

270

ЮДОМСКИЙ
КОМПЛЕКС
СТРАТОТИПИЧЕСКОЙ
МЕСТНОСТИ

М. А. СЕМИХАТОВ, В. А. КОМАР, С. Н. СЕРЕБРЯКОВ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
ORDER OF THE RED BANNER OF LABOUR
GEOLOGICAL INSTITUTE



M. A. SEMIKHATOV, VI. A. KOMAR,
S. N. SEREBRYAKOV

JUDOMIAN COMPLEX
OF STRATOTYPICAL
AREA

Transactions, vol. 210

PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

MOSCOW 1970

М. А. СЕМИХАТОВ, Вл. А. КОМАР,
С. Н. СЕРЕБРЯКОВ

ЮДОМСКИЙ КОМПЛЕКС
СТРАТОТИПИЧЕСКОЙ
МЕСТНОСТИ

Труды, вып. 210

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1970

Юдомский комплекс стратотипической местности. Семихатов М. А., Комар Вл. А., Серебряков С. Н.

В работе впервые приводятся детальные описания строения, состава и органических остатков юдомских отложений Учуро-Майского региона, служащих типовым подразделением четвертого, наиболее молодого комплекса общей стратиграфической шкалы рифея СССР. Авторы предлагают новую схему корреляции разрезов юдомских отложений, на основании анализа серии карт фаций и мощностей восстанавливают историю формирования этих отложений и закономерности локализации в них биогенных карбонатных образований — микрофитолитов и строматолитов. Особое внимание авторы уделяют последним, приводят их монографическое описание и показывают их пригодность для обоснования общего двучленного расчленения юдомских отложений на палеонтологической основе. Тем самым делается важный шаг вперед на пути детализации общей стратиграфической шкалы рифея СССР.

Работа представляет интерес для широкого круга геологов, занимающихся вопросами стратиграфии и палеонтологии докембрия, а также для специалистов в области геологии Сибири.

Таблиц 7. Библ. 201 назв. Иллюстраций 44, фототаблиц 26.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Академик *А. В. Пейве* (главный редактор),
академик *В. В. Меннер, Т. Г. Павлова, П. П. Тимофеев*

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

Б. М. Келлер

EDITORIAL BOARD:

Academician *A. V. Peive* (Editor-in-chief),
Academician *V. V. Menner, T. G. Pavlova, P. P. Timofeev*

RESPONSIBLE EDITOR

B. M. Keller

*Семихатов Михаил Александрович, Комар Владимир Андреевич,
Серебряков Станислав Николаевич*

Юдомский комплекс стратотипической местности
(Труды ГИН, вып. 210)

Редактор *М. А. Пергамент*. Редактор издательства *Л. А. Рабинович*
Технический редактор *В. Д. Прилепская*

Сдано в набор 27/XI-1969 г. Подписано к печати 8/VII-1970 г. Формат 70×108¹/₁₆.
Усл. печ. л. 20,65+4 вкл. Уч.-изд. л. 21,5. Тираж 800 экз. Т-07097. Бумага № 2. Тип. зак. 4072.
Цена 2 р. 49 к.

Издательство «Наука». Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ВВЕДЕНИЕ

Важнейшим результатом изучения стратиграфии докембрия за последние 10—12 лет явилось создание единой четырехчленной стратиграфической шкалы верхнего докембрия СССР, основанной на особенностях вертикального распределения строматолитов, микрофитолитов и изотопных датировках сингенетичных глауконитов. Выделяемые в ней подразделения обычно рассматриваются как стратиграфические комплексы, а в последнее время для них предложен (Келлер, 1966б, стр. 1407) новый термин «фитема» или «протосистема».

Четвертое, наиболее молодое подразделение упомянутой шкалы чаще всего описывают под названием вендского комплекса (фитемы). Однако в своей стратотипической местности — на северо-западе Русской платформы — венд лишен остатков строматолитов и микрофитолитов. Специфика палеонтологической характеристики соответствующей фитемы устанавливается на основании изучения верхних горизонтов докембрия Средней Сибири, выделенных (Журавлева, Комар, 1962) под названием юдомского комплекса. Обычно его считают в какой-то мере эквивалентным венду (Стратиграфия СССР, 1963; Соколов, 1964; 1967а, б; Журавлева, 1964; Комар, 1966; Келлер и др., 1967; и др.), хотя уверенно коррелируется только их верхняя граница, отвечающая подошве кембрия, тогда как убедительных данных относительно совпадения их нижних границ нет. Более того, первые данные о составе строматолитов и микрофитолитов из верхнедокембрийских толщ Белоруссии позволяют ставить вопрос о некотором различии стратиграфических объемов сравниваемых комплексов (Журавлева, Чумаков, 1968; Келлер, Семихатов, 1968).

Все сказанное определяет значение юдомского комплекса для построения единой стратиграфической шкалы докембрия. Решением совещания по стратиграфии пограничных отложений докембрия и кембрия (Уфа, 1967 г.) задача изучения типовых разрезов этого подразделения названа в числе важнейших для расшифровки всей проблемы разграничения докембрия и кембрия.

Стратиграфическое положение юдомского комплекса совершенно определено: он залегает выше палеонтологически и радиологически доказанных верхнерифейских отложений и перекрывается отложениями томмотского яруса — первой единицы фанерозойской биостратиграфической шкалы. Типом комплекса служит одноименная свита Учуро-Майского района, неоднократно описанная в геологической литературе. Согласно господствующему мнению эта свита на всей огромной площади своего распространения построена крайне однообразно и представлена светлыми доломитами с небольшой базальной пачкой песчаников.

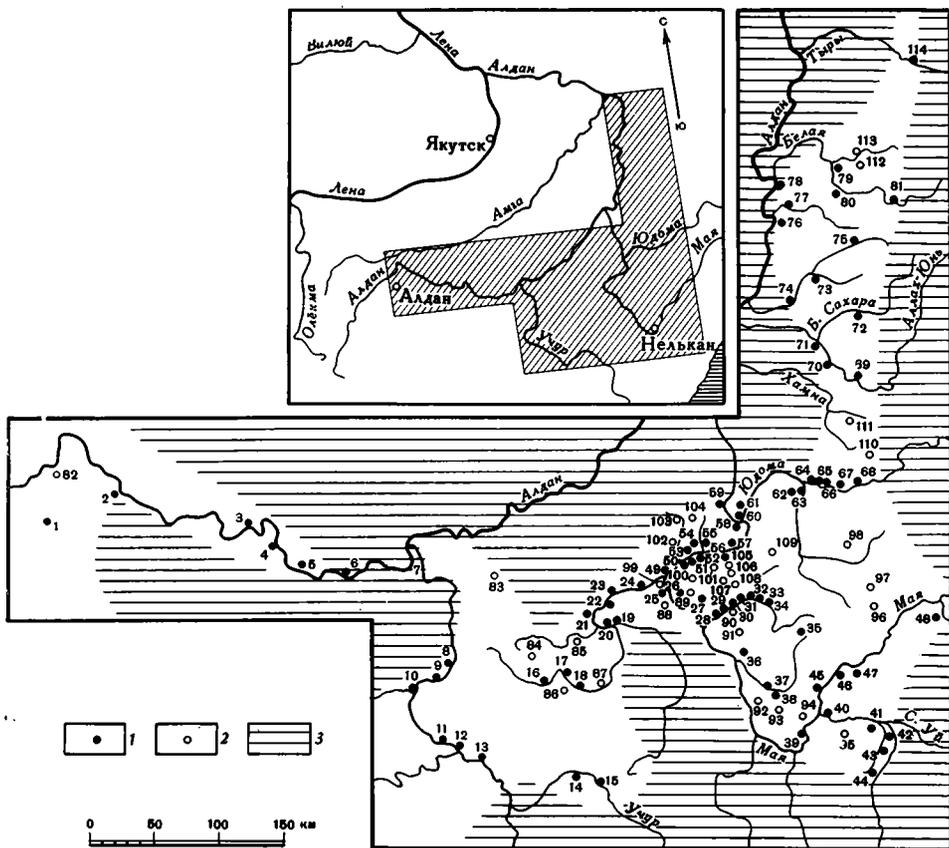


Рис. 1. Схема расположения основных разрезов юдомской свиты

1 — разрезы, изученные авторами; 2 — разрезы, изученные другими геологами; 3 — районы, в которых отложения свиты отсутствуют или перекрыты более молодыми толщами. Разрезы (цифры на схеме):

1 — г. Алдан; 2—6 — р. Алдан: 2 — у пос. Томмот, 3 — в 25 км западнее пос. Угино, 4 — у пос. Угино, 5 — скалы «Дворцы», 6 — в 7 км выше устья р. Улахан-Сулугур; 7—15 — р. Учур: 7 — в 1,5 км выше устья р. Мохоголох, 8 — около переката Чертов, 9 — в устье р. Талаа, 10 — у устья р. Гыным, 11 — в 12 км ниже устья р. Бердякит, 12 — в устье р. Бердякит, 13 — у устья р. Артын, 14 — у устья р. Сэлиндэ, 15 — у устья р. Большой Чурии; 16—24 — реки Большой Аим и Аим: 16 — у устья р. Ярмарка-Хапчана, 17 — в 2,5 км ниже устья р. Дьохсогон, 18 — в устье р. Тасс, 19 — в устье р. Омни, 20 — в 7 км ниже устья р. Омни, 21 — у устья р. Муотакан, 22 — у устья р. Чыан, 23 — в 3 км ниже устья р. Ыратыа, 24 — в 2,5 км выше устья р. Чалаа; 25 — скалы Селтя на водоразделе Маи и Аима; 26 — р. Березин; 27 — р. Абыламакон; 28—34 — р. Ингили: 28 — выше устья р. Берек, 29 — ниже устья р. Ыгытта, 30 — между речья Аян-Коляха и Хандын-Макыта, 31 — между речья Аян-Коляха и Омьндикана, 32 — в 4 км выше устья р. Павлучан, 33 — у устья р. Таранак, 34 — у устья р. Аргастах; 35 — верховья р. Улак; 36 — окрестности пос. Ципанда (водораздел рек Верхний Уськун и Малый Куранак); 37 — ф. Ляки у устья р. Октали; 38 — р. Ляки у устья р. Юкатели и верховья р. Алара — Бачкан; 39 — р. Мая у пос. Нелькан; 40 — приустьевая часть р. Северный Уй; 41 — р. Северный Уй ниже устья р. Манакан; 42 — нижнее течение р. Манакан; 43 — среднее течение р. Манакан; 44 — верховья р. Манакан; 45—59 — р. Мая: 45 — у устья р. Орон, 46 — против устья р. Томмутинжа, 47 — ниже пос. Кавальчан, 48 — между речья Нижнего и Среднего Иниканчана, 49 — район пос. Аим; 50 — у устья р. Талой; 51 — ниже устья р. Талой; 52 — протока Дьеле; 53 — у устья р. Нерюен; 54 — у устья р. Элгээи; 55 — у устья р. Кюбю-Идэ; 56 — у устья р. Малой Кандык; 57 — между речья Улахан- и Кыра-Курдатый; 58 — против устья р. Юдомы; 59 — у устья р. Инникээн; 60—69 — р. Юдома: 60 — Устьюдомская гора, 61 — водомерный пост, 62 — между речья Кирбии и Юдомы, 63 — левобережье р. Кирбии у устья, 64 — протока Прокопенко, 65 — урочище Нууччалаах, 66 — у устья р. Тьяллаах, 67 — у устья р. Юргююр, 68 — у устья р. Улахан-Ыатыгы; 69—71 — р. Аллах-Юнь: 69 — выше устья р. Чагда, 70 — урочище Чертово Улово, 71 — у устья р. Малой Сахары; 72 — р. Большая Сахара; 73 — правобережье р. Дьонэкээн; 74 — левобережье р. Дьоорон; 75 — правобережье р. Чухоной; 76 — центральная часть Кыллахской гряды (Верхний Кыллах); 77 — р. Кэрби; 78 — р. Алдан в 12 км выше устья р. Белой (Нижний Кыллах); 79—81 — р. Белая: 79 — у устья р. Мутула, 80 — у устья р. Тарыннаах, 81 — район устья р. Суордах;

Между тем в последнее время стали появляться сведения о значительных отличиях в строении юдомской свиты на отдельных участках Учуро-Майского района. Однако эти не увязанные между собой данные, рассеянные по многочисленным, главным образом неопубликованным источникам, не могли явиться основой ни для воссоздания общей картины изменчивости свиты на площади, ни для разработки детальной схемы корреляции отдаленных ее разрезов, относящихся к различным структурно-фаціальным зонам. Это обстоятельство явилось первой причиной, диктовавшей необходимость изучения юдомской свиты.

Второй причиной послужила потребность получения подробной информации о составе и вертикальном распределении органических остатков в типовом подразделении юдомского комплекса. Его микрофитолиды были изучены сравнительно хорошо (Журавлева, 1964; Нарожных, 1965, 1967), однако отсутствие детальной схемы увязки разрезов не позволяло создать правильной картины приуроченности отдельных форм онколитов и катаграфий к определенным частям юдомской свиты. Что же касается ее строматолитов, то все сведения о них до последнего времени основывались на исследовании немногочисленных, нередко случайных образцов из отдельных разрезов (Яковлев, 1934; Журавлева, Комар, 1962; Семихатов, Комар, Нужнов, 1963; Комар, 1966; Крылов, 1967б, 1968).

В свете всего сказанного задача изучения стратиграфии и строматолитов типового подразделения юдомского комплекса представлялась чрезвычайно актуальной.

Поставив перед собой цель — наиболее полно охарактеризовать юдомскую свиту на всей площади ее распространения, авторы данной работы в 1965—1967 гг. изучили все лучшие ее разрезы, вскрытые по рекам Алдану (выше пос. Чагда), Учур, Большому Аиму, Аиму, Северному Ую, Манакану, Мае (от верховьев до устья Инникээна), Ляки, Улаку, Ингили, Юдоме, Аллаха-Юню, Большой Сахаре, Чухоною, Белой, Кэрби и Алдану в районе Кыллахской гряды¹ (рис. 1). Полученные

¹ Вся изученная территория ниже для краткости именуется Учуро-Майским районом, хотя ее северную часть, лежащую между реками Юдомой и Тыры, обычно рассматривают как самостоятельный регион и описывают под названием Западное Приверхоьянье.

82 — р. Алдана в районе Тобука (И. Н. Крылов, 1965 г.); 83 — междуречье Учур и Джанды (И. М. Фрумкин и др., 1958 г.); 84 — бассейн р. Алтан (Я. Д. Шенкман и др., 1963 г.); 85 — нижнее течение р. Малый Аим (Я. Д. Шенкман и др., 1963 г.); 86 — рч. Биир (В. И. Татарин и др., 1957 г.); 87 — р. Большой Аим в районе устья Латы (А. Г. Лосев и др., 1964 г.); 88 — левобережье р. Дьээндэ (А. Д. Живцов и др., 1965 г.); 89 — бассейн р. Талындая (А. Д. Живцов и др., 1965 г.); 90 — р. Лексена у устья Хатгырык (С. В. Потапов и др., 1966 г.); 91 — верховья р. Лексены (С. В. Потапов и др., 1966 г.); 92 — верховья р. Алара-Отokit (С. М. Калимулин и др., 1966 г.); 93 — р. Алары-Бачикан (С. М. Калимулин и др., 1966 г.); 94 — верховья р. Чуи (С. М. Калимулин и др., 1964 г.); 95 — р. Уйкан (С. М. Калимулин и др., 1964 г.); 96 — р. Салахандо (В. Р. Алексеев, 1960 г.); 97 — верховья р. Игникан и Салахандо (В. Р. Алексеев, 1960 г.); 98 — верхнее течение р. Большой Маталакаан (В. А. Самозванцев и др., 1964 г.); 99 — район оз. Ынаран (Работнов, Нарожных, 1961; Нужнов, 1967); 100 — район верховьев р. Талая (И. М. Фердман и др., 1966 г.); 101 — район верховьев р. Большой Лаханды (И. М. Фердман и др., 1966 г.); 102 — р. Кумаха, среднее течение (И. М. Фердман и др., 1967 г.); 103 — р. Кумаха, верхнее течение (И. М. Фердман и др., 1967 г.); 104 — верховья р. Нерюен (И. М. Фердман и др., 1967 г.); 105 — р. Малый Кандык, нижнее течение (С. В. Потапов и др., 1968 г.); 106 — р. Малый Кандык, среднее течение (С. В. Потапов и др., 1968 г.); 107 — р. Кандахар (С. В. Потапов и др., 1968 г.); 108 — верховья р. Малый Кандык (С. В. Потапов и др., 1968 г.); 109 — правобережье р. Большой Кандык (А. Н. Мильто и др., 1962 г.); 110 — р. Кеатан (А. Г. Лосев и др., 1966 г.); 111 — верховья р. Хамна (В. А. Самозванцев и др., 1960 г.); 112 — левобережье р. Мутула (Б. Г. Воронов, 1965 г.); 113 — правобережье р. Мутула (Б. Г. Воронов, 1965 г.); 114 — р. Тыры (Б. Г. Воронов, 1967 г.)

нами материалы были дополнены результатами работ других исследователей; среди них в первую очередь следует назвать материалы геологов Алданской экспедиции Всесоюзного аэрогеологического треста (ВАГТ) по юдомским толщам среднего течения р. Май и Большого Айма, а также любезно переданные нам Б. Г. Вороновым (ГИН АН СССР) его неопубликованные материалы, касающиеся крайнего северо-востока описываемой территории. Всего при написании настоящей работы использованы данные о строении 114 разрезов, 81 из которых изучен авторами (см. рис. 1).

В полевых работах, кроме авторов, принимали участие А. В. Венгеров, А. И. Дворянкин, В. А. Денисов, О. М. Донец, С. П. Ершов, В. М. Лопатин, С. Н. Колдаев, Ю. А. Костин, А. Н. Турушин, М. И. Фирсов. Маршруты по р. Мае выше пос. Нелькан и по р. Юдоме совершены совместно с Ю. А. Трапезниковым, по Белой — с И. Г. Шаповаловой, по Чуханю — с Б. Г. Вороновым. При камеральной обработке материала большую помощь оказали А. И. Дворянкин и В. М. Лопатин. Собранные нами микрофитолиты определены З. А. Журавлевой, фауна нижних горизонтов кембрия — В. В. Миссаржевским, трилобиты более высоких горизонтов этой системы — Н. В. Покровской. Считаю своим приятным долгом выразить всем названным лицам свою искреннюю благодарность.

В данной работе введение, главы I, II, VI написаны соавторами совместно; гл. III — С. Н. Серебряковым, гл. IV — С. Н. Серебряковым и М. А. Семихатовым, гл. V — Вл. А. Комаром и М. А. Семихатовым.

В результате обработки и обобщения всех материалов, касающихся юдомской свиты, были существенно расширены имевшиеся данные о ее строении, составе, палеонтологической и литологической характеристике (Семихатов, Комар, Серебряков, 1967а, б). Было выделено шесть пространственно обособленных типов разрезов свиты, различающихся составом разновозрастных горизонтов, а иногда и стратиграфическим объемом, предложена единая схема взаимной увязки как этих типов, так и входящих в их состав частных разрезов и установлено для всей территории Учуро-Майского района общее двучленное строение юдомской свиты, ранее выявленное геологами ВАГТа в бассейне среднего течения р. Май.

На основании изучения главнейших типов карбонатных и обломочных пород впервые была составлена серия фациальных карт для всей площади распространения интересующей нас свиты, в ее составе выделено два самостоятельных цикла осадконакопления и рассмотрены главнейшие особенности их формирования в различных структурно-фациальных зонах. Строматолиты юдомской свиты и некоторых ее аналогов в других районах Сибири явились объектом монографического изучения.

В результате рассмотрения размещения строматолитов и микрофитолитов юдомской свиты по площади установлены некоторые закономерности локализации этих фитогенных образований. Анализ вертикального распределения строматолитов и микрофитолитов в рамках предложенной схемы сопоставления разрезов позволил выявить специфику палеонтологической характеристики различных горизонтов юдомской свиты.

Сопоставление юдомской свиты с другими подразделениями одноименного комплекса показывает, что часть закономерностей, выявленных на ее примере, имеет более широкое значение. Так, двучленное деление юдомского комплекса по строматолитам может быть намечено в ряде опорных разрезов других регионов Сибири. Привлечение данных по микрофитолитам, водорослям и остаткам докембрийской фауны открывает пути к выделению в его составе трех самостоятельных страти-

графических единиц. Последние в настоящее время являются самыми: дробными биостратиграфическими подразделениями докембрия, прослеживающимися в межрегиональном масштабе.

Имеющиеся данные по строматолитам и микрофитолитам показывают присутствие возрастных аналогов некоторых из упомянутых единиц и в других районах СССР (Белоруссия, Урал). Дальнейшее направленное изучение стратиграфии и строматолитов верхних горизонтов докембрия позволит, по-видимому, еще более расширить список таких районов.

Глава I

ОБЗОР РАЗВИТИЯ ВЗГЛЯДОВ НА СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ ЮДОМСКОЙ СВИТЫ

Светлые сахаровидные доломиты и известковистые доломиты — наиболее характерные породы юдомской свиты — уже давно обращали на себя внимание исследователей Учуро-Майского района. Их первое ясное описание дал В. Н. Зверев (1913), который наблюдал эти породы в верхнем течении Алдана и показал, что они несогласно залегают на гранито-гнейсах архея и согласно перекрываются красными мергелями с остатками археоциат. Это послужило основанием для отнесения рассматриваемой толщи к нижнему кембрию. В бассейне р. Май сходные породы В. Н. Зверев (1914) упоминает в разрезе среднего кембрия, выше находок среднекембрийских трилобитов.

В конце 20-х — в 30-е годы толщи светлых известняков и доломитов стали отмечаться в разрезах древних свит в верхнем течении Алдана (Бахвалов, 1932; Д. К. Зегебарт), в бассейне Учюра (В. А. Серпухов; Столяр, 1934; Иванов, 1934), в бассейне верхнего (Леонтович, 1937; Ю. К. Дзевановский, В. А. Ярмолюк) и среднего течения р. Май (В. З. Скороход, Н. Д. Нечаев, А. И. Матвеев, И. Г. Козлов, Н. И. Трифонов, Н. П. Туаев и др.), в междуречье Юдомы и Белой (Е. С. Бобин, Ю. К. Дзевановский, В. Н. Зверев и др.). Эти толщи, часть из которых по современной схеме относится к юдомской свите, а часть — к гораздо более древней ципандинской свите, в те годы обычно выделялись как самостоятельные подразделения сугубо местных стратиграфических схем. Более того, если в бассейне верхнего течения Алдана они вслед за В. Н. Зверевым (1913) рассматривались как нижнекембрийские, то подобные толщи в бассейне Май и Аллах-Юня рядом геологов включались в состав среднего кембрия.

Ю. К. Дзевановский (1939) сделал первую попытку представить общую схему расчленения кембрийских отложений правобережья Алдана. Интересующие нас отложения описывались в составе выделенных Ю. К. Дзевановским верхнемайской (светлые кристаллические, иногда доломитизированные известняки) и вышележащей алданской свит (белые известняки с прослоями песчаников внизу и пестрые известняки и мергели сверху, на Алдане с остатками археоциат). Эти свиты Ю. К. Дзевановский отнес к верхней части нижнего кембрия, так как в те годы считал, что в подстилающих отложениях в бассейне верхнего течения р. Май (в челасинской свите) содержатся остатки раннекембрийских трилобитов. Вместе с тем Ю. К. Дзевановский впервые показал, что наиболее полные разрезы осадочных толщ развиты в бассейне Май,

а западнее нижние их горизонты выпадают из разреза, и на Алдане на фундамент ложится алданская свита.

В том же году В. Н. Махаев (1939) в бассейне нижнего течения р. Юдомы выделил усть-юдомскую толщу, сложенную серыми доломитами, известняками и песчаниками, и показал, что выше нее согласно залегает тайминская свита — пестрые известняки с остатками хиолитов и более мощные черные мергели с остатками протоленид. Эту последовательность пород на более широкой площади бассейна Юдомы описали Ю. К. Дзевановский и А. С. Кириллов (1941). В пестрых известняках они нашли остатки трилобитов и отметили, что нижележащая 200-метровая толща светлых доломитов (усть-юдомская свита В. Н. Махаева) согласно подстилается песчано-сланцевой толщей (уйская серия верхнего рифея, по современной терминологии).

Е. С. Бобин и Е. В. Лермонтова (1940) опубликовали описание сводных разрезов кембрия междуречья Юдомы и Белой и предложили схему сопоставления их с типовым разрезом р. Лены. Эта работа сыграла большую роль в создании стратиграфической шкалы палеонтологически охарактеризованных толщ. Интересующие же нас отложения, лишенные остатков фауны, сопоставлялись по косвенным признакам и поэтому в различных районах своего развития были отнесены к разным горизонтам.

О. В. Флерова (1941) обобщила все накопленные к тому времени данные по стратиграфии кембрия Лено-Алданского бассейна. Она высказала мнение, что светлые доломиты, которые в верхнем течении Алдана и Амги налегают на архей и подстилают пестрые известняки с остатками археоциат (Зверев, 1913; Бахвалов, 1932; и др.), являются древнейшими осадочными отложениями Учуро-Майского района. Эти доломиты были описаны как нижняя пачка буюгинской свиты и отнесены к низам нижнего кембрия. О. В. Флерова отрицала вывод Ю. К. Дзевановского (1939) о появлении восточнее более древних осадочных толщ и с низами буюгинской свиты сопоставляла нижние горизонты разрезов, описанных в бассейне Учурá и Май М. Я. Столяром (1934), А. И. Ивановым (1934), А. А. Леонтовичем (1937) и другими (нижний и отчасти средний рифей современной схемы). Действительные же аналоги нижебуюгинских отложений, вскрытые в бассейне Май и выделяемые ныне под названием юдомской свиты, О. В. Флерова описала в составе нижней части усть-юдомской толщи, подчеркнула их ясные отличия от подстилающих и покрывающих отложений и проследила их на значительной территории бассейна Май и Юдомы. К верхней части усть-юдомской толщи были отнесены серые и пестрые известняки с остатками среднекембрийских трилобитов. Тем самым О. В. Флерова значительно расширила объем усть-юдомской толщи по сравнению с тем, как понимал его В. Н. Махаев (1939). Нижнюю часть этой толщи упомянутая исследовательница по стратиграфическому положению относила к верхним горизонтам нижнего кембрия (к зоне *Redlichia* (?)).

