докембрий Заангарья Енисейского края.— Казань, 1962.— 131 с.
- Семихатов М.А. Рифей и нижний кембрий Енисейского края.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.— 242 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 68).
- Семихатов М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя.— М.: Наука, 1974.— 302 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 256).
- Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Бутаков Е.П. Опор-ные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы.— М.: Наука, 1972.— 356 с.
- Хоментовский В.В. Венд.— Новосибирск: Наука, 1976.— 271 с.
- Шенфиль В.Ю. Проблема корреляции рифейских отложений Сибири по строматолитам.— В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтоло-гии позднего докембрия Сибирской платформы. Новосибирск: 1978, с. 22—37.
- Якшин М.С. О каланчевском комплексе микрофитолитов.— Геол. и геофиз., 1975, № 2, с. 44—54.

ВЕРХНЕРИФЕЙСКИЙ КОМПЛЕКС РАСТИТЕЛЬНЫХ МИКРОФОССИЛИЙ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Наиболее перспективной группой палеонтологических остатков для расчленения и корреляции позднедокембрийских терригенных и терригенно-карбонатных отложений являются микрофоссилии (акри-тархи). В настоящее время по данной группе микроорганизмов на территории Южного Урала и Башкирского Приуралья сделана попытка расчленения стратиграфического разреза рифея (Янкаускас, 1979а, б; 1980).

В пределах Сибирской платформы и ее складчатого обрамления наиболее полно стратиграфическое распространение древних микрофоссилий изучено в верхнерифейских отложениях Учуро-Майского района, Туруханского и Чадобецкого поднятий, Прибайкалья, Камовского свода, Манского прогиба и других районов (Тимофеев, 1966, 1969; Тимофеев и др., 1976; Рудавская, 1974; Рудавская, Фролов, 1978; Пятилетов, Бутаков, 1978; Хоментовский и др., 1978; Волкова и др., 1980; и многие др.). Данные о микрофоссилиях более древних фитем рифея практически отсутствуют. Поэтому наиболее важным в настоящее время является выбор опорного региона, где бы имелись наиболее полные разрезы позднего докембрия (рифея), и выделение в них эталонных комплексов микрофоссилий.

В пределах Енисейского кряжа, расположенного на западной окраине Сибирской платформы, находится один из лучших разрезов докембрия. Относительно хорошая обнаженность, полнота геологического разреза всех фитем рифея (более 10 км мощности), наличие терригенных фаций на различных стратиграфических уровнях — все это свидетельствует о том, что данный регион может являться опорным, а первые данные по микрофоссилиям позволяют надеяться на получение позитивных результатов.

Впервые растительные микрофоссилии из позднедокембрийских отложений Енисейского кряжа были описаны в конце пятидесятых годов (Тимофеев и др., 1957; Клириченко, Алпшинский, 1961). К сожалению, в то время микрофоссилии определялись как споры наземных растений и, кроме того, в данных работах нет ни рисунков, ни фотографий. Это привело к тому, что практически восстановить данный материал не представляется возможным.

В настоящей статье авторами дана палеофитологическая характеристика только верхнерифейских отложений. Для микропалеофитологических исследований было обработано более 160 образцов, отобранных авторами, а также переданных В.Ю.Шенфицем, С.С.Брагиным, Е.П.Бутаковым, А.Н.Диденко (ИГиГ СО АН СССР), А.И.Вызу (Ангарская ГРЭ, п.Мотыгино) из различных структурно-фациальных зон Енисейского кряжа (рис.1). Растительные микрофоссилии встречаются в большей части всего разреза верхнего рифея за исключением свиты Серого ключа и нижеангарской (лопатинской).

Определение сфероморфных микрофоссилий дано с учетом проведенной ранее ревизии (Пятилетов, 1979), с изменениями и дополнениями, принятыми на Всесоюзном коллоквиуме 1980 г., проходившем в г.Иркутске. Стратиграфическая схема, которая употребляется в настоящей работе, была принята на Всесоюзном совещании по унификации стратиграфических схем Сибири в г.Новосибирске (1979).

Тейско-Чапский прогиб

На севере Енисейского кряжа, в пределах Тейско-Чапского прогиба, к верхней части позднего рифея относится чингасанская серия, в состав которой входят лопатинская, карьерная и чивидинская свиты, представленные преимущественно терригенными породами (рис.2). Микрофитологическим исследованиям было подвергнуто только самое верхнее подразделение этой серии - чивидинская свита. Под таким названием она выделена М.А.Семихатовым (1959). Несколько позднее данная свита была подразделена на две самостоятельные - карьерную и суктальминскую (Вотах, 1968). В то же время многочисленные исследователи продолжали пользоваться названием "чивидинская" свита для обозначения верхней части одноименного подразделения М.А.Семихатова, соответствующего по объему суктальминской свите. Именно в этом объеме авторами и понимается чивидинская свита.

Один из лучших разрезов чивидинской свиты расположен на левом берегу р.Тея, против одноименного поселка (см. рис.1). Здесь, согласно залегая на пестроцветных отложениях карьерной свиты, она представлена ритмичным чередованием мелкозернистых зеленоватосерых и серых полимиктовых песчаников с серыми алевролитами и

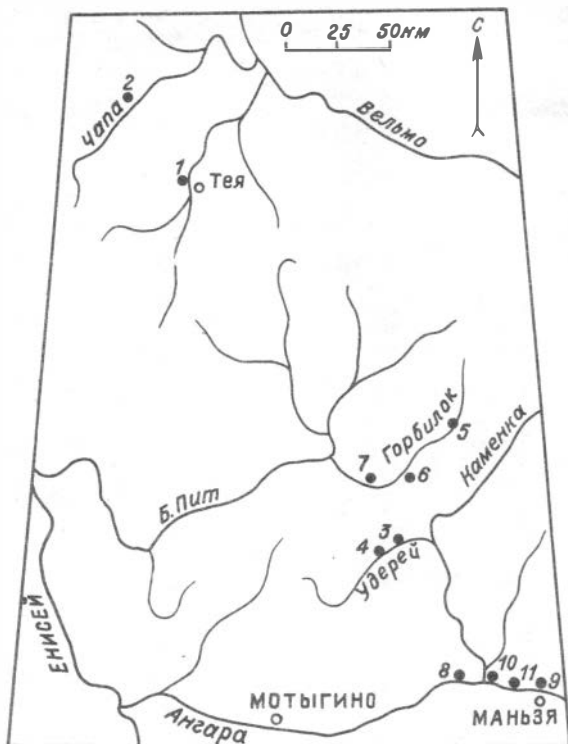


Рис. I. Схема расположения основных разрезов, в которых обнаружены растительные микрофоссилии

I - левый берег р.Тея, против одноименного поселка; 2 - р.Чапа, в районе устья р.Чивиди; 3 - левый берег р.Удерея, в 0,7 км выше устья р.Белой; 4 - левый берег р.Удерея, в 5,5 км выше устья р.Белой; 5 - правый берег р.Горбылок, в районе устья р.М.Каченда; 6 - левый берег р.Горбылок, в 1,5 км ниже устья руч.Надыкуль; 7 - правый берег р.Горбылок, в 1 км ниже устья руч.Рысь; 8 - правый берег р.Ангара, шивера Шунтар; 9 - правый берег р.Ангара, против устья р.Маньзя; 10 - устьевая часть р.Каменки; II - правый берег р.Ангара, устье руч.Зергули

аргиллитами. Мощность чивидинской свиты в данном разрезе 430–460 м (см. рис.2). Из приведенного разреза было отобрано 12 образцов, из которых в пяти встречены следующие микрофоссилии: *Leiosphaeridia effusa* (Schep.), *L.sinica* (Tim.), *L.minor* (Schep.), *L.vesljanica* (Tim.), *Protosphaeridium densum* Tim., *Trachysphaeridium laminaritum* Tim., *Synsphaeridium solediforme* Tim., *Synplassosphaeridium tumidulum* Tim.

Несколько иное строение чивидинская свита имеет в бассейне р.Чапы, в районе устья р.Чивиды (см. рис.1). Здесь на верхневых алевролитах и аргиллитах, венчающих разрез карьерной свиты, залегают валунно-галечные тилитоподобные конгломераты с прослоями более тонких терригенных пород – песчаников, алевролитов и аргиллитов. Выше них залегают флишеподобная толща, как и в разрезе по р.Тее (Семихатов, 1959; Хоментовский и др., 1972; Бутаков и др., 1975). Общая мощность свиты 650–700 м (см. рис.2).

Из данного разреза было отобрано 30 образцов, из которых в 14 обнаружены растительные микрофоссилии: *Leiosphaeridia effusa* (Schep.), *L.sinica* (Tim.), *L.minor* (Schep.), *L.vesljanica* (Tim.), *Protosphaeridium densum* Tim., *Nucellosphaeridium nordium* (Tim.), *Synsphaeridium solediforme* Tim., *Synplassosphaeridium tumidulum* Tim. и нитчатые водоросли: *Leiothrichoides typicus* Herzm., *Oscillatorioropsis* sp.

Необходимо отметить, что находки растительных микрофоссилий в разрезе по р.Чапе приурочены как к прослоям алевролитов среди конгломератов, так и к матриксу этих конгломератов.

Горбылокская структурно-фациальная зона

Наиболее полные разрезы позднего рифея в данной структурно-фациальной зоне обнажены в бассейне р.Горбылок. Здесь в интервале от потоскуйской свиты до дашкинской включительно было отобрано 87 образцов, из которых только в пятнадцати (13 образцов из потоскуйской свиты и 2 из шунтарской) встречены растительные микрофоссилии.

Наиболее полные разрезы потоскуйской свиты вскрыты на правом борту р.Горбылок в районе устья р.М.Каченда и на левом борту р.Горбылок в 1,5 км ниже устья руч.Надыкуль (см. рис.1). Нижняя

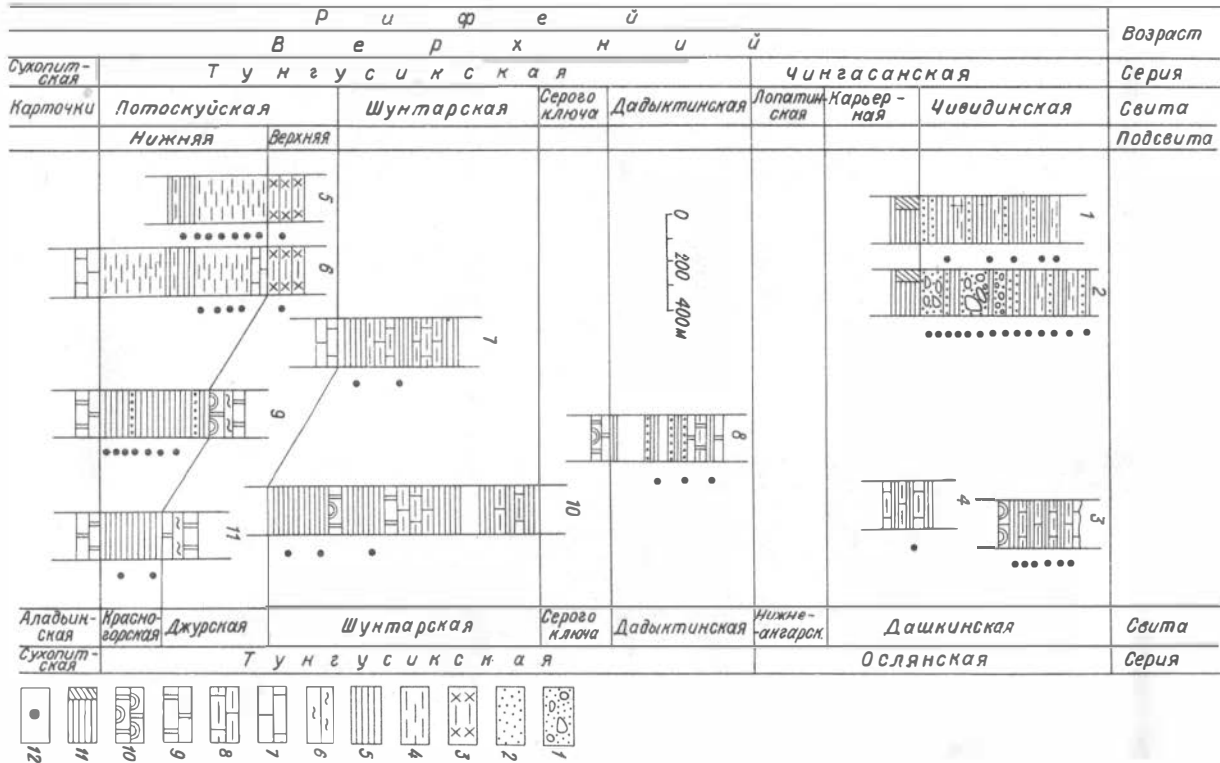


Рис.2. Схема сопоставления разрезов позднего рифея различных структурно-фациальных зон Енисейского кряжа и распространение образцов, содержащих растительные микрофоссилии

I - конгломераты; 2 - песчаники; 3 - хлоритоидные сланцы; 4 - алевролиты; 5 - аргиллиты; 6 - кремни; 7 - известняки; 8 - глинистые известняки; 9 - доломиты; 10 - доломиты со строматолитами; II - пестроцветные отложения; 12 - образцы, содержащие растительные микрофоссилии.

подсвета представлена зелеными, зеленовато-серыми, серыми алевролитами с прослоями аргиллитов и мелкозернистых песчаников, верхняя подсвета - полосчатыми хлоритоидными сланцами, песчаниками и серыми, коричневато-серыми строматолитовыми известняками сверху (см. рис.2). Здесь встречены: *Leiosphaeridia effusa* (Scher.), *L. sinica* (Tim.), *L. vesljanica* (Tim.), *L. minor* (Scher.), *Protosphaeridium densum* Tim., *Nucellosphaeridium minutum* Tim., *Synsphaeridium solediforme* Tim., *Trachysphaeridium* sp. и сильно углефицированные трихомы сине-зеленых водорослей.

На правом борту р. Горбилок в I км ниже устья руч. Рысь, в шунтарской свите, которая представлена чередованием черных алевролитов и аргиллитов с глинистыми известняками в верхней части (см. рис.2), встречены: *Leiosphaeridia effusa* (Scher.), *L. sinica* (Tim.), *L. vesljanica* (Tim.), *L. minor* (Scher.), *Protosphaeridium densum* Tim., *Nucellosphaeridium minutum* Tim., *Synsphaeridium solediforme* Tim.

Каменная структурно-фациальная зона

В данной структурно-фациальной зоне микрофитологическим исследованиям были подвергнуты почти все свиты, относимые к верхнему рифею - от красногорской до дашкинской включительно.

Красногорская свита^{*}. На правом берегу р. Ангара, против устья р. Маньзя (см. рис.1), красногорская свита

* Подробное литологическое описание, взаимоотношение, корреляцию верхнерифейских свит данной структурно-фациальной зоны см. в статье В.Ю.Шенфиля и др. в настоящем сборнике.

согласно залегает на доломитах аладьинской свиты и представлена темно-зеленовато-серыми алевролитами и аргиллитами с прослоями песчаников. Из данного разреза было обработано II образцов и в семи из них встречен очень богатый как в видовом, так и в количественном отношении комплекс растительных микрофоссилий (см. рис.2). Здесь присутствуют: *Leiosphaeridia effusa* (Scher.), *L. vesljanica* (Tim.), *L. sinica* (Tim.), *L. tschapomica* (Tim.), *L. minor* (Scher.), *L. pelucida* (Scher.) — единичные, *Protosphaeridium densum* Tim., *Trachysphaeridium salebrosum* Pjat., sp.nov., *T. laminaritarum* Tim., *Nucellosphaeridium nordium* (Tim.), *Pterospermopsisomorpha pileiformis* Tim., *P. deformata* Rud., *Leiovalia simplex* Pjat., sp.nov., *Synplastosphaeridium tumidulum* Tim., *Synsphaeridium solediforme* Tim., *Polyedrixium* sp., *Digitus fulvus* Pjat., sp.nov., *D. parvus* Pjat., sp.nov., *Leiothrichoides typicus* Herm., *Oscillatorioopsis* sp.

Аналогичное строение данная свита имеет на правом берегу р. Ангары в районе устья руч. Зергули (см. рис. I), где во всех трех отобранных образцах (см. рис. 2) встречены микрофоссилии *Leiosphaeridia effusa* (Scher.), *L. vesljanica* (Tim.), *L. sinica* (Tim.), *L. minor* (Scher.), *Protosphaeridium densum* (Tim.), *Trachysphaeridium salebrosum* Pjat., sp.nov., *T. laminaritarum* Tim., *Pterospermopsisomorpha deformata* Rud., *Synsphaeridium solediforme* Tim., *Synplastosphaeridium tumidulum* Tim., *Leiothrichoides typicus* Tim.

Шунтарская свита. В приустьевой части р. Каменки и левому ее борту вверх по течению (см. рис. I) разрез данной свиты в нижней части представлен чередованием алевролитов и доломитов, которые вверх по разрезу сменяются углисто-глинистыми черными сланцами и серыми глинистыми известняками (см. рис. 2). Из семи отобранных образцов микрофоссилии были встречены в трех: *Leiosphaeridia effusa* (Scher.), *L. vesljanica* (Tim.), *L. sinica* (Tim.), *L. minor* (Scher.), *L. pelucida* (Scher.) — единичные, *L. tschapomica* (Tim.), *Trachysphaeridium laminaritarum* (Tim.), *Protosphaeridium densum* Tim., *Leiovalia simplex* Pjat., sp.nov., *Leiothrichoides typicus* Herm., *Oscillatorioopsis* sp.

Дадьктинская свита. Разрез дадыктинской свиты, который был опробован на микрофоссилии, находится на правом берегу р. Ангары, в районе так называемой шиверы Шунтар (см. рис. I). Здесь она представлена зеленовато-серыми алевролитами и аргиллитами с прослоями кварцевых песчаников, светлыми известняками и доломитами с прослоями кремней и глинистых доломитов (см.

рис.2), Из восьми обработанных образцов три содержали растительные микрофоссилии: *Leiosphaeridia effusa* (Scher.), *L. vesljanica* (Tim.), *L. sinica* (Tim.), *L. minor* (Scher.), *Protosphaeridium densum* Tim., *Synsphaeridium sorediforme* Tim., *Synplassosphaeridium tumidulum* Tim., *Leiothrichoides typicus* Herm., *Oscillatoriorpsis* sp.

Д а ш к и н с к а я с в и т а. На левом берегу р.Удерей, в 5,5 км выше устья р.Белой (см. рис.1), разрез дашкинской свиты представлен темными известняками с прослоями глинистых известняков и аргиллитов (см. рис.2). В одном из трех обработанных образцов были встречены микрофоссилии: *Leiosphaeridia effusa* (Scher.), *L. vesljanica* (Tim.), *L. sinica* (Tim.), *L. minor* (Scher.), *L. pelucida* (Scher.)—единичные, *L. tschaporica* (Tim.), *Protosphaeridium densum* Tim., *Pterospermopsisomorpha pileiformis* Tim., *P. deformata* Rud., *Synplassosphaeridium tumidulum* Tim., *Synsphaeridium sorediforme* Tim., *Agidelia reta* Pjat., sp.nov., *Udereica ornata* Pjat., sp.nov., *Nucellosphaeridium nordium* (Tim.), *Trachysphaeridium salebrosum* Pjat., sp.nov., *Leiothrichoides typicus* Herm.

На левом берегу р.Удерей, в 0,7 км выше устья р.Белой (см. рис.1), был опробован разрез верхней части дашкинской свиты, которая представлена чередованием известняков, глинистых известняков и алевролитов (см. рис.2). Из семи опробованных образцов шесть содержали растительные микрофоссилии: *Leiosphaeridia effusa* (Scher.), *L. vesljanica* (Tim.), *L. sinica* (Tim.), *L. minor* (Scher.), *L. tschaporica* (Tim.), *Protosphaeridium densum* Tim., *Pterospermopsisomorpha pileiformis* Tim., *Trachysphaeridium salebrosum* Pjat., sp.nov., *Synplassosphaeridium tumidulum* Tim., *Synsphaeridium sorediforme* Tim., *Leiothrichoides typicus* Herm., *Oscillatoriorpsis* sp.

Из приведенного выше фактического материала отчетливо видно, что распространение растительных микрофоссилий в различных структурно-фациальных зонах Енисейского кряжа крайне неоднородно. Так, наиболее благоприятной фациальной зоной является Каменская, где из 37 обработанных образцов в 23 встречены микрофоссилии, в Тейско-Чапском прогибе из 42 образцов 19 содержат микрофоссилии. Бедной оказалась Горбилокская зона, где из более чем восьмидесяти отобранных образцов микрофоссилии обнаружены только в пятнадцати. Кроме того, здесь они оказались сильно углефицированными, худшей сохранности и средние размеры сфероморфных мик-

рофоссилий несколько меньше, чем в других районах этого региона.

Отбор образцов на микрофитологический анализ в количественном отношении проводился не однообразно. Однако процентное соотношение обработанных образцов к образцам, содержащим растительные микрофоссилии, в наиболее благоприятной для них Каменской зоне примерно одинаково. Так, из 14 образцов красногорской свиты 9 содержали микрофоссилии, из 8 образцов дадыктинской свиты они встречены в трех, из 10 дашкинской свиты — в семи. В то же время неблагоприятные фациальные обстановки для данной группы палеонтологических остатков обусловили несколько различный видовой состав растительных микрофоссилий на отдельных стратиграфических уровнях (рис.3). Так, видовой состав микрофоссилий, встреченных в красногорской свите, значительно богаче, чем в шунтарской, но практически ничем не отличается от видового состава микрофоссилий дашкинской свиты. Это, к сожалению, свидетельствует о том, что в настоящее время и на данном фактическом материале более детальное расчленение верхней флоры рифея Енисейского края по микрофоссилиям не представляется возможным.