Рассмотренные работы подготовили почву для обособления юдомской свиты в качестве самостоятельного подразделения. Это было сделано Ю. К. Дзевановским в 1940 г. и опубликовано в статье 1943 г. Он показал, что в Учуро-Майском районе ниже пестрых известняков, охарактеризованных на западе нижекембрийскими археоциатами, а на востоке — трилобитами зоны *Protolenus*, залегает «свита юдомских известняков», которая «пользуется вообще повсеместным распространением» от верхнего течения Алдана до среднего течения Юдомы и верховьев Май. В западных разрезах эта свита представлена 200-метровой толщей однообразных серых массивных известняков и залегает прямо на архее, а восточнее под ней появляются согласно пластуемые более древние толщи, считавшиеся тогда нижекембрийскими. В крайних северо-

восточных районах, наряду с доломитами и известняками, в составе свиты названным геологом указывались также пестрые мергели, песчанистые доломиты, песчаники и бутуминозные доломиты. По возрасту юдомская свита была отнесена к верхней части зоны *Olenellus* «на основании новых работ Е. С. Бобина и автора, которыми в юдомской свите были найдены органические остатки указанной зоны. Е. С. Бобин обнаружил по р. Аллах-Юнь остатки трилобитов *Paedeumias* из семейства *Olenellidae*, автор — крупные раковины брахиопод. В последнее время (1941 г.) по Учуре геологом П. Д. Шкляевым в тех же известняках были также обнаружены остатки трилобитов, к сожалению, оставшиеся пока без определения» (Дзевановский, 1943, стр. 47).

Очень большое значение для правильного понимания стратиграфии древних свит Учуро-Майского района имели работы В. А. Ярмолюка, проведенные им в бассейне Май в 1940—1941 гг. (Ярмолюк, 1946). Он получил новые данные, подтверждающие региональную выдержанность юдомской свиты, и впервые доказал ее трансгрессивное залегание на более древних отложениях по всей территории Учуро-Майского района. Выявление этого несогласия и представления о принадлежности упомянутой свиты к зоне *Olenellus* позволили В. А. Ярмолюку отнести более древние осадочные отложения к протерозою, а не к кембрию, как это делали предшествующие исследователи. В противовес этому Ю. К. Дзевановский (1946) продолжал настаивать на согласном залегании юдомской свиты на осадочных толщах бассейна Май и на принадлежности последних к кембрию.

В первые послевоенные годы развернулись интенсивные геологические исследования на северном и восточном склонах Алданского щита, охватившие и юдомские отложения. В ходе этих работ, проводившихся сотрудниками ВСЕГЕИ (И. П. Бузиков, Ю. К. Дзевановский, З. Г. Ушакова и др.), ГИНа АН СССР (Н. А. Архангельская, К. К. Зеленев, Н. В. Покровская и др.), ПИНа АН СССР (К. Б. Кордэ, Н. П. Суворова, И. Т. Журавлева) и других организаций, было показано, что юдомская свита в бассейне верхнего течения Алдана представлена однообразной толщей (150—240 м) серых массивных или плитчатых доломитов и известковистых доломитов, которая в основании несет невыдержанный пласт песчаников и перекрывается согласно или с небольшим размывом пестроцветной свитой — пестрыми мергелистыми известняками с остатками фауны (Дзевановский, Чернышева, 1950; Покровская, 1954; Суворова, 1954; Зеленев и др., 1955; Чернышева, 1955; Зеленев, 1957; и др.).

По более восточным районам развития рассматриваемых отложений вплоть до середины 50-х годов не было получено новых существенных данных. Поэтому Ю. К. Дзевановский в сводке 1950 г. и позднее (Соколов, Дзевановский, 1957; Дзевановский, 1961), вопреки данным В. А. Ярмолюка (1946), по-прежнему считал, что юдомская свита в бассейне Май залегает согласно на подстилающих отложениях. Последние Ю. К. Дзевановский параллелизовал с синийской «системой» Китая и относил к «докембрийскому палеозою».

Выводы В. А. Ярмолюка о региональном несогласии в основании юдомской свиты и о принадлежности подстилающих ее отложений к протерозою получили блестящее подтверждение в середине 50-х годов в ходе геологосъемочных работ, проводившихся сотрудниками Алданской экспедиции ВАГТа (Нужнов, Ярмолюк, 1959; Моралев, 1959; Зленко и др., 1960; Моралев, Ставцев, 1961; Нужнов, 1961; Самозванцев, Самозванцева, 1961; и др.). Особенно показательны в этом отношении были новые данные, подтвердившие выводы В. А. Ярмолюка о существовании в бассейне р. Ингили (правобережье среднего течения Май) своеобразной структуры, в пределах которой доюдомские отложения прорваны

ультрасосновными щелочными интрузиями и стоят «на головах», а перекрывающие их юдомские — залегают почти горизонтально (Моралев, 1959; Зленко и др., 1960). Определения изотопного возраста показали, что внедрение упомянутых интрузивных пород произошло более 650 млн. лет назад (Ельянов, Моралев, 1961; Виноградов, Тугаринов, 1961, 1964; Полевая, Казаков, 1962; Тугаринов и др., 1965; Тугаринов, Войткевич, 1966).

Геологические исследования 50-х годов окончательно решили вопрос о характере нижней границы юдомской свиты и стратиграфии доюдомских отложений¹, но они по существу не внесли ничего принципиально нового в имевшиеся данные о строении самой юдомской свиты. Последняя обычно описывалась как толща серых доломитов и известняков, содержащая вблизи основания подчиненные прослои кварцевых песчаников. Это во многом способствовало укреплению мнения о том, что данная свита на всей гигантской территории Учуро-Майского района характеризуется выдержанным, однообразным составом. Такие представления прочно укоренились в литературе и нашли свое отражение в ряде справочных изданий (Стратиграфический словарь, 1956; Стратиграфия СССР, 1963, 1965).

Однако уже в конце 50-х — начале 60-х годов стало появляться все более данных о том, что юдомская свита в различных участках обширной площади своего распространения построена различно. Ведущая роль в накоплении таких фактов принадлежала геологам Алданской экспедиции ВАГТа. В 1958 г. А. Г. Лосев и В. И. Татаринев показали, что в бассейне Большого Айма рассматриваемая свита имеет четко выраженное двучленное строение и ниже толщи обычных для нее светлых доломитов (140—150 м) заключает терригенно-карбонатную толщу (50—80 м), появление которой значительно отличало аймские разрезы от алданских. Подобное же двучленное строение свиты установил в 1960 г. В. Р. Алексеев в бассейне верхнего течения р. Май. Позднее эти две толщи юдомской свиты стали рассматриваться как ее подсвиты. Я. Д. Шенкман в 1963 г. показал, что нижней из них на смежной с севера территории (бассейн Малого Айма) присущи быстрая латеральная изменчивость и появление четко обособленной пачки онколитовых доломитов. В том же году А. А. Ельянов на правобережье Май в бассейне Ингили в составе нижнеюдомской подсвиты описал базальную песчано-аргиллитовую и вышележащую аргиллито-доломитовую толщи, а в составе верхней — толщу онколитовых доломитов с пластом песчаников в основании и налегающие на нее светлые искристые доломиты. В более южных участках (окрестностях пос. Нелькан) в 1963—1965 гг. С. М. Калимулин и Р. Н. Калимулина выяснили, что в нижней подсвите от места к месту сильно меняются соотношения песчаников, аргиллитов и доломитов.

С этими данными не согласовывались результаты проведенных несколько ранее (1962 г.) исследований А. Н. Мильто и С. В. Нужнова. Эти геологи в бассейнах Малого и Большого Кандыка описали юдомскую свиту в составе толщи онколитовых доломитов с пластом песчаников в основании и вышележащей толщи светлых, а у кровли пятнистых доломитов. Последующие работы многочисленных исследователей (А. Д. Живцов, С. Н. Потапов, А. Ф. Лобанова, И. М. Фердман, Н. Д. Шпак и многие другие) неоспоримо подтвердили существование песчано-аргиллито-доломитовой нижней подсвиты для всего бассейна среднего течения р. Май, показав тем самым правильность двучленного деления юдомской свиты.

¹ История изучения доюдомских отложений Учуро-Майского района подробно рассмотрена С. В. Нужновым (1967).

Нужно, однако, отметить, что граница подсвит юдомской свиты в разных участках бассейна Май и Аима проводилась геологами ВАГТа не всегда на одном и том же уровне. Так, на р. Малый Аим она проводилась в кровле онколитовых доломитов (Я. Д. Шенкман), в бассейне среднего течения Май — в их основании (С. М. Калимулин, А. А. Ельянов), а в бассейне рек Малый Кандык и Ингили (С. В. Потапов, А. Ф. Лобанова) — в основании пачки песчаных доломитов, подстилающих онколитовую толщу.

Выводы об изменчивом строении интересующих нас отложений развивали В. Т. Работнов и Л. И. Нарожных (1961), расчленившие их в бассейне Аима и Учуро на две разделенные перерывом самостоятельные свиты, каждая из которых начинается песчаниками и гравелитами, а заканчивается доломитами. Нижняя из этих свит была названа аимской (до 80 м), а за верхней сохранено название юдомской (200—290 м). Аимская свита, по данным В. Т. Работнова и Л. И. Нарожных, развита не повсеместно. Она выпадает из разреза в верховьях Учуро и в Учуро-Алданском междуречье, так что в присводовой части Алданского щита на кристаллический фундамент налегает юдомская свита.

Эти исследования касались различных участков Учуро-Майской плиты. Еще более резкая изменчивость юдомской свиты вытекает из анализа материалов по смежной внешней зоне Юдомо-Майского прогиба, обрамлявшего названную плиту с востока. В южном секторе этой зоны (бассейн р. Северный Уй и верхнее течение р. Май) под названием юдомской свиты в последние годы описывалась (С. М. Калимулин, А. А. Ельянов, А. Л. Ставцев и др.) небольшая (20—50 м) базальная пачка песчаников и вышележащая толща светлых и серых доломитов (200—250 м). В центральном секторе (реки Кирбии, Юдома, Хамна) та же свита, по материалам А. Г. Лосева, В. А. Самозванцева, З. А. Самозванцевой, А. К. Башарина и других, имеет гораздо более сложное строение. Обобщая эти материалы, А. К. Башарин и В. А. Самозванцев (1964) выделили в ее составе четыре пачки: 1) базальные песчаники, 8—50 м; 2) темные битуминозные известняки, 43—90 м; 3) чередующиеся песчаники алевролиты, глинистые известняки, пестрые кремнистые аргиллиты и доломиты, 36—55 м; 4) светлые доломиты, в средней части сильнопесчаные, 220—350 м. Наличие кремнистых пестроцветных пород среди доломитов юдомской свиты отмечала ранее Т. С. Кирусенко (1959) в междуречье Юдомы и Белой.

Разнофациальные толщи выделялись под названием юдомской свиты также в южных и северных участках внутренней зоны Юдомо-Майского прогиба. На юге зоны к этой свите относили 250—500-метровую толщу светлых доломитов с горизонтом песчаников в основании (Алексеев, Павлова, 1961; Беэр, 1965; Нужнов, 1967; и др.). Прежде, до работ В. Р. Алексеева, она не выделялась из состава курунурхской свиты, считавшейся позднепротерозойской или синийской (Калимулин, 1961; Моралев, Ставцев, 1961; Келлер и др., 1960; и др.). В северной части упомянутой зоны, в бассейне р. Белой, В. А. Ян Жин-шин и другие геологи Аллах-Юньской экспедиции Якутского геологического управления в последнее время сопоставляли с юдомской свитой сложно построенный комплекс пород, в составе которого выделялись: 1) начарская свита, сложенная песчаниками (120—150 м); 2) яланская свита, представленная серыми доломитами и известняками (100—170 м); 3) малская свита — красноцветные аргиллиты и кремнистые доломиты (0—80 м); 4) нижняя подсвита токурской свиты, сложенная доломитами и известняками (до 200 м). Последовательность четырех названных подразделений в общем совпадает с последовательностью пачек, установленной А. К. Башариным и В. А. Самозванцевым (1964) внутри юдомской свиты в бассейне р. Юдомы. Но прямой их параллелизации препятствова-

ли данные В. А. Ян Жин-шина о выклинивании малской свиты к югу, а также материалы Н. В. Баланова, согласно которым в бассейне р. Сахары юдомская свита представлена единой известняково-доломитовой толщей (до 600 м), литологически очень близкой яланской свите. Не обращая внимания на этот факт, А. К. Башарин и др. (1968) предложили упомянутые свиты В. А. Ян Жин-шина рассматривать как унифицированные подразделения юдомской свиты, которую они склонны «перевести... в ранг комплекса».

Таким образом, уже к середине 60-х годов стало ясно, что строение юдомской свиты резко меняется от места к месту и что, помимо светлых доломитов, известняков и кварцевых песчаников, в ее сложении принимают участие и другие карбонатные, теригенные и кремнистые породы. Тем не менее в сводных работах (Беэр, 1965; Покровская, Чернышева, 1965; и др.) эта свита продолжала рассматриваться как однородная толща. Даже такой знаток геологии Учуро-Майского района, как С. В. Нужнов, пишет в своей монографии (1967), что на всей огромной территории этого района юдомская свита «обладает чрезвычайно выдержанным литологическим составом... и мощностью» (стр. 112) и образует «в целом одну фаціальную зону, в пределах которой распространены довольно однообразные доломиты и доломитовые известняки. Несколько обособляется лишь восточная окраина района или зона внутренней части Юдомо-Майского прогиба, где, как указывалось выше, увеличивается мощность этих отложений» (стр. 117).

Причина сохранения подобных взглядов кроется, вероятно, в том, что все рассмотренные выше данные, распыленные по многочисленным работам, касались лишь отдельных участков распространения юдомской свиты и были плохо увязаны между собой, а зачастую противоречивы. Более того, границы основных подразделений юдомской свиты, а иногда и всей свиты в целом на смежных территориях нередко проводились на различных уровнях. Все это и привело к тому, что новые материалы не только не создавали общей картины изменчивости юдомской свиты, но и вызвали непреодолимые трудности на пути их обобщения и взаимной увязки. Другими словами, для создания единой схемы расчленения в корреляции юдомских отложений, а также для выяснения их фаціальной изменчивости необходимы были новые, целенаправленные полевые исследования с изучением всех основных разрезов этих отложений. Такие исследования, проведенные авторами данной работы, и анализ литературных данных позволили выделить шесть типов строения юдомской свиты, отличающихся составом, мощностями, а иногда и стратиграфическим объемом, и предложить единую схему их корреляции (Семихатов, Комар, Серебряков, 1967а).

Дальнейшему обоснованию этих выводов посвящена основная часть настоящей работы.

По мере накопления новых данных о составе и строении юдомских отложений совершенствовались знания и об их возрасте. Е. В. Лермонтова, обобщившая в 1941 г. имевшиеся данные по биостратиграфии нижнего кембрия Якутии, выделила здесь отложения зоны *Protolenus* в объеме пестроцветной свиты, а подстилающие ее юдомские отложения обобщила как «слои с водорослями и археоциатами» в нижней части упомянутого отдела (Лермонтова, 1951).

В первые послевоенные годы принадлежность юдомской свиты к нижнему кембрию не вызывала сомнений, так как были еще свежи не подтвердившиеся позднее указания Ю. К. Дзевановского (1943) на находки в ней остатков трилобитов и брахиопод. Однако уже в те годы в результате работ В. А. Ярмолюка (1946) стало ясно, что ссылки на находки трилобитов в доюдомских толщах (Дзевановский, 1939, 1946) являются ошибочными.

Представления о раннекембрийском возрасте юдомской свиты особенно окрепли в результате разработки ярусной шкалы нижнего кембрия Сибири (Покровская, 1954; Суворова, 1954). Н. П. Суворова, не аргументируя, причленила эту свиту к нижней части алданского яруса, а Н. В. Покровская, сообщив о наличии в ней по р. Юдоме¹ трилобита *Judomia dzevanovskii* Legm., включила рассматриваемые отложения юдомскому горизонту, была отнесена Н. В. Покровской (1954) к верхней части керфайского (алданского) яруса, а отложения нижней его части в сибирских разрезах указаны не были. Годом позже Н. Е. Чернышева (1955), ссылаясь на находку по р. Аллах-Юнь трилобитов *Paedeumias*, присоединилась к мнению о раннекембрийском возрасте юдомской свиты. В том же году К. К. Зеленев, И. Т. Журавлева и К. Б. Кордэ (1955), исходя из специфики состава и палеонтологической характеристики, предложили разделить алданский ярус на два подъяруса: верхний — журинский и нижний — толбинский. В качестве типа последнего выдвигалась толбинская свита, в те годы считавшаяся безусловно синхронной юдомской.

Вывод о принадлежности юдомской свиты к толбинскому подъярису был закреплен в решениях состоявшегося в 1956 г. Всесоюзного совещания по унификации стратиграфических схем Сибири (Решения..., 1959) и в конце 50-х годов разделялся почти всеми геологами, в том числе и поборниками выделения нижних горизонтов осадочного чехла платформ в синийский комплекс (Ярмолюк, 1956; Соколов, 1958; Драгунов, 1958; и др.). Это мнение поддержала Н. Е. Чернышева (1957), считавшая, что юдомо-толбинские отложения Сибири сопоставляются с нижними фаунистическими зонами нижнего кембрия Западной Европы и Северной Америки.

Подобные же сопоставления, проведенные В. Е. Савицким (1957; Савицкий и др., 1959), привели его к существенно иным выводам. В. Е. Савицкий доказывал, что в составе палеонтологически охарактеризованного алданского яруса Севера Сибири под слоями с древнейшими трилобитами выделяются аналоги нижних зон кембрия западноевропейской и североамериканской схем и что этим базальным слоям кембрия на юго-востоке Сибирской платформы соответствует, вероятно, только пестроцветная свита. Следовательно, толбинский подъярус (толбинская и юдомская свиты), располагающийся «стратиграфически ниже древнейших фаунистически охарактеризованных слоев кембрия..., относится не к алданскому ярису, а к сининому комплексу» (Савицкий и др., 1959, стр. 50).

Юдомскую и толбинскую свиты В. Е. Савицкий сопоставлял с билляхскими отложениями Анабарского массива (нижний—верхний рифей по современным данным). В отличие от этого, А. К. Бобров (1960) коррелировал юдомскую свиту со средней и нижней частями пестроцветной свиты р. Лены, т. е. с одноименными частями журинского подъяруса нижнего кембрия.

Г. В. Бархатовым (Бабаян, Бархатов и др., 1960) и особенно убедительно З. А. Журавлевой, Вл. А. Комаром и Н. М. Чумаковым (1961) было показано, что толбинская свита — тип одноименного подъяруса — не является аналогом юдомской, а включает в себя и более древние отложения, которые уже в те годы большинством геологов относились к докембрию. В результате типом нижнего подъяруса нижнего кембрия стала считаться юдомская свита. В то же время Н. В. Покровская (1961) пересмотрела объем и возраст юдомского горизонта. Она огра-

¹ Точной привязки этих находок и сведений, кем они были сделаны, Н. В. Покровская не привела.

ничла его объемом одноименной свиты и отнесла к основанию керфайского яруса. Палеонтологическую характеристику этого горизонта, согласно Н. В. Покровской (1961, стр. 257), составляют найденные у его кровли «единичные кранидии *Paedeumias* sp., представителя сем. *Olepellidae*, а в остальных частях горизонта — *Obrutchewella* Reitl. и водоросли». Характерно, что в этой работе уже нет упоминаний о наличии в юдомских отложениях *Judomia dzevanovskii*, указывавшейся отсюда ранее (Покровская, 1954). Позднее Н. В. Покровская и Н. Е. Чернышева (1965) ссылались на находки в рассматриваемой свите *Paedeumias* sp. и *Judomia* sp., хотя и разделяли сомнения В. Е. Савицкого и других геологов в стратиграфической привязке этих ископаемых. В несомненно юдомских отложениях по р. Мае Н. П. Суворова нашла органические остатки неясного систематического положения, которые А. Г. Вологдин и А. Б. Маслов (1960), описавшие их под названиями *Sovorovella* и *Majarella*, сближают с археоцетами.

Большое значение для установления возраста юдомской свиты и ее аналогов в других районах имело уточнение критериев проведения нижней границы кембрия (Шатский, 1952; Савицкий, 1957; Нурé, 1958; Chouhert, 1958; Савицкий и др., 1959; Спизарский, 1962, 1963; Миссаржевский, Розанов, 1963, 1965; Соколов, 1965б; Розанов, 1966; Розанов, Миссаржевский, 1966; и др.). Было доказано, что биостратиграфический критерий является главенствующим в определении этой границы и что в основании нижнего кембрия в планетарном масштабе выделяются так называемые бестрилобитовые слои, охарактеризованные определенным комплексом археоциат, хиолитов и других скелетных ископаемых, но лишенные трилобитов. Появление этого комплекса отражает крупнейшие изменения органического мира прошлого и маркирует собою нижнюю границу кембрия. Бестрилобитовые слои, расчленяющиеся в сибирских разрезах на ряд зон, стали рассматриваться как самостоятельный ярус, который получил название балтийского (Соколов, 1965б) или томмотского (Розанов, 1966).

Установление более четких критериев проведения нижней границы кембрия усилило позиции тех исследователей, которые еще в начале 60-х годов, исходя из историко-геологических данных, начали выделять в верхней части докембрия самостоятельный вендский комплекс (Соколов, 1958; Келлер, Соколов, 1962; и др.). Юдомская свита рассматривалась при этом как одно из местных подразделений указанного комплекса.

Установление стратиграфического значения микрофитолитов и строматолитов открыло совершенно новые возможности в определении возраста юдомской свиты. З. А. Журавлева (1962, 1964 и др.) показала, что в отложениях юдомской свиты Учуро-Майского района, в порохтахской свите северо-западного склона Алданского шита, в тинновской свите Байкало-Патомского нагорья и в старореченской свите Анабарского массива содержится специфичный, так называемый IV комплекс онколитов и катаграфий, а Вл. А. Комар (1961, 1962) на примере старореченской свиты выявил своеобразие строматолитов из отложений, непосредственно подстилающих палеонтологически охарактеризованные слои журиного подъяруса. В дальнейшем это своеобразие было подтверждено М. А. Семихатовым, Вл. А. Комаром и С. В. Нужновым (1963) на примере разновозрастных толщ других районов Сибири. В 1962 г. З. А. Журавлева и Вл. А. Комар, проанализировав специфику палеонтологической характеристики, стратиграфического и структурного положения перечисленных выше свит, пришли к выводу, что «эта трансгрессивная серия, сменяющаяся выше палеонтологически охарактеризованными отложениями журиного подъяруса, знаменует собой начало нового этапа в развитии Сибирской платформы и может

быть выделена под названием юдомской серии (комплекса)... С нашей точки зрения, юдомскую серию следует выделить как самостоятельное стратиграфическое подразделение и относить, как и вендский комплекс на Русской платформе, к базальным слоям палеозоя» (1962, стр. 199). Точка зрения о синхронности юдомского комплекса и ранее выделенного венда нашла поддержку на Совещании по стратиграфии отложенный позднего докембрия и кембрия в Новосибирске в 1962 г. З. А. Журавлева, Вл. А. Комар и Н. М. Чумаков (1962) рассматривали породы с IV комплексом онколитов и катаграфий как аналог венда, а Б. М. Келлер и Б. С. Соколов (1962) безоговорочно включили юдомскую свиту в венд. В то же время Т. Н. Спижарский (1962) считал ее принадлежащей верхней части синия, а В. А. Ярмолюк (1962) — нижнему кембрию. В Решениях совещания бо́льшая, нижняя часть свиты была отнесена к венду, и только верхние ее горизонты, в которых указывались хиолиты (Работнов, Нарожных, 1961), считались раннекембрийскими. Другими словами, к 1962 г. старые указания на находки в юдомских отложениях трилобитов и брахиопод перестали считаться достоверными.

Вывод о докембрийском возрасте юдомской свиты получил отражение в коллективном труде «Стратиграфия СССР. Верхний докембрий» (1963) и развивался Т. Н. Спижарским (1962, 1963), В. В. Миссаржевским и А. Ю. Розановым (1963, 1965), М. А. Семихатовым, Вл. А. Комаром, С. В. Нужновым (1963), Б. Б. Соколовым (1964), З. А. Журавлевой (1964), А. Ю. Розановым (1966), В. А. Сысоевым (1966), Б. М. Келлером и др. (1967), С. В. Нужновым (1967) и другими геологами. При этом большинство названных геологов считало юдомскую свиту вендской, а З. А. Журавлева (1964), Вл. А. Комар (1966), Л. И. Нарожных и В. Т. Работнов (1965), А. К. Башарин и др. (1968) рассматривали юдомский комплекс как эквивалент венда, хотя строгих тому доказательств не приводилось.

В то же время другая большая группа исследователей, в том числе геологи Алданской экспедиции ВАГТа и Дальневосточного геологического управления, авторы кембрийского тома «Стратиграфии СССР» (1965) и другие продолжали считать юдомскую свиту кембрийской. Именно эта точка зрения получила поддержку на совещании по стратиграфии докембрия и кембрия Средней Сибири (Новосибирск, 1965 г.) и была зафиксирована в его решениях. Основанием для нее послужило главным образом структурное положение рассматриваемых толщ и их тесная связь с палеонтологически охарактеризованным нижним кембрием, а также данные В. Т. Работнова, Л. И. Нарожных (1961) и Я. Д. Шенкмана о находках в бассейне Малого Айма у кровли свиты остатков хиолитов. Раковины, найденные В. Т. Работновым и Л. И. Нарожных, были описаны В. А. Сысоевым (1966) как *Aimites robotnovi*. Однако сам В. А. Сысоев (1966, стр. 954) не считал эту находку бесспорным доказательством принадлежности вмещающих пород к кембрию и присоединялся к сторонникам докембрийского возраста юдомской свиты. Свидетельство же Я. Д. Шенкмана, а также новые данные о присутствии ископаемых нижней зоны томмотского яруса у кровли юдомской свиты на р. Алдан (Миссаржевский, 1967) и в нижнем течении Учюра (Коршунов и др., 1968) показали существующее в ряде мест несовпадение лито- и биостратиграфических границ.

Иначе трактуют возраст рассматриваемых отложений В. Е. Савицкий и другие геологи. Обращая внимание на резкие литологические различия юдомской и пестроцветной свит, они считают, что отсутствие фауны в первой из них объясняется чисто местными причинами и что «в других районах, где благоприятные для жизни фауны фации появились раньше..., богатые комплексы скелетных организмов существовали и в юдомское время» (Савицкий и др., 1968, стр. 122). К сожалению, никако-

го обоснования этого утверждения авторы не приводят, но рассматривают его как довод для отнесения юдомской свиты к нижнему кембрию и, следовательно, для ревизии более ранней точки зрения В. Е. Савицкого по этому вопросу. Л. И. Салоп (1968) считает свиту докембрийской, но палеозойской, опираясь в данном случае на структурные соотношения и считая их важнейшими для определения границы протерозоя и палеозоя. Для оценки этих построений весьма показательны, что как В. Е. Савицкий с соавторами, так и Л. И. Салоп старореченскую свиту Анабарского массива относят к доюдомским (докембрийским и допалеозойским) образованиям, хотя она охарактеризована одним и тем же специфичным комплексом органических остатков и имеет практически одинаковые изотопные датировки по глаукониту с юдомской свитой (Журавлева, Комар, 1962; Семихатов и др., 1963, 1967а).

Специфика этого комплекса была уточнена работами последних трех-четырёх лет. Л. И. Нарожных (1965, 1967) показала, что среди микрофитолитов юдомской свиты, помимо ранее известных (Журавлева, 1964), развиты представители новых форм и групп этих органических остатков, и отметила, что две формы везикуляритесов приурочены только к нижней ее подсвите. Важные данные сообщила З. А. Журавлева на Уфимском совещании по стратиграфии пограничных отложений декембрия и кембрия (май 1967 г.). В рамках IV комплекса фитолитов она обособила три подкомплекса и, опираясь на собранный авторами данной работы и И. Н. Крыловым материал, показала, что в юдомской свите первый подкомплекс приурочен к нижней, второй — к верхней подсвите, а третий местами появляется у кровли последней.

Строматолитовую характеристику юдомской свиты расширили Вл. А. Комар (1966), описавший здесь три новые формы, и И. Н. Крылов (1967б, 1968), который пришел к выводу, что строматолиты нижней части юдомских отложений близки к верхнерифейским, а верхней — по ряду морфологических признаков тяготеют к кембрийским. Эти формы, ранее описанные (Яковлев, 1934) как *Gymnosolen sibiricus* Jak., выделены И. Н. Крыловым (1968) в новую группу *Aldania*.

Строматолиты всей площади развития юдомской свиты явились объектом нашего изучения (Семихатов, Комар, Серебряков, 1967а). Эти работы показали, что свита заключает девять формальных видов строматолитов, неизвестных в ниже- или вышележащих отложениях. Часть этих видов обнаруживает закономерную приуроченность к определенным горизонтам юдомской свиты и ее аналогов в некоторых других районах Сибири. Все эти новые материалы не только полностью подтвердили данные о специфике строматолитов юдомского комплекса, но и позволили подойти к расчленению последнего на палеонтологической основе. Один из аспектов этой проблемы будет рассмотрен в настоящей работе.

* * *

Проведенный обзор показывает, что в ходе изучения юдомской свиты естественно выделяются три этапа.

В течение начального этапа (XIX в. — 30-е годы нашего века) в различных пунктах Учуро-Майского района были описаны разрезы наиболее характерных пород, включенных впоследствии в юдомскую свиту, и намечены первые еще во многом ошибочные сопоставления этих разрезов между собой. В то же время опубликованы указания на находки фауны в древних свитах района. Обобщение полученных материалов было дано О. В. Флеровой (1941).

Началом второго этапа можно считать выделение юдомской свиты в качестве самостоятельного подразделения (Ю. К. Дзевановский) и доказательство трансгрессивного ее залегания на более древних толщах

(В. А. Ярмолюк). Этот этап характеризовался постепенным установлением мнения о крайней литологической выдержанности юдомской свиты, с одной стороны, и об отсутствии в ней достоверных находок фауны — с другой. Тем не менее возраст юдомских отложений в те годы большинством геологов считался раннекембрийским. Полученные в течение второго этапа сведения о строении юдомской свиты были суммированы в двух томах «Стратиграфия СССР» (1963, 1965).

Наконец, третий этап, начавшийся в начале 60-х годов, характеризуется накоплением данных о фациальной изменчивости юдомских отложений, укреплением мнения об их докембрийском возрасте и, что особенно важно, выдвиганием на первый план палеонтологических методов расчленения и корреляции рассматриваемых толщ. Именно это последнее обстоятельство поставило юдомскую свиту, богато охарактеризованную микрофитолитами и строматолитами, на первый план среди прочих разновозрастных толщ. Все это объясняет тот пристальный интерес к вопросам стратиграфии и датировки описываемых отложений, который столь ярко проявляется в последние годы. Обобщению всех материалов, касающихся стратиграфии и строматолитов юдомской свиты, посвящена значительная часть предлагаемой работы.

Глава II

ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗОВ И ВОЗРАСТ ЮДОМСКОЙ СВИТЫ

Юдомская свита является одним из наиболее широко распространенных литостратиграфических подразделений докембрия Сибири. Расстояние между крайними ее выходами на севере, в бассейне р. Тыры, и на юге, в верховьях рек Учур и Маймакан, превышает 650 км, а с востока на запад она протягивается более чем на 750 км от верховьев р. Май и ее левых притоков до верхнего течения р. Алдан.

На этой гигантской территории располагаются такие крупнейшие структурные элементы юго-восточной Сибири, как Алданский щит, входящий на рассматриваемую территорию своими восточным и северо-восточным склонами, Учуро-Майская плита и Юдомо-Майский прогиб (Нужнов, Ярмолюк, 1959, 1963; Моралев, Ставцев, 1961; Беэр, 1965; Ставцев, 1965; Башарин, 1967; Нужнов, 1967; и др.). В пределах Учуро-Майской плиты выделяется ряд структур второго порядка; крупнейшей положительной структурой является Омнинское поднятие, занимающее междуречье Май, Учура и Большого Айма (см. рис. 5). Граница плиты и Юдомо-Майского прогиба определяется сложно построенной зоной крупных разломов, которые, кулисообразно подставляя друг друга, протягиваются в долготном направлении не менее чем на 600 км от истоков рек Челасин и Батомга на юге до р. Тыры на севере (см. рис. 5). В литературе эта зона получила название Нельканской. К востоку от нее располагается область переходной складчатости, возникшая на месте позднедокембрийского и раннепалеозойского Юдомо-Майского прогиба. Восточным ограничением последнего также служит зона крупнейшего разлома — Джугджурская (Беэр, 1965). В пределах прогиба в современной структуре выделяется ряд субмеридионально вытянутых кулисообразно расположенных блоков, которые в общем ступенчато погружаются к востоку и к северу, в результате чего интересующие нас отложения в среднем течении Юдомы, Аллах-Юня и в верховьях Белой скрываются под более молодыми толщами. Природа Юдомо-Майского прогиба трактуется весьма противоречиво. В позднем докембрии эта структура рассматривается как миогеосинклиналь (Нужнов, Ярмолюк, 1959, 1963; Беэр, 1965; Нужнов, 1967), как платформенный прогиб (Ставцев, 1965), как зона перикратонных опусканий (Косыгин и др., 1962; Башарин, 1967) или как авлакоген (Сулиди-Кондратьев, Козлов, 1966).

В пределах Учуро-Майской плиты, восточного и северо-восточного склона Алданского щита юдомская свита, участвуя в строении платформенного чехла, залегает очень полого, с общим незначительным погружением в северных румбах. Она обнажается здесь на обширной

территории на лево- и особенно на правобережье Май, в бассейне Аима, Учура и Алдана выше устья Учура. Ее выходы группируются здесь в протяженную полосу, которая в плане напоминает лежащую букву S. Эта полоса с трех сторон огибает Омнинское поднятие, расположенное в междуречье Май и Учура, и выходы архея в присводовой части Алданского щита.

В Юдомо-Майском прогибе юдомская свита дислоцирована значительно сильнее и наклонена обычно под углами 15—30°, а вблизи крупных разломов местами стоит «на головах» или даже запрокинута. Свита выходит здесь на поверхность в виде узких (2—4 км) протяженных полос, вытянутых в соответствии с общим простиранием толщ в субмеридиональном направлении, и реже слагает более значительные участки.

НИЖНЯЯ ГРАНИЦА ЮДОМСКОЙ СВИТЫ

Вопрос о характере нижней границы юдомской свиты, одно время оживленно дискутировавшийся в литературе (Дзевановский, 1943, 1946; Ярмолюк, 1946), уже давно для большей части района решен вполне однозначно. Работами В. А. Ярмолюка (1946), а позднее геологов Алданской экспедиции ВАГТа было показано, что в платформенной части Учуро-Майского района юдомская свита залегает на различных свитах рифея, начиная от кандыкской (верхний рифей) и кончая гонамской (нижний рифей). Последовательно срезая их с востока на запад, в низовьях Учура и в Учуро-Алданском междуречье юдомская свита непосредственно переходит на архей Алданского щита (Нужнов, Ярмолюк, 1963; Нужнов, 1967).

Трансгрессивный характер залегания юдомской свиты не вызывает сомнения и в северной части Юдомо-Майского прогиба. На схематической палеогеологической карте, составленной для предъюдомского среза (рис. 2), на этом участке отчетливо вырисовывается центриклинали юдомская свита залегает на различных горизонтах кандыкской свиты (бассейн р. Дьонэкээн и междуречье Чухоня и Белой), лахандинской свиты (восточные склоны Горностахской и Кыллахской гряд), а местами и на ципандинской свите (северное окончание Кыллахской гряды, истоки р. Чухоня, среднее течение р. Тыры).

К югу от рассмотренных районов, в бассейне рек Сгхары и Аллах-Юня, разрез доюдомских отложений наращивается за счет появления наиболее молодой верхнерифейской свиты — устькирбинской¹.

Однако предъюдомский перерыв здесь отчетливо устанавливается по местами сохранившейся доюдомской коре выветривания устькирбинских пород. На левом берегу р. Аллах-Юнь в урочище Чертово Улово в кровле последних под юдомскими доломитами, слагающими здесь базальные горизонты свиты, залегает 5—8-сантиметровый слой рыхлой рыжевато-бурой алевит-глинистой массы, в которой содержатся округлые и неправильные по форме включения белого и очень светло-серого цвета размером до 2—3 см по наибольшему измерению. Термический анализ этих включений, проведенный в ГИНе АН СССР В. А. Ерошевым-Шаком, показал, что они сложены преимущественно гиббситом.

Сложнее решается вопрос о характере нижней границы юдомской свиты в центральной части Юдомо-Майского прогиба, в бассейне р. Юдомы. А. К. Башарин и В. А. Самозванцев (1964) обратили внимание на то, что здесь эта свита повсеместно залегает на маломощной

¹ Сведения о составе, мощности и взаимоотношениях всех упоминаемых свит нижнего, среднего и верхнего рифея можно найти в работах С. В. Нужнова и В. А. Ярмолюка (1959, 1963), А. А. Беэра (1965), С. В. Нужнова (1967), Б. Г. Воронова и др. (1966) и в других публикациях.

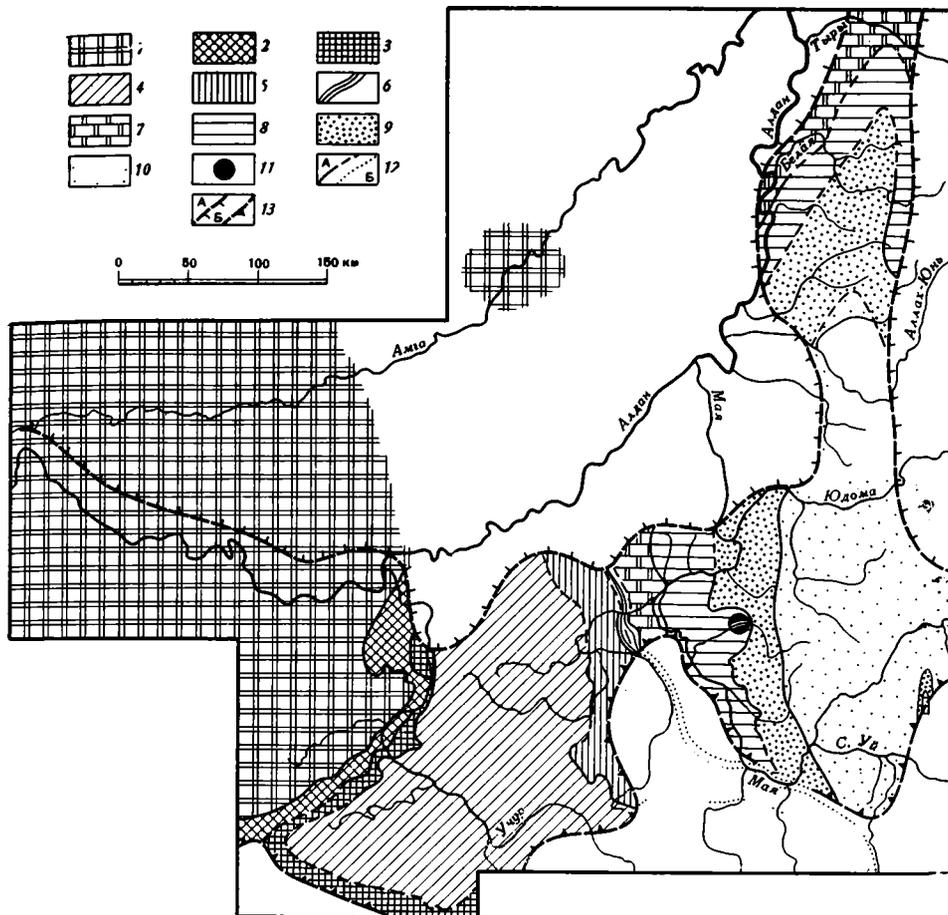


Рис. 2. Схематическая палеогеологическая карта Учуро-Майского района к началу юдомского времени. Составлена с использованием данных государственных геологических съемок и материалов по буровым скважинам в бассейне р. Амги

1 — архей; 2, 3 — нижний рифей (2 — гонамская свита, 3 — омахтинская свита); 4—7 — средний рифей (4 — эннинская свита, 5 — омнинская свита, 6 — малгинская свита, 7 — циладинская свита); 8 — средний-верхний рифей, лахандинская свита; 9, 10 — верхний рифей (9 — кандыжская свита, 10 — устькирбинская свита); 11 — нижнепротерозойские — верхнерифейские породы Ингилийской структуры; 12 — границы свит в доюдомском срезе (А) и в современном срезе (Б); 13 — границы области глубокого погружения юдомской свиты (А) и области отсутствия юдомской свиты в современном срезе (Б)

(5—10 м) пачке существенно красноцветных аргиллитов и алевролитов, которая подстилается мощной (до 2000 м) толщей таких же пород, но окрашенных в зелено-серые и серые тона. Отсутствие следов перерыва в основании юдомской свиты отмечает также А. А. Безр (1965, стр. 78) для более южного района — верховьев р. Май. Обратимся к рассмотрению нижнего контакта юдомской свиты, прекрасно вскрытого в интересующей нас зоне на правом берегу р. Юдомы, в 2,4 км ниже устья Улахан-Ылатыгы, в урочище Нууччалаах (рис. 3) и в 0,7 км ниже устья протоки Прокопенко (рис. 4). В основании свиты во всех этих пунктах прослеживается пачка желтовато- и светло-серых преимущественно кварцевых песчаников, которые в нижних 1—3 м представлены мелкозернистыми, а выше, кроме того, средне- и грубозернистыми разностями. Нижняя граница базального пласта песчаников повсюду резкая, местами слабо пологоволнистая. Верхние 0,5—2,5 см устькирбинских алевро-

литов и аргиллитов выглядят разрушенными и от подстилающих пород того же состава отличаются большей рыхлостью, бурой окраской, наличием мелких трещин, выполненных охристо-глинистой массой, которая легко растирается пальцами. Все это наводит на мысль о наличии предъюдомского перерыва. С другой стороны, неровности нижней границы базального пласта песчаников неотличимы от неровностей, наблюдаемых в основании любого вышележащего пласта этих пород, а прослеживание этой границы по простиранию на несколько метров (в урочище Нууччалаах даже на 80—90 м) показывает, что если она и срезает слои устькирбинских пород, глубина этого срезания не превышает нескольких сантиметров. Более того, в нижних 1—2 м юдомских песчаников у устья Улахан-Батыгы и в урочище Нууччалаах наблюдаются линзы зеленоватых тонкополосчатых алевролитов, чередующихся с такими же аргиллитами, т. е. породы, типичные для устькирбинской свиты.

Все сказанное приводит к выводу о том, что в пределах центральной части Юдомо-Майского прогиба юдомская свита залегает на устькирбинской с незначительным перерывом, а местами, возможно, и стратиграфически согласно.

В верховьях р. Маи непосредственный контакт устькирбинской и юдомской свит в обнажении не вскрывается, но по высыпкам между этими свитами устанавливается четкая граница — смена вишнево-красных полимиктовых песчаников устькирбинской свиты светло-серыми олигомиктовыми — юдомской. Наличие в нижней части юдомской свиты прослоев песчаников, очень сходных с устькирбинскими, как будто подкрепляет мнение А. А. Беэра (1965) об отсутствии здесь заметного предъюдомского перерыва. При движении же по р. Мае к более западным частям Юдомо-Майского прогиба можно видеть, как юдомские песчаники последовательно переходят на все более низкие горизонты устькирбинской свиты.

Графическим обобщением изложенных данных служит схематическая палеогеологическая карта, составленная нами для предъюдомского среза (см. рис. 2). Анализ этой карты не только показывает, что к началу юдомского времени оформились три главнейшие структуры региона — Алданский щит, Учуро-Майская плита и Юдомо-Майский прогиб, но и позволяет установить некоторые их особенности. Так, хорошо выделяется западная периферия Учуро-Майской плиты (верховья рек Большого и Малого Айма, среднее течение Учура), в которой, как показывают простейшие расчеты, рифейские толщи в предъюдомское время обладали ничтожным наклоном на восток, не превышающим 3—4'. С запада эта область обрамлялась узкой зоной, в которой происходило резкое увеличение глубины предъюдомского среза — выпадение омахтинской и гонамской свит. Здесь угол наклона подошвы последней в предъюдомское время составлял 35—45'. Далее к востоку глубина доюдомского среза довольно быстро уменьшается (появление в разрезе омнинской — кандыкской свит), обрисовывая восточный, погруженный край Учуро-Майской плиты. В его пределах углы доюдомского наклона рифейских свит с запада на восток возрастают от 15—20 до 35—40'. Однако наиболее быстрое погружение рифея (50'—1°) происходило в зоне сочленения Учуро-Майской плиты и Юдомо-Майского прогиба, где в разрезе появляются устькирбинские породы, служащие основанием юдомской свиты на большей части этого прогиба. Иными словами, к началу юдомского времени на рассматриваемой территории оформились обширные, погружавшиеся с запада на восток ступени, разделенные сравнительно узкими протяженными зонами относительно более быстрого изменения глубины предъюдомского среза. Ниже мы увидим, что каждая из таких ступеней в юдомское время выступала как своеобразная зона осадконакопления и характеризовалась своими типами разрезов.

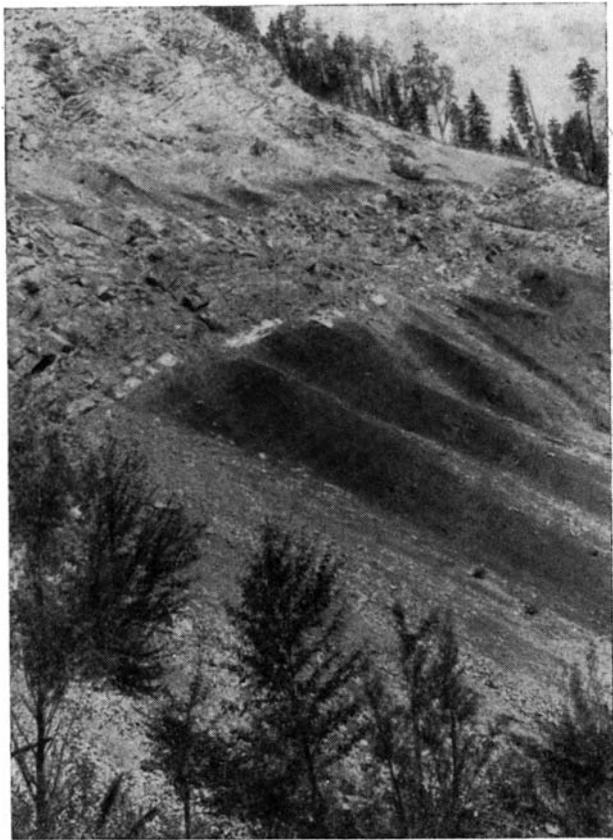


Рис. 3. Характер контакта устькирбинской свиты верхнего рифея и юдомской свиты (р. Юдома, урочище Нууччалаах)



Рис. 4. Налегание песчанников юдомской свиты на устькирбинские алевролиты (р. Юдома у протоки Прокопенко)

Краткая характеристика выделяемых нами шести типов разрезов юдомской свиты была дана ранее (Семихатов, Комар, Серебряков, 1967). Ниже приводится подробное описание разрезов, входящих в эти типы.

Юдомский тип разрезов

Отложения юдомского типа разрезов распространены в центральной и северной частях Юдомо-Майского прогиба, в западной приплатформенной его зоне. Они вскрываются в бассейне среднего течения р. Белой, на Кыллахской гряде, в бассейне р. Дьюнэкээн, в нижнем течении Аллах-Юня, в верховьях р. Хамны, в бассейне нижнего течения рек Юдомы и Кирбии (рис. 5). Для рассматриваемого типа характерно:

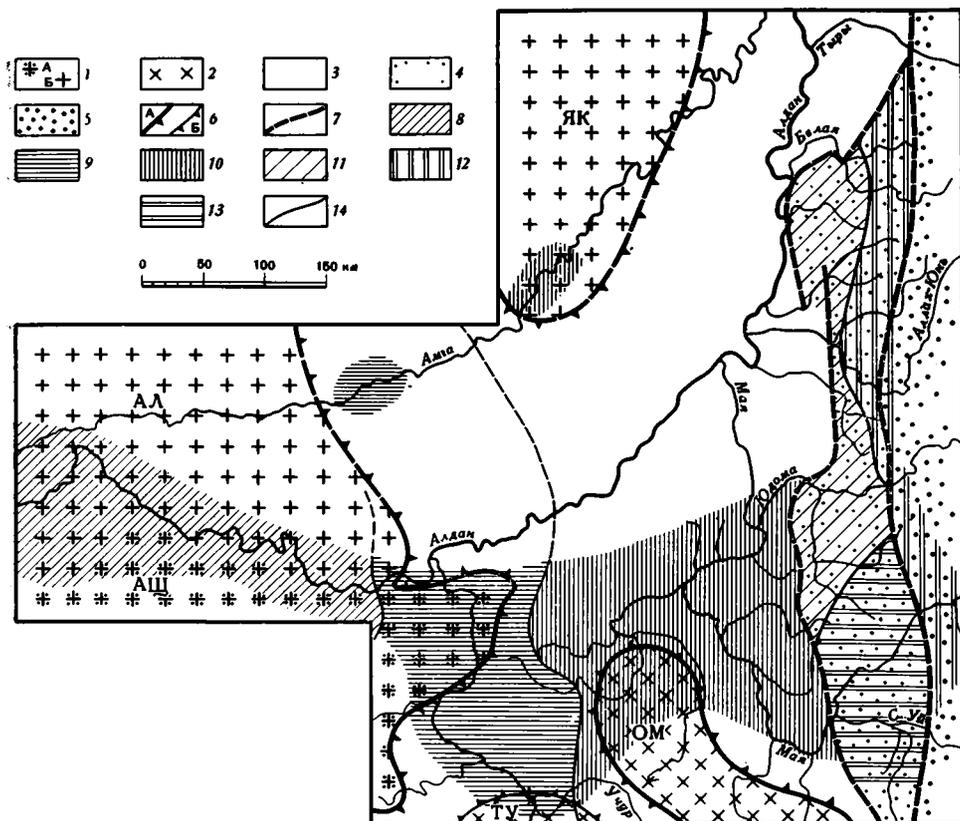


Рис. 5. Схема размещения типов разрезов юдомской свиты и основные структурные элементы бассейна среднего течения р. Алдан. Составлена с использованием данных С. В. Нужнова (1967) и К. Б. Мокшанцева и др. (1964).