Проводя сравнение верхнерифейского комплекса растительных микрофоссилий Енисейского края с одновозрастным комплексом других, достаточно хорошо изученных районов Сибирской платформы — Учуро-Майского и Туруханского, — необходимо отметить следующее.

Однотипность верхнерифейских комплексов этих районов обусловлена присутствием в них таких очень характерных сфероморфных форм, как *Leiosphaeridia effusa* (Schep.), *L. sinica* (Tim.), *L. vesljanica* (Tim.), микрофоссилий с внутренним телом: *Pterospermopsisimorpha pileiformis* Tim., *Nucellosphaeridium nordium* (Tim.), оболочкой с бугорчатой поверхностью *Leiosphaeridia tschapomica* (Tim.) и др. В то же время верхнерифейский комплекс Енисейского края имеет некоторые характерные особенности. Одной из основных является то, что здесь отсутствуют большое количество видов нитчатых водорослей, микрофоссилии с выростами и ряд других форм, которые были обнаружены в одновозрастных отложениях различных районов Сибирской платформы и Балхирского Приуралья (Тимофеев и др., 1976; Тимофеев, Герман, 1979; Янкаускас, 1980; и др.). В то же время здесь встречен целый ряд неизвестных ранее микрофоссилий, которые авторы выделили в новые виды и роды (см. описание). Особо необходимо отметить находки форм рода *Leiovalia* Eisenack, которые ранее были известны из нижнекембрийских отло-

ВЕРХНИЙ РИФЕЙ							Возраст
ТУНГУСИКСКАЯ				ЧИНГАСАНСКАЯ			Серия
Потоскуйская		Шунтар- ская	Серого Ключа	Дальктин- ская	Лопатин- ская	Карьер- ная	Чивидин- ская
нижняя	верхняя						Подсвита
							Вид
							Polyedrixium sp. Trachysphaeridium sp. Digitus fulvus Pjat. D. parvus Pjat. Leiotalia simplex Pjat. Nucellosphaeridium minutum Tim. Leiosphaeridia effusa (Schep.) L. vesljanica (Tim.) L. minor (Tim.) L. sinica (Tim.) Synsphaeridium sorediforme Tim. Protosphaeridium densum Tim. Leiosphaeridia pelucida (Schep.) L. tschaporica (Tim.) Leiotrachoides typicus Herm. Oscillatoriolopsis sp. Symplassosphaeridium tumidulum Tim. Trachysphaeridium salebrosum Pjat. T. laminaritum Tim. Nucellosphaeridium nordium (Tim.) Pterospiriferopsis pileiformis Tim. P. deformata Rud. Agidelia reta Pjat. Udereica ornata Pjat.
Красногор- ская	Джур- ская	Шунтар- ская	Серого Ключа	Дальктин- ская	Нижне- авгарская	Далькинская	Вид
ТУНГУСИКСКАЯ				ОСЛЯНСКАЯ			Серия
							Свита

Рис.3. Схема вертикального распространения растительных микрофоссилий верхнего рифея Енисейского края

жений Восточно-Европейской платформы (Кириянов, 1974; Волкова и др., 1979) и юдомских отложений Сибирской платформы (Пятитлетов, 1980).

Род *Leiovalia* Eisenack, 1965
Leiovalia simplex Pjatiletov, sp.nov.

Табл. IV, фиг. II-13

Название вида от *simplex* (лат.) - простой.

Г о л о т и п. Препарат № I42; табл. IV, фиг. II; ИГиГ СО АН СССР; Западная часть Сибирской платформы, Енисейский край; правый берег р. Ангары, против устья р. Маньзи; тунгусикская серия, красногорская свита; верхний рифей.

М а т е р и а л. 25 экземпляров хорошей и удовлетворительной сохранности.

О п и с а н и е. Оболочки овальные в очертании, смятые в многочисленные мелкие извилистые складки. По длинной оси они имеют размер 100-125 мк, по короткой 40-45 мк. Толщина стенки оболочки I-I,3 мк.

С р а в н е н и е. От *Leiovalia tenera* Kir'jan. формы данного вида отличаются меньшими размерами и более толстой стенкой оболочки.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Енисейский край; правый берег р. Ангары, против устья р. Маньзи, красногорская свита; правый берег р. Каменка, в её приустьевой части; шунтарская свита; верхний рифей.

Род *Trachysphaeridium* Timofeev, 1959

Trachysphaeridium salebrosus Pjatiletov, sp.nov.

Табл. III, фиг. 6-8

Название вида от *salebrosus* (лат.) - шероховатый.

Г о л о т и п. Препарат № I43; табл. III, фиг. 6; ИГиГ СО АН СССР; Западная часть Сибирской платформы, Енисейский край, правый берег р. Ангары, против устья р. Маньзи; тунгусикская серия, красногорская свита; верхний рифей.

М а т е р и а л. Изучено более 30 экземпляров удовлетворительной сохранности.

О п и с а н и е. Оболочки округлого или овального очертания, очень толстые и плотные, без складок смятия. Поверхность оболочек грубошагреневая. Диаметр 100–250 мк.

С р а в н е н и е. От *Trachysphaeridium laminaritum* Tim. формы данного вида отличаются значительно более плотной и толстой оболочкой.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Западная часть Сибирской платформы, Енисейский кряж; правый берег р.Ангара, против устья р.Маньзи и в районе устья руч.Зергули; красногорская свита; верхний рифей; левый берег р.Удереи, выше устья р.Белой, дашкинская свита; верхний рифей.

Род *Udereica* Pjatiletov, gen. nov.

Название рода по р.Удереи.

Т и п о в о й в и д. *Udereica ornata* Pjatiletov, sp.nov. Енисейский кряж, р.Удереи, дашкинская свита, верхний рифей.

Д и а г н о з. Оболочки округлого очертания, плотные, толстые с пенисто-губчатой поверхностью.

Udereica ornata Pjatiletov, sp.nov.

Табл. II, фиг. 3,4

Название вида от *ornatus* (лат.) – украшенный.

Г о л о т и п. Препарат № 317; табл. II, фиг. 3; ИГиГ СО АН СССР; Западная часть Сибирской платформы, Енисейский кряж; левый берег р.Удереи, выше устья р.Белой; дашкинская свита; верхний рифей.

М а т е р и а л. Изучено 20 экземпляров хорошей и удовлетворительной сохранности.

О п и с а н и е. Оболочки преимущественно округлого очертания без складок смятия, с пенисто-губчатой поверхностью. В центральной части оболочки более толстые и плотные, чем во внешней части, за счет чего создается видимость присутствия оторочки шириной 2–5 мк. Диаметр оболочек 35–55 мк, цвет коричневый.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Западная часть Сибирской платформы, Енисейский край; левый берег р.Удерея, выше устья р. Белой; ослянская серия, дашкинская свита; верхний рифей.

Род *Digitus* Pjatiletov, gen.nov.

Название рода от *digitus* (лат.) – палец.

Т и п о в о й в и д. *Digitus fulvus* Pjatiletov, sp.nov. Енисейский край; правый берег р.Ангара; красногорская свита; верхний рифей.

Д и а г н о з. Сильно вытянутые гладкие или слабо скульптурованные оболочки с правильно закругленным одним из окончаний.

Digitus fulvus Pjatiletov, sp.nov.

Табл. IV, фиг. I-6

Название вида от *fulvus* (лат.) – бурый.

Г о л о т и п. Препарат № I72/24; табл. IV, фиг. I; ИГиГ СО АН СССР; Енисейский край, правый берег р.Ангара; красногорская свита; верхний рифей.

М а т е р и а л. Изучено более 100 экземпляров хорошей и удовлетворительной сохранности.

О п и с а н и е. Оболочки сильно вытянутые, без складок смятия, с гладкой или слабо скульптурованной поверхностью. Одно из окончаний оболочек правильно закруглено, а другое имеет неправильную форму. Длина оболочек 100-250 мк, ширина 12-25 мк, цвет бурый.

С р а в н е н и е. От *Digitus parvus* Pjat. данный вид отличается соотношением ширины оболочек к их длине.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Енисейский край, правый берег р.Ангара, обнажения против устья р.Маньзи и в районе устья руч.Зергули; тунгусикская серия, красногорская свита; верхний рифей.

Digitus parvus Pjatiletov, sp.nov.

Табл. IV, фиг. 7-10

Название вида от *parvus* (лат.) - маленький.

Г о л о т и п. Препарат № I72/2; табл. IV, фиг. 8; ИГиГ СО АН СССР; Енисейский кряж, правый берег р.Ангары; красногорская свита; верхний рифей.

М а т е р и а л. Изучено более 80 экземпляров хорошей и удовлетворительной сохранности.

О п и с а н и е. Оболочки несколько вытянутые, преимущественно с гладкой либо слабо скульптурированной поверхностью. Одно из окончаний правильно закруглено, а другое имеет неправильную форму. Длина оболочек 50-100 мк, ширина 12-20 мк.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Енисейский кряж; правый берег р.Ангары, обнажения против устья р.Маньзи; тунгусикская серия, красногорская свита; верхний рифей.

ЛИТЕРАТУРА

- Бутаков Е.П., Карпинский Р.Б., Усталов В.В. Венд Тейско-Чапского района.- Геол. и геофиз., 1975, № 8, с.67-77.
- Герман Т.Н. Находки массовых скоплений трихомов в рифее.- В кн.: Микрофоссилии протерозоя и раннего палеозоя СССР. Л.: Наука, 1974, с.6-10.
- Волкова Н.А., Кирьянов В.В., Пискун Л.В. и др. Растительные микрофоссилии.- В кн.: Палеонтология верхнедокембрийских и кембрийских отложений Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1979, с.4-38.
- Волкова Н.А., Кирьянов В.В., Пятилетов В.Г. и др. Микрофоссилии верхнего докембрия Сибирской платформы.- Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № I, с.23-29.
- Вотах О.А. Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы.- М.: Наука, 1968.- 138 с.
- Кириченко Г.И., Алшинский Ю.А. Споры из синийских отложений Енисейского кряжа.- В кн.: Материалы по геологии Восточной Сибири. Л., 1961, с.43-54 (Тр. ВСЕГЕИ, т.66).
- Кирьянов В.В. Новые акритархи из кембрийских отложений Волны.- Палеонтологический журнал, 1974, № 2, с.117-129.

- Пятилетов В.Г. К ревизии древних сфероморфид.— В кн.: Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с.63–71.
- Пятилетов В.Г. Юдомский комплекс микрофоссилий Южной Якутии. — Геол. и геофиз., 1980, № 7, с.8–20.
- Пятилетов В.Г., Бутаков Е.П. О микрофоссилиях чивидинской свиты Енисейского края.— В кн.: Палеонтологические исследования Сибири. М.: Наука, 1978, с.3–5.
- Рудаевская В.А. Комплексы микрофоссилий и их связь с условиями осадкообразования.— В кн.: Микрофоссилии протерозоя и раннего палеозоя СССР. Л.: Наука, 1974, с.30–36.
- Рудаевская В.А., Фролов Б.М. Первые находки акритарх в осадочном разрезе Чадобецкого поднятия.— В кн.: Палеоальгологические исследования Сибири. М.: Наука, 1978, с.1–8.
- Семихатов М.А. Стратиграфия и геологическая история нижнего кембрия северной части Енисейского края.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 7, с.112–118.
- Тимофеев Б.В. Микропалеофитологическое исследование древних свит. — М. —Л.: Наука, 1966.— 146 с.
- Тимофеев Б.В. Сфероморфиды протерозоя.— Л.: Наука, 1969.— 65 с.
- Тимофеев Б.В., Герман Т.Н., Михайлова Н.С. Микрофитофоссилии докембрия, кембрия и ордовика.— Л.: Наука, 1976.— 104 с.
- Тимофеев Б.В., Герман Т.Н. Докембрийская микробиота лахандинской свиты.— В кн.: Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Л.: Наука, 1979, с.137–147.
- Тимофеев Б.В., Алшинский Ю.А., Кириченко Г.И. Споры синийских отложений Енисейского края.— Докл. АН СССР, 1957, т.117, № 1, с.111–115.
- Опорные разрезы отложений докембрия и кембрия Сибирской платформы./ Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Бутаков Е.П.— М.: Наука, 1972.— 352 с.
- Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Гиштер А.С., и др. Геологическое строение Манского прогиба и его положение в Саяно-Алтайских "байкалидах". Новосибирск: Наука, 1978.— 196 с.
- Хоментовский В.В., Пятилетов В.Г. О стратиграфическом значении микрофоссилий Сибирской платформы и ее обрамления.— В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Сибирской платформы. Новосибирск, 1978, с.49–69.

Янкаускас Т.В. Нижнерифейские микробиоты Южного Урала.— Докл. АН СССР, 1979а, т.247, с.1465–1468.

Янкаускас Т.В. Среднерифейская микробиота Южного Урала и Башкирского Приуралья.— Докл. АН СССР, 1979б, т.248, № I, с. 190–194.

Янкаускас Т.В. Шипенякинская микробиота верхнего рифея Южного Урала.— Докл. АН СССР, 1980, т.251, № I, с.190–192.

В.Г.Пятилетов

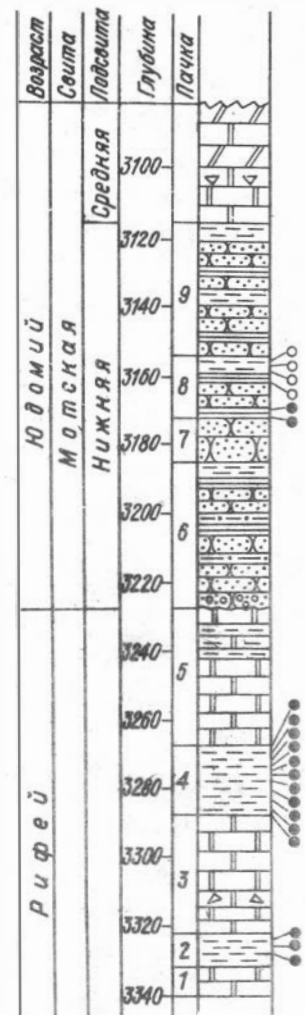
МИКРОФОССИЛИИ ИЗ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ,
ВСКРЫТЫХ ВАНАВАРСКОЙ СКВАЖИНОЙ
(ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

Ванаварской скв. № I, пробуренной на поиски нефти в районе пос.Ванавара (рис.1), начиная с глубины 1800 м, были вскрыты соленосно-карбонатные отложения бельской и усольской свит нижнего кембрия, с глубины 2750 м – терригенно-карбонатные отложения, относимые к мотской свите, возраст которой различными исследователями определяется как юдомий или нижний кембрий. В самой нижней части разреза скважины, с глубины 3228 м, вскрыты отложения, представленные преимущественно доломитами с редкими пачками аргиллитов, которые не имели палеонтологической характеристики, но по относительной корреляции с различными свитами смежных регионов



Рис.1. Схема расположения Ванаварской скв. № I

(Енисейского кряжа, Туруханского поднятия, Прибайкалья и др.) относились к верхнему рифею (Мельников и др., 1978; Килина и др., 1979; и др.).



Полученные автором новые данные по растительным микрофоссилиям позволяют несколько по-иному и более конкретно провести данную корреляцию.

В нижней части скважины, в интервале 3115-3340 м (рис.2), разрез имеет следующее строение (снизу вверх):

1. Доломиты светло-серые, коричневато-серые, коричневые полосчатые, иногда кавернозные. 8
2. Аргиллиты зеленовато-серые, зеленые полосчатые с тонкими прослоями алевролитов 10
3. Доломиты серые, коричневато-серые, коричневатые, участками кавернозные. В нижней части с прослоями доломитовых брекчий, зеленовато-серых, с обломками зеленых аргиллитов 32
4. Аргиллиты темно-зеленые тонкослоистые 20
5. Доломиты серые плотные, крепкие. В нижней части тонко-

Рис.2. Литолого-стратиграфический разрез Ванаварской скв. № I и распространение исследованных образцов

1 - гравелиты; 2 - песчаники; 3 - песчаные алевролиты; 4 - алевролиты; 5 - аргиллиты; 6 - доломиты; 7 - обломочные доломиты и доломитовые брекчии; 8 - глинистые доломиты; 9 - мергели; 10 - образцы, отобранные для микрофитологического анализа: а - содержащие растительные микрофоссилии, б - не содержащие

плитчатые, в верхней части прослой аргиллитов	42
6. Переслаивание кварцевых и кварц-полевошатовых песчаников, песчанистых алевролитов, алевролитов и аргиллитов вишневых и бурых, с прослоями гравелитов в нижней части	45
7. Песчаники кварцевые серые средне-, крупнозернистые до гравелитов	12
8. Песчаники кварцевые и кварц-полевошатовые, средне-, мелкозернистые с прослоями серых алевролитов и аргиллитов. В верхней части красно-буро-вишневые аргиллиты.....	18
9. Песчаники кварцевые и кварц-полевошатовые серые, средне-, мелкозернистые, слюдистые с прослоями вишнево-бурых песчаников, алевролитов и аргиллитов	38

Выше залегают серые и коричневато-серые плотные доломиты и мергели, относящиеся уже к средней подсвите мотской свиты^Ж.

Для микропалеонтологического анализа было отобрано 20 образцов из второй и четвертой пачек верхнего рифея и восьмой нижней подсвиты мотской свиты. Растительные микрофоссилии в больших количествах и очень хорошей сохранности были встречены в нижней части разреза и более бедные - в двух образцах из мотской свиты (см. рис.2).

В интервале 3323-3333 м (вторая пачка) в трех образцах (гл. 3330, 3336 и 3324 м встречены^{ЖЖ} *Leiosphaeridia effusa* (Schep.), *L.sinica* (Tim.), *L.vesljanica* (Tim.), *L.minor* (Schep.), *L.pelucida* (Schep.), *Trachysphaeridium salebrosus* Pjat., *T.laminaritum* Tim., *Pterospermopsimorpha pileiformis* Tim., *Satka elongata* Jank. *Satka granulosa* Jank., *Satka squamifera* Pjat., sp.nov.

В интервале 3270-3290 м (четвертая пачка) в одиннадцати образцах (гл.3289,5, 3289, 3288, 3287, 3286, 3285, 3283, 3283, 328I, 3279, 3277 м) встречены *Leiosphaeridia effusa* (Schep.), *L. sinica* (Tim.), *L.vesljanica* (Tim.), *L.minor* (Schep.) *Pterospermopsimorpha pileiformis* Tim., *Agidelia lophosptriata* Jank., *Satka elongata* Jank., *Satka granulosa* Jank., *Satka squamifera* Pjat., sp.nov. И нитчатые водоросли *Oscillatoriopsis* sp., *Obruchevella* sp.

^Ж Описание разреза данной скважины о более высоких горизонтов см. в статье Н.В.Мельникова и др., (1978).

^{ЖЖ} Определение сфероморфных микрофоссилий сделано с учетом проведенной автором ревизии (Пятилетов, 1979) и решений последнего коллоквиума по акритархам (Иркутск, 1980).

Из приведенных выше списков отчетливо видно, что, во-первых, палеофитологические характеристики второй и четвертой пачек практически ничем не отличаются и, следовательно, могут быть объединены в единый комплекс. Во-вторых, присутствие здесь таких форм, как *Leiosphaeridia effusa* (Scher.), *L. sinica* (Tim.), *Trachysphaeridium salebrosus* Pjat., *T. laminaritum* Tim., *Pterospermatopsisomorpha pileifogtis* Tim. свидетельствует о верхнерифейском возрасте отложений, содержащих данный комплекс растительных микрофоссилий (Волкова и др., 1980; Пятилетов, Бутаков, 1978; Пятилетов, Карлова, наст. сб.; Рудавская, 1973, 1974; Тимофеев, 1966, 1969; Тимофеев и др., 1976; Хоментовский, Пятилетов, 1978; и мн. др.).

Этот же вывод подтверждается находками здесь *Agidelia lophotriata* Jank. Формы данного рода в Сибири были обнаружены автором в верхнерифейских отложениях Енисейского края и Учуро-Майского района (Пятилетов, 1980; Пятилетов, Карлова, наст. сб.).

В-третьих, что касается более детальной корреляции верхнерифейских отложений, вскрытых скважиной, со смежными регионами, необходимо особо отметить присутствие в этом комплексе многочисленных, очень характерных форм рода *Satka* (*S. elongata* Jank., *S. granulosa* Jank., *S. squamifera* Pjat., sp. nov.). В пределах Сибирской платформы и ее обрамления эти формы обнаружены в настоящее время автором только на Чадобецком поднятии в чуктуконской, териновской и брусской свитах верхнерифейского возраста.

В вышележащих, преимущественно пестроцветных терригенных отложениях в образцах, отобранных с глубины 3171,5 и 3172 м, были встречены *Leiosphaeridia minor* (Scher.), *L. pelucida* (Scher.), *L. gigantea* (Scher.), *Protosphaeridium densum* Tim. Все эти формы, за исключением *Leiosphaeridia gigantea* (Scher.), которая в Сибири приурочена к юдомскому уровню (Волкова и др., 1980; Пятилетов, 1980), имеют достаточно широкий диапазон распространения. По литологическому составу, характеру строения, цикличности (Мельников и др., 1978) эти отложения, несомненно, отвечают мотской свите юдомского возраста внутренних районов Иркутского амфитеатра. В пределах Чадобецкого поднятия, по данным унифицированной стратиграфической схемы верхнепротерозойских отложений западной части Сибирской платформы, которая была принята на совещании 1979 г. в г. Новосибирске, этому уровню соответствует островная свита.

Satka squamifera Pjatiletov, sp.nov.

Таблица У, фиг.3-6

Название вида от *squamifer* (лат.) - чешуеносный.

Г о л о т и п. Препарат № 52I; табл.У, фиг.5: ИГиГ СО АН СССР; Восточно-Сибирская платформа, р.Подкаменная Тунгуска; Ванаварская скв. № I, гл. 3330 м; верхний рифей.

М а т е р и а л. Многочисленные экземпляры хорошей и удовлетворительной сохранности.

О п и с а н и е. Оболочки округлого или округло-овального очертания без складок смятия диаметром 45-100 мк. Поверхность оболочек состоит из округлых, несколько выпуклых пластин диаметром 7-15 мк, которые соединены между собой неглубокими желобками.

С р а в н е н и е. От *Satka elongata* Jank., данный вид отличается округлыми пластинками; от *S.granulosa* Jank. отличается отсутствием гранул.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Восточно-Сибирская платформа, р.Подкаменная Тунгуска; Ванаварская скв. № I, инт.3268-3286м; инт. 3322-3332 м.

ЛИТЕРАТУРА

- Волкова Н.А., Кирьянов В.В., Пятилетов В.Г. и др. Микрофоссилии верхнего докембрия Сибирской платформы.- Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № I, с.23-29.
- Килина Л.И., Ким С.Л., Ковалев Ю.В., Потлова М.М. Продуктивные отложения венда в катангской седловине (Ванаварская скважина).- В кн.: Закономерности размещения скоплений нефти и газа на Сибирской платформе. Новосибирск, 1979, с.73-78. (Тр. СНИИГТыМС, вып.27I).
- Мельников Н.В., Вфимов А.О., Килина Л.И. и др. Детальная корреляция разрезов венда и кембрия юга Сибирской платформы.- В кн.: Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири. Новосибирск, 1978, с.3-26 (Тр. СНИИГТыМС, вып.264).
- Пятилетов В.Г. Юдомский комплекс микрофоссилий Южной Якутии.- Геол. и геофиз., 1980, № 7, с.8-20.

- Пятилетов В.Г., Бутаков Е.П. О микрофоссилиях чивидинской свиты Енисейского края.— В кн.: Палеоальгологические исследования в Сибири. М.: Наука, 1978, с.3–5.
- Пятилетов В.Г., Карлова Г.А. Верхнерифейский комплекс растительных микрофоссилий Енисейского края.— Наст. сборник.
- Рудаевская В.А. Акритархи пограничных отложений рифея и кембрия юга восточной части Сибири.— В кн.: Микрофоссилии древнейших отложений. М.: Наука, 1973, с.17–21.
- Рудаевская В.А. Комплексы микрофоссилий и их связь с условиями осадконакопления.— В кн.: Микрофитофоссилии протерозоя и раннего палеозоя СССР. Л.: Наука, 1974, с.30–36.
- Тимофеев Б.В. Микропалеофизиологическое исследование древних свит.— М.: Наука, 1966.— 147 с.
- Тимофеев Б.В. Сфероморфиды протерозоя.— Л.: Наука, 1969.— 65 с.
- Тимофеев Б.В., Герман Т.М., Михайлова Н.С. Микрофитофоссилии докембрия, кембрия и ордовика.— Л.: Наука, 1976.— 104 с.
- Хоментовский В.В., Пятилетов В.Г. О стратиграфическом значении микрофоссилий Сибирской платформы и ее обрамления.— В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Сибирской платформы. Новосибирск, 1978, с.49–69.

Б.Г.Краевский

О СТРАТИГРАФИИ И СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

Первые схемы структурно-фациального районирования Алтае-Саянской области и её отдельных районов для позднего докембрия и кембрия появились в конце 50 – начале 60-х годов (Кац и др., 1958; Хоментовский, 1959; Ярошевич, 1958; Моссаковский, 1963). Значительно отличаясь друг от друга в деталях, эти схемы демонстрируют одновременное существование областей преимущественно карбонатного и осадочно-вулканогенного накопления, отражающих первичную дифференциацию рифейско-кембрийского геосинклинального

бассейна. Поздние представления о структурно-фашиальной зональности центральных районов Алтае-Саянской области и, в частности, восточного склона Кузнецкого Алатау в том или ином виде разрабатывались А.П.Шегловым (1967), Е.В.Широковой (1968), А.Б.Гинцингером (1970) и другими авторами.

В дальнейшем при стратиграфических исследованиях получают широкое распространение взгляды об однотипном строении разрезов различных районов Алтае-Саянской области. Такая точка зрения отражена и в самых последних схемах стратиграфии, из анализа которых следует вывод о повсеместном распространении примерно аналогичных по составу и положению в общей последовательности толщ, отделенных регионально проявленными перерывами (Гинцингер, 1978а, 1979а, б). Различия в литологическом составе разновозрастных отложений разных районов отмечаются, однако они не нарушают принципиального сходства в строении разреза. При таком подходе развитие геосинклинального бассейна во времени предстает как смена этапов повсеместного накопления осадков одного типа другими, разделенных региональной фазой складчатости (Гинцингер, 1978б).

Однако новейшими фактическими данными установлено, что представления о структурно-фашиальной и структурно-формационной зональности преждевременно списывать как устаревшие. Более того, только с этих позиций можно осмыслить накопленный к настоящему времени стратиграфический материал. Попытаемся показать это на примере восточного склона Кузнецкого Алатау.

Как известно, основу стратиграфической схемы верхнего докембрия этого региона составляет трехчленный комплекс, представленный внизу известняками (биджинская свита и синхронные ей гольджинская, полуденная, теренсукская свиты), выше - вулканогенными образованиями (культюрстгская - лощенковская свиты), и, наконец, существенно доломитовой толщей (таржувская, мартихинская или мартихинская+сорнинская свиты) [Гинцингер, 1979а]. Фактически, однако, перечисленная последовательность имеет место далеко не везде. Она установлена в бассейне р.Бел.Ильс и в Батеневском кряже, тогда как южнее - в хр.Азыр-Тал и хр.Сах-Сар в разрезе верхнего докембрия отсутствуют литостратиграфические аналоги культуврстгской и лощенковской свит. С точки зрения авторов разбираемых схем это связано с тем, что в некоторых районах осадочно-вулканогенные толщи были размывы и уничтожены эрозией в течение предмарти-

хинского перерыва. Однако, во-первых, само наличие повсеместно проявленного перерыва перед отложением мартихинской свиты является спорным, а во-вторых, присутствием или отсутствием эффузивно-терригенных толщ далеко не исчерпываются различия разрезов упоминавшихся районов: в каждом из них докембрийские отложения обладают специфическими чертами.

Рассмотрим строение верхнего докембрия самой южной части интересующей нас территории – хр. Азыр-Тал и бассейна верховьев р. Томи. В разрезе первого из них обычно выделялись (снизу вверх) биджинская свита известняков, мартихинская свита доломитов и сорнинская свита известняков и кремней. В результате проведенных нами исследований выяснилось, что ниже биджинской свиты залегает еще одна существенно доломитовая толща; она выделена в качестве чарыштыгской свиты (рис. I, колонка У). Изучение разреза в целом показало, что он не содержит сколько-нибудь существенных перерывов и представляет внутренне единый комплекс карбонатных осадков. Нижняя часть его (чарыштагская свита) характеризуется преобладанием доломитов с кремнями при подчиненной роли известняков, средняя часть (биджинская свита) состоит на 30% из доломитов и на 70% из известняков; верхняя часть (мартихинская и сорнинская свиты) состоит из примерно равных количеств известняков и доломитов и включает пласти кремней и кремнисто-глинистых сланцев. Общая мощность отложений докембрия составляет не менее 4800 м. Они совершенно согласно перекрываются глинистыми и карбонатно-глинистыми сланцами кутеньбулукской свиты нижнего кембрия, низы которой соответствуют усть-кундатскому горизонту.

Для района верховьев р. Томи, расположенного к юго-западу от предыдущего, автором составлена следующая стратиграфическая схема (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Улутзасская свита – доломиты, известняки, кремни*
.....	не менее 400
2. Хомгольская свита – известняки, меньше доломиты, горизонты кремней 1800
3. Хабзасская свита – доломиты, в подчиненном количестве известняки, кремнистые сланцы, единичные пласти фосфоритов
.....	не более 1000

* Изучена только верхняя часть разреза.

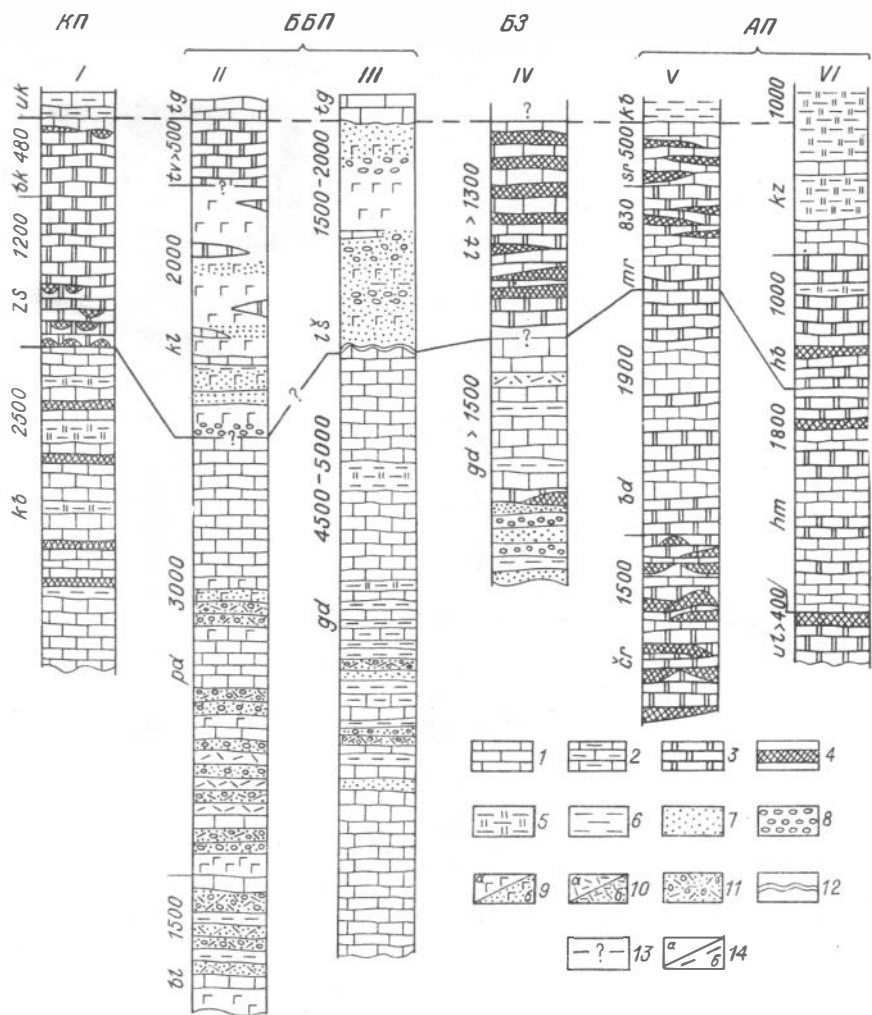


Рис. I. Схема сопоставления разрезов верхнего докембрия
 I - известняки; 2 - глинистые известняки, мергели; 3 - доломиты; 4 - кремни; 5 - кремнистые, глинисто-кремнистые сланцы; 6 - глинистые сланцы; 7 - песчаники; 8 - конгломераты, гравелисты; 9 - вулканогенные породы основного состава: а - лавы, б - туфы; 10 - вулканогенные породы кислого состава: а - лавы, б - туфы; 11 - туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоконгломераты; 12 - перерыв; 13 - соотношения свит неясны; 14 - граница
 Верхнего и нижнего литокомплексов верхнего докембрия (а), граница докембрия и кембрия (б). Местоположение разрезов: I - бассейн р.Кий; II - Трим-Виремжинский район; III - д. Катышка; IV - Карасинское проявление фосфоритов; V - хребет Азыр-Тал; VI - верховья р.Томи. Наименование свит: kb - кабырзинская, zs - западносибирская, bl - белкинская, ук - устькундатская, bl - белоюсская, pd - полуденная, kl - кульобртостская, tr - тардульская, tg - тунгузюльская, gd - гольджинская, lt - литвинская, ср - чарытагская, bd - биджинская, мр - маргжинская, ср - сорнинская, kb - кутеньбудукская, ул - улугзасская, hm - хомгольская, nb - нобасская, kz - козгольская, КП - Кийское поднятие, ББП - Беловоско-Белынский прогиб, БЗ - Батеневская зона, АП - Азырталское поднятие.

4. Козгольская свита - известняки, кремнистые сланцы, кремни 1000

Выше согласно залегают известняки усинской свиты нижнего кембрия (см. рис. I, колонка VI).

Выяснилось, что терригенная тузужсинская свита, помещавшаяся А.Б. Гиндингером (1979а) в основании докембрийского разреза и считавшаяся аналогом кульборстюгской свиты, находится в стратиграфической колонке выше усинских известняков; впервые это было установлено В.И. Герей при геологическом картировании. Выделенные в верховьях р. Томи свиты по особенностям состава, мощностям и последовательности залегания соответствуют подразделениям разреза хр. Азыр-Тал: улугзасская - чарыштагской, хомгольская - биджинской, хабзасская - мартикинской. Это сопоставление надежно подкрепляется обнаружением в обоих районах идентичных маркирующих горизонтов. Одним из них является 50-метровый пласт характерных розовых слабоглинистых известняков в основании улугзасской и чарыштагской свит и подстилавшие его кремнистые доломиты с онколитами. Козгольская (тамалыкская) свита соответствует по положению в разрезе сорнинской свите хр. Азыр-Тал (Краевский и др., 1965), однако в её верхней части А.К. Мкртычяном и В.А. Шипицыным (1968) обнаружены нижнекембрийские органические остатки. Эти слои, вероятно, отвечают самым низам кутенбулукской свиты (см. рис. I).

Таким образом, устанавливается практически полная идентичность разрезов двух районов, удаленных на 100-130 км. Это указывает на существование здесь в позднем докембрии единой области карбонатного накопления. Слагающие её отложения, хотя и обнаруживают определенные фациальные изменения в латеральном направлении, обладают четко выраженными общими особенностями. Они состоят в литологическом единстве разреза и преемственности между отдельными слагающими его членами. В первом приближении этот карбонатный комплекс следует рассматривать как известняково-доломитовую формацию.

Гораздо сложнее, как в целом, так и в деталях, построен разрез верхнего докембрия бассейна р. Бел. Юс. Работами многих исследователей (Иванкин и др., 1964; Белоусов и др., 1974; и т.д.) установлено, что почти полностью идентичен ему разрез Батеневского кряжа (см. рис. I, колонки II, III). Анализ литологического состава позволяет выделить в вертикальной последовательности от-

ложений этого района следующие формации (снизу вверх): диабазовую (каратегская или белоюсская свита), туфогенно-терригенно-карбонатную (гольджинская, или полуденная свита), диабазово-грауваквовую (кульбурстюгская, или лощенковская свита), доломитовую (таржильская свита). Максимальная мощность отложений достигает 8500 м.

Наличие значительных вулканических проявлений, обилие терригенных пород, значительная мощность осадков дают основание считать эту зону самостоятельной структурно-формационной единицей и рассматривать её в качестве интрагеосинклинального прогиба. Описанную выше область карбонатного накопления, учитывая формационный тип выполняющих её отложений, следует считать интрагеоантиклинальным поднятием. Интрагеосинклинальный прогиб, продолжение которого на правобережье Енисея можно усмотреть в разрезах Белыкского Белогорья, сложенных вулканогенно-терригенно-карбонатными образованиями (Тарновский, 1979), мы предлагаем именовать Белоюсско-Белыкским. Интрагеоантиклинальное поднятие предлагается называть Азыртальским (рис.2).

Достоверно судить о том, каким образом сочленились рассмотренные выше палеоструктуры, пока не представляется возможным. По некоторым данным в осевой части Батеневского кряжа намечается неширокая переходная зона, разделяющая площади с карбонатным и вулканогенно-терригенно-карбонатным типами разреза. В её пределах на коротком расстоянии в юго-восточном направлении выклинивается осадочно-вулканогенная толща (Борисов, 1964; Ярошевич, 1962; наши наблюдения). Особенностью зоны является появление здесь специфической известняково-доломитово-кремнистой ассоциации (литвинская свита по И.И.Коптеву и др. (1976), соответствующей по стратиграфическому объему мартихинской и сорнинской свитам хр. Азыр-Тал (см. рис.1, колонка IV). С этой породной ассоциацией связаны основные проявления пластовых фосфоритов Батеневского кряжа. Учитывая, что повышенная фосфатность и кремнистость генетически связывается исследователями с вулканической деятельностью (Смильгын, 1967), положение этой формации в краевой части области активного вулканизма вполне закономерно. Есть основания считать переходную Батеневскую зону тектонически активным блоком, поскольку только здесь (район ст.Сон - рудник Юлия) зафиксировано сразу несколько близких по возрасту крупных перерывов в осадкона-

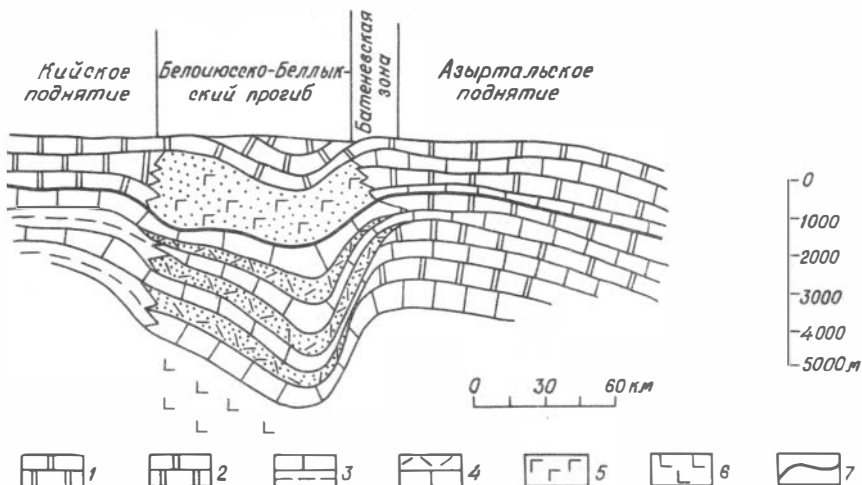


Рис. 2. Палеоструктурный профиль

I-6 - формации: 1 - доломитовая, 2 - известняково-доломитовая, 3 - кремнисто-сланцево-карбонатная, 4 - туфогенно-терригенно-карбонатная, 5 - граувакко-диабазовая, 6 - диабазовая; 7 - граница нижнего и верхнего литокомплексов верхнего докембрия.

копления: в конце докембрия, в нижнем и среднем кембрии (Разрезы докембрия..., 1969). Можно полагать, что в отдельные моменты позднедокембрийской истории зона играла роль барьера между разнофациальными областями.

Область карбонатного накопления на юге Кузнецкого Алатау не ограничивалась Азыртальским поднятием. К западу она протягивалась в пределы Мрасского массива, а на правом берегу Енисея её продолжение можно усмотреть в районе Байтакского хребта, где В.М.Ярошевичем (1968) описаны разрезы карбонатного типа. Крайней южной точкой распространения отложений рассматриваемой зоны является хребет Сах-Сар (Гинцингер, 1979а); вполне вероятно продолжение их под девонскими осадками Минусинской впадины вплоть до зоны разломов, ограничивающей структуры северного склона Западного Саяна. В общем виде примерно эту же площадь, но в иных границах, А.Б.Гинцингер (1970) рассматривал как Мрасско-Азыртальскую, а

А.Ф.Белоусов и др. (1974) – как Шорско–Азырталъскую структурно–фациальную (тектоноформационную) зону.

К северу от Белоусско–Белыкского интрагеосинклинального прогиба, в бассейне р.Кии, располагается еще одна область карбонатного накопления (см. рис.1, колонка I), которая в палеоструктурном плане также является поднятием. Его можно назвать Кийским. По особенностям состава в разрезе поднятия выделяются кремнисто–сланцево–известняковая и доломитовая формации (соответственно кабырзинская и западносибирская свиты). Путем экстраполяции граница Кийского поднятия и Белоусско–Белыкского прогиба намечается в северо–восточном направлении.

Таким образом, дифференциация позднедокембрийского геосинклинального бассейна центральной части Алтае–Саянской области проявляется в чередовании структурно–фациальных зон северо–восточного простирания (рис.3). Примерное совпадение ориентировки в пространстве областей, выделенных по типам разрезов, с направлением Западно–Саянского офиолитового трога подчеркивает их глубинную природу.

Самостоятельная структурно–фациальная зона, по–видимому, обособляется вдоль юго–западного ограничения Дербинского антиклинория (см. рис.3). Здесь в Сисимо–Джебском районе известны мощные вулканогенные образования основного и кислого состава. В сводном разрезе вулканиты преобладают над карбонатными породами. В работе С.Л.Тарновского (1979) доказывается докембрийский возраст осадочно–эффузивных толщ, считавшихся ранее кембрийскими. Юго–восточнее, в междуречье Казыра и Кизира также широко распространены вулканогенные образования, датированные на среднemaшштабных геологических картах как нижний и средний кембрий. В связи с данными по Сисимо–Джебскому району вполне вероятно их удревнение.