1-5 — основные тектонические структуры района: 1А — Алданский шит (АЩ), 1Б — области приподнятого залегания фундамента в пределах Алдано-Ленского (АЛ) и Якутского (ЯК) поднятий, 2 — главнейшие поднятия в пределах Учуро-Майской плиты с выходами на поверхность пород фундамента (ОМ — Омнинское, ТУ — Тыркано-Уянское), 3 — впадины Учуро-Майской плиты, 4-5 — Юдомо-Майский прогиб (4 — внешняя зона, 5 — внутренняя зона); 6 — границы крупнейших положительных структур, выведенных на поверхность (А) и перекрытых чехлом фанерозойских пород (Б); 7 — границы плиты и прогиба, внешней и внутренней зон прогиба, совпадающие, соответственно, с Нельканским и Улаханбамским региональными разломами; 8-13 — типы разрезов юдомской свиты: 8 — алданский, 9 — учурский, 10 — среднемайский, 11 — юдомский, 12 — суордахский, 13 — верхнемайский; 14 — границы областей развития разрезов различных типов

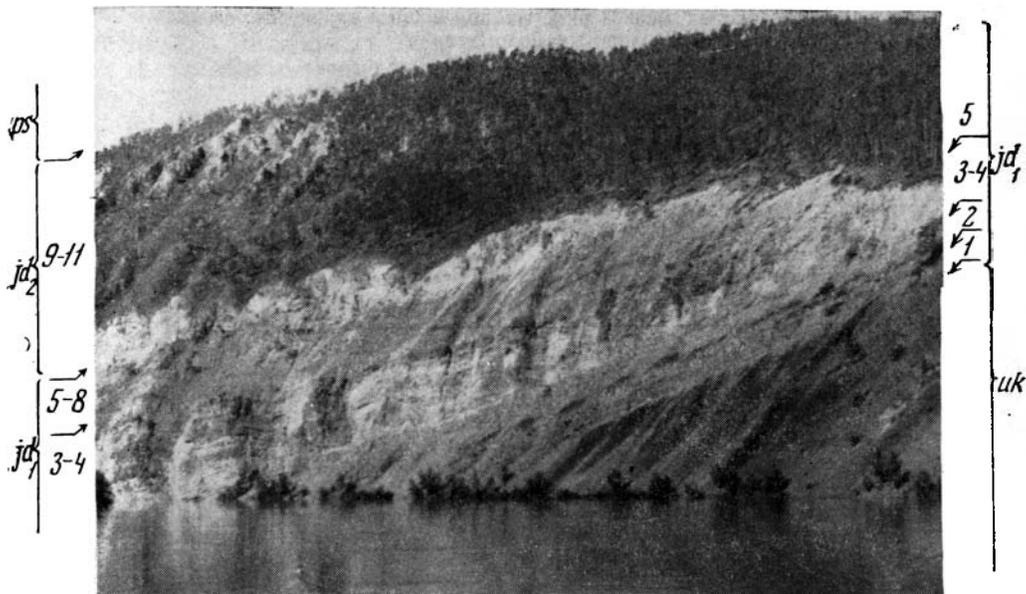


Рис. 6. Общий вид обнажения юдомской свиты в урочище Нууччалаах. Индексы: uk — устькирбинская свита; jd_1 и jd_2 — нижняя и верхняя подсвиты юдомской свиты; ps — пестроцветная свита. Арабские цифры отвечают номерам пачек в тексте

- 1) сравнительно однообразный карбонатный состав верхней подсвиты;
- 2) быстроизменяющийся сложный терригенно-карбонатный разрез нижней подсвиты;
- 3) наличие в нижней подсвите пачки пестроцветных кремнисто-карбонатных и кремнисто-глинисто-карбонатных пород, а также пачки черных битуминозных известняков.

В пределах области развития разрезов данного типа обнаженность свиты в большинстве участков хорошая; по Юдоме, Аллах-Юню, Белой, Алдану, Кэрби и другим рекам вскрывается ряд прекрасных, часто непрерывных ее разрезов. Лучший из них наблюдается по р. Юдоме в урочище Нууччалаах, где в одном обнажении видны вся юдомская свита от подошвы до кровли (рис. 6), а также подстилающие и перекрывающие ее породы.

Как мы увидим ниже, данный разрез совмещает в себе ряд черт, свойственных как юдомскому, так и среднемайскому типу разрезов, и служит одним из ключевых при их взаимной увязке. Учитывая все это, а также дефектность стратотипа (см. ниже), мы предлагаем рассматривать нууччалаахский разрез как гипостратотип юдомской свиты. Здесь по неровной, резкой границе на устькирбинских тонкослоистых алевролитах и аргиллитах залегают¹:

Мощность,
м

1. Песчаники светло-серые, реже темно-серые, сиреневые и зеленоватые, кварцевые, с кварцевым, гидрослюдистым и железистым цементом, косослонистые, в нижней части главным образом мелко- и среднезернистые, выше средне- и крупнозернистые, послойно обогащенные гравийным кварцевым материалом. В средней части — линзы и прослои темных тонкослоистых аргиллитов, редких доломитистых песчаников и тонкозернистых песчаных доломитов 11,5—12
2. Аргиллиты темно-серые, тонкоплитчатые (до листоватых), с мелкими линзами серых алевролитов и прослоями (1—10 см) серых и дымчато-

¹ Все разрезы, приведенные в данной работе, описаны снизу вверх.

серых волнистослоистых мелкозернистых полевошпат-кварцевых песчаников, а у кровли — и песчанистых доломитов	6—6,5
3. Доломиты частично слабоизвестковистые, серые, голубовато-серые, микро- и тонкозернистые, с неясной волнистой или ровной слоистостью, участками содержащие обильные, но плохо сохранившиеся микрофитолиты <i>Vesicularites concretus</i> Z. Zhur., <i>Ves. rectus</i> Z. Zhur. и <i>Ves. porrectus</i> Z. Zhur. В верхней части — прослой в 1—20 см и линзы доломитистых темных аргиллитов, алевролитов и глинистых доломитов	30—33
4. Песчаники светло-серые и серые, мелко- и среднезернистые, кварцевые, доломитистые, с прослоями и линзами песчанистых, часто микрофитолитовых доломитов, наиболее многочисленными у основания; они образуют переходный горизонт мощностью до 11 м. У кровли — метровый пласт серых доломитов с обильным глаукоцитом и редкими биогермами строматолитов <i>Voxonia grumulosa</i> Kom. и катаграфиями <i>Vesicularites concretus</i> Z. Zhur.	7—8
5. Доломиты зеленовато-серые, желтеющие при выветривании, микрозернистые, фарфоровидные, слабокремнистые, с тонкой волнистой слоистостью, разделенные на слои в 10—30 см более тонкими прослоями зеленовато-серых, а у кровли и вишнево-красных аргиллитов	9—10
6. Аргиллиты темные, зеленовато-серые, оливковые и серые, кремнистые, тонкослоистые, тонкоплитчатые до листоватых, в нижней части с прослоями и линзами таких же алевролитов и пластами доломитов, сходных с вышеописанными и темно-серых, слабобитуминозных. В средней части — 2,5-метровый монокристаллический пласт серых песчанистых косослоистых доломитов, местами переходящих в песчаники. Отсюда определены <i>Vesicularites rectus</i> Z. Zhur., <i>Volvatella vadosa</i> Z. Zhur.	18
7. Доломиты, сходные с описанными в слое 5, строматолитовые, с прослоями и линзами темных аргиллитов и серых глинистых известняков с крупными катаграфиями <i>Vesicularites rectus</i> Z. Zhur. и строматолитами <i>Jurusania judomica</i> Kom. et Semikh.	3,5—4
8. Известняки темно-серые до черных, доломитистые, тонкоплитчатые до листоватых, со слабым запахом битума, с миллиметровыми линзами более светлых разностей	2,5
9. Доломиты серые и светло-серые, мелкозернистые, у основания сахаровидные, искристые, выше песчанистые, иногда косослоистые, с большим количеством плохо сохранившихся катаграфий <i>Vesicularites concretus</i> Z. Zhur.	35—40
10. Доломиты частично слабоизвестковистые, светло-серые, изредка с розоватым оттенком, средне- и мелкозернистые, сахаровидные, искристые, массивные, в отдельных неясно ограниченных пластах с мелкими прослойно вытянутыми порами, а иногда с грубой косою слоистостью. Редкие линзы и секущие прожилки кварца	150—170
11. Известняки и доломитистые известняки, светло-серые и палевосерые, тонко- и мелкозернистые, с линзами и неправильной формы телами внешне сходных доломитов	16—18

Суммарная мощность описанных пород 290—320 м; стратиграфически выше согласно залегают пятнистые, зеленовато- и розовато-серые известняки пестроцветной свиты, содержащие редкие остатки *Hyolithellus* sp.

В приведенном разрезе в общем виде выделяются две части: одна из них, характеризующаяся относительной пестротой состава, объединяет слои 1—8, а другая, отличающаяся гораздо более монотонным и, как увидим ниже, выдержанным составом, обнимает пачки 9—11. Аналоги этих двух толщ с большей или меньшей уверенностью могут быть выделены на всей территории Учуро-Майского района; мы рассматриваем их в качестве подбит юдомской свиты.

Описанные отложения слагают восточное крыло синклинали складки, ядро которой выполнено породами пестроцветной и инниканской свит. На западном крыле этой структуры, ниже устья протоки Прокопенко, в разрезе юдомской свиты мощность нижней пачки доломитов (аналог слоя 3 приведенного разреза) возрастает до 40—41 м и в ней несколько увеличивается количество аргиллитов, а пестроцветная «кремнистая» пачка (слои 5—7) в значительной мере замещается

листоватыми аргиллитами и алевролитами, тогда как присутствующие здесь доломиты становятся сильнопесчанистыми.

Несколько западнее, в приустьевой части р. Кирбии (рис. 7), происходят дальнейшие изменения строения юдомской свиты. Базальная терригенная и налегающая на нее доломитовая толща здесь увеличиваются в мощности соответственно до 22—26 и 50—55 м, и в доломитовой толще еще возрастает количество аргиллитов и песчанистых доломитов. Последние образуют ряд неясно обособленных пластов, в которых терригенный материал либо обогащает отдельные прослои, либо подчеркивает косую слоистость пород. Стратиграфически выше у устья р. Кирбии залегает плохо обнаженная 15—18-метровая пачка пестроцветных доломитистых аргиллитов и алевролитов с прослоями доломитов и 2—3-метровый пласт черных битуминозных, тонкоплитчатых известняков, подстилающий верхнеюдомскую подсвиту. В ее основании залегает небольшой пласт искристых светлых доломитов, который перекрывается 45—50-метровой толщей светло-серых и коричневато-серых мелкозернистых, сахаровидных катаграфиевых (*Vesicularites concretus* Z. Zhug., *Ves. bothrydioformis* (Краснопр.), обычно косослоистых доломитов, в различной степени обогащенных песчаным материалом. Наибольшее его количество отмечается у кровли толщи, где выделяется монолитный 2-метровый пласт доломитистых песчаников, и в нижних ее 20—25 м, где доминируют песчанистые доломиты, в отдельных линзах и пластах переходящие в разнородные доломитистые песчаники с линзами сливных кварцевых разностей. Все перечисленные породы содержат зерна глауконита, наиболее частые в песчаниках, венчающих толщу.

Выше этих песчаников залегает однообразная толща очень светлых, иногда розоватых, средне-мелкозернистых искристых доломитов, в нижней части с множеством согласных и секущих прожилков кварца. Эти доломиты достигают 140—155 м мощности и слагают основную часть разреза верхнеюдомской подсвиты. Верхние ее 30—32 м, как и в ранее описанном разрезе, представлены очень светло-серыми тонкозернистыми известняками. На них налегают пестрые глинистые известняки пестроцветной свиты. Общая мощность юдомской свиты в приустьевой части р. Кирбии составляет 290—310 м, из них на нижнюю подсвиту приходится около 100 м.

В 15—16 км к западу от только что приведенного разреза, в зоне Нельканского разлома на левобережье р. Кирбии, в юдомской свите выделяются те же пачки, но мощности их заметно возрастают, а строение несколько меняется (см. рис. 7). Наиболее заметно дальнейшее обогащение нижнеюдомской подсвиты серыми аргиллитами и увеличение количества песчаного материала в верхнеюдомской толще песчанистых микрофитолитовых доломитов. Как мы увидим ниже, эта толща и подстилающий ее пласт искристых доломитов являются характерными членами юдомской свиты в разрезах среднемайского типа и служат надежным связующим звеном между последним и юдомским типом.

Из приведенных данных следует, что к западу от урочища Нууччалаах происходит постепенное «разбавление» нижнеюдомских терригенной, доломитовой и кремнистой пачек темными аргиллитами, а в основании верхней подсвиты все более четко обособляется толща микрофитолитовых песчанистых доломитов и песчаников, содержащих глауконит.

К востоку от приведенных разрезов наблюдаются противоположные изменения. Восточнее урочища Нууччалаах, по р. Юдоме у устья р. Тыаллаах, базальная терригенная пачка (9—11 м) целиком замещается песчаниками, а в вышележащей пачке доломитов количество песчаного материала и глауконита, напротив, сокращается; у ее кровли, как и в других разрезах, встречаются обособленные биогермы *Boxonia granulosa* Кот. Пестроцветная кремнистая пачка здесь имеет трехчленное

строение. Нижняя ее часть (16—17 м) сложена голубовато- и дымчато-серыми, а в верхних 4 м и вишневыми микрозернистыми фарфоровидными кремнистыми доломитами, среди которых залегают подчиненные прослои (от 1—2 до 30—40 см) табачных и оливковых кремнисто-карбонатных аргиллитов. Доломиты содержат примесь алевроитового материала и редкие мелкие линзочки кремней, расположение которых подчеркивает тонкую волнистую, косоволнистую или горизонтальную слоистость пород. Средняя часть пачки (18—19 м) сложена главным образом доломитистыми аргиллитами. Доломиты среди них образуют лишь несколько прослоев у основания и монолитный пласт в средней части. Здесь они представлены песчанистыми косослоистыми разностями строматолитами *Jurusania judomica* Kom. et Semikh. Верхняя часть описываемой пачки близка к ее нижней части, хотя здесь преобладают горизонтальнослоистые породы, содержащие строматолиты *J. judomica*. Стратиграфически выше, венчая разрез нижней подсвиты, залегают зеленовато-серые слабобитуминозные доломитистые известняки (4—6 м). Верхняя подсвита у устья р. Тыаллаах начинается 20—25-метровой толщей светло-серых мелкозернистых доломитов, содержащих очень небольшую примесь обломочного материала и заключающих редкие везикуляриты. Вверх по разрезу эта толща постепенно переходит в обычные для верхнеюдомской подсвиты светло-серые мелкозернистые массивные доломиты. Средние горизонты подсвиты здесь не обнажены, а верхние представлены тонкозернистыми светлыми известняками, на которые налегают породы пестроцветной свиты: зеленоватые и кремновые узловатые глауконитовые известняки. В нижних их 16—17 м содержатся неопределимые остатки фауны, а выше — ископаемые подзоны *Lapworthella bella* (зона *Dokidocgathus regularis*)¹.

Разрез по правому склону долины р. Юдомы у устья рч. Юргююр (см. рис. 7) иллюстрирует дальнейшие изменения строения свиты в восточном направлении. В составе нижней подсвиты здесь происходит некоторое увеличение мощности базальной терригенной пачки, резкая редукция и опесчанивание вышележащих доломитов, частичное замещение аргиллито-доломитовой кремнистой пачки кремнистыми доломитами и сильное увеличение мощности пачки битуминозных известняков (до 18—20 м). Базальные горизонты верхней подсвиты у устья рч. Юргююр уже не отличаются песчанистым характером и обогащением микрофитолиита-

¹ Списки фауны из пестроцветной свиты приводятся ниже (стр. 80).

Рис. 7. Схема сопоставления разрезов юдомской свиты одноименного типа по р. Юдоме

Условные обозначения к рис. 7. 9—16

1 — яснозернистые доломиты и известковистые доломиты; 2 — неяснозернистые доломиты и известковистые доломиты; 3 — темноцветные битуминозные и глинисто-битуминозные доломиты; 4 — известняки и доломитистые известняки; 5 — темноцветные битуминозные и глинисто-битуминозные известняки (на четырех средних колонках рис. 7 вместо знака битуминозных известняков ошибочно показан знак битуминозных доломитов); 6 — кремнисто-доломитовые и глинисто-кремнисто-доломитовые породы; 7 — песчанистые доломиты; 8 — песчаники с доломитовым цементом и доломитистые песчаники; 9 — песчаники кварцевые, преимущественно мелко-среднезернистые; 10 — песчаники кварцевые, преимущественно грубо- и крупнозернистые с гравелитами; 11 — песчаники кварцевые и полевошпат-кварцевые, преимущественно мелко- и среднезернистые; 12 — песчаники кварцевые и полевошпат-кварцевые, преимущественно крупно- и грубозернистые с гравелитами и конгломератами; 13 — аргиллиты; 14 — алевролиты; 15 — строматолитовые известняки и доломиты; 16 — онколитовые доломиты; 17 — катаграфиевые доломиты и известняки; 18 — известняки и доломиты со стяжениями и линзами кремней; 19 — включения глауконита; 20 — образования, подстилающие юдомскую свиту; 21 — отложения пестроцветной свиты. Индексами в кружках обозначены: Ag — архей; γ — нижнепротерозойские граниты; свиты: ep — энинская, ml — малгинская, zp — ципандинская, lh — лахандинская, kp — кандыкская, uk — устькирбинская; 22 — границы: а — свит и подсвит, б — пачек

ми, тогда как мощность светлых известняков, венчающих разрез свиты, здесь сильно увеличивается и достигает 130—160 м. Интересной особенностью юргюрского разреза является то, что стратиграфически выше упомянутых известняков после небольшого (10—12 м по склону) необнаженного промезутка выступают известняки с остатками трилобитов среднего кембрия: *Phalacroma calva* Pokr., *Liastracus granulatus* Pokr. Породы пестроцветной свиты здесь, вероятно, уничтожены предсреднекембрийским размывом.

Наметившиеся в юргюрском разрезе тенденции в изменении юдомских пород получают дальнейшее развитие в крайнем восточном разрезе свиты, вскрытом по р. Юдоме. Здесь, у устья р. Улахан-Ыатыгы, на устькирбинских отложениях залегают:

	Мощность, м
1. Светло-серые и желтоватые мелко- и среднезернистые песчаники, в нижней части кварцевые, горизонтальнослоистые, с редкими прослоями алевролитов и аргиллитов, а в верхней — полевошпат-кварцевые, косо- и волнистослоистые, с линзами и маломощными (1—4 см) прослоями грубозернистых песчаников и гравелитов	15—16
2. Голубовато-серые и серые тонкозернистые доломиты, послойно обогащенные кварцевым песчаным материалом и в отдельных тонких (0,3—0,5 см) прослоях переходящие в доломитистые песчаники	4
3. Кирпично-красные, бурые, серовато-зеленые, иногда пятнистые кремнистые доломиты, образующие монолитные слои в 5—20 см, разделенные примазками и тонкими (до 5—7 см) прослоями кремнистых карбонатных аргиллитов	12—14
4. Дымчато-серые и серые тонкозернистые, иногда окремненные доломиты, обладающие нечеткой слоистостью и местами содержащие множество мелких кристалликов пирита	22—24
5. Черные битуминозные микро- среднезернистые известняки, расслаивающиеся по тончайшим глинистым примазкам на ровные плитки толщиной от 1—2 до 10—15 мм. У кровли линзы серых доломитистых известняков, количество которых вверх увеличивается. В них встречаются <i>Vesicularites concretus</i> Z. Zhur	30—31
6. Доломиты светло-серые и серые, мелко- и среднезернистые, сахаровидные, искристые, массивные, иногда со стяжениями серых кремней и отдельными прослоями желтоватых тонкозернистых доломитов. В 100 м от основания редкие строматолиты <i>Gongylina nodulosa</i> Kom. et Semikh.	200—220
7. Светло-серые и серые тонкозернистые массивные известняки в нижней части с пластами (1—3 м) светлых доломитов, а у кровли — с тонкими прослоями и линзами темных битуминозных известняков. В 60—65, 12—10 и 3,5 м от кровли обнаружены многочисленные трубки <i>Anabarites trisulcatus</i> Miss.	60—65

Суммарная мощность описанных пород — 350—370 м, в том числе верхнеюдомских — 260—280 м. Стратиграфически выше по ясной границе залегают отложения пестроцветной свиты: голубовато-зеленые глауконитовые массивные известняки, содержащие в основании редкие хиолиты нижней части томмотского яруса.

Сравнивая приведенные разрезы нижнеюдомской подсвиты (см. рис. 7), можно легко заметить, что в ней в общем виде выделяются четыре пачки: 1 — базальная терригенная; 2 — темных неяснозернистых доломитов; 3 — кремнистых, обычно пестроцветных доломитов и аргиллитов; 4 — черных битуминозных, обычно тонкоплитчатых известняков. Вкрест простирания структур с востока на запад в строении этих пачек происходят существенные изменения. Базальная пачка, представленная на востоке песчаниками, в западном направлении обогащается алевролитами и аргиллитами и несколько увеличивается в мощности. Доломитовая пачка, имеющая у устья Улахан-Ыатыгы мощность всего 4 м, на западе увеличивается до 50—60 м и включает заметное количество аргиллитов, а у кровли — пласт песчаников и строматолитовых глауконитовых доломитов. Пестроцветная кремнистая пачка, в своем типичном

виде выраженная лишь в восточных разрезах, на западе обогащается аргиллитами, а также доломитами, лишенными ощутимой примеси кремнезема; около устья Улахан-Ыатыгы, у кровли пачки появляется горизонт массивных, также слабокремнистых доломитов. Все это сопровождается увеличением мощности кремнистой пачки к западу. Напротив, пачка битуминозных известняков, венчающая резрез подсвиты, резко редуцируется к западу (от 30 до 3—6 м), что сопровождается замещением тонкоплитчатых пород толстоплитчатыми.

Несмотря на резкие колебания мощностей перечисленных пачек, общая мощность нижнеюдомской подсвиты по р. Юдоме меняется мало (90—130 м). Это позволяет думать, что упомянутые пачки представляют собой не столько стратиграфические, сколько фациальные подразделения, скользящие по разрезу и меняющие свой объем. Более стабильной представляется граница между нижней и верхней подсвитами. Она отвечает резкой литологической смене пород (битуминозные известняки — светлые, сахаровидные доломиты) и отделяет сложно построенный изменчивый комплекс нижней подсвиты от более выдержанного и однородного комплекса верхней, т. е. отражает собою момент значительной нивелировки фациальных условий юдомского бассейна. Можно думать, что такая нивелировка на обширной территории происходила геологически одновременно. Фациальные изменения в верхней подсвите сводятся к резким изменениям от места к месту соотношения мощностей известняков и доломитов и к зарождению и обособлению у основания подсвиты в западных разрезах специфической толщи песчаных и микрофитолитовых доломитов с глауконитом. Все эти изменения свиты маркируют собой переход к новому типу ее строения, который будет описан ниже как среднемайский.

Палеонтологическая характеристика перечисленных подразделений в типовых разрезах по р. Юдоме довольно бедная, причем большая часть находок строматолитов и микрофитолитов происходит из западных районов. В пачке темных доломитов, налегающих на базальные песчаники и алевролиты, содержатся редкие строматолиты *Boxonia granulosa* Kom. (разрезы в урочище Нууччалаах, в протоке Прокопенко и в 1,5 км выше устья р. Тыгллаах), *Jurusania judomica* Kom. et Semikh. (у кровли пачки в 1,5 км выше устья р. Тыгллаах и в протоке Прокопенко), а также микрофитолиты *Vesicularites concretus* Z. Zhur., *Ves. rectus* Z. Zhur. (урочище Нууччалаах, около устья Тыгллааха, в приустьевой части р. Кирбии) и *Ves. perrectus* Z. Zhur. (урочище Нууччалаах).

В кремнистой толще известны строматолиты *Jurusania judomica* (урочище Нууччалаах, протока Прокопенко, у устья р. Тыгллаах и в 1,5 км выше него) и микрофитолиты *Vesicularites rectus*, *Ves. concretus* (урочище Нууччалаах, у устья р. Тыгллаах). В вышележащей толще известняков определены лишь редкие *Ves. concretus* (у устья рч. Юргюр и р. Улахан-Ыатыгы).

В верхнеюдомской подсвите микрофитолиты в значительном количестве встречаются только в западных ее разрезах: в урочище Нууччалаах, в протоке Прокопенко, в приустьевой части р. Кирбии. Отсюда определены *Ves. concretus*, а в последнем разрезе, кроме того, редкие *Ves. bothrydioformis* (Краспор.) и единичные *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur. Средняя часть подсвиты содержит лишь *Gongillina nodulosa* Kom. et Semikh. (у устья Улахан-Ыатыгы), а из верхней, известняковой ее пачки известны только *Nubecularites antis* Z. Zhur. (у устья р. Тыгллаах), *Vesicularites concretus* Z. Zhur. (у устья Юргюра) и трубки полихет *Anabarites trisulcatus* Miss. (у устья р. Улахан-Ыатыгы).

К северу от р. Юдомы выходы отложений рассматриваемого типа наблюдаются лишь в сравнительно узкой полосе, тяготеющей к зоне

крупных разломов, разграничивающих Юдомо-Майский прогиб и Учуро-Майскую плиту (см. рис. 5). Здесь в юдомской свите вкрест простирающихся структур происходят более быстрые фашиальные изменения, для иллюстрации которых рассмотрим строение свиты по двум пересечениям: от северной оконечности Кыллахской гряды по р. Белой и от южной оконечности этой гряды по рекам Дьюнэкээн и Аллах-Юнь.