Выявление структурно–фациальных и структурно–формационных зон вызывает большие трудности ввиду сложности корреляции отложений. На рабочих стратиграфических совещаниях рекомендовалось расчленять верхний докембрий Алтае–Саянской области на местные горизонты: монгошинский (кабырзинский), мартихинский (западно–сибирский) и белкинский (сорнинский). С нашей точки зрения, в верхнем докембрии восточного склона Кузнецкого Алатау следует выделять лишь два крупных подразделения – н и ж н и й и в е р х н и й литокомплексы. К нижнему литокомплексу относятся

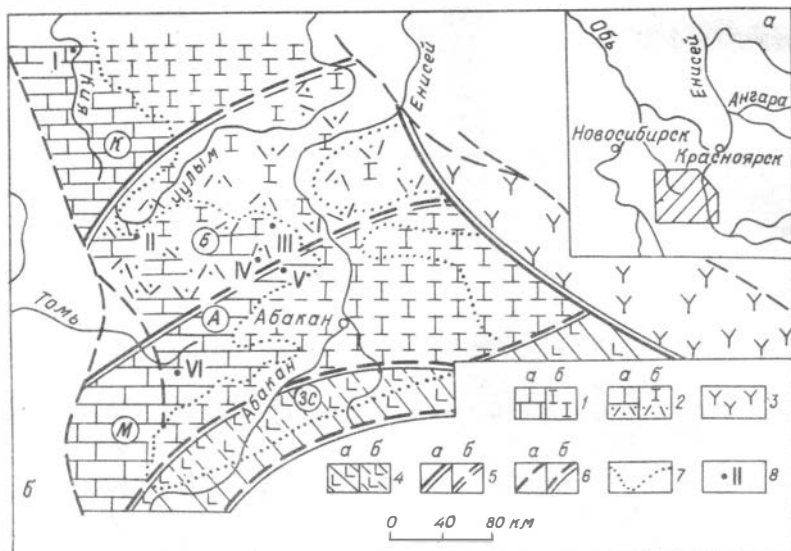


Рис.3. Местороложение района исследований (а) и схема структурно-фашиального районирования центральной части Алтае-Саянской складчатой области в позднем докембрии (б)

I - области распространения карбонатных отложений: а - установленная, б - предполагаемая; 2 - области распространения терригенно-карбонатных отложений и вулканитов разного состава: а - установленная, б - предполагаемая; 3 - область преимущественного распространения вулканогенных образований разного состава; 4 - области распространения пород офиолитовой ассоциации: а - установленная, б - предполагаемая; 5 - границы структурно-фашиальных зон (а), они же, предполагаемые под покровом девонских и более молодых отложений (б); 6 - важнейшие разломы (а) и совпадающие с ними границы структурно-фашиальных зон (б); 7 - границы Минусинских впадин; 8 - местоположение изученных разрезов и их номера. К - Кийское поднятие; Б - Беложско-Белыкский прогиб; А - Азырталское поднятие; М - Мрасский массив; ЗС - Западно-Саянская зона.

биджинская и гольдджинская свиты и подстилающие их образования. К верхнему литокомплексу относятся толщи, залегающие между кровлей биджинской (гольдджинской) свиты и подошвой отложений с нижнекембрийскими органическими остатками. Это мартихинская и сорнинская свиты в пределах поднятия и кульбюрстыгская и таржувльская — в прогибе. Возраст нижнего литокомплекса обычно считается среднерифейским, а свиты верхнего литокомплекса относятся к верхнему рифею и венду. Однако эти оценки возраста достаточно условны, поскольку надежность обоснования подразделений общей шкалы докембрия в Алтае-Саянской области весьма невысока (Хоментовский, 1978). Действительно, если опираться на микрофитоциты, то в составе нижнего литокомплекса преобладают формы, считающиеся свойственными верхнему рифею и даже венду: *Vesicularites curtunicus* Yaksch., *V. reticulatus* Nar., *V. lobatus* Reitl., *V. consuetus* Yaksch., *V. flexuosus* Reitl., *V. bothrydioformis* (Krasn.), *V. miscellus* M.Str., *Vermiculites irregularis* (Reitl.), *V. angularis* Reitl., *Osagia grandis* Z.Zhur., *O. composita* Z.Zhur., *Obruchevella delicata* Reitl., *Nubecularites uniformis* Z.Zhur. (Хомгольская, чарыштагская и биджинская свиты, определения М.В. Степановой и В.А. Шипицына). В то же время в этих отложениях в хр. Азыр-Тал, по данным автора и В.А. Шипицына, имеются строматолиты *Sonophyton garganicum* Korol., известные в среднем и верхнем рифее.

В заключение отметим, что существование в позднем докембрии Алтае-Саянской области структурно-фациальных (формационных) зон, представляющих частные элементы геосинклинального бассейна, является установленным фактом. Учитывая слабую палеонтологическую обоснованность возрастных рубежей, важнейшее место при стратиграфических исследованиях в докембрии должно занять выявление таких зон, выяснение специфики их разреза, поиски литологических маркеров и историко-геологических критериев для межзональных сопоставлений.

ЛИТЕРАТУРА

Белоусов А.Ф., Налетов Б.Ф., Полякова З.Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Кузнецкого Алатау. — Новосибирск: Наука, 1974. — 210 с.

- Борисов В.А. Возраст и биостратиграфическое расчленение енисейской серии Батеневского крыжа и хр. Азыртал. — В кн.: Новые данные по геологии юга Красноярского края. Красноярск, 1964, с. 50–59.
- Гинцингер А.Б., Винкман М.К., Асташкин В.А. и др. Разрезы докембрия и нижнего палеозоя западной части Алтае-Саянской складчатой области. — Красноярск, 1969. — 217 с.
- Гинцингер А.Б. Основные типы разрезов и структурно-фациальная зональность рифейских отложений западной части Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Материалы по региональной геологии Сибири, 1970, с. 47–59 (Тр. СНИИГТЭМС, вып. IIО).
- Гинцингер А.Б. Стратиграфия верхнего докембрия Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Алтае-Саянской складчатой области и Тувы. Новосибирск, 1978а, с. II5–I27.
- Гинцингер А.Б. Основные черты палеогеографии и палеотектоники Алтае-Саянской области в позднем рифее, венде и раннем кембрии. — В кн.: Актуальные вопросы региональной геологии Сибири. Новосибирск, 1978б, с. I4–29. (Тр. СНИИГТЭМС, вып. 258).
- Гинцингер А.Б. Краткий обзор стратиграфии верхнего докембрия Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Верхний докембрий Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1979а, с. 4–5I (Тр. СНИИГТЭМС, вып. 268).
- Гинцингер А.Б. Стратиграфическая корреляция верхнедокембрийских отложений Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Л.: Наука, 1979б, с. I62–I66.
- Иванкин Г.А., Коптев И.И., Номоконов В.Е. и др. Новые данные по стратиграфии кембрия и докембрия восточного склона Кузнецкого Алатау. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, 1964, с. 39–47.
- Кац Я.Г., Красильников Б.Н., Моссаковский А.А. и др. Стратиграфия палеозойских отложений Минусинской котловины и её горного обрамления. — В кн.: Материалы по региональной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1958, с. 99–I48 (Тр. ВАГТ, вып. 4).
- Коптев И.И., Семашко А.К., Шипицын В.А. О стратиграфическом положении и возрасте литвинской фосфоритоносной толщи (Бате-

- невский край).— Изв. Томск. политехн. ин-та, 1976, № 260, с. 71—74.
- Краевский Б.Г., Винков М.К., Гинцингер А.Б. и др. К вопросу о фосфатности позднекембрийских отложений юго-востока Кузнецкого Алатау.— В кн.: Фосфориты Западной Сибири. М.: Недра, 1965, с.101—104.
- Мкртычян А.К., Шипицын В.А. О возрасте тамалыкской фосфоритоносной свиты.— Геол. и геофиз., 1968, № 4, с.125—128.
- Моссаковский А.А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое.— М.: Гостехиздат, 1963.— 214 с.
- Смилгистын А.О. Геология и геохимия фосфоритоносной кремнисто-карбонатной формации Алтае-Саянской складчатой области. Автореф. канд. дис.— Новосибирск, 1967.— 22 с.
- Тарновский С.Л. Стратиграфия позднего докембрия западной части Восточного Саяна.— В кн.: Верхний докембрий Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1979, с.52—81 (Тр. СНИИГТИМС, вып.268).
- Хоментовский В.В. Структурно-фациальные зоны нижнего кембрия и рифея юго-западного обрамления Сибирской платформы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 10, с.42—49.
- Хоментовский В.В. Состояние стратиграфической основы позднего докембрия Средней Сибири.— В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Сибирской платформы. Новосибирск, 1978, с.3—21.
- Широкова Е.В. Палеогеографическая обстановка формирования докембрийских фосфоритоносных отложений Средней Сибири.— В кн.: Фосфоритоносные формации Сибири. Новосибирск, 1968, с.57—63. (Тр. СНИИГТИМС, вып.69).
- Щеглов А.П. Опыт генетической классификации прогибов как основы тектонического районирования центральной части Саяно-Алтайской складчатой области. Новосибирск, 1967, с.81—87 (Тр. СНИИГТИМС, вып.57).
- Ярошевич В.М. О структурно-фациальных зонах кембрия восточного склона Кузнецкого Алатау.— Докл. АН СССР, 1958, т.121, №2, с.350—353.
- Ярошевич В.М. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений Батеневского края, хребта Азыр-Тал и бассейна реки Белый Икс. Новосибирск, 1962.—185 с.

Ярошевич В.М. К стратиграфии отложений позднего докембрия западной части Восточного Саяна.— В кн.: Стратиграфия, литология и вопросы металлогении палеозоя и позднего докембрия востока Алтае-Саянской области. Красноярск: кн. изд-во, 1968, с.41-48.

В.В.Хоментовский, А.С.Гибшер

РАНЕКАЛЕДОНСКАЯ МОЛАССА НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Введение

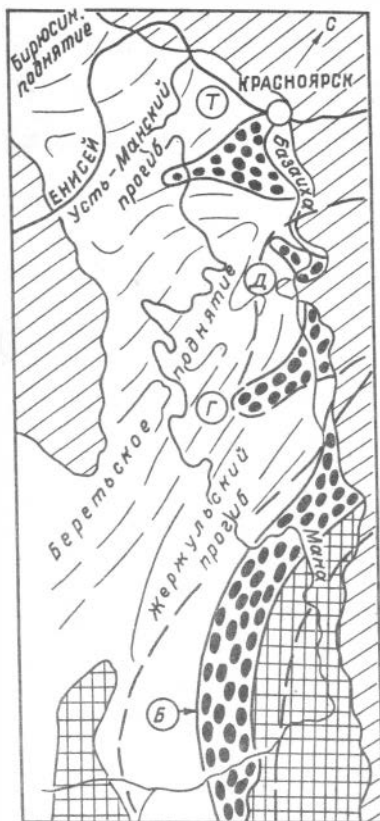
О молассовых отложениях в пределах северо-западной части Восточного Саяна (рис.1) так или иначе упоминали многие авторы. Можно даже наметить два подхода к их определению и выделению.

Одни исследователи (Хоментовский и др., 1960; Геологическое строение..., 1978) в качестве молассы описали верхнекембрийско-ордовикскую толщу, сложенную баджейскими красноцветными песчаниками и нарвскими карбонатными конгломератами. По строению и составу эта толща действительно представляет собой типичную моласу, накопление которой происходило в компенсационной структуре — Баджейском краевом прогибе вследствие размыва всех докембрийских и ниже-среднекембрийских пород смежной части Восточно-Саянской геосинклинали. Рассматриваемые отложения, в свою очередь, с несогласием перекрываются силурийско-девонской толщей, формировавшейся в межгорных впадинах, на более поздней стадии орогенного этапа. Определенное неудовлетворение от этой концепции оставалось лишь в связи с тем, что площадь, на которой сохранилась охарактеризованная моласса, крайне ограничена.

Большинство других исследователей молассой считали толщу песчаников (койская, жистыкская, анастасьинская и другие свиты) и грубых конгломератов (гребешковских, глухариных, тубильских и др.). Все они либо объединялись в одно подразделение, либо раз-

Рис.1. Обзорная карта

1 - районы распространения моласовых образований; 2 - предполагаемые контуры орогенных структур; 3 - орогенные структуры: Б - Баджейский краевой прогиб, Г - Глухаринский грабен (см. рис.2), Д - Долгушинская синклираль (см. рис.3), Т - Тубильская синклираль (см. рис.4); 4 - выходы кристаллического фундамента Арзбейской и Канской глыб; 5 - линии общего плана геосинклинальной структуры; 6 - девонские образования.



граничивались угловыми несогласиями (Предтеченский, 1967). Конкретные упоминания о несогласиях обычно не подтверждались более поздними исследованиями, однако сам факт существования мощной терригенной толщи, в соответствии с упрощенным пониманием байкальской молассы, принятым в работах Б.М.Келлера (1973) и К.А.Климина (1974), в настоящее время многими признается достаточным для обоснования заключительной складчатости. Поскольку большая часть включившихся в молассу свит относилась к докембрию и низам кембрия, завершающая складчатость определялась как байкальская.

Лишь в самое последнее время к вопросу о молассовой природе части граувакковой толщи наметился новый подход. Было выяснено, что флишевая формация (жистыкская и анастасьинская свиты) отнюдь не столь жестко и определенно связана с конгломератами глухаринской свиты К.В.Радугина (1954). Если первая группа пород несом-

ненно докембрийская, то вторая, содержащая в гальке остатки археоциат и известковых водорослей, явно послещекембрийская (Геологическое строение ..., 1978). Таким образом, возникло предположение о возможности развития в полях позднедокембрийского флиша молассовых образований, близких по возрасту баджейской и нарвской свитам.

Общегеологические данные

Детальные геологосъемочные работы, проведенные вдоль долины р.Базаихи ниже пос.Верх-Базаиха (рис.2), показали, что структура, сложенная глухариной свитой, не является моноклиналью, на основании чего все предшественники считали эти отложения докембрийскими (доунгутскими). Оказалось, что выходы этой свиты связаны с глухаринным грабеном, внутренняя структура которого представляет три изометричные мульды, разграниченные поперечными разломами. Анализ немногочисленных достоверных элементов залегания, которые здесь удалось сделать, показывает, что во внутренних частях мульд углы падения пологие. Вблизи разломов, особенно тех, которые ограничивают грабен, они возрастают до $60-80^{\circ}$, а вблизи северо-западного ограничения грабена отмечены даже запрокинутые залегания.

Долгое время недоумение вызывали крупные тела карбонатных пород, которые, по мнению многих исследователей (Хоментовский и др., 1960; Геологическое строение ..., 1978; Предтеченский, 1967), очень резко замещались по латерали грубыми песчаниками и конгломератами. Со временем выяснилось, что одни из этих тел охарактеризованы микрофитолитами ангалойского (верхний рифей) горизонта, другие содержат кембрийскую органику - микрофитолиты унгутского горизонта, известковые водоросли, археоциаты (Геологическое строение ..., 1978; Радугин, 1954). Специфика строения карбонатных тел (см. ниже) не оставляет сомнений в том, что мы имеем дело с типичными олистолитами, образовавшимися в результате дробления и обрушения в верхнекембрийско-ордовикскую терригенную толщу блоков самых различных (по возрасту и размерам) карбонатных пород, накопившихся в пределах Жержульского прогиба.

Детальное картирование глухариной свиты позволило расчле-

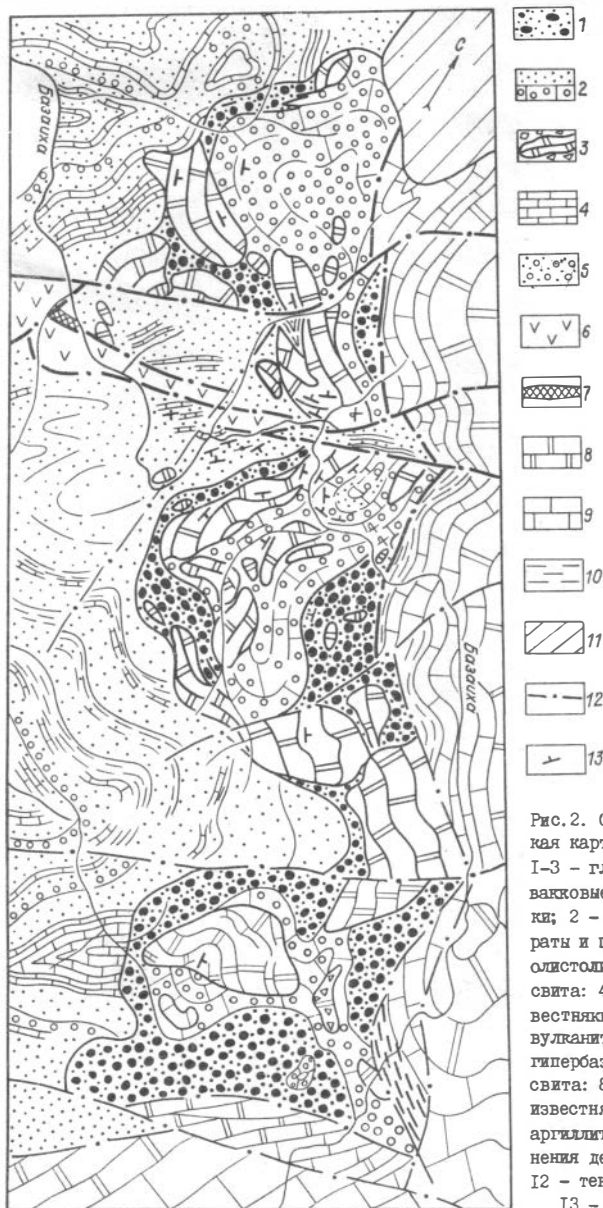


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Глухариного грабена
 I-3 - глухаринская свита: I - граувакковые конгломераты и песчаники; 2 - известняковые конгломераты и шламовые известняки; 3 - олистолиты; 4, 5 - жистякская свита: 4 - темные плитчатые известняки; 5 - граувакки; 6 - вулканиты кувайтской серии; 7 - гипербазиты; 8, 9 - унгутская свита: 8 - доломиты; 9 - светлые известняки; 10 - алевролиты и аргиллиты; II - поле распространения девонских образований; 12 - тектонические нарушения; 13 - элементы залегания.

нить ее в общем виде на две части. Для нижней из них характерны граувакковые конгломераты. По особенностям строения они варьируют от граувакковых песчаников с мелкой плавающей галькой до крупнообломочных конгломератов. Верхнюю часть глухариной свиты слагают карбонатные конгломераты и шламовые известняки. К ней приурочена и основная масса олистолитов. Обращает на себя внимание определенная общность подразделений глухариной свиты с баджейской и нарвской свитами Баджейского прогиба.

Следующий выход глухариной свиты связан с Долгушинской синклиналию, вытянутой вдоль долины р.Базаихи между дер.Ерлыковской и устьем рч.Долгуша (рис.1 и 3). В отличие от изометричных структур Глухариного грабена это узкая линейная складка с крутым ($60-70^{\circ}$) юго-восточным и запрокинутым северо-западным крыльями. К востоку (в сторону Глухариного грабена) Долгушинская синклиналь расширяется (углы падения при этом уменьшаются до $40-45^{\circ}$). Наложенный характер этой структуры определяется

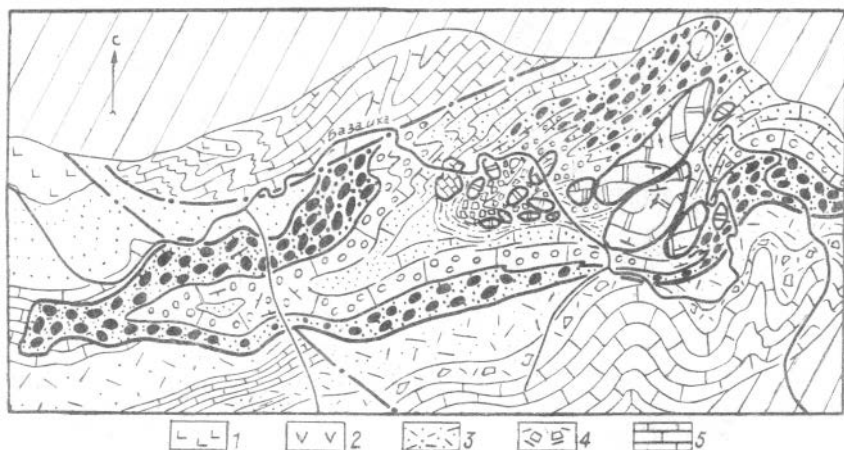


Рис.3. Схематическая геологическая карта Долгушинской синклинали
 1 – габбро; 2–5 – кувайская серия: 2 – эффузивы; 3 – туфопесчаники; 4 – туфобрекчии; 5 – черные известняки. Остальные усл. обозн. см. на рис.2.

тем, что базальная толща глухариной свиты контактирует с самыми различными пачками подстилающего комплекса, а в составе ее встре-

чены крупные олистолиты сильнометаморфизованных (до среднекристаллических мраморов) пород.

Разрез глухариной свиты Долгушинской синклинали отличается от описанного в Глухарином грабене следующим: 1) в составе граувакковых конгломератов встречено больше пластов и пачек песчаников и даже алевролитов; 2) карбонатные конгломераты в значительной мере замещены шламовыми известняками, с которыми ассоциирует большая часть олистолитов; 3) выше шламовых известняков, в северо-восточной, наиболее прогнутой части синклинали, появляется новый член разреза глухариной свиты — крупногалечные конгломераты. Общая мощность ее здесь более I км.

Аналогом глухариной свиты в более западной части Восточного Саяна является тюбильская свита. Первоначально это название связывалось лишь с конгломератами, обнажающимися по р.Мане в приустьевой части рч.Тюбиль. Затем на некоторых картах так были обозначены громадные поля граувакк, развитые в бассейне нижнего течения р.Маны. Мы сохраняем название "тюбильская свита" лишь за совершенно специфической толщей, завершающей разрез упомянутого поля терригенных пород. Тюбильская свита начинается тюбильскими конгломератами и развита лишь в Тюбильской синклинали (рис.4). Как и Долгушинская структура, последняя на юго-востоке (у р.Маны) представляет собой узкую линейную складку, протягивающуюся в северо-северо-восточном направлении к нижнему течению р.Базаихи. Здесь она по крупному разлому приходит в соприкосновение с Торгатинской синклиналью, сложенной кембрийскими известняками. Углы падения на крыльях Тюбильской синклинали весьма круты ($50-70^{\circ}$) до запрокинутых, а разломы, параллельные вышеупомянутому, разбивают ее на ряд постепенно расширяющихся к северу сегментов (см. рис.4).

Тюбильская свита расчленяется на три ритмично построенные подсвиты. Наиболее специфична базальная пачка нижней подсвиты. Она состоит из взаимодополняющих линзовидных тел, сложенных валунными конгломератами и олистолитами (см. ниже). В вышележащей части подсвиты резко преобладают грубые полимиктовые песчаники. Суммарная мощность ее 700—900 м.