На севере Кыллахской гряды великолепные разрезы юдомской свиты можно наблюдать на правом берегу Алдана в 12 км выше устья р. Белой. Здесь по резкой пологоволнистой границе на доломитах ципандинской свиты залегают:

	Мощность, м
1. Песчаники серые и темно-серые, от средне- до крупнозернистых, полевошпат-кварцевые, толстоплитчатые, косослоистые, с прослоями и линзами до 50—80 см кварцевых гравелитов. В основании — прослой алевролитов, а в средней части — красно-бурых песчаников (1—1,5 м)	15
2. Аргиллиты темно-серые и зеленовато-серые, листоватые с редкими прослоями (10—20 см) темно-серых, слоистых алевролитов	6—7
3. Доломиты серые и коричневатые-серые, тонко- и мелкозернистые, грубоплитчатые или массивные, местами косослоистые, частично микрофитолитовые (<i>Vesicularites concretus</i> Z. Zhur., <i>Ves. lobatus</i> Z. Zhur., <i>Ves. filiformis</i> Z. Zhur., <i>Ambigolamellatus horridus</i> Z. Zhur.), редкие <i>Volvatella zonalis</i> Nag.), в нижних 8—10 и верхних 1—1,5 м — песчаные, переходящие участками в доломитистые песчаники. В верхних 6 м множество строматолитов <i>Voxomia grumulosa</i> Kom. У кровли пачки среди песчаников и песчаных доломитов присутствуют глауконитовые разности	28—30
4. Доломиты пестроцветные, кремнистые, чередующиеся с кремнисто-карбонатными аргиллитами. Доломиты зеленовато-серые, оливковые, реже вишневые, при выветривании покрывающиеся оранжевой коркой, фарфоровидные, мелкозернистые с тонкой горизонтальной или волнистой слоистостью, с ровной пластовой отдельностью (20—80 см), иногда с глауконитом. В нижних 40—42 м доломиты содержат многочисленные линзы и прослои (1—30 мм) серых кремней, иногда составляющие до 60—70% породы. Аргиллиты окрашены в красно-бурые, реже в зеленовато-серые тона. Они образуют прослои толщиной от нескольких сантиметров до 50—80 см, которые вверх по разрезу увеличиваются в мощности, сгущаются и в верхних 7—8 м полностью вытесняют доломиты. В 15 м от основания встречены пласты строматолитовых доломитов с <i>Jurusania judomica</i> Kom. et Semikh.	60—65
5. Известняки и доломитистые известняки, серые и коричневатые-серые, иногда розоватые или оливковые, тонкозернистые, плитчатые, часто линзовидно-слоистые, в нижней части слабо окремненные, содержащие редкие <i>Nubecularites abustus</i> Z. Zhur., <i>Vesicularites coneretus</i> Z. Zhur. Этот пласт известняков прекрасно выделяется в рельефе по всей Кыллахской гряде (рис. 8) и служит местным маркирующим горизонтом	25—30
6. Известняки сажисто-черные, светлеющие при выветривании, преимущественно мелкозернистые, битуминозные, тонкоплитчатые (0,5—5 см), с тонкой волнистой слоистостью, с редкими мелкими линзочками черных кремней и прослоями более светлых, тонкозернистых известняков	Видимая около 20

Ранее описанные породы рассматривались в составе лахандинской свиты среднего рифея (Башарин, 1967; А. И. Гусев, И. Г. Шаповалова и др.); их юдомский возраст доказан авторами (Комар и др., 1968). Верхние горизонты битуминозных известняков в приведенном разрезе срезаны пологим надвигом, по которому они граничат с песчаниками среднего рифея. Полный разрез этой пачки (33—35 м), венчающей нижнюю подсвиту, и переход к вышележащей верхнеюдомской подсвите удается наблюдать несколько выше по Алдану, у устья р. Дьиз-Аппа. Стратиграфически выше по четкой границе здесь залегают светло-серые, массивные мелкозернистые сахаровидные доломиты (45—50 м), местами с причудливыми инкрустациями кварца, а затем небольшая (6—7 м) пачка светло-серых, тонкозернистых, толстоплитчатых известняков, на



Рис. 8. Выходы пачки коричневато-серых известняков нижней подсвиты юдомской свиты в центральной части Кыллахской гряды

которую налегают бурые и голубовато-серые, узловатые глауконитовые известняки пестроцветной свиты. Таким образом, общая мощность верхнеюдомской подсвиты здесь всего 50—55 м, а нижней — 170—180 м. Таких соотношений мощностей подсвит мы не видели ни в одном из ранее приведенных разрезов.

Описанные выше пачки, заметно не меняя своего строения и мощности, прослеживаются по простиранию Кыллахской гряды вплоть до бассейна р. Кэрби. В основании пестроцветной свиты, согласно перекрывающей юдомскую, на правом склоне долины Алдана, в 2,3 км выше устья р. Дыз-Аппа, найдены ископаемые зоны *Ajacyathus sunnaginicus* — *Tiksitheca licis*, а по р. Кэрби, выше устья Сюрэх-Юрях, кроме того, — массовые *Anabarites trisulcatus* Miss.

К югу от р. Кэрби мощность верхнеюдомской подсвиты возрастает, и на юго-восточном окончании Кыллахской гряды превышает 180 м (доломиты более 150 м, известняки около 30 м). Нижнеюдомская подсвита здесь построена так же, как в северной части Кыллахской гряды, но мощность доломитовой пачки возрастает до 40—45 м при одновременном сокращении кремнистой до 32—35 м.

Разрезы юдомской свиты, вскрытые в Кыллахской гряде, хотя и имеют ряд специфических особенностей, совмещают в себе черты, свойственные, с одной стороны, восточным разрезам р. Юдомы, с другой — западным. В самом деле, общая последовательность пород здесь полностью отвечает последовательности наблюдаемой у устья р. Улахан-Батыгы, тогда как появление аргиллитов в базальной терригенной пачке, значительная мощность вышележащей пачки доломитов, присутствие в ней песчанистых, глауконитовых, а также строматолитовых и микрофитолитовых разностей сближают кыллахский разрез с разрезом нижнего течения Юдомы. Вместе с тем сравниваемые разрезы ясно различаются значительным увеличением мощности нижней подсвиты и резкой редукцией верхнеюдомской подсвиты в Кыллахской гряде. Постепенные переходы к пестроцветной свите и наличие в кровле верхнеюдом-

ских пород пачки известняков не позволяют объяснять эту редукцию трансгрессивным залеганием нижнего кембрия.

Значительные мощности нижней подсвиты при резком сокращении верхней характерны и для других районов северной части Юдомо-Майского прогиба. Для примера приведем разрез по правому берегу р. Белой, в 3,5 км выше устья р. Мутулы. На красноцветных строматолитовых известняках верхнерифейской части лахандинской свиты здесь залегают:

	Мощность, м
1. Песчаники серые, желтовато- и красновато-серые, полевошпат-кварцевые, от мелко- до грубозернистых, с грубой косою слоистостью	8—10
2. Доломиты светло-серые, микрозернистые, фарфоровидные, толстоплитчатые, с тонкой волнистой слоистостью, с линзами (до 5 см толщиной) темных кремней. Редкие <i>Vesicularites lobatus</i> Z. Zhur., <i>Ves. enormis</i> Z. Zhur.	75—85
3. Песчаники серые, существенно кварцевые, резко гетерозернистые (от мелко- до грубозернистых), с грубой косою слоистостью, сливные, с кварцевым регенерационным цементом. В верхних 40—45 м пласты (до 4—5 м) песчаники микрофитолитовых и строматолитовых доломитов, содержащих <i>Voxonia grumulosa</i> Kom., <i>Vesicularites concretus</i> Z. Zhur. У кровли отдельные прослои песчаников содержат глауконит	87—95
4. Кремнистые доломиты в нижних 28—32 м и верхних 8—9 м светлого, зеленовато- и синевато-серого цвета, грубоплитчатые, с частыми прослоями и линзами кремней, в средней части коричневатокрасные, комковатые с прослоями глинистых разностей и кремнистых аргиллитов	70—73
5. Известняки светло-серые и зеленовато-серые, в нижней части доломитистые, массивные, в средней части содержащие глауконит и тонкие (2—5 см) прослои листоватых мергелей	21—24

На породы пачки 5 с постепенным переходом налегает толща красноцветных глинистых известняков, в 40 м от подошвы содержащих остатки хиолитов плохой сохранности, а выше (Башарин и др., 1968) — определяемые остатки хиолиотов и трилобитов. По подошве этой толщи мы условно проводим границу юдомской и пестроцветной свит. Таким образом, общая мощность юдомской свиты у устья р. Мутулы — 265—275 м, а верхней ее подсвиты (слой 5) — всего 21—24 м.

Приведенный разрез, наряду с несомненными чертами сходства с кыллахским, обнаруживает по сравнению с ним и ряд важных особенностей (рис. 9): 1) мощность базальной терригенной пачки у устья Мутулы сильно сокращается; 2) вышележащие доломиты, напротив, резко увеличиваются в мощности, в них появляются кремни, а в кровле обособляется самостоятельная пачка песчаников с прослоями доломитов и глауконитом. В кыллахском разрезе, по-видимому, присутствуют лишь «хвосты» этой пачки, представленные песчанистыми доломитами с глауконитом, венчающими доломитовую толщу; 3) кремнистая пачка, несколько увеличиваясь в мощности, выходит к кровле нижней подсвиты, вероятно, замещая собою две вышележащие пачки известняков кыллахского разреза; 4) верхнеюдомская подсвита у устья Мутулы не только сокращается в мощности, но и целиком замещается известняками, внешне сходными с одноименными породами пестроцветной свиты.

Подобный же разрез юдомской свиты вскрывается выше по р. Белой, по обоим склонам ее долины у устья р. Тарыннаах. Здесь наблюдается лишь замещение верхней части нижнеюдомской карбонатной толщи известняками и резкое сокращение мощности вышележащей доломитопесчаниковой пачки, что сопровождается увеличением в ее составе количества доломитов, в том числе строматолитовых с *Voxonia grumulosa* Kom. Мощность кремнистой пачки и верхней подсвиты в данном разрезе достоверно определить не удастся из-за множества мелких тектонических нарушений.

Верховье р. Хангы
(по данным В. А. Самоздан-
цева и др., 1960г.)

р. Алдан
12 км выше устья р. Белой

р. Белая
в 4 км выше устья рч Мутулла

р. Аллах-Нунь
у устья М. Сазары

р. Белая
в районе устья р. Тарыннага

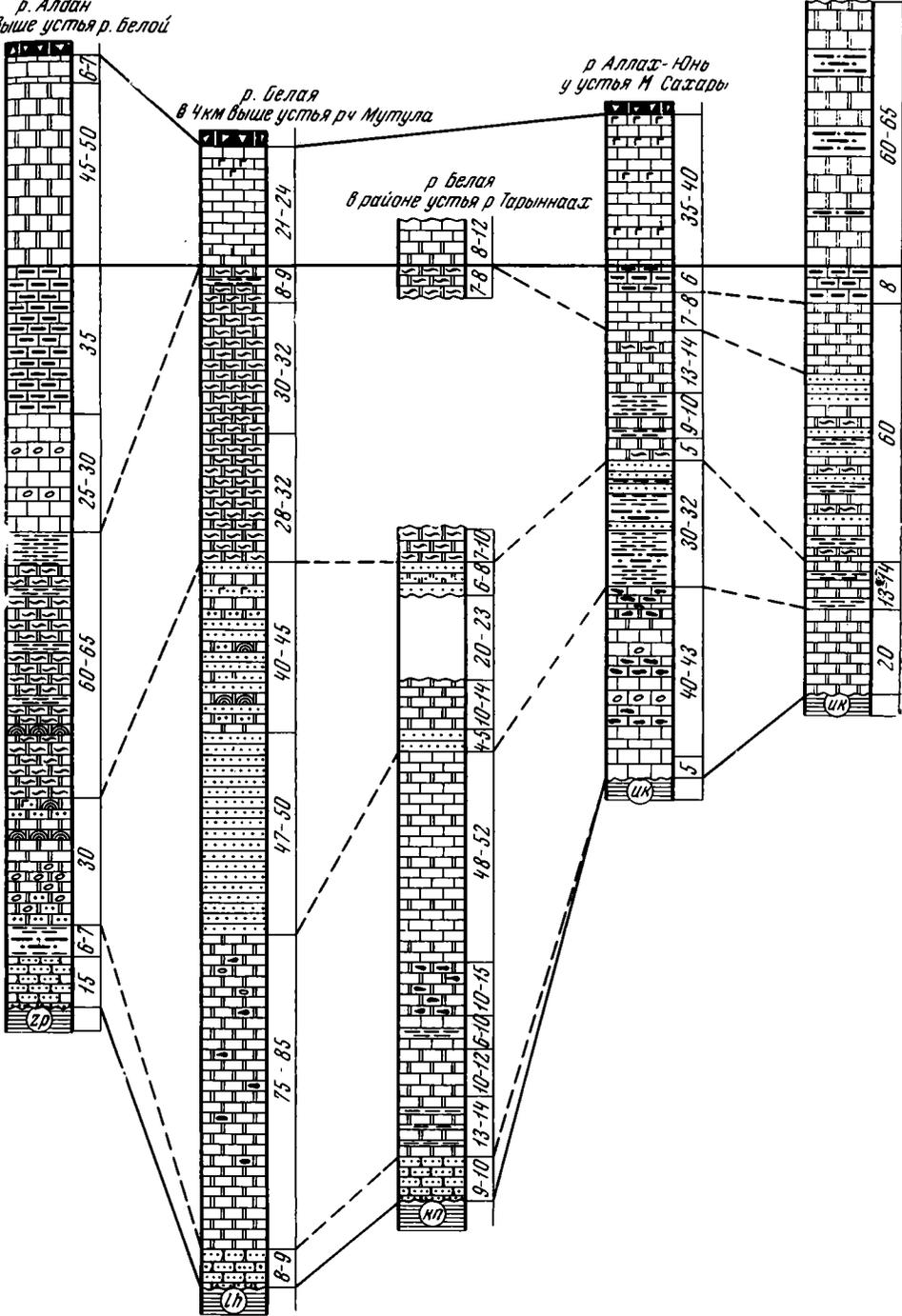


Рис. 9. Схема сопоставления разрезов юдомской свиты одноименного типа в междуречье Юдомы и Белой

Условные обозначения см. на рис. 7

Большой интерес представляет строение нижней терригенной пачки юдомской свиты, прекрасно обнаженной на левом берегу Белой против устья р. Тарыннаах. Свита залегает здесь по резкой неровной границе на коричневато-красных алевролитах кандыкской свиты и начинается 2-метровым пластом красноцветных косослоистых, резко гетерозернистых полевошпат-кварцевых песчаников и гравелитов с линзами алевролитов и даже аргиллитов. Выше следует 7—7,5-метровый пласт зеленовато-серых песчаников и гравелитов, отличающихся резкой изменчивостью размеров обломочных зерен и соотношения кварца и полевого шпата; последний в отдельных линзах преобладает. Описанная базальная пачка, перекрытая толщей фарфоровидных доломитов с прослоями аргиллитов, отличается от базальных горизонтов свиты других разрезов присутствием красноцветных пород и значительным, местами преобладающим количеством полевых шпатов. Как мы увидим ниже, эта пачка по составу, окраске, текстурным особенностям и характеру перехода к вышележащим карбонатным толщам прекрасно сопоставляется с базальными горизонтами юдомской свиты в суордахском типе разрезов, где эти горизонты нередко выделяют в самостоятельную начарскую свиту.

Увеличение мощности нижней доломитовой толщи к востоку, появление выше нее терригенных пород, миграция «кремнистой» пачки в кровлю нижней подсвиты намечают постепенный переход к другому, суордахскому, типу строения юдомской свиты, характеризующему внутреннюю зону Юдомо-Майского прогиба.

Приведенные разрезы по р. Юдоме, с одной стороны, Алдану и Белой — с другой, демонстрируют строение юдомской свиты в двух пересечениях через западную, внешнюю часть Юдомо-Майского прогиба в центральном и северном его секторах. Расположенные между этими двумя пересечениями разрезы по рекам Дьороону, Малой Сахаре, Аллах-Юню и Хамне литологически ближе к разрезам, вскрытым по р. Белой, а по мощности являются промежуточными между ними и юдомскими.

Ближайший к ранее описанным разрез обнажается на левобережье приустьевой части р. Дьороон, всего в 20—25 км к востоку от крайнего разреза Кыллахских гор. Несмотря на сравнительно плохую обнаженность, здесь удастся установить значительные изменения строения свиты. Мощность базальных песчаников сокращается до 1—2 м, зато вышележащая карбонатная толща увеличивается до 75—80 м, и в ее составе начинают преобладать темные известняки с запахом битума. Выше, как и в разрезах по р. Белой, появляется 18—19-метровая пачка светлых кварцевых среднезернистых песчаников, а затем и кремнистая пачка. Последняя по сравнению с более северными разрезами приобретает ряд специфических особенностей. Характерные кремнистые и кремнисто-глинистые доломиты отмечены лишь в средней ее части (23—25 м), а ее нижняя (8—9 м) и верхняя (22—23 м) части сложены преимущественно табачными алевролитами и серыми аргиллитами. Стратиграфически выше, венчая нижнюю подсвиту, как и в Кыллахской гряде, следует 27—29 м темных битуминозных известняков. Суммарная мощность подсвиты составляет здесь 175—190 м. Верхняя подсвита представлена в основании светло-серыми мелкозернистыми известняками (12—13 м), а выше — сходными известковистыми доломитами (видимая мощность 12—13 м). Верхние горизонты свиты здесь не обнажены.

Дальнейшее развитие наметившихся изменений в строении юдомской свиты фиксируется в разрезе по р. Аллах-Юню у устья Малой Сахары, на западном и восточном склонах прибрежной сопки (см. рис. 9). Здесь рассматриваемые отложения залегают на алевролитах и аргиллитах устькирбинской свиты верхнего рифея и начинаются 4,5—5-метровой пачкой светло-серых и палево-серых тонкозернистых массивных доломитов, содержащих многочисленные стяжения кремня. Эти породы не-

равномерно обогащены кварцевой песчаной и алевритовой примесью, которая концентрируется в отдельных тонких линзах. Стратиграфически выше залегает 40—43-метровая пачка светло-серых, а у кровли и темных тонкозернистых алевритистых известняков с линзами и прослоями (до 10—15 см) дымчатых кремней (наиболее обильными в нижней ее части) и пластом доломитов в верхней. Отсюда определены редкие *Vesicularites concretus* Z. Zhur. Выше следуют темно-серые и зеленовато-серые тонкослоистые аргиллиты, содержащие частые миллиметровые линзы алевролитов и прослои темно-серых кварцевых и полевошпат-кварцевых песчаников¹. В нижней части этой 30-32-метровой пачки песчаники резко подчинены аргиллитам и образуют прослои в 0,5—3 см, но вверх их количество увеличивается, они становятся более грубыми и в верхних 8—9 м почти совсем вытесняют аргиллиты, которые присутствуют лишь в виде тончайших примазок и отдельных линз. В этой пачке легко распознается аналог карбонатно-терригенной толщи среднего течения р. Белой, верхней, песчанистой части доломитовой толщи Кыллахской гряды и пачки песчаников в разрезе по р. Дьороон. На песчаниках у устья Малой Сахары залегает 5-метровый пласт темно-серых и серых тонкозернистых доломитов, а затем 9—10-метровая пачка красноцветных тонкоплитчатых доломитистых аргиллитов с прослоями таких же алевролитов и редких желтовато-серых алевритистых, фарфоровидных плитчатых доломитов, обладающих тонкой горизонтальной или волнистой слоистостью. Выше количество этих доломитов быстро увеличивается и они образуют пачку мощностью 13—14 м, почти лишенную терригенных пород. На этой пестроцветной аргиллит-доломитовой толще залегают светлые, зеленовато-серые и розоватые тонкоплитчатые, тонкозернистые, частично доломитистые известняки (7—7,5 м), содержащие *Vesicularites concretus* Z. Zhur., а затем сажисто-черные плитчатые и листоватые тонкослоистые, сильно битуминозные известняки с линзочками черных кремней (6 м), хорошо сопоставляющиеся с аналогичными породами Кыллахской гряды и р. Юдомы. Общая мощность нижней подсвиты юдомской свиты у устья Малой Сахары значительно ниже (115—120 м), чем во всех более северных разрезах, и приближается к значениям, характерным для разрезов по р. Юдоме. Что же касается верхней подсвиты, то она у устья Малой Сахары, как и в среднем течении р. Белой, представлена тонко- и реже, мелкозернистыми известняками, в основании слабодоломитистыми (35—40 м), содержащими то или иное количество кремневых стяжений. Породы окрашены в светлые палевые и зеленовато-серые тона, содержат редкие зерна глауконита, а также линзы и прослои кремней, очень неравномерно распределенные в разрезе. Венчается разрез подовиты 1,5—2,0-метровым пластом сахаровидных известняков, переполненных трубками *Anabarites trisulcatus* Miss. Выше залегают узловатые глинистые известняки пестроцветной свиты, содержащие у основания редкие неопределимые остатки хиолитов, а в 12—13 м от подошвы пачки (Башарин и др., 1968) — раннекенядинские ископаемые.

Главной особенностью приведенного выше разреза несомненно является выпадение базальной терригенной пачки. Сравнение разрезов по рекам Аллах-Юнь и Дьороон показывает, что граница зоны отсутствия базальных песчаников приближена ко второму из названных разрезов, где мощность этих пород не превышает 1—2 м.

Отсутствием песчаников в основании свиты характеризуется также разрез, описанный В. А. и З. В. Самозванцевыми в верховьях р. Хамны. Благодаря своему географическому положению этот разрез совмещает в себе черты, типичные для разрезов по рекам Юдоме и Белой, а так-

¹ А. К. Башарин (1967) считает эту пачку базальной пачкой юдомской свиты.

же некоторые черты суордахского типа строения юдомской свиты. В самом деле, общая последовательность юдомских пород в верховьях р. Хамны отвечает таковой у устья р. Малой Сахары (см. рис. 9), но известняки верхней подсвиты замещаются известковистыми доломитами, аргиллито-песчаная толща нижней подсвиты резко сокращается в мощности (до 13—14 м), зато в пестроцветной кремнистой пачке появляются значительные пласты песчаников и алевролитов. Последние представляют собой клинья мощной песчаной толщи, замещающей упомянутую пачку в более восточных районах. Мощность нижней подсвиты здесь около 100 м; видимая мощность верхней — 60—65 м; среди преобладающих в ней доломитов в верховьях р. Хамны залегают прослои темных аргиллитов и алевролитов.

Обобщая приведенные данные, можно отметить, что в описанных разрезах в нижней подсвите юдомской свиты в общем виде выделяются пять подразделений: 1) базальная терригенная пачка; на западе она представлена песчаниками, алевролитами и аргиллитами (10—20 м), на востоке сложена песчаниками (2—10 м), а местами (верховья р. Хамны и район устья Малой Сахары) отсутствует; 2) доломитовая, или известняково-доломитовая, толща изменчивой мощности (4—85 м); у ее кровли на юге и юго-западе залегают пласты песчаных разностей с глауконитом и песчаников (урочище Нууччалаах, приустьевая часть р. Кирбии, Кыллахская гряда), а на северо-востоке обособляется самостоятельная мощная (до 95 м) пачка песчаников с прослоями доломитов; 3) толща пестроцветных, в той или иной мере кремнистых доломитов и подчиненных им аргиллитов (30—70 м); с запада на восток в ней происходит сокращение количества аргиллитов и возрастает кремнистость; 4) пачка плитчатых либо массивных доломитов и известняков (15—30 м), присутствующая лишь в сравнительно узкой полосе, протянувшейся от устья р. Улахан-Батыгы и верховьев р. Хамны к приустьевой части р. Малой Сахары и далее к Кыллахской гряде; 5) пачка плитчатых и, реже, массивных битуминозных известняков, развитая в южной и северо-западной частях рассматриваемой зоны и отсутствующая по р. Белой.

Верхняя подсвита в большинстве разрезов в юго-западной части рассматриваемой области подразделяется на две неравновеликие части: 1) светлых сахаровидных доломитов (до 300 м), у основания которых в среднем течении р. Юдомы обособляется толща микрофитолитовых песчаных доломитов с глауконитом; 2) светлых известняков (до 70 м), сходных с некоторыми разностями пород перекрывающей пестроцветной свиты. В северо-восточных разрезах верхняя подсвита имеет небольшую мощность (20—100 м) и целиком сложена светлыми известняками, местами заключающими глауконит.

В северных разрезах юдомского типа находки строматолитов и микрофитолитов приурочены только к нижней подсвите. Среди строматолитов здесь определены *Boxonia grumulosa* Kom., *Paniscollenia emergens* Kom., *Gongylina nodulosa* Kom. et Semikh., *Jurusania judomica* Kom. et Semikh. Первая из них найдена в доломитовой толще по р. Алдан в 12 км выше устья р. Белой и по р. Кэрби, а также в доломито-песчаной пачке по р. Белой у устья Мутулы и Тарыннааха, вторая и третья формы присутствуют в упомянутой пачке тарыннаахского разреза, а четвертая — в кремнистой толще по всем разрезам Кыллахской гряды. Микрофитолиты наиболее часто встречаются среди доломитовой толщи, налегающей на базальную пачку. Отсюда определены *Vesicularites concretus* Z. Zhur. (разрезы Кыллахской гряды, у устья рек Мутулы и Тарыннааха), *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *Volvatella vadosa* Z. Zhur. (в тарыннаахском разрезе), *Vesicularites lobatus* Z. Zhur. (в 12 км выше устья р. Белой и у устья р. Тарыннаах),

Ves. filiformis Z. Zhur., *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur. (по всем разрезам Кыллахской гряды), а также *Vesicularites enormis* Z. Zhur. (по всем разрезам Кыллахской гряды). В более высоких горизонтах подсвиты известны только *Vesicularites concretus* (доломито-песчаниковая пачка у устья Мутулы; светлые известняки, налегающие на кремнистую толщу у устья Малой Сахары и на Кыллахской гряде), а также *Nubecularites abustus* Z. Zhur., определенный только в упомянутых известняках по р. Алдан, в 12 км выше устья р. Белой.

В верхней подсвите юдомской свиты рассматриваемой группы ее разрезов известны лишь редкие трубки *Anabarites trisulcatus* Miss., найденные в известняках у кровли свиты по р. Аллах-Юнь у устья Малой Сахары, а также в доломитах в 20—25 м от кровли свиты в 5 км выше устья р. Кэрби.

Суммируя все данные о вертикальном распределении органических остатков в юдомской свите одноименного типа разрезов, отметим, что в нижней ее подсвите здесь встречены *Boxonia grumulosa* Kom., *Jurusania judomica* Kom. et Semikh., *Gongyлина nodulosa* Kom. et Semikh., *Paniscollenia emergens* Kom., *Vesicularites concretus* Z. Zhur., *Ves. lobatus* Z. Zhur., *Ves. bothrydioformis* (Krasnop.), *Ves. filiformis* Z. Zhur., *Ves. rectus* Z. Zhur., *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Volvatella vodosa* Z. Zhur., *Vol. zonalis* Nag., а также *Nubecularites abustus* Z. Zhur., появляющийся у кровли подсвиты. В верхней подсвите определены *Gongyлина nodulosa*, *Vesicularites concretus*, более редкие *Ves. bothrydioformis*, *Nubecularites antis* Z. Zhur., а также трубки полихет, встреченные только у кровли подсвиты. Кроме того, в шлифах черных кремней из кремнистой пачки разреза у рч. Кары-Блатыгы Б. Б. Назаровым обнаружены неопределимые пока остатки микрофитопланктона, близкого к акритархам. Сходные остатки ранее им наблюдались в отложениях малокарской свиты Малого Каратау.