Характерной особенностью второй подсвиты является резкое увеличение в ее составе карбонатного материала. С одной стороны, это шламовые известняки, переполненные галькой и олистолитами в



Рис. 4. Схематическая геологическая карта Тубильской синклинали

I-4 - тубельская свита: I - граувакковые конгломераты; 2 - граувакковые песчаники и алевролиты; 3 - известняковые конгломераты; 4 - олистолиты; 5 - гипербазиты; 6 - габбро, диабазы; 7,8 - анастасьинский горизонт: 7 - темные известняки; 8 - граувакки; 9 - туфы; 10 - граносиениты; II - эффузивы; 12 - светлые известняки торгашинской свиты; 13 - терригенно-карбонатные породы калтатской свиты; 14 - девонские образования; 15 - тектонические нарушения.

базальной части подовиты, а с другой - темные глинистые известняки, иногда преобладавшие в середине ее. Мощность второй подсвиты 800-1200 м.

Верхняя подсвита, как и нижняя, начинается достаточно крупными конгломератами, выше которых развиты граувакки с подчиненными им известняками. Видимая мощность подсвиты более 700 м.

Прямые палеонтологические данные о возрасте тубильской свиты отсутствуют, но гальки, валуны и глыбы, изобилующие в ее составе, представлены всеми разновидностями пород, обнажающихся вблизи отложений кувайского и анастасьинского горизонтов. Есть также доказательства того, что накоплению тубильской свиты предшествовали интенсивные деформации названных стратиграфических

подразделений. Об этом свидетельствует наличие в гальке метаморфических (кварциты, мраморы, биотитовые сланцы) и интрузивных пород. Особенно интересны обломки гипербазитов, связанные с зонами разломов, секущих сложнодеформированные рифейские, вендские и нижнекембрийские толщи. Эти нарушения обычно сопровождаются меланжем, представляющим собой брекчию из обломков вмещающих пород, сцементированную серпентинитовой или лиственитовой массой (рис.5). Поскольку все эти породы в переотложенном виде встречаются только в глухариной и тубильской свитах, образование разломов и приуроченных к ним гипербазитов приходится связывать с предтубильской перестройкой.

Кроме этих данных и грубообломочного состава тубильской и глухариной свит, о близости их по возрасту говорит определенная общность строения. Так, обилие карбонатного материала сближает среднюю подсвиту первой из них со шламовыми известняками второй, а базальные конгломераты третьей подсвиты в какой-то мере напоминают конгломераты, завершающие разрез отложений Долгушинской синклинали.

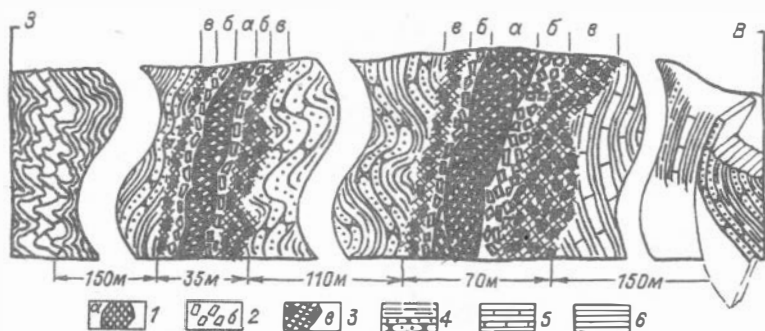


Рис.5. Зарисовка зоны серпентинитового меланжа.

1 – гипербазиты; 2 – лиственитовая брекчия; 3 – конгломерато-брекчия в серпентинитовой цементирующей массе; 4 – гравелки; 5 – известняки и сланцы; 6 – сланцы.

Все сказанное свидетельствует о примерной разновозрастности баджейской и нарвской свит Баджейского прогиба, глухариной свиты Глухариного грабена и Долгушинской синклинали с тубильской свитой Тубильской синклинали. Новый фактический материал, таким образом, позволяет значительно расширить к западу от Баджейского прогиба область распространения верхнекембрийско-ордовикской молассы и уверенно отделить ее от более древних геосинклинальных формаций.

Вещественный состав и обстановки накопления

Обломочные образования баджейской и нарвской свит Баджейского краевого прогиба представлены тремя основными типами отложений. К первому из них относятся песчаники грубозернистые, массивно-слоистые, с крупной разнонаправленной косою слоистостью, знаками ряби течения, имеющие обычно бледную розовую, желтую или бурую окраску. Ко второму типу относится комплекс тонкого ритмичного переслаивания мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов преимущественно лиловых, реже зелено-серых тонов. Третий тип отложений объединяет несортированные конгломераты.

Приуроченность к нижней части разреза песчаной толщи (первый тип) с рассеянной галькой и линзами конгломератов, обломочный материал, которой представлен высокозрелыми продуктами размыва (кварц, кварциты, микроклин, мусковит, апатит, турмалин и т.д.), свидетельствуют о том, что при заложении прогиба область питания были окружавшие его Канская и Арзыбейская древние глыбы. Высокая степень сортировки (отсутствие тонкообломочных фракций) обломков в косослоистых песчаниках, бимодальное направление транспортировки обломочного материала (по замерам косою слоистости) на север ($330-30^{\circ}$) и запад ($230-270^{\circ}$) указывают на активное перемещение песчаных масс в приливной-отливной зоне.

Средняя часть разреза, несмотря на однотипность обломочного материала, представлена переслаиванием тонкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов (второй тип). Эти отложения, судя по плохой сортировке и обработке, базальному типу цемента, наличию разнообразных мелких косых и косоволнистых серий и зна-

ков ряби течения, волнения и струй (часто ~~перекрещивающихся~~ систем), несут следы обстановок слабых разнонаправленных течений и волнений на обширной, очень мелководной (масса трещин усыхания, капель дождя и т.д.) равнине, куда кластический материал выносился с древних поднятий временными потоками.

Верхняя часть молассовой толщи (нарвская свита) представлена валунно-галечным материалом карбонатного состава. Это светлые, красноцветные и пестроцветные мергели, доломиты и известняки и т.д., типичные для ниже-среднекембрийских карбонатных отложений Жеркульского прогиба. Характерно, что нарвские конгломераты сложены плохо обработанными, обычно несортированными обломками и глыбами пород размерами от 1-3 см до 1,5 м. Это свидетельствует, с одной стороны, о смене в нарвское время области питания - вовлечении в поднятие и размыв северо-восточной части Жеркульского прогиба, а с другой стороны, об активизации процессов размыва и переноса обломочного материала.

Несколько иной состав и строение характерны для отложений глухариной свиты в Глухарином грабене и Долгушинской синклинали. Основными типами отложений здесь являются граувакковые конгломераты, карбонатные конгломераты и пламовые известняки, а также доломитовые и известняковые олистостромовые образования. Как уже отмечалось выше, они тоже имеют определенную вертикальную последовательность. Нижняя часть разреза толщи представлена несортированным, в основном песчано-галечным материалом, образовавшимся в результате размыва граувакковых песчаников, алевролитов, аргиллитов, основных эффузивов, их туфов, известняков, габброидов, гипербазитов. Не представляет труда убедиться в том, что все это продукты разрушения отложений кувайского и анастасьинского горизонтов и прорывавших их в пределах Беретского палеоподнятия интрузий. Таким образом, область питания этого прогиба на ранней стадии его существования находилась в более внутренней части Восточно-Саянской геосинклинали.

Конгломератам подчинены грубые переотложенные граувакки, среди которых выделяется несколько разновидностей. Наиболее распространенной среди них является наслоение массивных пластов с несортированной песчано-галечниковой массой, образовавшейся, по всей видимости, в результате сползания по склону "пастообразных" песчаных потоков. Гораздо реже встречаются пласты грау-

вакк с градационной сортировкой обломочного материала, что сближает их с образованиями мутьевых потоков. Наконец, третью разновидность представляют образования, состоящие из гравия или песка с гравием в глинистой массе красновато-коричневого цвета. Кластика, обычно с плотнейшей упаковкой, сосредоточивается в основании пластов, лишь отдельные зерна или мелкая галька "плавают" в вышележащем глинистом матриксе (рис.6). Иногда в ней захоронены также раздробленные плиты карбонатных пород. Эти образования напоминают континентальные грязекаменные потоки. Интересно, что эти породы сосредоточены вдоль северо-восточного, внешнего крыла Глухариного прогиба. Для образования всех этих пород необходим

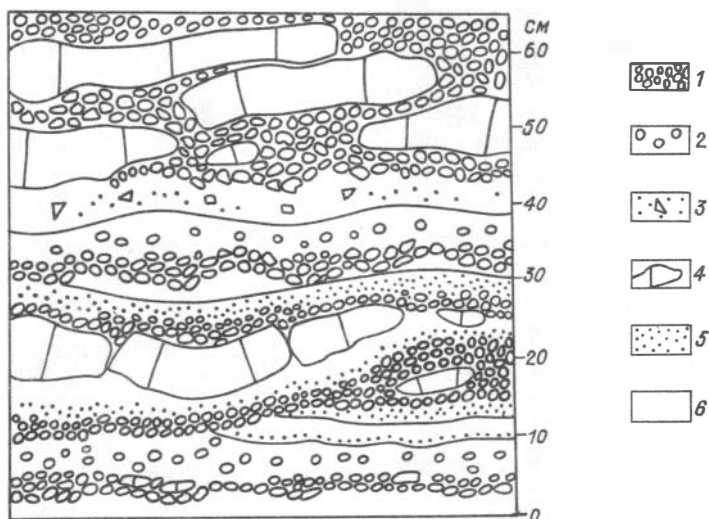


Рис.6. Характер наслоения грязекаменных образований
глухаринской свиты

1 - тесноструженная галька и гравий; 2 - "плавающая" в глинистой массе галька; 3 - рассеянная вкрапленность песка и дресвы в глинистой массе; 4 - олистолиты; 5 - песчаники; 6 - глинистая масса.

значительный перепад высот между источником сноса и областью аккумуляции. Линзовидный характер сгущения обломочного материала, по-видимому, связан с наличием конусов выноса.

Верхнюю часть глухариной свиты составляют преимущественно грубообломочные карбонатные породы и шламовые известняки, среди них также выделяется несколько разновидностей. Одна из них напоминает вышеописанные граувакки, в цементе и кластике которых преобладает карбонатный материал. Другую разновидность этих образований можно отнести к категории сингенетичных брекчий взламывания. В средней части глухариной свиты, на территории Долгушинской синклинали, с юго-запада на северо-восток происходит латеральное замещение гравийно-галечных разностей шламовыми известняками и практически чистыми темными известняками. В Глухарином грабене подобные ряды наметить труднее, но определенная концентрация шламовых известняков фиксируется в центральной части средней мульды, а также в северной мульде (на водоразделе ручьев Черемшаного и Кишрина).

Совершенно особую разновидность рассматриваемых карбонатных образований представляют гигантские подводноползневые образования — олистолиты. Это, как правило, блоки доломитов, реже известняков от 10 м до 1 км в поперечнике. Длинные оси их обычно ориентированы вдоль общего простирания структуры (см. рис.2,3). По периферии таких тел часто развиты либо пропитанная окислами железа зона, либо доломитовые брекчии, либо шлейф валунно-глыбового материала в песчано-глинистом матриксе (рис.7).

Смена граувакковой грубообломочной толщи, близкой по природе карбонатной, свидетельствует о том, что область питания в верхнеглухариное время сместилась в пределы поднятия, разделявшего Баджейский и Глухариный прогибы, в строении которого доминирующую роль играют кембрийские карбонатные толщи Жержульского прогиба.

Для третьей области развития молассовых образований — Тюбильской синклинали — основными породными ассоциациями являются: валунно-галечные граувакковые конгломераты, олистостромовые образования, собственно граувакки, известняковые конгломераты и известняки. Состав кластического материала граувакковых (собственно тюбильских) конгломератов, так же, как подобных глухариных, местный. Это вулканомиктовые и граувакковые песчаники, алевроли-

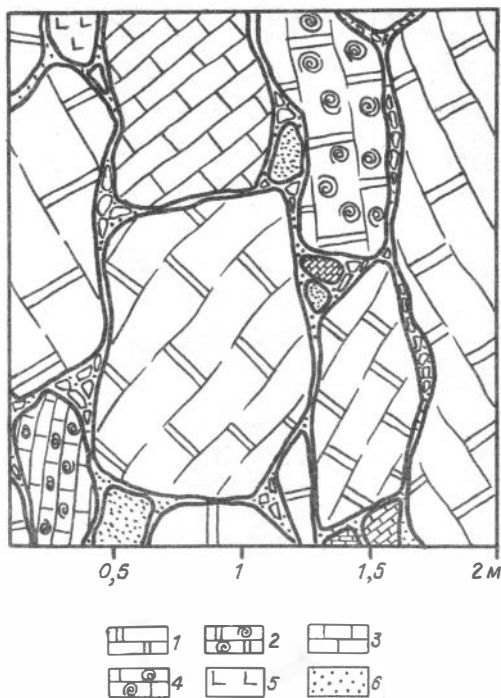


Рис.7. Фрагмент строения глужариной олистостромовой брекчии
 1 - доломиты светлые; 2 - доломиты с микрофитолитами; 3 - известняки темные мраморизованные; 4 - известняки серые с микрофитолитами; 5 - диабазы; 6 - песчаники.

и близкими процессами формирования обоих типов отложений - гравитационное перемещение на более низкий гипсометрический уровень (в виде подводных оползней, путем медленно сползавших клас- тических масс, мутьевыми потоками). В любом случае необходимым условием обстановки должен быть крутой подводный склон и глубо-

ты, аргиллиты, часто метаморфизованные до стадии биотитовых сланцев, мраморизованные известняки, кварциты, граниты, габброиды, гипербазиты, фрагменты серпентинитового меланжа, а также обломки кембрийских (бахтинских) базальтов и их туфов. То есть область питания служили все окружающие тюбильскую структуру и вовлеченные в поднятие толщи верхне-рифейского (кувайские вулканические и известняковые), вендского (анастасьинские троговые граувакковые) и кембрийского возраста, а также прорывающие их граниты и гипербазиты.

Рассматриваемый тип отложений обычно тесно ассоциирует с олистостромовыми образованиями, перекрывая последние, либо замещая их по простиранию. Этот "симбиоз" обусловлен, видимо, общими причинами

ководное подножие. Тбилильские олистостромовые образования подобны развитым в глухариной свите. Также наблюдается совпадение длинных осей олистолитов с простиранием структуры. При столкновении крупных олистолитов и здесь возникают зоны брекчий шириной 0,5–2,5 м (рис.8). При этом на неровной поверхности нижнего блока (а) располагается слой рассланцованных аргиллитов с завальцованными чечевицеобразными обломками (б). Далее следует:

слой доломитовой брекчии (в), слой остроугольной брекчии в основании

верхнего блока (г) и трещиноватые доломиты (д). По левому берегу

р. Маны против кардона Кацдалак можно наблюдать в наиболее типовом выражении олистостромовый

шлейф (рис.9). Он представляет собой чередование пластин олистолитов из черного перемятого

известняка и зон хаотически нагроможденных обломков и глыб (размером

от первых сантиметров до 1–1,5 м) черных известняков, доломитов, доломитовых брекчий, сланцев

и даже габброидов, заключенных в черный известняковый матрикс. В отличие от глухариной свиты олистостромы в тбилильской свите

описаны на нескольких уровнях и в том числе вблизи ее основания.

Характерной разновидностью пород тбилильской молассы, отличающей ее от глухариных и баджейской-нарвских отложений и сближающей с анастасьинскими, являются граувакки с флишеидным строением. Иногда это четко-ритмичная толща, в которой выделяются типичные элементарные флишевые циклы (от 15 до 75 см). Характерна градационная сортировка обломочного материала. Местами в состав цикла входит 2–3 турбидита. В других случаях это либо пачки плас-

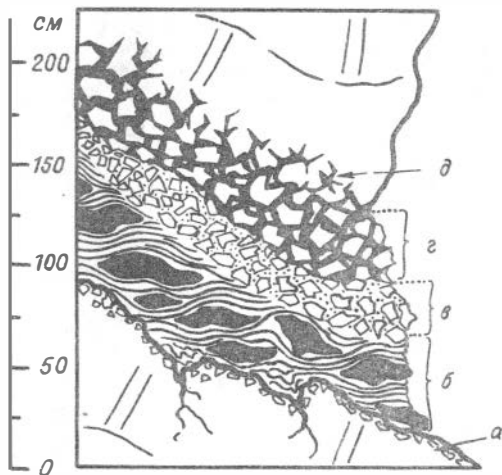


Рис.8. Зарисовка зоны соприкосновения двух олистолитов.

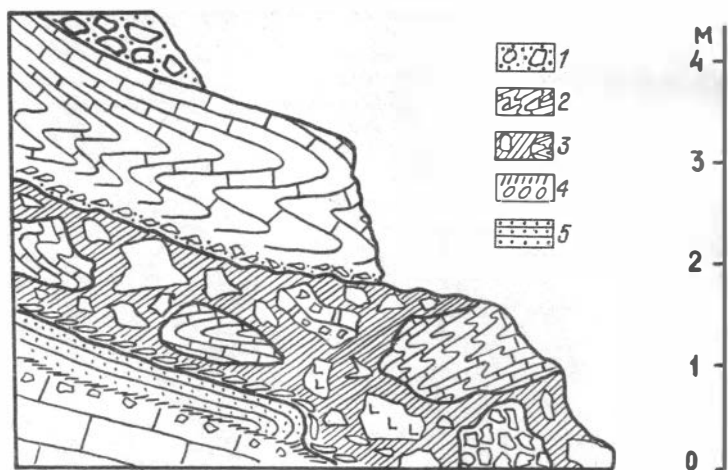


Рис.9. Фрагмент строения тбилисской олистостромы
 1 - остроугольная брекчия в песчано-известковом матриксе;
 2 - олистолиты дислоцированных черных известняков;
 3 - олистолитовая брекчия в известковом матриксе; 4 -
 зоны кляважа и рассланцования; 5 - деформированные
 пакеты песчаников.

тов однородных несортированных песчаников, разделенных пропластками аргиллитов, либо пакеты, состоящие из пластов песчаников или алевролитов с пятнисто-брекчиевой текстурой и пластов аргиллитов. Эти образования близки "пастообразным" песчаным потокам, медленно сползающим по склону.

Существенное отличие тбилисских граувакк от более древних заключается в специфике их состава. В них, помимо плагиоклаза (8-23%), след (1-3%), повышенного содержания кварца (43-63%), обломков метаморфических сланцев, кварцитов, известняков, гранитоидов, габброидов (5-28%), достаточно широко представлены бахтинские вулканогенные породы - базальты, их туфы, измененная пирокластиза (6-23%). Интересно то, что количество этих образований резко возрастает в черных и пятнисто-брекчиевидных песча-

никах, что в какой-то мере определяет текстуру и цвет породы. Эти вулканомиктовые разности обильно представлены в тубильской свите, но совершенно отсутствуют в отложениях анастасьинского горизонта. Не исключено, что их формирование даже связано с заключительными этапами вулканизма, начавшегося в бахтинское время.

Отличительной особенностью тубельских граувакк от анастасьинского (жистыкского) флиша заключается и в том, что слои с четкими флишевыми элементами и градационной сортировкой обломочного материала в них крайне редки.

Заключение

Итак, мощные толщи наиболее грубообломочных отложений в пределах северо-западной части Восточного Саяна накопились в позднекембрийско-ордовикское время. Они сложены продуктами разрушения почти всех разновидностей верхнекембрийских, ниже- и среднекембрийских пород, сформировавшихся в пределах рассматриваемой части Восточно-Саянской геосинклинали. Этот комплекс с несогласием перекрывает более древние отложения и с еще более резким несогласием срезается толщей силурийско-девонского возраста, накапливавшейся в крупных межгорных впадинах. Известны доверхнекембрийские зоны тектонических нарушений с развитыми по ним гипербазитами и серпентинитовым меланжем. С перестройкой, предшествовавшей отложению рассматриваемой толщи, были связаны и крупные интрузии кислого состава, обусловившие интенсивный контактовый метаморфизм геосинклинальных отложений. Обломки и крупные олистолиты этих метаморфических образований также обнаружены в верхнекембрийско-ордовикских отложениях. Все это характеризует их как молассу раннекаледонской или салгаирской складчатости. Напротив, верхнерифейские, вендские и ниже-среднекембрийские геосинклинальные отложения накапливались в обстановке постепенно затухавшей тектонической активности. Вертикальный ряд геосинклинальных формаций этого времени представляется в следующем виде: зеленокаменная → флишевая → карбонатная. Таким образом, сейчас можно уверенно говорить об отсутствии в регионе заключительной байкальской складчатости, конечно, если не связывать ее с событиями, имевшими место в начале верхнего рифея или ранее.

Хотя верхнекембрийско—ордовикские отложения в различных районах северо—западной части Восточного Саяна имеют общую формационную принадлежность, их состав, детали строения и условия образования существенно и закономерно меняются в зависимости от того, в какой зоне Восточно—Саянской геосинклинали они развиты.

Баджейский краевой прогиб, как известно (Хоментовский и др., 1960; Геологическое строение ..., 1978), находится уже за пределами собственно геосинклинали и представляет собой компенсационную структуру, связанную с общей инверсией последней. Формирование грубообломочных красноцветных отложений здесь происходило в континентальных условиях или обстановке крайне мелководных водоемов, окруженных обширной сушей с резко расчлененным рельефом. Обломочный материал в избыточно компенсируемый осадками прогиб сносился в основном временными потоками.