Суордахский тип разрезов

Суордахский тип разрезов юдомской свиты характеризует внутреннюю зону Юдомо-Майского прогиба. Он развит в сравнительно узкой полосе, протягивающейся в субмеридиональном направлении от верховьев р. Май к окрестностям пос. Батыга на р. Юдоме и далее на север к среднему течению рек Аллах-Юнь, Белая и Тыры (см. рис. 5). Для присутствующих здесь отложений свиты характерны значительные мощности, сравнительно однообразный карбонатный состав (к северу от р. Белой преобладают известняки, к югу — доломиты), широкое развитие линз и стяжений кремней.

Нужно отметить также, что в разрезах Суордахского типа верхняя граница юдомской свиты не вполне ясна и проводится в значительной мере условно. Отражением такой неясности явилось то, что верхнеюдомские, а иногда и нижнеюдомские породы внутренней зоны Юдомо-Майского прогиба объединялись с вышележащими отложениями нижнего кембрия в единое стратиграфическое подразделение (токурская свита верховьев р. Белой; сытыгинская свита Западного Приверхояня — В. А. Ян Жин-шин и др.; курунуряхская свита верховьев р. Май — Калимулин, 1961; Моралев, Ставцев, 1961; Нужнов, 1961). Это объясняется тем, что нижняя часть нижнекембрийских отложений в упомянутых районах представлена не обычными для них известняками, а толщей переслаивания разнообразных песчаников, аргиллитов и доломитов, внешне сходных с верхнеюдомскими. Остатки фауны в этой существенно терригенной толще до недавнего времени вообще не были известны, и только в последние годы в ее средних горизонтах были обнаружены единичные остатки трилобитов, археоциат и хиоли-

тов (Алексеев, Павлова, 1961; Башарин и др., 1968). Авторы настоящей работы, придавая слишком большое значение упомянутому сходству карбонатных пород, заключающую их терригенную толщу ранее относили к юдомской свите (Воронов и др., 1966; Семихатов и др., 1967б). Новые данные, полученные в 1967 г., показали стратиграфическую самостоятельность интересующих нас карбонатно-терригенных отложений, наличие в них по р. Чухонной остатков фауны томмотского яруса и отсутствие латеральных переходов в светлые массивные известняки и доломиты, типичные для верхнеюдомской подсвиты. Учитывая эти данные, в настоящей работе верхнюю границу юдомской свиты в суордахском типе разрезов мы условно проводим по границе между светлыми массивными известняками и доломитами и перекрывающими их терригенными породами. Последние по единичным находкам фауны и стратиграфическому положению под несомненными аналогами иньканской свиты сопоставляются с пестроцветной свитой более западных разрезов (Алексеев, Павлова, 1961; Беэр, 1965; Нужнов, 1967).

Один из наиболее характерных разрезов суордахского типа вскрывается по р. Белой у устья р. Суордах и в нижнем течении последнего (рис. 10). Здесь юдомская свита четко делится на четыре толщи, понимаемые геологами Аллах-Юньской экспедиции Якутского геологического управления (В. М. Базилевский, В. А. Ян Жин-шип) как самостоятельные свиты: базальную терригенную (начарская свита), существенно известняковую (яланская), пестроцветных кремнистых доломитов и аргиллитов (малская) и искристых сахаровидных доломитов (нижняя подсвита токурской свиты).

Базальная терригенная толща, залегающая на темноцветных известняках верхней части лахандинской свиты, подразделяется на следующие пачки:

	Мощность, м
1. Песчаники серовато-зеленые, полевошпат-кварцевые, от мелко- до грубо-зернистых, массивные, грубослоистые, плохо сортированные с отдельными пластами красных алевролитов. В основании — пласт (1—3 м) розовато-белых и зеленоватых среднезернистых песчаников с плавающей хорошо окатанной галькой (до 4 см) известняков и песчаников. Выше породы обогащены гравийными зернами кварца и, реже, полевых шпатов	70—90
2. Песчаники, аналогичные вышеописанным, но преимущественно красного цвета с отдельными пакетами (1—4 м) переслаивания темно-серых алевролитов, аргиллитов и песчаников	30—40
3. Песчаники зеленого цвета, отличающиеся от пород слоя 1 преобладанием крупно- и грубозернистых разностей и монокварцевым составом	20—25
4. Доломиты известковистые, песчаные, серые и темно-серые, тонкозернистые, пиритоносные, заключающие плавающие гальки черных доломитов и крупные (мощность до 10—15 см, длина до 1 м) линзы грубозернистых несортированных существенно кварцевых песчаников и гравелитов. Количество линз вверх по разрезу увеличивается	10—15
5. Песчаники серовато-зеленые, в нижней части мелкозернистые с линзами гравелитов, а у кровли крупно- и грубозернистые Видимая	13—20

Суммарная видимая мощность описанного разреза достигает 150—190 м, верхние его горизонты срезаны небольшим разломом.

К северу от р. Белой мощность рассматриваемой толщи резко сокращается и уже в 9 км от устья р. Суордах не превышает 50 м. Тем не менее в ее составе удастся выделить аналоги четырех нижних пачек приведенного выше разреза (мощности соответственно 20—22, 6—8, 7—11 и 6—10 м). Здесь базальная толща юдомской свиты (=начарская свита) залегает без видимого углового несогласия¹ на нижних горизонтах четвертой подсвиты лахандинской свиты.

¹ Указания В. А. Ян Жин-шина на резкое угловое несогласие (20—30°) в основании начарской свиты в этой точке не подтвердились.

Далее к северу мощность рассматриваемых отложений, по данным В. А. Ян Жин-шина, сокращается еще более — до 10—12 м. К югу от р. Белой она также уменьшается и на водоразделе Правого Чухоня и Начара составляет 120—150 м. Стратиграфическая принадлежность описанных отложений, выделяемых при геологической съемке под названием начарской свиты, дискуссионна. В 1961 г. В. А. Ян Жин-шин сопоставлял ее с сытыгинской свитой бассейна Аллах-Юня и Сахары и указывал на срезание ею доломитов юдомской свиты. В 1965 г. тот же автор сопоставил рассматриваемую толщу уже с нижними горизонтами юдомской свиты. Б. Г. Воронов и др. (1966), а также М. А. Семихатов и др. (1967) с базальной пачкой последней параллелизовали лишь верхнюю часть начарской свиты, а большую, нижнюю, отождествляли с кандыкской. Проведенные нами в 1967 г. дополнительные наблюдения подтвердили правильность точки зрения В. А. Ян Жин-шина, высказанной в 1965 г. В пользу отнесения полного объема описанной толщи к юдомской свите свидетельствуют, по нашему мнению, следующие данные: резкое географическое несогласие в ее основании; текстуры и структуры пород отличные от монотонных равнотермных, обычно плитчатых песчаников кандыкской свиты; наличие пачки доломитовых пород, а также чрезвычайная литологическая близость к базальной пачке юдомской свиты, описанной по р. Белой у устья р. Тарыннаах (см. стр. 38).

Вышележащая толща юдомской свиты (=яланская свита) у устья р. Суордах представлена однообразными серыми и темно-серыми битуминозными известняками, в верхних 80—100 м содержащими мощные (10—15 м) пласты светло-серых фарфоровидных доломитов и пачки тонкого переслаивания доломитов и известняков. Все эти породы характеризуются микро- и тонкозернистыми структурами, часто нечеткой косою слоистостью и заключают многочисленные линзы темных кремней. Описываемая толща пронизана рядом крупных даек, подорвана мелкими разломами и смята в сложные складки. Мощность ее в силу указанных причин весьма приближенно оценивается в 150—250 м. В описанных породах встречены строматолиты *Gongylina nodulosa* Kom. et Semikh. и катаграфии *Vesicularites reticulatus* Nar. и *Ves. flexuosus* Reittl.

Третья толща юдомской свиты (=малская свита) хорошо обнажается на правом берегу нижнего течения р. Суордах, где на яланские известняки налегают:

	Мощность, м
1. Известняки серые микро- и тонкозернистые, вверх быстро переходящие сначала в известковистые, а затем в чистые бледно-зеленые острооскольчатые доломиты с прослоями (2—10 см) внешне сходных кремнисто-глинистых доломитов	20—23
2. Доломиты фиолетово-красные, кремнисто-глинистые микрозернистые с прослоями (2—15 см) зеленоцветных разностей, образующие пласты в 4—5 м, чередующиеся с пакетами (0,3—3,5 м) тонкого неравномерно переслаивания серых фарфоровидных известняков, доломитистых известняков и известковистых доломитов, макроскопически различающихся лишь по характеру выветривания. Большая часть рассмотренных выше пород рассланцована под значительными углами к слоистости (в описанной точке под углом 30°) и в высыпках легко принимается за аргиллиты. Характерна обильная инкрустация секущими прожилками кварца	20—22

Суммарная мощность описываемой толщи в приустьевой части Суордаха составляет 40—45 м и возрастает, по данным В. А. Ян Жин-шина, к северу (бассейн р. Салар) и к югу (рч. Мал) соответственно до 80 и 50—60 м. Нетрудно видеть, что кремнисто-доломитовая толща р. Суордах аналогична пестроцветной «кремнистой» пачке разрезов юдомского типа. Как и в более западных районах по р. Белой, она венчает собой нижнюю подсвиту юдомской свиты.

Верхняя подсвита представлена здесь мощной однообразной толщей карбонатных пород. В ее основании выделяется 60—70-метровая пачка серых тонкозернистых известняков, которые вверх по разрезу сменяются мелко- и среднезернистыми сахаровидными доломитами — типичными породами верхнеюдомской подсвиты. Суммарная мощность последней на правобережье р. Суордах составляет 180—200 м, а всей свиты — 550—700 м.

Выше с постепенным переходом (10-метровая пачка песчанистых доломитов) залегает мощная (420—470 м) толща чередования пачек песчаников, аргиллитов и доломитов, сопоставляемая нами с пестроцветной толщей более западных разрезов.

К северу и северо-западу от устья р. Суордах в строении юдомской свиты, по данным Б. Г. Воронова, происходят существенные изменения (см. рис. 10). Они сводятся прежде всего к значительному сокращению мощности кремнистой толщи (до 10—15 м по р. Сыалысардаах) и появлению ниже нее значительной (до 100—120 м в том же разрезе) карбонатно-терригенной пачки. Последняя по своему строению близка к одноименной пачке, развитой по р. Белой у устья рек Мутулы и Тарынаах в разрезах юдомского типа, но отсутствующей у устья р. Суордах. Значительное количество прослоев и линз песчаников в рассматриваемых районах появляется и среди нижележащей карбонатной толщи, которая представлена здесь темно-серыми известняками, а в нижней части — доломитами. Мощность этой толщи неясна ввиду плохой обнаженности, мощность базальных песчаников сокращается здесь до 30 м.

Севернее, на правобережье р. Мутула, выше устья р. Эбейкэ-Юргэ «кремнистая» пачка полностью выпадает из разреза и к кровле нижней подсвиты выходит терригенная пачка. Таким образом, нижнеюдомская подсвита приобретает здесь простое трехчленное строение: базальные песчаники (15 м), карбонатная толща, сложенная исключительно известняками (220—240 м), пачка белых мелкозернистых кварцевых песчаников (15 м).

На три части делится нижнеюдомская подсвита и в самом северном из известных ее разрезов, который вскрыт на правобережье р. Тыры. Здесь, по данным Б. Г. Воронова, на доломитах ципандинской свиты залегает мощная (205 м) терригенная толща, в которой намечается направленный переход вверх по разрезу от крупнозернистых песчаников (75 м) через мелкозернистые разновидности с прослоями алевролитов и аргиллитов (80 м) к аргиллитам (50 м), содержащим тонкие (30—50 см) пласты и линзы печаников и известняков. Вышележащая карбонатная толща сокращена до 40 м и представлена темно-серыми битуминозными известняками. В ее основании располагается пласт (8 м) доломитов с прослоями аргиллитов. Разрез нижнеюдомской подсвиты завершает пачка (27 м) кварцевых известковистых песчаников с прослоями известняков, сходная с описанной по р. Мутуле.

Верхняя подсвита юдомской свиты представлена во всех упомянутых разрезах массивными сероцветными известняками, мощность которых не превышает 25 м. Выше залегают существенно терригенные отложения нижнего кембрия.

Таким образом, для разрезов юдомской свиты суордахского типа к северу от р. Белой характерны значительные мощности нижней подсвиты при минимальных мощностях верхней. «Кремнистая» пачка в этом направлении исчезает из разреза, а в кровлю нижней подсвиты выходит пачка песчаников. Значительно возрастает роль терригенных пород в основании свиты.

Сложную картину фациальных изменений юдомских отложений можно наблюдать и к югу от р. Белой (см. рис. 10). В этом направлении происходит быстрое выклинивание базальной пачки песчаников, сокращение

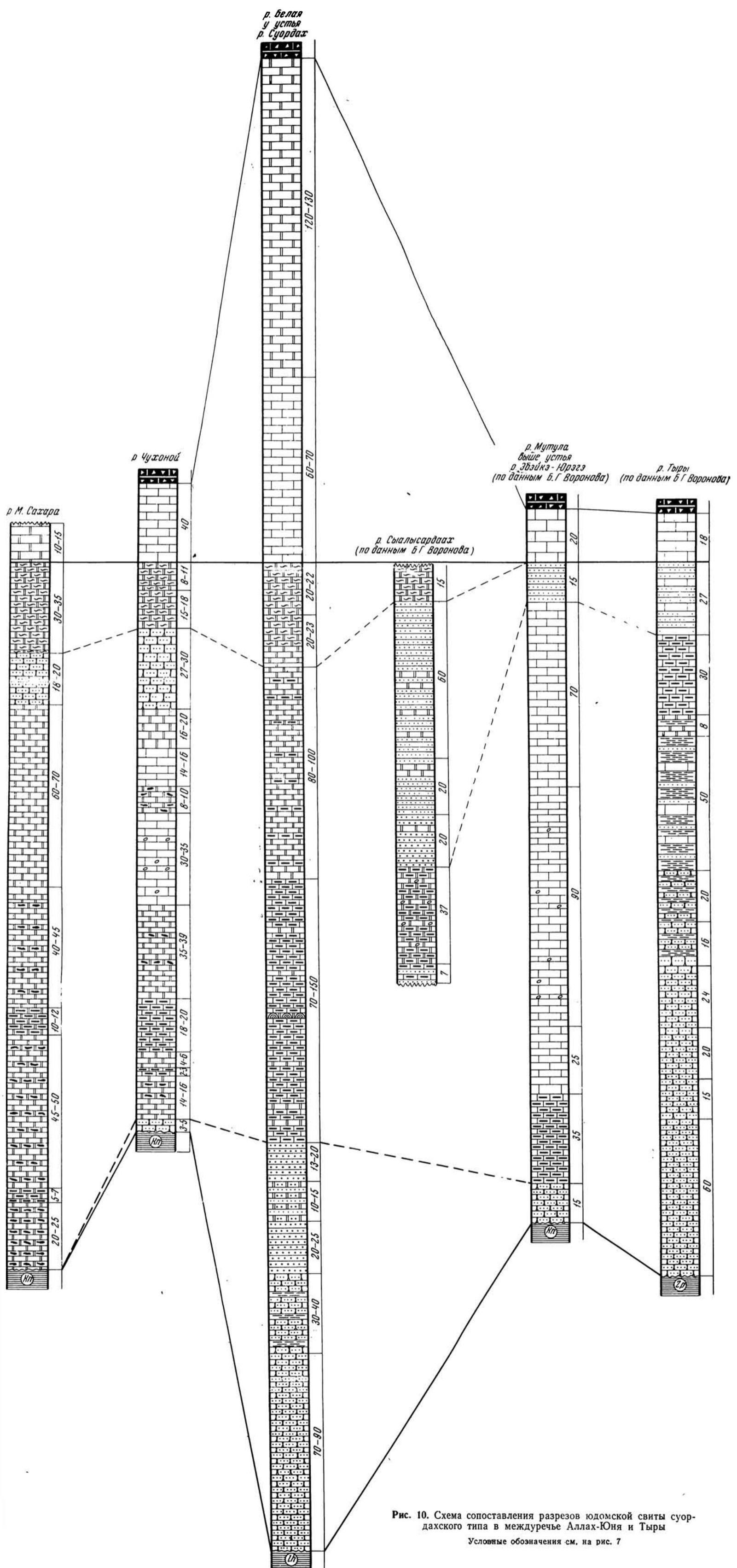


Рис. 10. Схема сопоставления разрезов юдомской свиты суурдахского типа в междуречье Аллах-Юня и Тыры
Условные обозначения см. на рис. 7

руч. Кеатан
(по данным А.Г. Лосева и др.,
1966 г.)

р. Аллах-Юнь
Чёртова Улова

р. Аллах-Юнь
у устья
р. Чагда

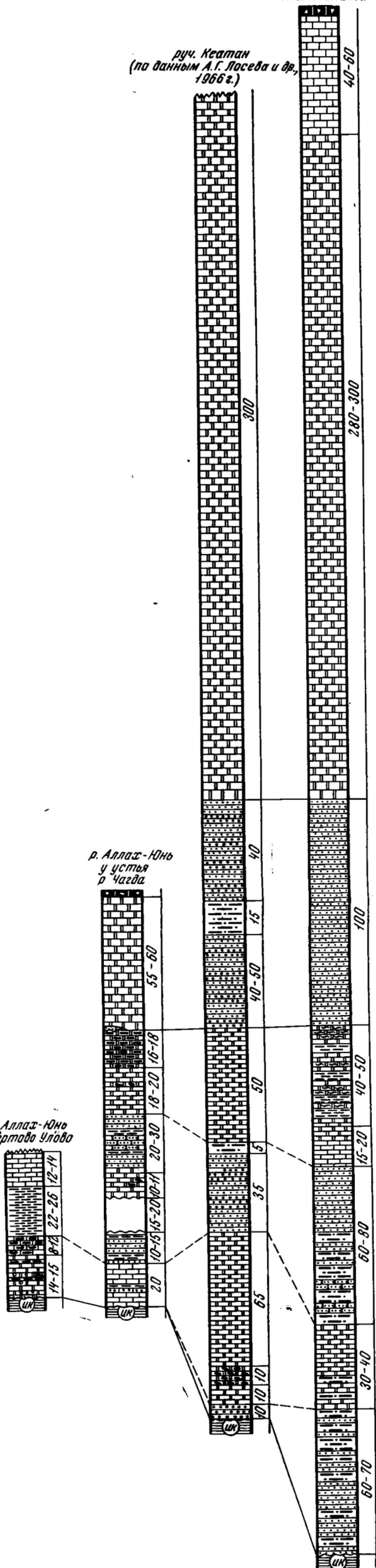


Рис. 11. Схема сопоставления разрезов юдомской свиты суордахского типа в междуречье Аллах-Юнь и Май
Условные обозначения см. на рис. 7

мощности «кремнистой» толщи, а также появление ниже нее пачки серых разнозернистых полевошпат-кварцевых песчаников. Появление их сближает разрезы суордахского типа, вскрытые в междуречье Белой и Аллах-Юня, со смежными с запада разрезами юдомского типа.

На водоразделе рек Чухоной и Дьюкээт, в центральной части упомянутого междуречья, базальные песчаники юдомской свиты имеют мощность 3—5 м, а еще южнее, в междуречье Малой Сахары и Дьялында, вообще выпадают из разреза. Вышележащая карбонатная толща в обоих разрезах (соответственно 145—160 и 180—200 м) представлена чередованием светлых фарфоровидных, в редких случаях строматолитовых доломитов и разнообразных, главным образом битуминозных известняков. Соотношение их весьма изменчиво; в целом роль доломитов возрастает к югу. Мощность вышележащей пачки разнозернистых полевошпат-кварцевых песчаников уменьшается с севера на юг от 27—30 до 18—20 м. Венчает разрез нижней подсвиты «кремнистая» пачка, которая здесь, в отличие от ранее описанных разрезов, сложена в значительной мере тонкослоистыми лидитами, окрашенными в зеленые и реже, красные тона. Мощность пачки возрастает от р. Чухоной к р. Сахаре от 25—30 до 30—35 м, а общая мощность подсвиты — от 190—220 до 220—250 м.

Верхнеюдомская подсвита в бассейне указанных рек обнажена крайне плохо. На севере в ее сложении преобладают голубовато-серые и коричневатые известняки (40 м), а южнее — серые известковистые доломиты, мощность которых не превышает первых десятков метров.

Существенно иначе построены разрезы юдомской свиты по р. Аллах-Юнь. На правобережье этой реки, выше устья р. Чагда, непосредственно на алевролитах и песчаниках устькирбинской свиты по резкой неровной границе залегают светло-серые тонкозернистые известняки, неравномерно обогащенные кварцевым песчаным и алевритовым материалом. Они содержат отдельные прослои известковистых алевролитов, а в основании и линзы (мощностью до 20—25 см) конгломератов с плохо окатанными гальками подстилающих и вмещающих пород. Мощность этой пачки, нижние горизонты которой вскрыты в скальном обнажении, а верхние наблюдаются только в высыпках, составляет около 20 м. На нее налегает плохо обнаженная пачка серых разнозернистых кварцевых песчаников и аргиллитов видимой мощностью 10—15 м, выше которой после перерыва в обнажении (15—20 м) наблюдаются:

	Мощность, м
1. Доломиты голубовато-серые, тонкозернистые, фарфоровидные, массивные, с линзами кремней и пластами таких же известняков, с редкими <i>Vesicularites enormis</i> Z. Zhur. и <i>Radiosus vitreus</i> Z. Zhur. . . Видимая	10—11
2. Песчаники серые и розовато-серые, кварцевые и полевошпат-кварцевые, мелкозернистые с прослоями более темных алевролитов	20—30
3. Доломиты светло-серые и серые, желтеющие при выветривании, скрытоили тонкозернистые, фарфоровидные, обычно с тонкой косою слоистостью, с отдельными стяжениями темных кремней	18—20
4. Доломиты известковистые, темно-серые и черные, битуминозные, тонкозернистые, с линзами черных кремней и тонкими (до 3—4 мм) волнистыми прослоями слабоглинистых черных разностей, по которым порода распадается на ровные слои в 0,3—1,0 м	16—18
5. Доломиты светло-серые, голубовато-, реже розовато-серые, тонкозернистые, массивные, в верхней части заключающие линзы серых кремней, а вблизи основания — серию вытянутых в одну линию линз конгломератов с хорошо окатанными мелкими (1—2 см) гальками вмещающих пород. У основания встречены строматолиты <i>Boxonia allahjunica</i> Kom. et Semikh.	55—60

Суммарная мощность разреза 170—180 м. Выше залегает карбонатно-терригенная толща, относимая нами к пестроцветной свите кембрия; остатков фауны здесь не найдено. В 5 км по р. Аллах-Юнь ниже устья

р. Чагды в узком тектоническом блоке можно наблюдать контакт доломитов, сходных с описанными в слое 5 только что приведенного разреза, с фаунистически охарактеризованными известняками нижнего кембрия.

Чагдынский разрез хорошо увязывается с ранее описанными только нижними своими горизонтами: нижней карбонатной толщей и вышележащей терригенной, которая у устья р. Чагды расклинивается небольшой пачкой доломитов (рис. 11). Прямое сопоставление более высоких горизонтов и проведение в чагдинском разрезе границы между нижне- и верхнеюдомской подсвитами осложняется отсутствием здесь маркирующей «кремнистой» пачки. В решении этой задачи помогает его сравнение (см. рис. 9) с расположенным в 35 км к западу разрезом у устья Малой Сахары, который относится уже к юдомскому типу. Опираясь на это сравнение, можно провести границу двух подсвит юдомской свиты у устья р. Чагды по основанию верхней толщи светлых доломитов (слой 5). Таким образом, мощность верхней подсвиты здесь 55—60 м при общей мощности свиты 170—180 м.

Близкий по общей последовательности пачек разрез вскрывается ниже по р. Аллах-Юнь, в районе урочища Чертово Улово, но количество песчаников здесь сокращается, битуминозные породы нижней подсвиты представлены не доломитами, а известняками, тогда как в базальной пачке известняки в нижних 14—15 м замещаются доломитами (см. рис. 11). Тем самым строение юдомской свиты еще более приближается к описанному у устья Малой Сахары. Интересной особенностью разреза урочища Чертово Улово является наличие предъюдомской коры выветривания с гиббситом (см. выше, стр. 22).

Таким образом, все разрезы по р. Аллах-Юнь характеризуются отсутствием базальных песчаников и сокращенными мощностями нижней подсвиты (120 м у устья р. Чагды против 250 м на р. Малой Сахаре). Это позволяет говорить о существовавшей здесь специфической зоне юдомского осадконакопления.

Резкое возрастание мощности подсвит, особенно верхней и появление в их основании терригенных пачек происходит к юго-востоку от рассмотренных разрезов, в Аллах-Юнь—Юдомском междуречье, а также в верховьях р. Ман. Одновременно с этим битуминозные породы кровли нижней подсвиты замещаются другими разновидностями карбонатных пород. Примером подобного строения юдомской свиты может служить разрез, описанный А. П. Лосевым в верховьях р. Кеатан. Здесь в составе нижней подсвиты выделяются: 1) базальная пачка (10 м), представленная серыми гравелитами олигомиктового кварцевого состава; 2) карбонатная толща (80—90 м), сложенная микрозернистыми доломитами, серыми внизу и розовыми вверху; 3) терригенная толща (40 м), в большей своей нижней части представленная серыми и бурыми грубозернистыми кварцевыми песчаниками и гравелитами, а в верхней — тонкоплитчатыми алевролитами; 4) пачка (50 м) розовых доломитов. Суммарная мощность нижнеюдомской подсвиты в приведенном разрезе достигает 170—180 м. Верхняя подсвита по р. Кеатан начинается 110-метровой пачкой светлых кварцевых песчаников, в средней части чередующихся с алевролитами, а выше залегает монотонная толща светло-серых, реже розоватых мелко- и среднезернистых доломитов видимой мощностью до 300 м; верхние ее горизонты срезаны разломами.

Нетрудно видеть, что разрез нижней подсвиты юдомской свиты по р. Кеатан с учетом указанных выше изменений попачечно сопоставляется с ее чагдынским разрезом. Верхняя же подсвита резко отличается большой мощностью и присутствием в ее основании пачки песчаников (см. рис. 11).