Интересно, что первоначально активизация тектонического режима произошла не в геосинклинали, а на территории современной Канско—Бирюсинской глыбы, представлявшей в течение всего позднего докембрия и раннего кембрия геантиклинальное поднятие, развивавшееся в орогенном режиме (Хоментовский, 1976). Именно с него в Баджейский прогиб поступал зрелый терригенный материал кварцевого и аркозового состава (баджейская свита). В крайней же структуре Восточно—Саянской геосинклинали Жерзульский прогиб) до среднего кембрия включительно формируется толща чистых светлоокрашенных известняков (шахматовская свита). Лишь где—то в верхнем кембрии или даже ордовике Жерзульский прогиб был вовлечен в поднятие и превратился в источник валунных конгломератов существенно карбонатного состава, которые заполняли Баджейский прогиб в нарвское время.

Глухаринный грабен и Долгушинская синклиналь развиты уже на территории Жерзульского прогиба. Более того, они настолько вписываются в его структуру, что это, как уже отмечалось, долгое время маскировало от исследователей их наложенный характер. Обращает на себя внимание закономерное усложнение строения структур, сложенных верхнекембрийско—ордовикскими отложениями, по мере их удаления от Канско—Бирюсинской геантиклинали внутрь Жерзульского прогиба. При этом происходит эволюция очень пологих мульд через все более резко прогнутые мульдообразные синклинали к линейной Долгушинской складке. Последняя наиболее

конформна структурам, сложенным древними толщами, но отличается от них большей правильностью и меньшей раздробленностью тектоническими нарушениями. Все это свидетельствует о том, что накопление глухариной свиты происходило в процессе формирования тектонической структуры Жеркульского прогиба — вблизи северо-восточного борта дизъюнктивной, а в более внутренней (менее консолидированной) части и пликативной.

В настоящее время трудно судить о первоначальных очертаниях прогиба, в котором формировалась глухариная свита, но восстановление обстановок осадконакопления, формировавшихся в нем отложений позволяет все же составить о нем некоторое представление. С обеих сторон этот прогиб с самого начала ограничивался существенными поднятиями. Одно из них — внешнее — отделяло его от Баджейского прогиба, препятствуя распространению сюда красноцветного кварцевого и аркозового обломочного материала с северо-востока. В раннюю стадию формирования рассматриваемого прогиба это внешнее поднятие было менее активным. Поступление обломочного материала грауваккового состава происходило в основном с другого, внутреннего его борта. Это говорит о том, что энергичные восходящие движения, связанные с раннекаледонской складчатостью, раньше начались в более внутренней части Восточно-Саянской геосинклинали. Грубость обломочного материала, сгруженного в прогиб в виде громадных конусов выноса, свидетельствует о том, что в области внутреннего поднятия существовал резкий и интенсивно размывавшийся рельеф. В то же время наличие среди крупногалечных конгломератов крупных глыб и блоков свидетельствует о крутых и протяженных склонах прогиба, сохранявшихся несмотря на очень большую скорость осадконакопления. Все это было возможно лишь при значительной амплитуде относительных перемещений в то время.

Во второй половине глухариного времени, наоборот, резко активизировалось внешнее поднятие и в глухариный прогиб, так же как и в Баджейский, начали поступать продукты разрушения карбонатных пород из области современного Жеркульского прогиба. Однако юго-западный склон поднятия, обращенный к Глухариному прогибу, был более крутым, на что указывает появление в последнем громадных олистолитов, не известных пока в Баджейском прогибе. Все сказанное свидетельствует о том, что Глухариный прогиб яв-

ляется в какой-то мере конседиментационным образованием, связанным с заключительными этапами формирования крупных отрицательных элементов каледонской тектонической структуры региона.

Тюбильская синклиналь представляет собой следующее ее звено в закономерно изменяющемся ряду прогибов, выполненных верхнекембрийско-ордовикскими отложениями. Эта складка еще более органически вписывается в осевую часть синклинали структуры, сложенной верхнерифейско-вендскими отложениями. Лишь детальное картирование позволяет говорить об отсутствии полного тождества между двумя этими, вложенными один в другой прогибами. Заслуживает внимания и палеотектонический аспект этих разновозрастных структур. Более древняя из них в конечном итоге развилась из трога, ограниченного с северо-востока Беретьским поднятием, прошедшим в своем развитии сложную эволюцию от вулканической гряды через тектоническую кордильеру к своду, увенчанному рифовыми постройками. В какой-то мере Беретьское геосинклинальное поднятие сохранило свою сущность и в позднекембрийско-ордовикское время, являясь областью питания как для Глухариного, так и для Тюбильского прогиба.

Об унаследованном характере развития сравниваемых разновозрастных прогибов говорит и некоторая общность господствовавших в них обстановок осадконакопления и связанных с ними породных ассоциаций. Действительно, граувакковые песчаники и пачки темных глинистых известняков кембро-ордовикского и верхнерифейско-вендского возраста внешне настолько близки между собой, что разграничить их удалось лишь в самое последнее время. Граувакковые песчаники, в частности, здесь, в отличие от накопившихся в Глухарином прогибе, имеют флишное строение, в них отмечаются даже локальные проявления градационной слоистости, характерной для хистыкского флиша. Определенную общность имеют также оползневые конгломерато-брекчии, формировавшиеся на склоне Беретьского поднятия в геосинклинальную стадию его развития, и олиостромовые образования, описанные в Тюбильской синклинали. Отличия определяются в основном гораздо большей контрастностью и энергичностью кембро-ордовикских движений по сравнению с рифейско-вендскими. В связи с этим тюбильские флишные образования в процессе своего накопления обычно полностью компенсировали погружение прогиба, а

когда возникали условия, благоприятные для формирования олистостром, то количество и размеры олистолитов резко превосходили аналогичные образования докембрия.

Особого внимания заслуживает сходство состава вулканитов, формировавшихся на крайнем северо-западе изученной территории (Бирюсинское поднятие) в конце нижнего кембрия, с вулканомиктовыми породами тувильской свиты. Не исключено, что последние связаны с заключительными этапами этого же вулканизма.

Первые проявления раннекаледонских движений, с которыми во внутренних районах Восточно-Саянской геосинклинали были связаны поднятия, прекращение осадконакопления и размыв, здесь не привели к перестройке палеоструктурного плана. Не исключено даже, что местами с ними связано лишь кратковременное прекращение осадконакопления. В дальнейшем же началось перерождение палео-прогибов в синкликорные, а палеоподнятий — в антиклинорные структуры. Раннекаледонская моласса в связи с этим оказалась здесь соближенной с формациями последнего этапа развития геосинклинали как во времени и пространстве, так и по своей природе. Ее накопление происходило одновременно с началом образования современной тектонической структуры региона, которая, как уже говорилось, связана с раннекаледонской (салаирской) складчатостью.

Таким образом, в пределах северо-западной части Восточного Саяна выделяется три градации раннекаледонской молассы, особенности состава и строения которых определяются местоположением и историей развития прогибов, в которых они формируются. Четвертое место в этом ряду должны были бы занять прогибы со сквозным развитием, замыкание которых связано с более молодой складчатостью.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Геологическое строение Манского прогиба и его положение в Саяно-Алтайских "байкалидах" / Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Гибшер А.С. и др. — Новосибирск: Наука, 1978. — 223 с.
- Келлер Б.М. Тектоническая история и формации верхнего докембрия. — М., 1973. — 120 с. (Итоги науки. Сер. общая геология. Т. 5).
- Клитин К.А. Байкальское обрамление Сибирской платформы. — В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974, с. 35-44.

- Предтеченский А.А. Основные черты геологического развития западной части Восточного Саяна в докембрии и кембрии. — Новосибирск: Наука, 1967. — 154 с.
- Радугин К.В. Кембрий Красноярского края. — В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1954, с. 332–342.
- Хоментовский В.В. — Венд. Новосибирск: Наука, 1976. — 269 с.
- Хоментовский В.В., Семихатов М.А., Репина Л.Н. Стратиграфия докембрийских и нижнепалеозойских отложений западной части Восточного Саяна. — В кн.: Региональная стратиграфия СССР. Т. 4. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 5–170.

К.Л. Пак, А.А. Терлеев

ПОЗНЕДОКЕМБРИЙСКИЕ И РАННЕКЕМБРИЙСКИЕ КАРБОНАТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ
СЕВЕРО-ЗАПАДА ВОСТОЧНОГО САЯНА И СВЯЗАННЫЕ
С НИМИ КОМПЛЕКСЫ МИКРОФИТОЛИТОВ

Рассматриваемый район расположен на юге Красноярского края в междуречье рр. Енисей, Мана и Базаиха (рис. 1). Юго-восточная часть его известна в литературе под названием "Манский прогиб". Северо-западная и западная явились объектом наших стратиграфических исследований в последние годы. Разработанная для Манского прогиба стратиграфическая схема (Шенфильд и др., 1976; Хоментовский и др., 1960, 1978) стала основой для работ по стратиграфии северо-западной части описываемой территории. Эта схема принята и в настоящей статье (табл. 1).

Карбонатные отложения в рассматриваемом районе пользуются широким распространением. Достаточно мощные пачки карбонатных пород появляются в составе кувайской серии верхнего рифея. В ангалойском горизонте карбонатные породы уже преобладают. Заметную, а местами и весьма существенную роль они играют и в составе анастасьинского горизонта. Наконец, нижнекембрийские

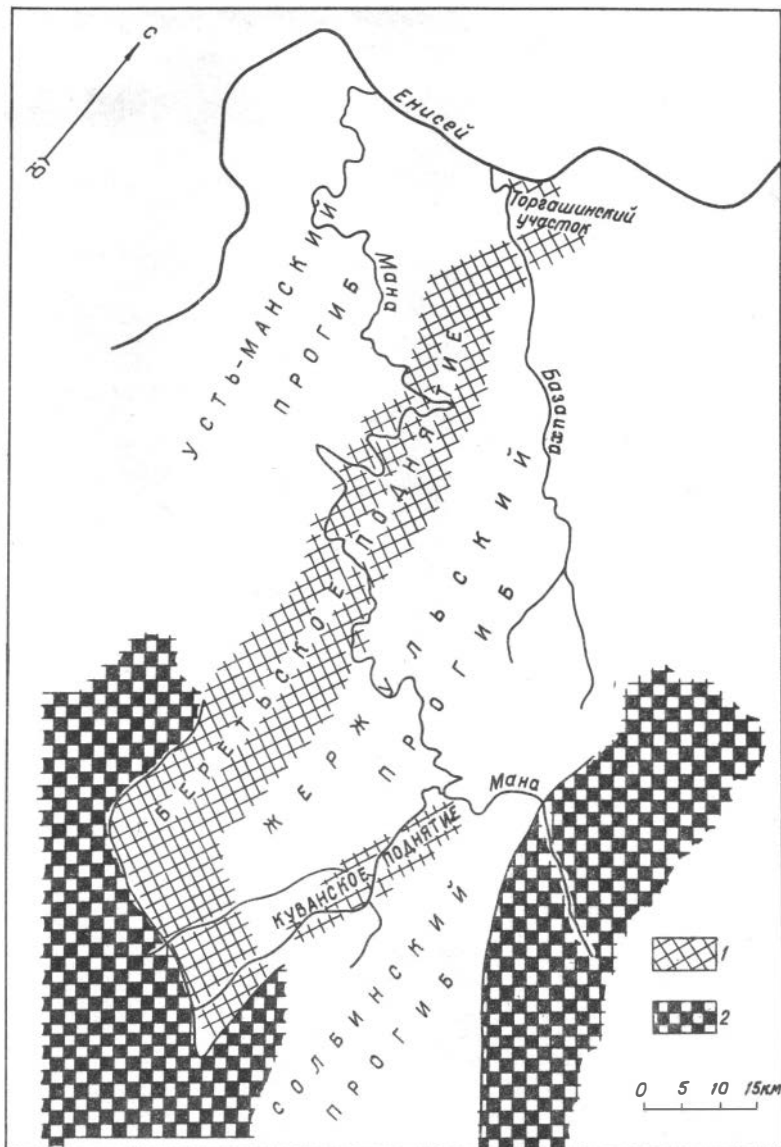


Рис. I. Схема района работ
 1 - участки палеоподнятий; 2 - Канско-Арзыбейская глыба.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ МИКРОФИТОЛИТОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ РИФЕЙ-НИЖНЕГО КЕМБРИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО СИБИРЯ

МИКРОФИТОЛИТЫ	ВЕРХНИЙ РИФЕЙ		СРЕДНИЙ		НИЖНИЙ КЕМБРИЙ	
	РЕГИОНАЛЬНЫЕ ГОРИЗОНТЫ					
	КУВАЙСКИЙ	АНГАЛОЙСКИЙ	АНАСТАСЬИНСКИЙ	УНИТУСКИЙ	ЖЕРКУЛЬСКИЙ	СИБИРСКИЙ
	КОМПЛЕКСЫ					
	КУВАЙСКИЙ	АНГАЛОЙСКИЙ	АНАСТАСЬИНСКИЙ	УНИТУСКИЙ	ЖЕРКУЛЬСКИЙ	
<i>Mubecularites uniformis</i> Z.Zhur.						
<i>OSAGIA TENAILLAMELLATA</i> REITL.						
<i>VESICULARITES ENGENSE</i> YAKSCH.						
<i>OSAGIA DONATELLA</i> KOROL.						
<i>AMBIGOLAMELLATUS HORRIDUS</i> Z.ZHUR.						
<i>VOLVATELLA ZONALIS</i> NAR.						
<i>OSAGIA OVSIANICA</i> YAKSCH.						
<i>O.EX.GR DESIMANA</i> YAKSCH.						
<i>O.COLUMNATA</i> VAR. BAICALICA YALSCH.						
<i>O.URDOSA</i> REITL.						
<i>O.COLUMNATA</i> REITL.						
<i>O.APF.GRANDIS</i> Z.ZHUR.						
<i>TUBICATELLA MARITIMA</i> KOROL.						
<i>VESICULARITES COMPOSITUS</i> Z.ZHUR.						
<i>V.FLEXUOSUS</i> REITL.						
<i>V.KURTZNICUS</i> YAKSCH.						
<i>V.ERIGMATUS</i> ZABR.						
<i>V.PUSSILUS</i> ZABR.						
<i>V.BREVICULUS</i> YAKSCH.						
<i>VOLVATELLA VADOSA</i> Z.ZHUR.						
<i>VERMICULITES IRREGULARIS</i> (REITL.)						
<i>GLEBOSITES GESTILLIS</i> Z.ZHUR.						
<i>MUBECULARITES ABUSTUS</i> Z.ZHUR.						
<i>OSAGIA MOROLAMELLOSA</i> Z.ZHUR.						
<i>VESICULARITES LOBATUS</i> REITL.						
<i>VERMICULITES TORTUOSUS</i> REITL.						
<i>OSAGIA GLOBULOSA</i> Z.ZHUR.						
<i>VESICULARITES STRATOSUS</i> Z.ZHUR.						
<i>MUBECULARITES ARTIS</i> Z.ZHUR.						
<i>M.PARVUS</i> Z.ZHUR.						
<i>M.PUNCTATUS</i> REITL.						
<i>M.CAENORAPUS</i> REITL.						
<i>VERMICULITES ANGULARIS</i> REITL.						
<i>OSAGIA KUVAICA</i> YAKSCH.						
<i>VESICULARITES APF.OBSCURUS</i> Z.ZHUR.						
<i>MUBECULARITES MORULUS</i> Z.ZHUR.						
<i>SCULPOBEA ELOVICA</i> YAKSCH.						
<i>OSAGIA HERGINICA</i> YAKSCH;						
<i>O.FORSA</i> MILSTEIN.						
<i>O.ACERBA</i> YAKSCH.						
<i>VESICULARITES CONSUETUS</i> YAKSCH.						
<i>V.BOTRYDIOFORMIS</i> (REITL.)						
<i>V.LONGILOBUS</i> MILSTEIN.						
<i>OSAGIA KORBINICA</i> YAKSCH.						
<i>VESICULARITES CALLOSUS</i> YAKSCH.						
<i>V.ADURUS</i> YAKSCH.						
<i>V.ARTUS</i> YAKSCH.						
<i>OSAGIA RECTA</i> VORON.						
<i>O.EX.GR CORTICOSA</i> NAR.						
<i>VESICULARITES RAABENAE</i> ZABR.						
<i>HYEROGLIPTITES MIRABILIS</i> Z.ZHUR.						
<i>OSAGIA SETTA</i> Z.ZHUR.						
<i>O.ACULEATA</i> Z.ZHUR.						
<i>RADIOSUS CRUSTOSUS</i> Z.ZHUR.						
<i>ASTEROSPHERIDES FLORIFORMIS</i> Z.ZHUR.						
<i>OSAGIA GIGANTEA</i> KOROL.						
<i>O.DELICATA</i> YAKSCH.						

отложения представлены исключительно карбонатными породами.

В настоящей статье приведем лишь самую общую характеристику фациальных типов карбонатных пород, чтобы определить влияние обстановок осадконакопления на комплексы микрофитоцитов. Рассмотрим вначале распределение различных типов карбонатных пород во времени и пространстве и связь их с палеоструктурами изученного района (рис. 1).

Кувайская серия. В кувайское время основными палеоструктурами района являлись Беретьское поднятие и обрамлявшие его Усть-Манский и Жержульский прогибы (рис. 2) (Хоментовский и др., 1960). На склонах Беретьского поднятия формировались темно-серые глинистые и чистые известняки. В последних встречены микрофитоциты. В верхней части другого склона Жержульского прогиба, примыкавшего на востоке к Арзыбейской глыбе, накапливались серые и светло-серые, иногда микрофитоцитовые доломиты. Существует определенная закономерность в размещении карбонатных пород: на поднятиях и в верхних частях их склонов в мелководных-условиях формировались светлые доломиты, ниже по склону отлагались темные чистые известняки, в нижних частях склонов и во внутренних частях прогибов накапливались глинистые известняки.

Ангалойский горизонт. В ангалойское время существовали те же структуры, что и в кувайское, но трансгрессия во второй половине ангалойского времени на юго-восток в пределы Канско-Арзыбейской глыбы привела к возникновению мелководного бассейна, обладавшего специфическими условиями осадконакопления. В дальнейшем с достаточной степенью условности будем именовать его Солбинским прогибом. В целом, в это время сохранилась та же закономерность в размещении карбонатных пород. На Беретьском поднятии и в пределах Солбинского прогиба отлагались светлые массивные доломиты с микрофитоцитами (рис. 2). В нижних частях склонов поднятий и в прогибах формировались темные битуминозные известняки, в которых микрофитоциты не встречались.

Анастасьинский горизонт. В анастасьинское время сохранились все наметившиеся ранее палеоструктуры (рис. 3). Но контрастность вертикальных движений стала более резкой. Беретьское поднятие находилось в режиме воздымания и интенсивно размывалось. Продукты размыва поступали в Усть-

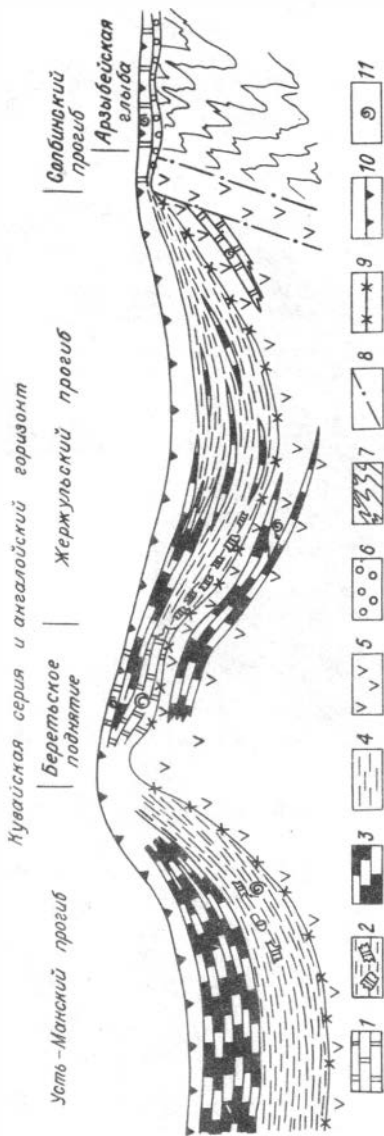


Рис. 2. Палеофациальный профиль отложений Кувайской серии и ангалойского горизонта

I - серые массивные доломиты; 2 - доломитовые оолиты; 3 - черные глинистые известняки; 4 - турбидно-герригенные отложения; 5 - илтизы; 6 - конгломераты; 7 - метаморфические образования Арзыбейской глыбы; 8 - различные; 9 - верхняя граница кувайской серии; 10 - верхняя граница ангалойского горизонта; 11 - микрофитоциты.

Манский и Жержульский прогибы и давали мощные терригенные толщи, содержащие отдельные прослои темных глинистых, алевролитистых и песчаных известняков. Существенную роль карбонатные породы играли на другом склоне Жержульского прогиба, примыкавшем к Солбинской структуре (верхи анастасьинской свиты). Здесь формировались темные чистые и алевролитистые известняки. В чистых разностях встречены микрофитоциты, а в верхах - водоросли и хиолителльминты. В Солбинском бассейне также шло терригенное осадконакопление и лишь в конце анастасьинского времени в условиях застойного мелкого водоема началось отложение черных битуминозных известняков.