Представление о строении юдомской свиты на крайнем юго-востоке зоны развития ее суордахского типа дает разрез, описанный на левобережье р. Май, в бассейне рек Нижний и Средний Иниканчан. Здесь на вишневых песчаниках устькирбинской свиты (непосредственный контакт не вскрыт) залегают:

	Мощность, м
1. Песчаники светло-серые и желтоватые, от мелко- до среднезернистых, кварцевые, кварцитовидные, с мелким буром крапом, толстоплитчатые, обычно косослоистые, с прослоями темных волнистослоистых плитчатых алевролитов, преобладающих в верхней части пачки	60—70.
2. Доломиты серые и светло-серые, тонкозернистые, массивные, в нижней части с прослоями серых аргиллитов и алевролитов	30—40.
3. Алевролиты желтовато- и зеленовато-серые, тонкослоистые, с прослоями мелкозернистых светло-серых, а у кровли и вишнево-красных кварцевых песчаников, количество которых возрастает вверх по разрезу	60—80.
4. Известняки сиреневые, бурые, реже вишнево-красные, тонкозернистые, тонкослоистые, слабглинистые	15—20
5. Доломиты слабокремнистые, глинистые, зеленовато- и розовато-серые, тонкозернистые, плитчатые, при выветривании приобретающие оранжевую окраску, содержащие прослойки тонкослоистых доломитистых аргиллитов	40—50

Нижние три пачки этого разреза по составу и последовательности напластования хорошо увязываются с одноименными пачками разреза по р. Кеатан (см. рис. 11) и других разрезов суордахского типа. Пестрые же известняки и особенно кремнисто-глинистые доломиты и аргиллиты (слои 4 и 5) обладают сходством с породами кремнистой пачки. Вероятно, эти породы, как и в суордахском разрезе, венчают собою разрез нижней подсвиты.

Выше в бассейне р. Иниканчан залегают отложения, хорошо сопоставимые с верхнеюдомскими толщами бассейна р. Кеатан. Их разрез начинается 100-метровой пачкой белых и, реже, розоватых мелкозернистых кварцевых песчаников с грубой косой и перекрестной слоистостью. Выше, слагающая основную часть разреза подсвиты, следуют светло-серые мелко- и, реже, среднезернистые массивные доломиты, в средней части с прихотливо ориентированными прожилками и послойно вытянутыми линзами белого кварца. Эти доломиты, достигающие мощности 280—300 м, вверх постепенно переходят в светлые зеленовато- и голубовато-серые мелкозернистые массивные известняки (40—60 м), содержащие многочисленные гороховидные стяжения белого кварца размером до 1 см. Общая мощность верхней подсвиты составляет здесь 420—460 м, а свиты в целом — 620—700 м.

На описанные породы налегает мощная (более 1500 м) толща в основном красноцветных аргиллитов, алевролитов, песчаников и более редких известняков, в средней части которой содержатся остатки археоциат и трилобитов *Triangulaspis* sp. (Алексеев, Павлова, 1961). Эта толща, ныне сопоставляемая с пестроцветной свитой, одно время вместе с подстилающими ее юдомскими породами объединялась в курунурыхскую свиту (Калимулин, 1961; Моралев, Ставцев, 1961; и др.). Следует отметить, что в районе пос. Курун-Урях, в сложной построенной зоне разломов, могут быть выделены лишь фрагменты описанного выше разреза юдомской и пестроцветной свит.

Итак, юдомская свита в суордахском типе разрезов отличается максимальными мощностями, наибольшей сложностью и изменчивостью строения. В составе нижней подсвиты выделяется лишь одна — карбонатная — пачка, которая может быть прослежена на всей описанной площади; она залегают то на базальной пачке юдомских песчаников, то непосредственно на породах верхнего рифея. Присутствующая в большинстве описанных разрезов вышележащая карбонатно-терригенная или

терригенная пачка резко изменчива по мощности и отчасти по положению в разрезе. Достаточно вспомнить, что на севере (реки Мутула, Тыры) она выходит непосредственно к кровле нижней подсвиты, а на остальной территории отделяется от нее значительной толщей других пород. Верхнеюдомские отложения суордахского типа при всей внешней разительности своих изменений укладываются в два крупных подтипа, внутри которых характеризуются большой стабильностью. По существу для всего северного сектора рассматриваемой области характерно одно строение верхней подсвиты: маломощная пачка известняков, которым местами подчинены доломиты, а для южного сектора другое: мощная толща доломитов с пачкой песчаников в основании.

Палеонтологическая характеристика описанных отложений чрезвычайно бедна. В доломитовой («яланской») толще нижнеюдомской подсвиты содержатся *Gongylina nodulosa* Kom. et Semikh. (р. Суордах и верховья Чухоня), *Vesicularites reticulatus* Nar., *Vesicularites flexuosus* Reitl. (р. Суордах), *Ves. enormis* Z. Zhur., единичные *Radiosus vitreus* Z. Zhur. (р. Чагда). В верхней подсвите найдены лишь *Boxonia allahjunica* Kom. et Semikh. Иными словами, в суордахских разрезах на фоне общего сокращения количества и разнообразия фитолитов почти полностью исчезают строматолиты, а среди микрофитолитов присутствуют по существу только везикуляриты.

Верхнемайский тип разрезов

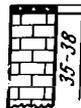
Этот тип разрезов юдомской свиты развит в юго-западной части Юдомо-Майского прогиба, в верхнем течении р. Май, на отрезке примерно от устья р. Иоткан до устья р. Северный Уй и в бассейне нижнего течения последнего (см. рис. 5). Для данного типа характерны повышенные мощности (до 450—500 м) свиты и существенно песчаниковый состав пограничных горизонтов двух подсвит юдомской свиты. Верхние горизонты свиты, как и везде в пределах Юдомо-Майского прогиба, представлены пачкой светлых известняков, подстилающей сходные известняки пестроцветной свиты с древнейшей скелетной фауной. Обнаженность юдомской свиты в верхнем течении р. Май и в бассейне р. Северный Уй средняя: приводимые ниже разрезы составлены главным образом по глыбовым развалам, высыпкам и отдельным коренным выходам.

Один из наиболее полных и хорошо обнаженных разрезов верхнемайского типа вскрывается на левобережье р. Май ниже устья р. Томмутинжа. Здесь на зеленовато-серых алевролитах устькирбинской свиты залегают следующие породы юдомской свиты:

Мощность.

- | | |
|--|---------|
| 1. Песчаники кварцевые, светло-серые до белых, мелкозернистые, кварцитовидные, полосчатые, часто с четкой косой и перекрестной слоистостью. В средней и верхней части присутствуют отдельные пласты светло-серых доломитистых песчаников, песчанистых доломитов, а также зеленовато-серых слюдистых алевролитов. В песчанистых доломитах встречаются редкие <i>Vesicularites concretus</i> Z. Zhur. | 85—95 |
| 2. Доломиты светло-серые до белых, тонко и мелко-зернистые, в различной степени песчанистые, с неясно обособленными пластинами (0,5—2 м) кварцевых песчаников с базальным доломитовым, реже регенерационным кварцевым цементом. Все породы косослоисты, преобладают толстоплитчатые или массивные разновидности. Некоторые прослои содержат <i>Vesicularites concretus</i> Z. Zhur. и, реже, <i>Ambigolamellatus horridus</i> Z. Zhur. | 40—55 |
| 3. Доломиты светло-серые до белых, мелко- и среднезернистые, сахаронидные, нечеткополосчатые, с грубой пластообразной отдельностью, часто пористые и кавернозные | 320—330 |
| 4. Известняки и доломитистые известняки светло-серые, преимущественно тонкозернистые, плотные, неяснослоистые, с характерными гороховидными обособлениями светло-серых кремней (0,5—1,5 см), неравномерно рассеянными по породе | 40—50 |

10 км выше
устья р. Сев. Уй



Низовья р. Мананка

устье
р. Томмутинжа

Верховья
р. Мананка

р. Орон

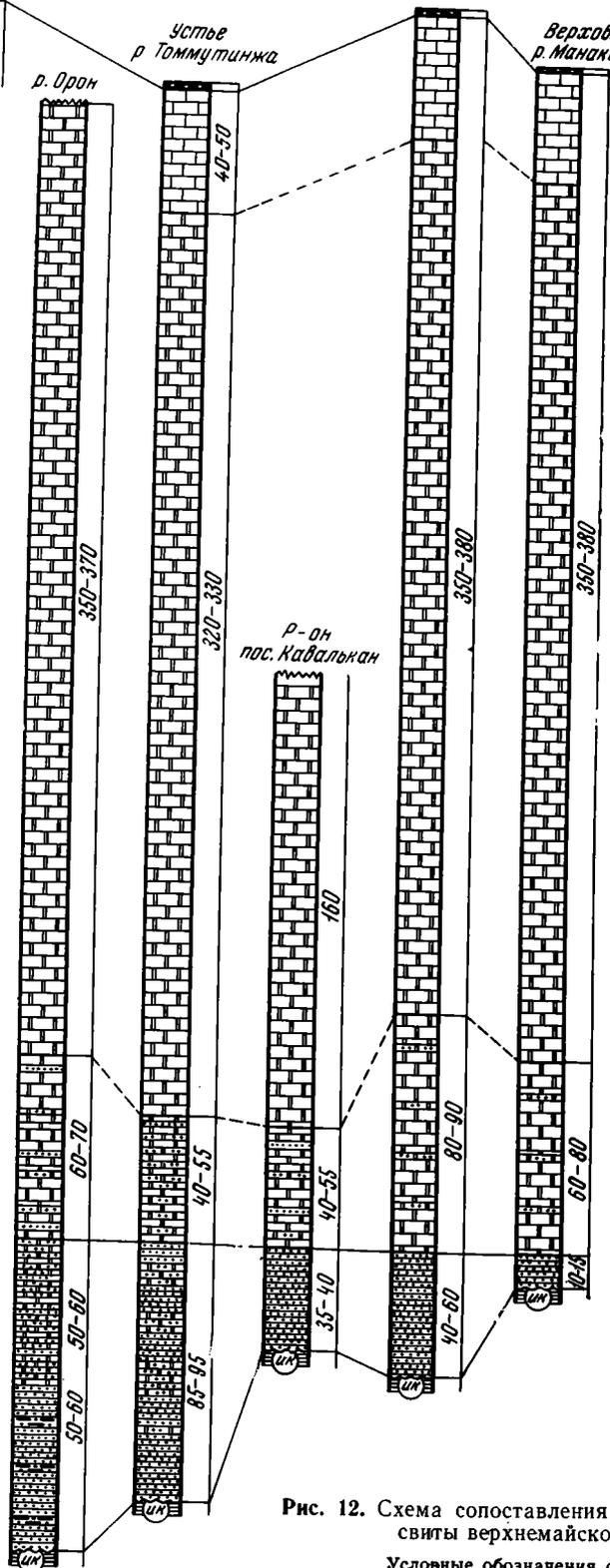


Рис. 12. Схема сопоставления разрезов юдомской свиты верхнемайского типа

Условные обозначения см. на рис. 7

Суммарная мощность юдомской свиты в описанном разрезе 485—530 м. Выше в высыпках наблюдаются красноватые глинистые известняки пестроцветной свиты; в данном разрезе в этих известняках фауны найдено не было.

Описанные пачки хорошо прослеживаются по всей области развития разрезов верхнемайского типа, испытывая определенные изменения фаций и мощностей (рис. 12). Наибольшей изменчивостью состава отличается базальная пачка, исчерпывающая здесь объем нижнеюдомской подсвиты (см. ниже), и вторая пачка, тогда как третья и четвертая хорошо выдержаны. К юго-западу от описанного разреза в верхних горизонтах первой пачки возрастает роль доломитов и сама она может быть разделена на две части: нижнюю — существенно терригенную и верхнюю — доломитовую. Такое строение базальной пачки наблюдалось нами на правобережье р. Май ниже устья р. Орон. Нижние 50—60 м нижнеюдомской подсвиты представлены здесь кварцевыми песчаниками с маломощными прослоями серых алевролитов. Выше залегает хуже обнаженная, существенно доломитовая часть подсвиты мощностью 50—60 м, в которой содержатся редкие *Vesicularites concretus* Z. Zhur.

Суммарная мощность нижней подсвиты у устья р. Орон возрастает, таким образом, до 100—120 м. Строение верхней подсвиты здесь существенно не отличается от описанного у устья р. Томутинжи. Верхние горизонты свиты можно наблюдать несколько южнее, примерно в 10 км вверх по р. Северный Уй от устья. Здесь в составе верхней пачки юдомской свиты выделяются:

	Мощность, м
1. Известняки светло-серые до белых, тонкозернистые, искристые, массивные, реже с нечеткой пластовой отдельностью. Характерны тонкие (первые миллиметры) пропластки и прожилки кремней, а также сферические гороховидные стяжения кремня диаметром до 15 мм. В 10—11 м от видимой подошвы появляются отдельные слои (до 30 см) пористых пятнистых известняков с охристым налетом в порах и с точечным железистым крапом. Отдельные линзовидные прослои (3—5 см) содержат мелкую вкрапленность глаукопита Видимая	17—18
2. Известняки, сходные с вышеописанными, но с косой или нечеткой линзовидной слоистостью (слои 40—50 см)	18—19
3. Известняки светло-серые, тонкозернистые, массивные, с характерным коричневато-черным крапом, концентрирующимся в виде нечетких линзочек, изометричных или неправильной формы пятен, количество которых растет вверх по разрезу	1,7—2

Выше согласно залегают известняки пестроцветной свиты, отличающиеся от юдомских темно-серой поверхностью выветривания, многочисленными прожилками белого кальцита и присутствием макроскопически различимых трубок червей. Определить последние из-за их плохой сохранности не удалось. Видимая мощность пестроцветной свиты 1,5—1,6 м.

При прослеживании юдомской свиты далее к западу в сторону Нельканского разлома, наряду с сокращением мощностей всех пачек, по данным С. М. Калимулина, наблюдается постепенное фациальное замещение карбонатно-песчаниковой нижней части (слои 1 и 2 разреза у устья р. Орон) толщей чередующихся различных доломитов и аргиллитов с горизонтом плитчатых песчаников и алевролитов в основании. Эта толща, вскрываемая уже в области развития среднемайского типа разрезов, выделяется как нижнеюдомская подсвита.

Таким образом, к западу от описанных выше разрезов количество песчаников в нижнеюдомской подсвите сокращается за счет увеличения роли аргиллитов, алевролитов и доломитов. Напротив, при движении к востоку, юго-востоку и югу горизонты доломитов и тонкообломочных по-

род полностью исчезают из ее состава. Подобные изменения хорошо иллюстрирует разрез по р. Мае в районе пос. Кавалькан, где нижняя подсвита целиком представлена очень светлыми разнозернистыми косо-слоистыми кварцевыми песчаниками (35—40 м). Пачки же верхней подсвиты не претерпевают здесь заметных изменений (см. рис. 12); в 10—12 м от основания подсвиты определен *Vesicularites rectus* Z. Zhur., а в 2—4 м ниже — *Nubecularites abustus* Z. Zhur.

Южнее, на правом берегу р. Наюм и в бассейне р. Уйкан, среди песчаников в основании нижней подсвиты, по данным С. М. Калимулина, появляются разности зеленовато-серого и бурого цвета с глинисто-хлорит-железистым и сидеронитовым цементом. Мощность нижней подсвиты здесь 40—45 м. Заметные изменения претерпевает и нижняя пачка верхнеюдомской подсвиты. Уже на правом берегу р. Наюм в ней начинают преобладать серые мелкозернистые, волнистослоистые, частично катаграфиевые доломиты, но еще сохраняются прослойки и линзы (мощностью до нескольких метров) кварцевых песчаников и доломитовых конгломератов с доломитовым же цементом. Наиболее крупная линза таких конгломератов и песчаников (мощность до 60 м), прослеженная на протяжении 1 км, залегает в кровле этой пачки в 6 км к западу от устья рч. Чандыкан (левый приток р. Наюм). Знаменательно, что в цементе обломочных пород присутствует глауконит, характерный для верхних горизонтов толщи микрофитолитовых пород в среднем течении р. Май и по р. Юдоме. Далее к югу, в бассейне р. Уйкан, в рассматриваемой пачке примесь обломочного материала сохраняется лишь в ее основании (10-метровый горизонт плитчатых песчаных доломитов).

Приведенные данные показывают уменьшение мощности нижней подсвиты и замещение терригенно-карбонатных образований верхней подсвиты карбонатными в южном и юго-восточном направлениях. Дальнейшее развитие этого процесса можно наблюдать в бассейне р. Манакан. Нижняя подсвита в этих разрезах представлена толщей рыхлых красноцветных и, реже, серых кварцевых песчаников. Мощность ее резко сокращается к югу от 40—60 м (разрез против устья рч. Сололиндя — левый приток р. Манакан) до 10—15 м в верховьях последней. Возможно, что далее к югу подсвита могла полностью выклинить, но в современном срезе эти разрезы не сохранились.

Верхняя подсвита в бассейне р. Манакан начинается пачкой серых и синевато-серых мелкозернистых волнистослоистых, реже массивных доломитов (60—90 м), содержащих редкие *Gongylinia nodulosa* Kom. et Semikh., а выше пластуется монотонная толща светлых мелко- и среднезернистых сахаровидных доломитов и небольшая пачка светлых известняков. Общая мощность подсвиты в бассейне р. Манакан, судя по графическим построениям, около 400—450 м.

Изменения в строении юдомской свиты к северу от рассмотренных разрезов в междуречье Май и Кирбии устанавливаются с большим трудом в силу плохой обнаженности этого участка. Судя по данным А. Л. Ставцева, в верхней части нижней подсвиты здесь, в бассейне рек Тайма и Онне, происходит частичное замещение песчаников доломитами подобно тому, как это отмечалось по р. Мае у устья р. Орон. В более же восточных разрезах, в бассейне рек Лалиму и Салахандо, по данным А. С. Филиппова и В. Р. Алексеева, среди кварцевых песчаников подсвиты (60—75 м) появляются вишнево-красные и зеленоватые тонкоплитчатые аргиллиты, сходные с типичными породами «кремнистой» пачки р. Юдомы и намечающие постепенный переход к юдомскому типу разреза. В верхней подсвите в рассматриваемой зоне также наблюдается сокращение количества терригенных пород и ее разрезы становятся похожими на описанные в бассейне р. Манакан. Мощность подсвиты здесь меняется в пределах от 250 до 325 м (верховье р. Салахандо).

Из сказанного следует, что в пределах области распространения разрезов верхнемайского типа с юга на север и северо-запад происходит постепенное увеличение мощности нижней подсвиты и сокращение роли обломочного материала.

Палеонтологическая характеристика отложений верхнемайского типа лишь немногим более богата, чем суордахского. В нижней подсвите здесь известен только *Vesicularites concretus* Z. Zhur. (реки Томмутинжа и Орон), а в верхней — *Gongylina nodulosa* Kom. et. Semikh. (верховья р. Манакана), *Vesicularites concretus* Z. Zhur. (реки Томмутинжа и Орон), *Ves. rectus* Z. Zhur. (район пос. Кавалькан), *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur. (р. Томмутинжа) и *Nubecularites abustus* Z. Zhur. (основание подсвиты у пос. Кавалькан).

Среднемайский тип разрезов

Юдомские отложения среднемайского типа характеризуют восточную зону Учуро-Майской плиты. Их выходы наблюдаются в обширной полосе, тяготеющей к субмеридиональному отрезку течения р. Май и верховьям р. Учур (см. рис. 5). Учитывая данные по Амгинской опорной скважине (Некрасова, 1955; Бобров, 1960), можно думать, что область развития среднемайского типа разрезов протягивалась и далее к северу.

Для рассматриваемых отложений типичны: 1) доломито-аргиллитовый и, в меньшей степени, доломито-песчаниковый состав нижней подсвиты; 2) существенно доломитовый состав карбонатных пород верхней подсвиты; 3) наличие в нижней части последней сложно построенной толщи микрофитолитовых, в той или иной мере песчаных доломитов и песчаников (так называемая «онколитовая» толща).

Прежде чем переходить к описанию разрезов среднемайского типа, необходимо отметить, что их общее двучленное строение — доломито-песчано-аргиллитовая толща внизу и песчано-доломитовая сверху — было установлено лишь в самое последнее время. Ведущая роль в этом принадлежит геологам Алданской экспедиции ВАГТа.

В ходе геологической съемки они показали, что песчано-доломитовые породы, которые ранее всеми исследователями относились к юдомской свите, не исчерпывают ее объема и согласно подстилаются существенно аргиллитовой толщей и что именно эта толща, а не более молодые песчаники и доломиты, несогласно залегает на различных свитах верхнего и среднего рифея. До работ геологов Алданской экспедиции упомянутая толща в силу ее плохой обнаженности либо вообще не выделялась в разрезах, либо в разных участках своего развития относилась к разновозрастным песчано-сланцевым свитам и пачкам среднего и верхнего рифея (от эннинской до кандыкской).

Причленение упомянутой, существенно аргиллитовой толщи к юдомской свите, на первый взгляд, привело к значительному расширению объема последней. Формальным основанием такой точки зрения могло бы служить то, что в районе устья р. Юдомы, в разрезе, который обычно рассматривался как стратотип свиты, нижняя, аргиллитовая ее часть находится ниже уреза воды и не обнажена. Однако следует иметь в виду два обстоятельства. Во-первых, в области развития юдомского и учурского типов разрезов рассматриваемая свита всеми исследователями, начиная с выделившего ее Ю. К. Дзевановского (1943), описывалась в объеме аналогов двух подсвит среднемайского типа разрезов. Во-вторых, юдомская свита всеми сейчас понимается как трансгрессивно залегающий комплекс осадков, сверху ограниченный подошвой пестроцветной свиты. Другими словами, включение упомянутой аргиллитовой толщи среднего течения р. Май в состав юдомской свиты приводит не к

увеличению ее объема по сравнению с принятым в смежных районах и прежде всего в типовых разрезах р. Юдомы, а лишь к установлению соответствия объема свиты в разных районах ее распространения.

На обширной площади развития среднемайского типа разрезов юдомская свита испытывает довольно значительные фациальные изменения, которые наиболее ярко заметны при движении вкост общего простираения структур с востока на запад. Поэтому ниже мы рассмотрим строение свиты по трем пересечениям, проходящим от восточного края Учуро-Майской плиты к ее внутренним районам: 1) от окрестностей пос. Нелькан и верховьев р. Улак по р. Ляки; 2) по р. Ингили и смежному отрезку р. Май; 3) от приустьевой части р. Юдомы по р. Мае на отрезке от устья первой до пос. Аим и далее на запад и юго-запад по р. Аим и р. Большой Аим к верховьям р. Учур.

Обнаженность юдомской свиты в области распространения среднемайского типа разрезов резко различна для разных горизонтов. Верхнеюдомские породы обычно наблюдаются либо в коренных обнажениях, либо в крупноглыбовых развалах. Битуминозные доломиты, играющие ведущую роль в сложении верхней части нижнеюдомской подсвиты в северном из упомянутых пересечений, обычно образуют глыбовые развалы, курумы и редкие коренные обнажения, тогда как существенно аргиллитовая толща нижней подсвиты обнажена очень плохо и о ее строении приходится судить по отдельным высыпкам, выворотням в корнях деревьев и закопушкам. Исключением в этом отношении является лишь р. Ингили, на которой нижнеюдомские аргиллиты нередко образуют крупные высыпки по склонам.

Описание юдомской свиты удобнее всего начинать с южного из названных пересечений.

В окрестностях пос. Нелькан и по р. Чуе (рис. 13) на красноцветных песчаниках кандыкской свиты залегают:

	Мощность, м
1. Песчаники буровато-серые, светло-серые и ржаво-бурые, преимущественно мелкозернистые, кварцевые, неровно горизонтальнослоистые, тонкоплитчатые. Цемент кварцевый регенерационный, реже гидрослоистый и железистый	11—13
2. Доломиты коричневатого-серые, тонкозернистые, плитчатые, чередующиеся с серыми и красно-бурыми, мелко- и среднезернистыми полевошпат-кварцевыми песчаниками с кварцевым цементом. В доломитах содержатся <i>Vesicularites bothrydioformis</i> (Krasnop.)	119—21
3. Аргиллиты темно-серые, серые и зеленоватые, переслаивающиеся со светло-серыми алевролитами и песчаниками, а также с коричневатого-серыми тонкозернистыми плитчатыми доломитами. Вверх количество аргиллитов уменьшается, и в верхней трети слоя они отсутствуют	4—6
4. Доломиты темно-серые, микрзернистые с прослоями синевато-серых тонкозернистых строматолитовых доломитов. Отсюда определены <i>Colleniella singularis</i> Kom., <i>Vesicularites bothrydioformis</i> (Krasnop.)	6—8
5. Песчаники светло-серые, крупно- и среднезернистые кварцевые, рыхлые	5—6
6. Доломиты микрофитолитовые, светло-серые и розоватые, мелкозернистые, массивные, главным образом онколитовые, с неясно ограниченными прослоями катаграфиевых и более редких строматолитовых разновидностей с <i>Boxonia ingilica</i> Kom. et Semikh. Среди микрофитолитов определены <i>Volvatella zonalis</i> Nar., <i>V. obsoleta</i> Nar., <i>Ambigolammelatus horridus</i> Z. Zhur., <i>Vesicularites bothrydioformis</i> (Krasnop.), <i>Ves. concretus</i> Z. Zhur.	33
7. Доломиты светло-серые, мелкозернистые, массивные, местами пористые, в нижней части окварцованные (по данным С. М. Калимулина)	180—200

В верховьях р. Чуи описанные породы перекрываются глинистыми известняками пестроцветной свиты. В основании этих известняков несколько западнее, по р. Ляки у устья р. Курун-Урях, содержатся хиолиты, не определимые из-за их плохой сохранности.

С. М. Калимулин, описывавший нельканский разрез при геологической съемке, отнес к юдомской свите, помимо только что рассмотренных пород, также нижележащую 25-метровую толщу красноцветных, мелко-среднезернистых песчаников. Наши наблюдения на более широкой площади показали, что эта толща срезается вышележащей пачкой мелкозернистых плитчатых песчаников (слой 1), которые при движении к западу последовательно переходят на все более низкие горизонты кандыкской свиты (см. разрезы по р. Ляки).