У н г у т с к и й
г о р и з о н т. Для
унгутского времени характерно значительное выравнивание палеорельефа (рис.4), одна-

ко существовавшие ранее палеоструктуры сохранились. В пределах Солбинского бассейна продолжали накапливаться темные, до черных битуминозные известняки. Солбинский прогиб отделялся от Жеркульского прогиба Кувайским поднятием северо-восточного простирания, на котором отлагались светлые массивные водорослевые известняки. В Жеркульском прогибе формировались темно-серые известняки, изредка с микрофитолитами, а в периоды выравнивания палеорельефа и стабилизации — доломиты. К Беретскому поднятию приурочены светлые массивные микрофитолитовые, водорослевые и археоциатовые известняки и доломиты. На западном склоне Усть-Манского прогиба накапливались вначале серые массивные доломиты, а во второй половине унгутского времени — темно-серые волнисто-полосчатые известняки. На противо-

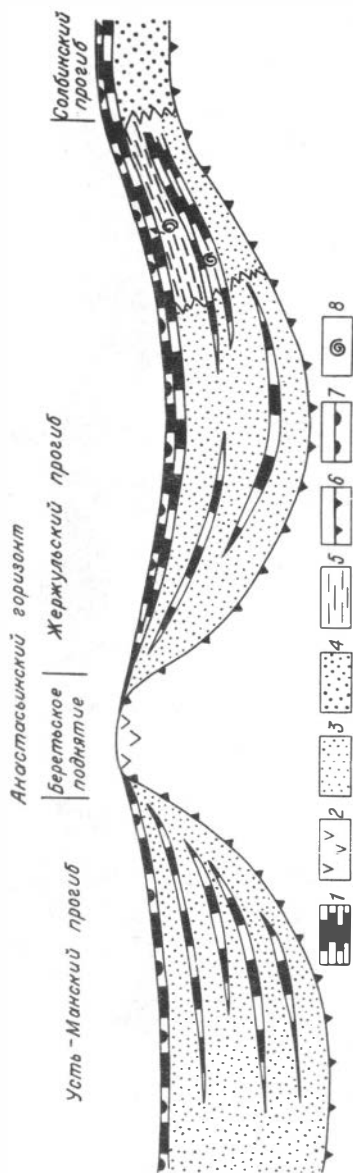


Рис. 3. Палеофациальный профиль отложений анастасьинского горизонта

1 — черные плитчатые известняки; 2 — эффузивы; 3 — граувакковые песчаники; 4 — кварцевые песчаники; 5 — алевро-сланцы; 6 — верхняя граница ангалойского горизонта; 7 — верхняя граница анастасьинского горизонта; 8 — микрофитолиты.

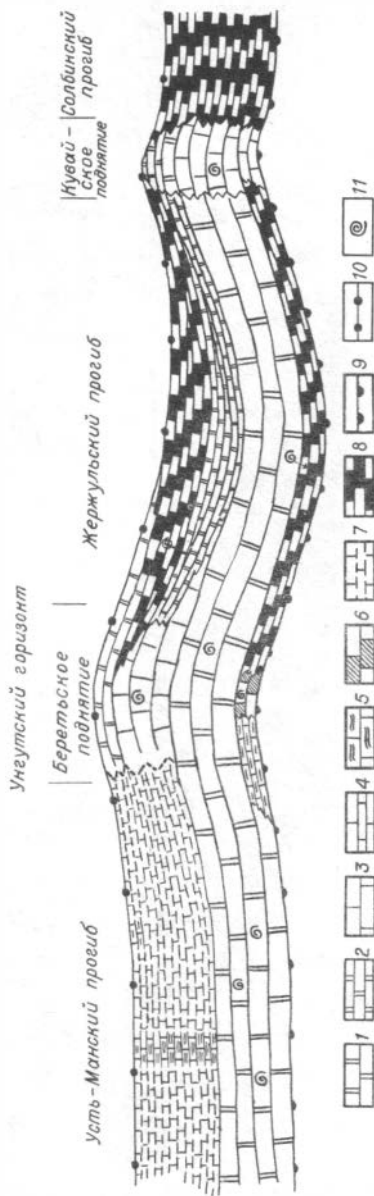


Рис. 4. Палеогеографический профиль отложений унгутского горизонта

I - массивные доломиты; 2 - плитчатые доломиты; 3 - массивные биогермные известняки; 4 - алевролитные известняки; 5 - волнисто-полосчатые известняки; 6 - серые массивные известняки; 7 - отложения, акстратополитованные в места их отсуствья; 8 - черные плитчатые известняки; 9 - верхняя граница анатасиноского горизонта; 10 - верхняя граница унгутского горизонта; 11 - микрофитолииты.

ложном склоне, примыкавшем на востоке к Беретскому поднятию, верхняя часть этой карбонатной толщи замещается терригенно-карбонатными породами калтатской свиты.

Жержульский горизонт. Жержульский этап характеризуется дальнейшей стабилизацией тектонического режима изученной территории (рис.5). Произошло отмирание Кувайского поднятия, и в пределах объединившихся Жержульской и Солбинской зон образовалась обширная лагуна. В прибрежных частях ее отлагались терригенно-доломитовые породы, а во внутренних - одни доломиты. В пределах Торгашинского участка, расположенного в северо-западной части Беретского поднятия, формировались биогермные археоциатовые известняки. С ними ассоциируют обломочные красноцветные терригенно-карбонатные по-

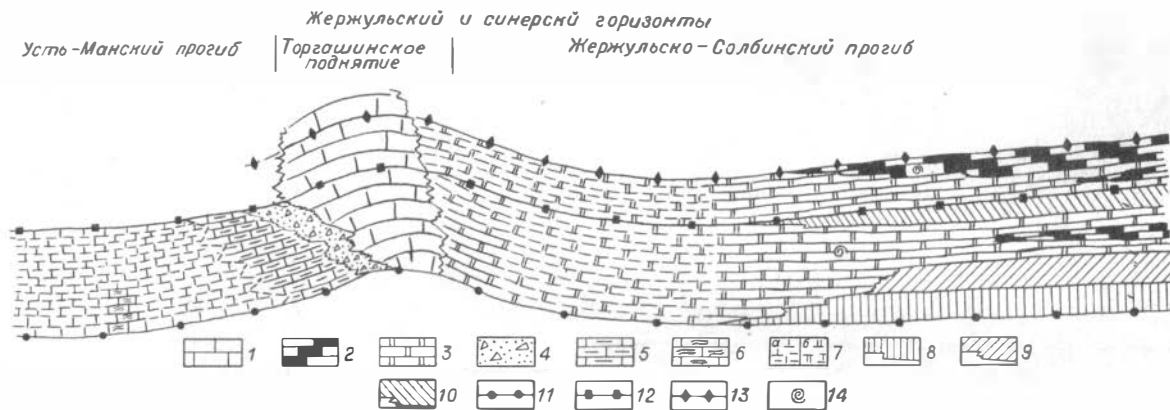


Рис. 5. Палеогеографический профиль отложений жержульского и синерского горизонтов

I - биогермные известняки; 2 - черные плитчатые известняки; 3 - плитчатые доломиты; 4 - обломочные отложения базайхской пачки; 5 - глинистые известняки; 6 - волнисто-полосчатые известняки; 7 - отложения, экстраполированные в места их отсутствия: а - известняки, б - доломиты; 8-10 - пестроцветные терригенно-карбонатные отложения: 8 - лейбицской свиты, 9 - нижнекрюльской подсвиты, 10 - везжелогской свиты; II - верхняя граница унгутского горизонта; I2 - верхняя граница жержульского горизонта; I3 - верхняя граница синерского горизонта; I4 - микрофитолиты.

роды так называемой базальтской пачки. На западном склоне Торгашинского участка отлагались терригенно-карбонатные породы калтатской свиты. Далее на запад внутрь Усть-Манского прогиба они замещаются темными полосчатыми известняками.

С и н е р с к и й г о р и з о н т. Отложения горизонта известны в пределах Солбинско-Жержульской зоны и в Торгашинской части Беретьского поднятия (рис. 5). В Солбинско-Жержульской зоне отлагались темно-серые известняки и серые доломиты. В пределах Торгашинской структуры отлагались массивные светлые биогермные археоциатовые известняки. У нас, к сожалению, нет данных о том, чем представлен горизонт в Усть-Манском прогибе, и можно только предполагать, что там были развиты более глубоководные фации.

Подведем кратко итоги:

1. В пределах изученной территории наблюдается большое разнообразие обстановок карбонатного осадконакопления, которое обусловлено существовавшими в то время палеоструктурами.

2. Для выяснения зависимости комплексов микрофитоцитов от фациальных условий можно ограничиться выделением двух групп карбонатных пород:

а) светлые массивные доломиты и известняки, не содержащие значительной терригенной примеси. Формирование их связано с мелководными условиями на палеоподнятиях;

б) темные глинистые и чистые битуминозные известняки, накопившиеся в более глубоководных условиях на склонах поднятий и в прогибах.

Анализируя размещение микрофитоцитов в карбонатных отложениях, мы пришли к заключению о том, что определенные формы их развиты в самых разных типах пород. В эту группу входят *Volvatella zonalis* Nar., *V. obsoleta* Nar., *Ambigolamellatus horridus* Z.Zhur., *Tunicatella maritima* Korol., *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O. corbinica* Yak., *Vesicularites ingens* Yak., *V. kurtunicus* Yak. Однако безразличию к обстановкам осадконакопления по крайней мере первых четырех форм, можно дать объяснение. Ранее (Радионова, 1976; Терлеев, 1980; Якшин, 1975б) было показано, что данные микрофитоциты могут образоваться в результате вторичных изменений некоторых исходных форм, например *Osagia tenuilamellata* Reitl. При этом отмечалось, что

не всегда удается найти отличие первичных и вторичных форм. Поэтому наличие этих форм в разных типах пород может явиться следствием их полигенности.

Другая группа приурочена только к некоторым, вполне определенным типам пород. По этому признаку намечаются две ассоциации микрофитоцитов, каждая из которых характеризуется только ей свойственным составом форм и приуроченностью к определенному фациальному типу отложений. Первая ассоциация микрофитоцитов представлена в основном формами групп *Osagia*, *Vesicularites* и приурочена к отложениям первой группы фаций (табл. II). Это мелководные массивные серые и светло-серые доломиты и иногда известняки, развитые на поднятиях и их склонах (см. выше). Данная озагиевая ассоциация развита на разных стратиграфических уровнях — верхнерифейском (кувайская серия, ангалойская свита) и нижнекембрийском (унгутская, овсянковская и жержульская свиты), но в сходных фациальных условиях.

Именно последним фактором объясняется близость комплексов данной ассоциации, развитых в кувайском, ангалойском и унгутском горизонтах, различия между которыми состоят только в появлении с более молодых уровней ряда новых форм (табл. II).

Вторая ассоциация микрофитоцитов представлена формами групп *Nubecularites*, *Vermiculites*, *Glebosites* и др., развитых в отложениях второй группы фаций, — это более глубоководные плитчатые черные, темно-серые известняки с заметной примесью терригенного материала, формировавшиеся в прогибах (см. выше). Эта ассоциация обнаружена в отложениях кувайской серии (верхний рифей), анастасьинской свиты (венд), унгутской, жержульской и синерской свитах (нижний кембрий) (табл. III). Для этой ассоциации, как и для предыдущей, также характерно появление новых форм на более высоком уровне, что, по-видимому, связано с эволюцией организмов — строителей микрофитоцитов. На основании этих и многих других данных по распределению микрофитоцитов в многочисленных конкретных разрезах удается сгруппировать их в пять возрастных комплексов (табл. I). Кувайский комплекс характерен для отложений кувайской серии и представлен бедным в количественном и видовом отношении составом форм группы *Osagia*. Ангалойский комплекс в отличие от предыдущего характеризуется большим разнообразием форм *Osagia* и *Vesicularites*. Вышележащий анастасьинский комплекс развит в одноименной свите и представ-

Распространение микрофитолигов первой группы фаши

МИКРОФИТОЛИГ	Региональные горизонты				
	куваловский	ангальдский	янагастынский	унгитский	жеркульский
<i>Oesgia columnata</i> Reitl.					
<i>O. undosa</i> Reitl.					
<i>O. columnata</i> var. <i>baicalica</i> Yaksch.					
<i>O. columnata</i> var. <i>ovsianica</i> Yaksch.					
<i>O. tenuilamellata</i> Reitl.					
<i>O. donatella</i> Korol.					
<i>O. aff. gtandis</i> Z. Zhur.					
<i>Vesicularites compositus</i> Z. Zhur.					
<i>V. flexuosus</i> Reitl.					
<i>V. kurtunicus</i> Yaksch.					
<i>V. enigmatus</i> Zabr.					
<i>V. pussilus</i> Zabr.					
<i>V. ingens</i> Yaksch.					
<i>Tunicatella maritima</i> Korol.					
<i>Vesicularites breviculus</i> Yaksch.					
<i>Osagia acerba</i> Yaksch.					
<i>O. composita</i> Z. Zhur.					
<i>Vesicularia circumretio</i> Korol.					
<i>Glebosites glebosites</i> Reitl.					
<i>Vesicularites consuetus</i> Yaksch.					
<i>Nubecularites uniformis</i> Z. Zhur.					
<i>Glebosites gentilis</i> Z. Zhur.					
<i>Osagia nersinica</i> Yaksch.					
<i>Vesicularites bothrydioformis</i> (Reitl.)					
<i>V. longilobus</i> Milst.					
<i>V. concretus</i> Z. Zhur.					
<i>V. raabenas</i> Zabr.					
<i>Osagia ex. gr. corticosa</i> Nar.					
<i>O. recta</i> Voron.					
<i>Vesicularites artus</i> Yaksch.					
<i>Osagia corbinica</i> Yaksch.					
<i>Nubecularites parvus</i> Z. Zhur.					
<i>Volvatella vadosa</i> Z. Zhur.					
<i>V. zonalis</i> Nar.					
<i>Ambigolamellatus horridus</i> Z. Zhur.					
<i>Osagia senta</i> Z. Zhur.					
<i>O. aculeata</i> Z. Zhur.					
<i>O. delicata</i> Yaksch.					
<i>O. gigantea</i> Korol.					
<i>Radiosus crustosus</i> Z. Zhur.					

Отсутствуют

фаши

Распространение микрофитоцитов второй группы фаццй

МИКРОФИТОЦИТЫ	Региональные горизонты					
	КУВАЙСКИЙ	АНГЛЮДСКИЙ	АНАСТАСЬЯНСКИЙ	УНГУТСКИЙ	ЖЕЗУЛЬСКИЙ	СИБИРСКИЙ
<i>Osagia ex.gr. decimana</i> Yaksch.						
<i>Vesicularites cf. kurtunicus</i> Yaksch.						
<i>V. ingens</i> Yaksch.						
<i>Nubecularites uniformis</i> Z. Zhur.						
<i>Vesicularites enigmatus</i> Zabr.						
<i>Nubecularites abustus</i> Z. Zhur.						
<i>Glebosites gentilis</i> Z. Zhur.						
<i>Ambigolamellatus horridus</i> Z. Zhur.						
<i>Osagia tenuilamellata</i> Reith.						
<i>O. monolamellosa</i> Reith.						
<i>O. aff. grandis</i> Z. Zhur.						
<i>Vesicularites lobatus</i> Reith.						
<i>V. vadosa</i> Z. Zhur.						
<i>Vermiculites irregularis</i> Reith.						
<i>V. tortuosus</i> Z. Zhur.						
<i>Nubecularites antis</i> Z. Zhur.						
<i>N. punctatus</i> Reith.						
<i>N. catagraphus</i> Z. Zhur.						
<i>N. parvus</i> Z. Zhur.						
<i>Volvatella zonalis</i> Nar.						
<i>Osagia kuvaica</i> Yaksch.						
<i>Sculponea elovica</i> Yaksch.						
<i>Hyeroglyphites mirabilis</i> Z. Zhur.						
<i>Osagia korbinnica</i> Yaksch.						
<i>Vesicularites callosus</i> Yaksch.						
<i>V. agunctus</i> Yaksch.						
<i>V. artus</i> Yaksch.						

микрофитоци-
ты отсутст-
вуют

лен в основном формами групп *Nubecularites*, *Vesicularites*, *Vermiculites*.

Наиболее богатым как в количественном, так и в видовом отношении является следующий – унгутский комплекс, где широко развиты формы нижележащих кувайского, ангалойского и в меньшей степени анастасьинского комплексов и появляется большое количество новых форм. Самым молодым на изученной площади является жержульский комплекс, основу которого составляют крупные озатии, не известные в нижележащих толщах.

Таким образом (это хорошо видно на табл. I), основным признаком при выделении возрастных комплексов микрофитолитов – появление новых форм. Выделенные таким образом комплексы могут служить дополнительным к другим методам средством для местной корреляции карбонатных толщ. При этом иногда в частных разрезах могут быть развиты только проходящие формы, а новые отсутствовать, что может привести к крупным стратиграфическим ошибкам.

Так, овсянковская свита ранее по микрофитолитам сопоставлялась с ангалойской свитой верхнего рифея или включалась в состав венда (Борисов и др., 1965; Решения..., 1975 и др.; Якшин, 1976). В результате наших работ были получены новые данные о составе сообществ микрофитолитов овсянковской и унгутской свит, что позволяет их ставить на один уровень. Как в овсянковской, так и в унгутской свитах (табл. IV) присутствуют формы ангалойского комплекса, что сближает их с ангалойской свитой, но, кроме того, в них встречены новые (не известные ниже) общие формы: *Vesicularites artus* Yak., *V. adunctus* Yak., *Osagia korbinica* Yak. и др., что резко отличает их от ангалойского комплекса. Кроме того, в последнем присутствуют формы *Osagia columnata* Reith., *O. undosa* Reith., не найденные в отложениях овсянковской и унгутской свит. Поэтому сопоставление овсянковской и унгутской свит по микрофитолитам является наиболее вероятным.

Итак, распределение микрофитолитов в рифейских и нижнекембрийских карбонатных толщах контролировалось тремя факторами – фациальным, биотическим и постседиментационными изменениями. Первый выражен в предпочтительной приуроченности отдельных ассоциаций к определенным фациальным типам отложений.

Выявленная тенденция особенно наглядно выступает там, где

Сравнение микрофитолигов аягалоиской, овсянковой и уагурской свет

МИКРОФИТОЛИГ	С В И Т И		
	АЯГАЛОЙСКАЯ	УАГУРСКАЯ	ОВСЯНКОВСКАЯ
<i>Osagia columnata</i> Reitl.	+		
<i>O.columnata</i> var. <i>baicalica</i> Yaksch.	+		+
<i>O.columnata</i> var. <i>ovsianica</i> Yaksch.	+	+	+
<i>O.undosa</i> Reitl.	+		
<i>O.tenuilamellata</i> Reitl.	+	+	+
<i>O.composita</i> Z.Zhur.			+
<i>O.donatella</i> Korol.	+	+	+
<i>O.aff.grandis</i> Z.Zhur.	+	+	
<i>O.torta</i> Milstein		+	
<i>Vesicularites compositus</i> Z.Zhur.	+	+	+
<i>V.flexuosus</i> Reitl.	+	+	+
<i>V.curtunicus</i> Yaksch.	+	+	+
<i>V.consuetus</i> Yaksch.		+	+
<i>V.enigmatus</i> Zabr.	+		+
<i>V.pussilus</i> Zabr.	+		+
<i>V.ingens</i> Yaksch.	+	+	+
<i>Vesicularia circumretio</i> Korol.		+	+
<i>Vermiculites irregularis</i> (Reitl.)	+	+	
<i>Volvatella zonalis</i> Nar.	+	+	+
<i>V.vadosa</i> Z.Zhur.	+	+	+
<i>V.obsoleta</i> Nar.			+
<i>Ambigolamellatus horridus</i> Z.Zhur.	+	+	+
<i>Glebosites glebosites</i> Reitl.		+	
<i>Tunicatella maritima</i> Korol.	+	+	
<i>Nubecularites uniformis</i> Z.Zhur.		+	
<i>Vesicularites breviculus</i> Yaksch.	+	+	+
<i>Glebosites gentilis</i> Z.Zhur.		+	
<i>Osagia nersinica</i> Yaksch.		+	
<i>Vesicularites longilobus</i> Milst.		+	+
<i>V.bothrydioformis</i> (Reitl.)		+	+
<i>V.coneretus</i> Z.Zhur.			+
<i>V.raabenaе</i> Zabr.			+
<i>Osagia ex.gr corticosa</i> Nar.			+
<i>O.recta</i> Voron.		+	+
<i>Vesicularites artus</i> Yaksch.		+	+
<i>V.adunctus</i> Yaksch.		+	+
<i>Osagia corbinica</i> Yaksch.		+	+
<i>Nubecularites catagraphus</i> Reitl.		+	
<i>N.parvus</i> Z.Zhur.		+	+
<i>N.punctatus</i> Z.Zhur.		+	
<i>N.morulus</i> Z.Zhur.		+	
<i>Sculponea elonica</i> Yaksch.		+	
<i>Vesicularites callosus</i> Yaksch.		+	
<i>Nubecularites abustus</i> Z.Zhur.		+	
<i>Myeroglyphites mirabilis</i> Z.Zhur.		+	
<i>Osagia kuvaica</i> Yaksch.		+	

фашии скользят по разрезу. Так, прохождение сходных фашии из ангалойской свиты верхнего рифея в овсянковскую и унгутскую свиты нижнего кембрия, вызывает соответствующее смещение развитой в ней озагиевой ассоциации. Отсутствие этой ассоциации в отложениях венда (анастасьинский горизонт) изучаемого региона связано с тем, что здесь на этом уровне не развиты фашии, благоприятные для ее развития. Однако появление сходных фашии в забитской свите Боксон-Сархойского района привело к развитию данной ассоциации и на этом уровне.

Второй фактор выражается в наличии пяти разновозрастных комплексов на изученной территории, выделенных по принципу появления новых форм, что, вероятно, связано с эволюцией организмов — строителей микрофитолигов во времени.

Постседиментационные изменения сводятся к коренному преобразованию микроструктур онколитов, в результате чего возникают вторичные образования, тождественные ранее описанным формам групп *Volvatella*, *Tunicatella*, *Ambigolamellatus*, *Osagia*. Это приводит к появлению данных форм в фашиях, неблагоприятных для их развития, и на несвойственных им уровнях.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Борисов В.А., Харитоновна Н.В., Владимиров А.И., Маркевич Л.А. Проблематические остатки водорослей из верхнего докембрия и нижнего кембрия Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна. — В кн.: Всесоюз. симпоз. по палеонтологии докембрия и раннего кембрия (Тез. докл.). Новосибирск, 1965, с. 66-68.
- Воронова Л.Г., Радионова Э.П. Водоросли и микрофитолиги палеозоя. — М.: Наука, 1976. — 220 с.
- Гудымович С.С. К биостратиграфии, палеонтологии и литологии анастасьинской серии Манского прогиба (СЗ часть Восточного Саяна). Автореф. канд. дис. — Томск: ТПИ, 1970. — 28 с.
- Журавлева З.А. Онколиты и катаграфии рифея и нижнего кембрия Сибири и их стратиграфическое значение. — М.: Наука, 1964. — 74 с. (Труды ИГиН АН СССР, вып. II4).
- Решения всесоюзных коллоквиумов по строматолитам, микрофитолигам и микрофоссилиям (акритархам). — Новосибирск, 1975. — 42 с.

- Терлеев А.А. О влиянии перекристаллизации на микроструктуру онколитов. — Геол. и геофиз., 1980, № 7, с. 134–139.
- Терлеев А.А. Новый комплекс микрофитолигов овсянковой свиты. — Геол. и геофиз., 1980, № 8, с. 110–113.
- Терлеев А.А., Пак К.Л. О вторичных изменениях микроструктур микрофитолигов. — В кн.: Проблемы литолого-стратиграфических и структурных исследований. Новосибирск, 1980, с. 9–15.
- Шенфиль В.Ю., Гибшер А.С., Якшин М.С. и др. Структурно-фациальные зоны верхнекембрийских-нижнекембрийских отложений юго-восточной части Манского прогиба (Восточный Саян). — В кн.: Стратиграфия и палеонтология нижнего и среднего кембрия СССР. Новосибирск, Наука, 1976, с. 77–95.
- Хоментовский В.В., Семихатов М.А., Репина Л.Н. Стратиграфия докембрийских и нижнекембрийских отложений западной части Восточного Саяна. — В кн.: Региональная геология СССР. Т.4. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 5–170.
- Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Гибшер А.С. и др. Геологическое строение Манского прогиба и его положение в Саяно-Алтайских "байкалидах". Новосибирск: Наука, 1978, с. 3–224.
- Якшин М.С. О каланчевском комплексе микрофитолигов. — Геол. и геофиз., 1975а, № 2, с. 44–54.
- Якшин М.С. Микрофитолиги вдомского комплекса Сибири. — В кн.: Аналогии вендского комплекса в Сибири. М.: Наука, 1975б, с. 132–140.
- Якшин М.С. Микрофитолиги Манского прогиба. — В кн.: Стратиграфия и палеонтология нижнего и среднего кембрия СССР. Новосибирск: Наука, 1976, с. 193–197.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Т а б л и ц а I

- Фиг. 1,2,4 - *Leiosphaeridia effusa* (Scher.).
1 - х400; приустьевая часть р.Каменки; шунтарская свита;
2 - х800; р.Чапа, в районе устья р.Чивиды, чивидинская свита; 4 - х300; 6 - х250; правый берег р.Ангары, против устья р.Маньзи; красногорская свита.
- Фиг. 3 - *Nucellosphaeridium* (Tim.).
х250; левый берег р.Удерей, выше устья р.Белой, дашкинская свита.
- Фиг. 5 - *Leiosphaeridia vesljanica* (Tim.).
х500; приустьевая часть р.Каменки; шунтарская свита.
- Фиг. 7-9 - *Leiosphaeridia sinica* (Tim.).
7 - х250; левый берег р.Удерей, выше устья р.Белой, дашкинская свита; 8 - х400; правый берег р.Ангары, против устья р.Маньзи, красногорская свита; 9 - х500; правый берег р.Ангары, устье руч.Зергули, красногорская свита.
- Фиг. 10-12 - *Leiosphaeridia minor* (Scher.).
10 - х500; приустьевая часть р.Каменки, шунтарская свита; 11,12 - х400; правый берег р.Ангары, против устья р.Маньзи, красногорская свита.

Т а б л и ц а II

- Фиг. 1,2 - *Leiosphaeridia tscharomica* (Tim.).
1 - х800; приустьевая часть р.Каменки; шунтарская свита;
2 - х500; левый берег р.Удерей, выше устья р.Белой; дашкинская свита.
- Фиг. 3,4 - *Uderica ornata* Pjatiletov, gen. et sp. nov.
3 - голотип; пр. № 317; х250; ИГиГ СО АН СССР; Енисейский край; р.Удерей, выше устья р.Белой; дашкинская свита; верхний рифей; 4 - х400; там же.
- Фиг. 5-7 - *Pterospermopsimorpha pileiformis* Tim.
5 - х250; 6,7 - х400; р.Удерей, выше устья р.Белой; дашкинская свита.
- Фиг. 8-10 - *Pterospermopsimorpha deformata* Rud.
8 - х400; р.Удерей, выше устья р.Белой, дашкинская свита;

9,10 - х500; правый берег р.Ангары, в районе устья руч.Зергули, красногорская свита.

Фиг. II - *Agidelia reta* Pjat.

х250; р.Удереи, выше устья р.Белой; дашкинская свита.

Фиг. I2 - *Synsphaeridium sorediforme* Tim.

х320; правый берег р.Ангары, против устья р.Маньзи; красногорская свита.

Т а б л и ц а III

Фиг. I,2 - *Trachysphaeridium laminaritum* Tim.

I - х100; правый берег р.Ангары, шивера Шунтар, дадыктинская свита; 2 - х500; правый берег р.Ангары, устье руч.Зергули; красногорская свита.

Фиг. 3,4 - *Leiosphaeridia pelucida* (Scher.).

3 - х250; р.Удереи; выше устья р.Белой; дашкинская свита; 4 - х500; правый берег р.Ангары, против устья р.Маньзи; красногорская свита.

Фиг. 5 - *Synplassosphaeridium* Tim.

х500; р.Чапа, в районе устья р.Чивиды; чивидинская свита.

Фиг. 6-8 - *Trachysphaeridium salebrosum* Pjat., sp. nov.

6 - голотип; пр. № I43; ИГиГ СО АН СССР; х320; Енисейский край; правый берег р.Ангары, против устья р.Маньзи; красногорская свита; верхний рифей; 7 - х400; там же; 8 - х250; р.Удереи; выше устья р.Белой; дашкинская свита.

Фиг. 9 - *Leiothrichoides tyricus* Nem.

х500; р.Горбилок; ниже устья руч.Надыкуль; потоскуйская свита.

Фиг. I0 - Деление клеток.

х200; р.Чапа, в районе устья р.Чивиды, чивидинская свита.

Т а б л и ц а IV

Фиг. I-6 - *Digitus fulvus* Pjat., gen. et sp. nov.

I - голотип; пр. № I72; х500; ИГиГ СО АН СССР; Енисейский край; правый берег р.Ангары, против устья р.Маньзи, красногорская свита, верхний рифей; 2 - х320; 3 - х500; 4-6 - х400; там же.

- Фиг. 7-9 - *Digitus parvus* Pjat., gen. et sp. nov.
 8 - голотип; пр. № 172; х500; ИГиГ СО АН СССР; Енисейский
 краж, правый берег р.Ангары, против устья р.Маньзи, крас-
 ногорская свита, верхний рифей; 7,9,10 - х500; там же.
- Фиг. 11-13 - *Leiovalia simplex* Pjat., sp. nov.
 11 - голотип; пр. 142; х400; ИГиГ СО АН СССР; Енисейский
 краж, правый берег р.Ангары, против устья р.Маньзи, крас-
 ногорская свита, верхний рифей; 12,13 - х400; там же.
- Фиг. 14,15 - *Oscillatoriopsis* sp.
 14 - х400; правый берег р.Ангары, шивера Щунтар, дадыктин-
 ская свита; 15 - х500; р.Чапа, в районе р.Чивиды, чивидин-
 ская свита.

Т а б л и ц а У

(увелич. 500)

- Фиг. 1,2 - *Agidelia lophostriata* Jank.
 2 - преп. № 518; гл. 3289.5 м; 1 - фрагмент той же оболоч-
 ки.
- Фиг. 3-6 - *Satka squamifera* Pjat., sp. nov.
 5 - голотип; преп. № 521, гл. 3330 м; 3 - там же; 4 - преп.
 № 522, гл. 3324 м; 6 - преп. № 519, гл. 3326 м.
- Фиг. 7 - *Satka elongata* Jank.
 преп. № 521, гл. 3330 м.
- Фиг. 8,9 - *Satka granulosa* Jank.
 8 - преп. № 519, гл. 3326 м; 9 - преп. № 521, гл. 3330 м.
- Фиг. 10 - *Pterospermopsimorpha pileiformis* Tim.
 преп. № 513, гл. 3285 м.
- Фиг. 11,12. - *Trachysphaeridium salebrosum* Pjat.
 11 - преп. № 515, гл. 3287 м; 12 - преп. № 518, гл. 3289 м.
- Фиг. 13 - *Oscillatoriopsis* sp.
 преп. № 517, гл. 3289 м.
- Фиг. 14 - *Obruchevella* sp.
 преп. № 518, гл. 3289.5 м.

Таблица 1



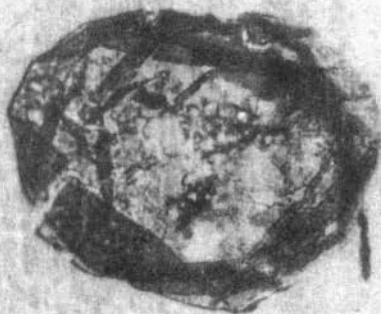
1



2



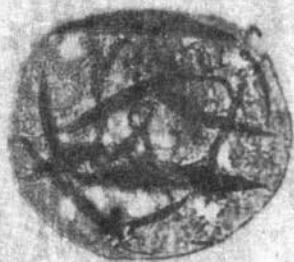
3



4



5



6



7



8



9



10

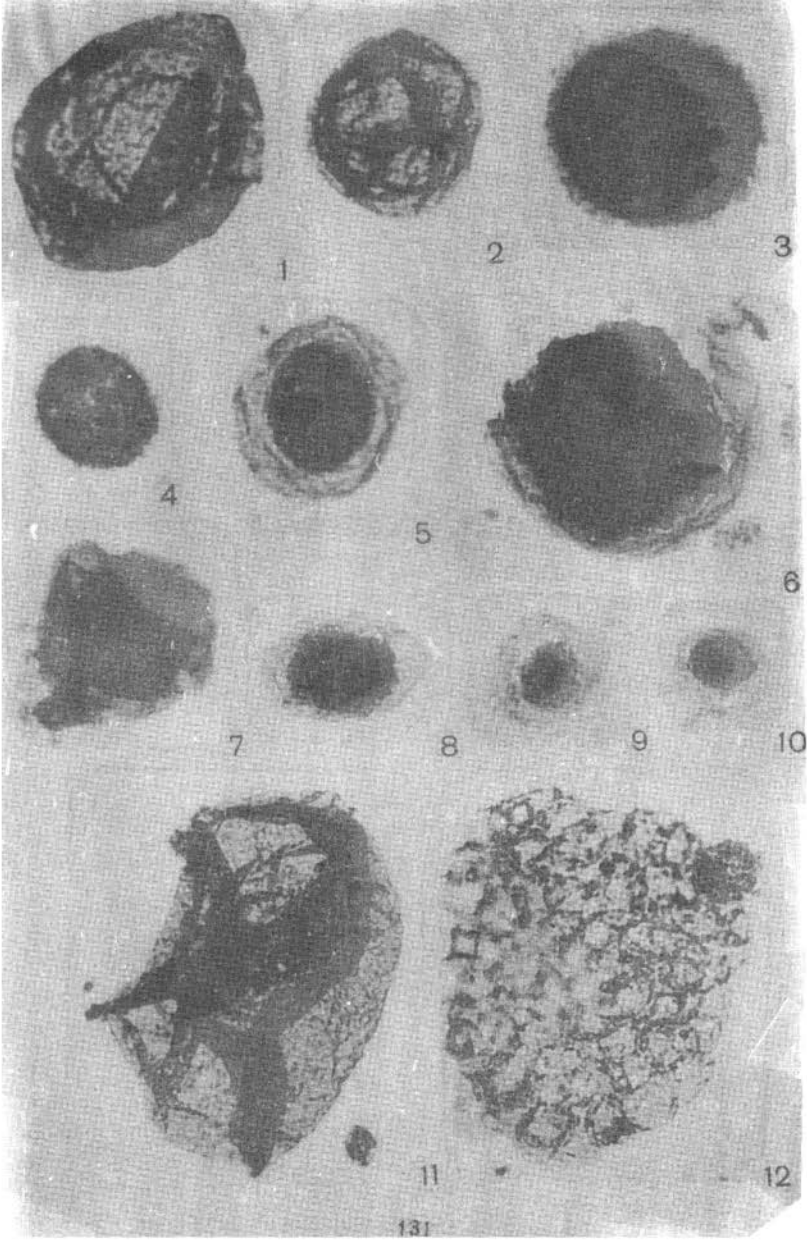


11



12

Таблица 2



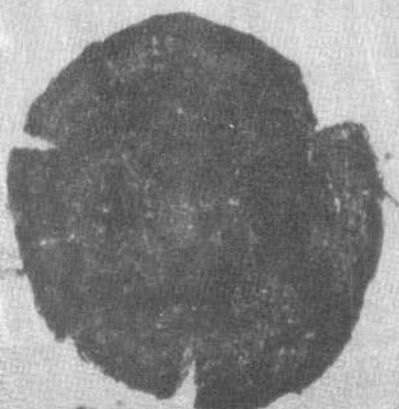
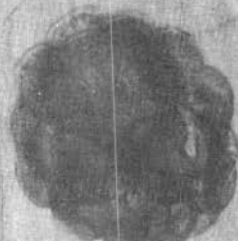
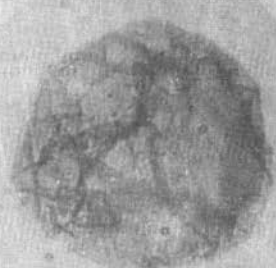


Таблица 4

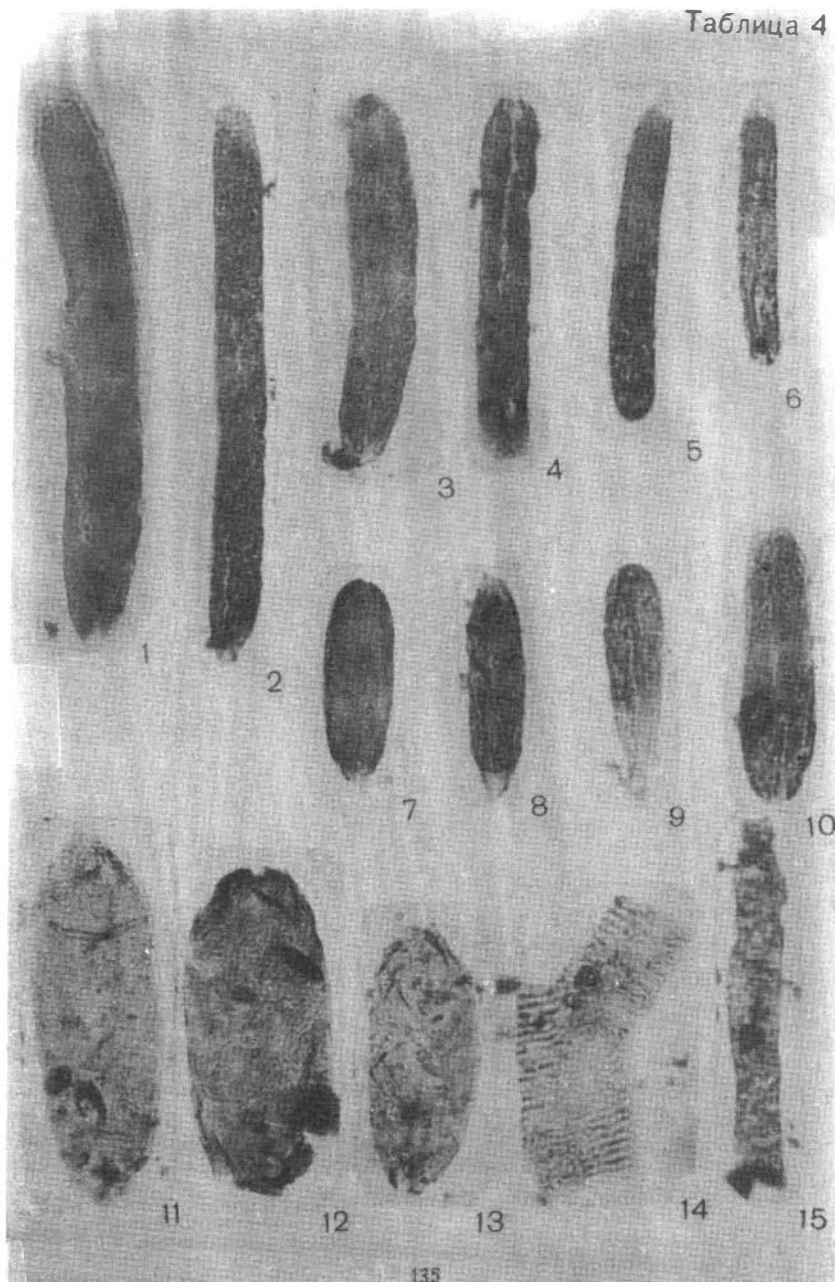
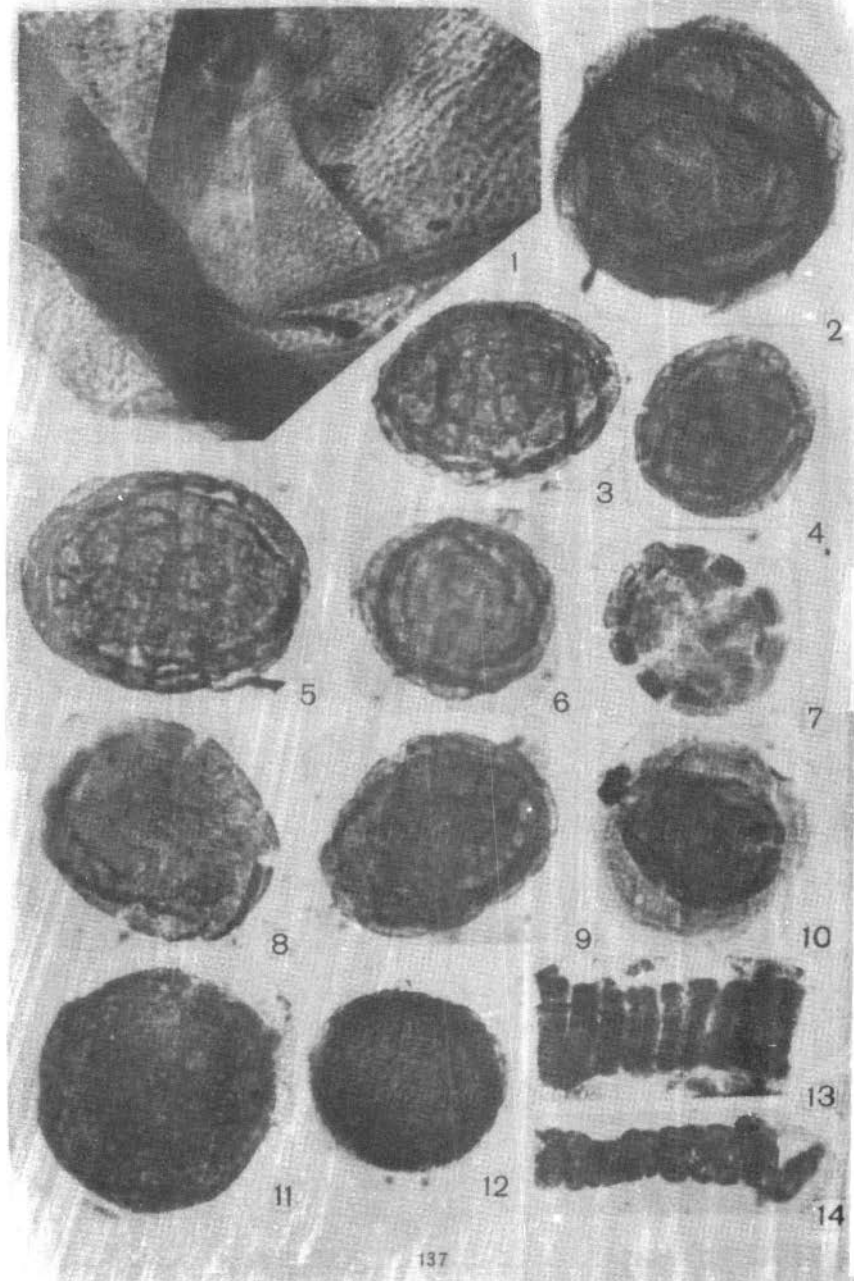


Таблица 5



СО Д Е Р Ж А Н И Е

Хоментовский В.В., Трофимов В.Р. Венд Западного Прианбарья	3
Шенфиль В.Ю., Брагин С.С., Диденко А.Н., Карлова Г.А. Опорный разрез позднего докембрия восточных районов центральной части Енисейского края	30
Пятилетов В.Г., Карлова Г.А. Верхнерифейский комплекс растительных микрофоссилий Енисейского края	56
Пятилетов В.Г. Микрофоосилии из позднедокембрийских отложений, вскрытых Ванаварской скважиной (западная часть Сибирской платформы)	71
Краевский Б.Г. О стратиграфии и структурно-фациальной зональности позднего докембрия восточной части Кузнецкого Алатау	76
Хоментовский В.В., Гибшер А.С. Раннекаледонская моласса на северо-западе Восточного Саяна	88
Пак К.Л., Терлеев А.А. Позднедокембрийские и раннекембрийские карбонатные отложения северо-запада Восточного Саяна и связанные с ними комплексы микрофитолитов	108

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ
ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
И ЕЕ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ

Сборник научных трудов

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Технический редактор *Л.А. Жукова*

Подписано к печати 30.XII.1980г. МН 06471.
Бумага 60x84/16. Печ.л.8,75+3вкл. Уч.-изд.л. 8.1.
Тираж 400. Заказ 54. Цена 1 руб. 20 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.