В приведенном разрезе в общем виде можно выделить четыре толщи: 1) доломито-песчаниковую (слои 1—2); 2) аргиллито-доломитовую (слои 3—4); 3) толщу микрофитолитовых доломитов и тесно связанных с нею песчаников (слои 5 и 6), которую впредь для краткости будем именовать «онколитовой»; 4) толщу светлых мелкозернистых доломитов (слой 7). Забегая несколько вперед, отметим, что во всех разрезах среднемайского типа достаточно уверенно трассируется лишь одна граница, отвечающая подошве онколитовой толщи. Эта граница нами, вслед за А. А. Ельяновым, С. М. Калимулиным, А. Д. Живцовым и другими геологами Алданской экспедиции ВАГТа, рассматривается как рубеж двух подсвит юдомской свиты и, как будет показано ниже, отвечает тому же рубежу в других типах разрезов.

Возвращаясь к разрезу юдомской свиты у пос. Нелькан, надо отметить одну его особенность: при значительной (260—280 м) общей мощности свиты мощность ее нижней подсвиты составляет лишь 40—45 м. То же самое характерно для нижнеюдомской подсвиты и в более северном участке зоны, тяготеющей к Нельканскому разлому, в верховьях р. Улак. Здесь на плитчатых аргиллитах и алевролитах усть-кирбинской свиты залегает пачка (26—28 м) серых и ржаво-бурых крупно- и грубозернистых, существенно кварцевых песчаников с линзами и прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Выше пластуется пачка переслаивания (10—15) зеленых аргиллитов и рыхлых песчаников, а венчает разрез нижней подсвиты пачка (6 м) серых битуминозных доломит-известковых пород. Для них характерна тонкая волнистая слоистость и грубоплитчатое сложение. Верхнеюдомская подсвита начинается «онколитовой» толщей, представленной чередованием песчаников, песчаных, микрофитолитовых и тонко-волнистослоистых чистых доломитов (мощностью 45—55 м), на которую налегают светлые искристые доломиты (видимая мощность 10 м).

Нетрудно видеть, что нижняя подсвита Улакского разреза совмещает в себе черты верхнемайского (мощная базальная пачка песчаников), среднемайского (существенно аргиллитовая и онколитовая толщи) и юдомского (известковистая пачка битуминозных пород) типов, что вполне соответствует географическому положению этого разреза.

К западу от тяготеющей к Нельканскому разлому зоны малых мощностей раннеюдомских отложений располагается полоса их повышенных значений. В рассматриваемом пересечении ей отвечает разрез по р. Ляки в районе устья р. Юкатели и верховьев р. Алара-Бачикан. В основании юдомской свиты на кандыкских песчаниках здесь залегает 20—25-метровая пачка чередующихся серых мелко- и среднезернистых кварцевых тонкоплитчатых песчаников со сходными алевролитами, листоватыми серыми аргиллитами, а в средней части и микрозернистыми бежево-серыми тонкоплитчатыми доломитами, содержащими редкие *Vesicularites bothrydioformis* (Краснояр.). Выше следует 22—28-метровая пачка, отличающаяся от нижележащей отсутствием карбонатных пород при преобладании песчаников у основания и у кровли и широким развитием лиловато-серых и сиреневых окрасок. Венчает разрез нижней подсвиты мощная (65—70 м) толща чередования серых и зеленоватых микрозернистых, плитчатых, глинистых, иногда слабобитуминозных доломитов и

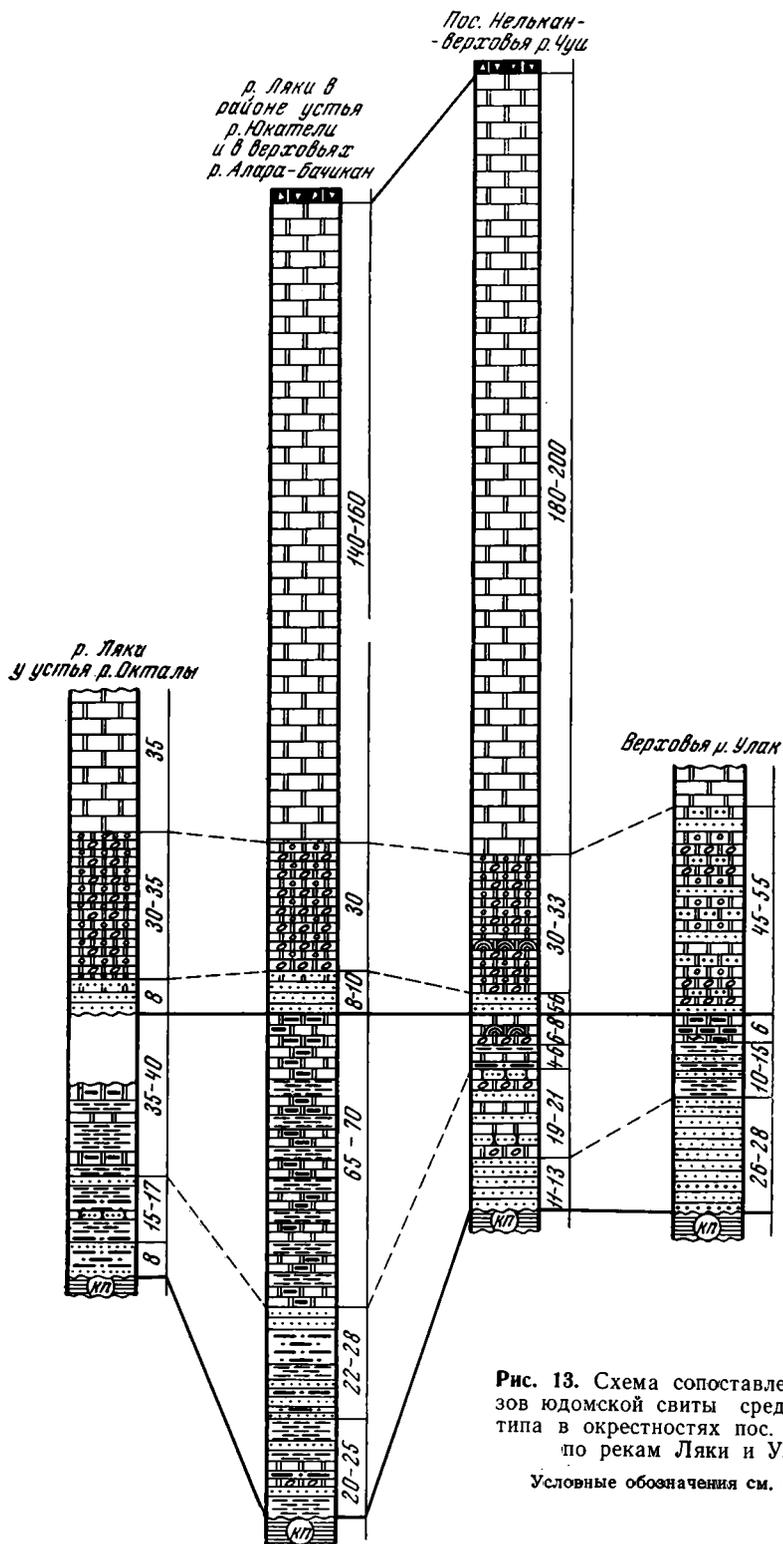


Рис. 13. Схема сопоставления разрезов юдомской свиты среднемайского типа в окрестностях пос. Нельман и по рекам Ляки и Улак.

Условные обозначения см. на рис. 7

серых, табачных и зеленовато-серых листоватых аргиллитов, исчезающих в верхних 10—15 м разреза. Суммарная мощность пород, слагающих нижнеюдомскую подсвиту, составляет 110—120 м.

Верхняя подсвита начинается 8—10-метровым горизонтом очень светло-серых и желтоватых мелкозернистых, косослоистых кварцевых песчаников с кварцевым же цементом, которые содержат отдельные прослои и линзы песчаников с карбонатным матриксом. Количество таких прослоев вверх быстро увеличивается, в них появляются отдельные микрофитолиты и описываемые породы переходят в светло-серые, онколитовые, слабопесчанистые доломиты (около 30 м), которые содержат очень неясно обособленные прослои катаграфиевых разностей. Состав онколитов и катаграфий здесь близок к указанному в этой толще в нельканском разрезе. Выше с постепенным переходом залегают светло-серые мелкозернистые массивные доломиты, мощность которых, по данным С. М. Калимулина, исчисляется в 140—160 м. В верховьях р. Алара-Бичикан на них налегают пестроцветные известняки нижнего кембрия. Общая мощность верхней подсвиты в приведенном разрезе 180—200 м, т. е. несколько меньше, чем у пос. Нелькан.

Западнее, по р. Ляки у устья р. Окталы, и на водоразделе рек Верхний Уськун и Малый Куранак, к востоку от пос. Ципанда, при сохранении общего типа строения нижней подсвиты резко сокращается ее мощность (соответственно 60—65 и 60—70 м), карбонатные породы исчезают из ее нижних горизонтов, а количество песчаников в них (особенно полевошпатсодержащих разностей) несколько возрастает. Строение нижних горизонтов верхней подсвиты аналогично описанному у устья р. Юкатели (см. рис. 13).

Более сложные изменения в юдомской свите наблюдаются при движении с востока на запад по р. Ингили (рис. 14). В верхнем течении этой реки, у устья рч. Таранак и выше него можно наблюдать налегание на различные горизонты кандыкской свиты зеленовато-серых, серых и темно-серых листоватых, тонкослоистых аргиллитов нижнеюдомской подсвиты, в нижней части содержащих небольшие прослои серых и желтовато-серых полевошпат-кварцевых тонкоплитчатых песчаников и алевролитов, а в верхней — тонкие пласты микрозернистых коричневатосерых доломитов. У устья р. Таранак мощность этой толщи составляет 40—48 м, а в 2,5 км восточнее нее только видимая мощность достигает 55—60 м.

Выше залегают значительная (около 70 м) толща доломитов, песчаных доломитов и доломитистых песчаников. Карбонатные породы коричневатосерые и темно-серые, тонко- и микрозернистые, толстоплитчатые или массивные, обычно с грубой кривой и перекрестной слоистостью, подчеркиваемой распределением терригенного материала; часто наблюдаются микрофитолитовые (катаграфиевые), а местами и строматолитовые разности. В них определены *Colleniella singularis* Kom., *Vesicularites bothrydioformis* (Краспор.). Песчаники светлые, кварцевые, мелкозернистые, толстоплитчатые, косослоистые, с доломитовым базальным цементом. Соотношение обломочного материала и цемента в них колеблется в широких пределах и в одном пласте нередко наблюдаются все переходные разности от слабокарбонатных песчаников к песчаным доломитам. По разрезу рассматриваемой толщи песчаники и песчаные доломиты распределены также не равномерно и наиболее обычны в нижних ее 15—18 м. У кровли толщи у устья р. Арагастак появляются доломиты с тонкими (1—5 мм) линзами серых и розовато-серых кремней.

Суммарная мощность двух описанных толщ у устья р. Таранак 110—120 м. Они хорошо сопоставляются с двумя толщами нижнеюдомской подсвиты по р. Ляки у устья Юкатели, но отличаются от последних большей ролью доломитов и значительной песчаностью верхней из них.

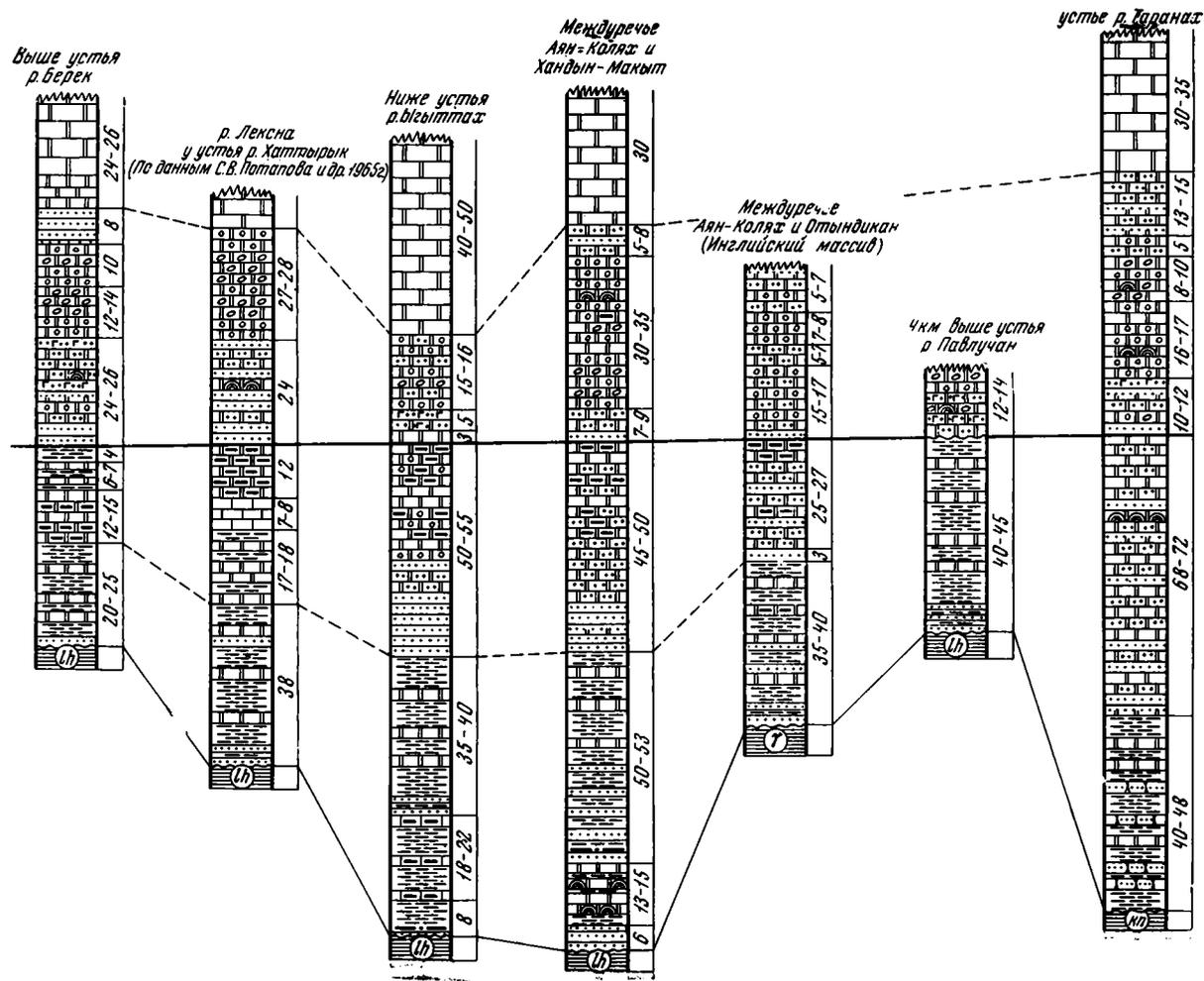


Рис. 14. Схема сопоставления разрезов юдомской свиты среднеламского типа по р. Ингили
Условные обозначения см. на рис. 7

Только что описанные породы верховьев р. Ингили имеют определенные черты сходства с вышележащими отложениями нижней части онколитовой толщи. Это сходство привело к тому, что при геологической съемке (С. В. Потапов и др.) песчанистые доломиты в бассейнах нижнего течения рек Ингили и Малый Кандык были отнесены к верхнеюдомской подсвите. Однако присутствие в этих породах, подстилающих нормальный разрез онколитовой толщи, прослоев кремнистых доломитов на крайнем востоке и глинисто-битуминозных образований на западе, при отсутствии характерных для основания верхней подсвиты этого района глауконитовых и онколитовых разностей, заставляет нас не согласиться с подобной трактовкой.

Верхнеюдомская подсвита у устья р. Таранак начинается онколитовой толщей, выше которой залегают светлые мелкозернистые доломиты (см. рис. 14). В онколитовой толще здесь намечается трехчленное строение, характерное для более северо-западных и северных районов. Нижняя ее часть (10—12 м) представлена песчанистыми, частично микрофитолитовыми доломитами и песчаниками (в том числе глауконитовыми); средняя часть (30—32 м) сложена онколитовыми, катаграфиевыми и более редкими строматолитовыми (*Voxonia ingilica* Kom. et Semikh., *Colleniella singularis* Kom.), а также абиогенными доломитами, чередующимися между собой; верхняя часть (13—15 м) вновь отличается обогащением песчаным материалом — здесь доминируют песчанистые доломиты с прослоями песчаников.

Большой интерес представляют разрезы юдомской свиты ниже по р. Ингили, в междуречье Аян-Коляха и Павлучана, а также в бассейне рек Огус и Батакут. Здесь в пределах Ингилийской структуры субгоризонтально залегающие юдомские породы с резким угловым несогласием налегают на крутопадающие средне- и верхнерифейские отложения, подстилающие их нижнепротерозойские гранито-гнейсы и рвущие ультраосновные щелочные породы. Общая последовательность толщ в юдомской свите и их состав остается близким к описанному у устья р. Таранак, но мощность нижней подсвиты в междуречье Аян-Коляха и Омындикана сокращается до 65—70 м. Среди доломитов, слагающих ее верхние горизонты, появляются битуминозные разности.

Еще более низкие мощности нижней подсвиты — всего 40—45 м — наблюдаются несколько восточнее, на правобережье р. Ингили, в 4 км выше устья р. Павлучан. Здесь характерные породы базальных горизонтов верхней подсвиты — песчанистые, глауконитовые доломиты с прослоями строматолитовых и микрофитолитовых разностей — подстилаются доломито-аргиллитовой толщей, со всех точек зрения не отличимой от базальной толщи нижней подсвиты смежных разрезов (см. рис. 14). Другими словами, верхняя толща нижней подсвиты в павлучанском разрезе выпадает. Представляется вероятным, что на время ее образования в этом участке отмечался локальный перерыв. Такое предположение подкрепляется и тем, что верхние горизонты нижнеюдомской подсвиты в смежных разрезах обогащены песчаным материалом, однако точно решить этот вопрос можно лишь в том случае, если подошва онколитовой толщи будет здесь вскрыта горными работами.

К западу от Ингилийского массива рассматриваемые отложения на значительном протяжении залегают на лахандинской свите. Мощность нижнеюдомской свиты здесь вновь возрастает, а строение усложняется. Эти изменения иллюстрирует разрез, вскрытый на правобережье р. Ингили в междуречье Аян-Коляха и Хандын-Мақыта. Здесь на верхнерифейских доломитах четвертой подсвиты лахандинской свиты залегают:

Мощность,
м

1. Песчаники светло-серые и бурые, мелкозернистые, кварцевые, тонкоплитчатые

6

	Мощность, м
2. Доломиты слабоизвестковистые, серые и светло-серые, микрозернистые, тонкослоистые, частично строматолитовые с прослоями серых листоватых аргиллитов. Строматолиты <i>Jurusania judomica</i> Kom. et Semikh., микрофитолиты <i>Vesicularites obscurus</i> Z. Zhur.	13—15
3. Аргиллиты темно-серые и зеленоватые, в нижней части с прослоями песчаников, аналогичных описанным в слое 1, а в верхней — коричневатых микрозернистых доломитов. В нижних 8 м пачки песчаники преобладают над аргиллитами	50—53
4. Доломиты коричневатые-серые и серые, тонкозернистые, массивные, в различной степени песчаные, в верхней части с пластинами слабобитуминозных разностей, в нижней — с прослоями и линзами светлых тонкозернистых кварцевых песчаников с карбонатным или кварцевым цементом. Редкие <i>Vesicularites bothrydioformis</i> (Krasnop).	45—50
5. Доломиты светло-серые до темных, онколитовые и катаграфические, массивные, в основании (7—9 м) и в кровле (5—8 м) сильнопесчаные, с прослоями и линзами светлых кварцевых косослоистых песчаников. В составе микрофитолитов преобладают <i>Vesicularites bothrydioformis</i> (Krasnop.), <i>Ambigolamellatus horridus</i> Z. Zhur.	45—50
6. Доломиты светло-серые, микрозернистые, массивные, участками окварцованные	Видимая 30

Нижняя подсвита приведенного разреза (слои 1—4) имеет мощность около 120 м. Немного западнее, по р. Ингили ниже устья р. Ыгытта, эта подсвита в общем сохраняет свою мощность и строение (см. рис. 14), но базальные песчаники вновь в значительной мере замещаются аргиллитами, а в вышележащей пачке вместо доломитов появляются пласты (1—2,5 м) черных микрозернистых известняков. Онколитовая толща в данном разрезе не только заметно сокращается в мощности (23—24 м), но и лишается верхней песчаниковой пачки, а в ее основании обособляется 3-метровый пласт очень светлых мелкозернистых искристых доломитов; ниже мы увидим, что такой пласт характерен для многих более северных разрезов.

Ниже по течению р. Ингили, наряду со значительным сокращением мощности всей нижеюдомской подсвиты, в базальных ее горизонтах несколько увеличивается количество песчаников, а доломитовая толща, венчающая разрез подсвиты, расклинивается аргиллитами на отдельные пачки. Особенно показателен в этом отношении разрез на правом берегу р. Ингили, выше устья р. Берек, где непосредственно под песчаниками онколитовой толщи залегают зеленоватые аргиллиты, ниже по разрезу чередующиеся с доломитами. Лишь еще ниже обособляется более или менее монолитная пачка коричневатых, мелкозернистых, частично битуминозных доломитов; мощность ее всего 12—15 м (см. рис. 14). Суммарная мощность нижней подсвиты в районе устья р. Берек составляет 40—45 м, а несколько юго-восточнее, по р. Лексене у устья р. Хаттырых (материалы С. В. Потапова), — 75 м.

Строение верхней подсвиты юдомской свиты в низовьях р. Ингили, а также в верховьях р. Абыламакон существенно не отличается от такового в более восточных участках бассейна Ингили (см. рис. 14). Характерно, что верхние песчаники в онколитовой толще оказываются невыдержанными по площади и местами совсем отсутствуют (реки Абыламакон, Лексена), то достигают 8—9 м (р. Берек). В отличие от них нижняя пачка песчаников и песчаных доломитов здесь не только хорошо выделяется, но и значительно увеличивается в мощности (20—25 м). По рекам Берек и Абыламакон в ней появляются песчаные доломиты с глауконитом, а в абыламаконском разрезе и строматолитовые доломиты, содержащие *Paniscollenia emergens* Kom. Строматолиты образуют неправильной формы тела среди песчаников как с доломитовым, так и с кварцевым цементом. Общая мощность толщи в упомянутых участках 50—60 м.

Приведенные данные по двум пересечениям показывают, что юдомская свита в крайних западных своих разрезах, тяготеющих к восточному крылу Омнинского поднятия, отличается сильным сокращением мощностей нижней подсвиты, возрастанием в ней количества аргиллитов за счет доломитов, появлением в базальных слоях песчаников с отдельными граувиными зернами и гальками, а также увеличением мощности верхнеюдомской онколитовой толщи в целом и в особенности ее нижней, существенно терригенной пачки.

Наиболее широко известны разрезы юдомской свиты, расположенные на севере рассматриваемой зоны, по р. Мае, от приустьевой части р. Юдомы до р. Аим (рис. 15). В этом пересечении в крайней восточной зоне Учуро-Майской плиты, примыкающей к Нельканскому разлому, юдомская свита не вскрывается: ее верхние горизонты выходят из-под уреза воды лишь в приустьевой части р. Юдомы, а по р. Мае выше устья последней отмечены и нижнеюдомские отложения. Один из лучших разрезов нижней подсвиты можно наблюдать на левом склоне долины р. Май, у устья р. Улахан-Курдатыр. Здесь на кандыкских алевролитах и песчаниках залегают:

	Мощность, м
1. Аргиллиты темно-серые, табачного и, реже, буровато-красного цвета, тонкополосчатые, листоватые, содержащие тонкие редкие прослои серых косослоистых алевролитов, а в нижних 7 м — также и прослои микрозернистых известняков и темных мелкозернистых кварцевых песчаников	15
2. Те же аргиллиты, содержащие ряд разобщенных или тесно сближенных 1—2-метровых пластов серых тонко- и микрозернистых слабоглинистых доломитов с редкими остатками <i>Vesicularites enormis</i> Z. Zhur.	22— 25
3. Доломиты серые и коричневато-серые, тонкозернистые, массивные, глинистые, битуминозные, косослоистые, с прослоями микрофитолитовых разностей, содержащих <i>Vesicularites bothrydioformis</i> (Krasnop.), <i>Ves. porrectus</i> Z. Zhur., <i>Ves. concretus</i> Z. Zhur. В основании — 2—2,5-метровый пласт подобных же, но сильнопесчанистых доломитов, переходящих в доломитовые песчаники	35— 37

Суммарная мощность описанных пород, исчерпывающих объем нижнеюдомской подсвиты, около 76 м. Стратиграфически выше залегают маркирующий пласт светло-серых, мелкозернистых сахаровидных доломитов (5—6 м), который вверх сменяется онколитовой толщей, имеющей здесь четко выраженное трехчленное деление. Ее среднюю, большую часть (46—48 м) слагают очень светлые онколитовые и катаграфиевые массивные доломиты, содержащие подчиненные прослои строматолитовых, а иногда и песчанистых разностей. Среди строматолитов здесь определены *Paniscollenia emergens* Kom., а среди микрофитолитов — *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Volvatella zonalis* Nar., *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *Ves. enormis* Z. Zhur.

Нижнюю и верхнюю части толщи образуют две пачки песчаников (соответственно 15—17 и 7—9 м). Песчаники светло-серые и желтоватые, мелкозернистые, кварцевые, обычно косослоистые, с доломитовым или кварцевым регенерационным цементом. Соотношения песчаников того и другого типа быстро меняются от места к месту и нередко среди них обособляются прослои и линзы песчанистых, обычно микрофитолитовых доломитов.

На описанные породы налегают светло-серые, мелкозернистые массивные доломиты (видимой мощностью 70 м), которые в нижней части содержат секущие прожилки и жеоды кварца, а также прослои пористых доломитов.

Стратотипом (лектостратотипом) юдомской свиты обычно считают разрез, вскрытый в так называемой Устьюдомской горе — по правому берегу р. Юдомы, в 1,5 км выше ее устья; иногда в качестве типового указывается и разрез по левому берегу р. Май против устья р. Юдомы

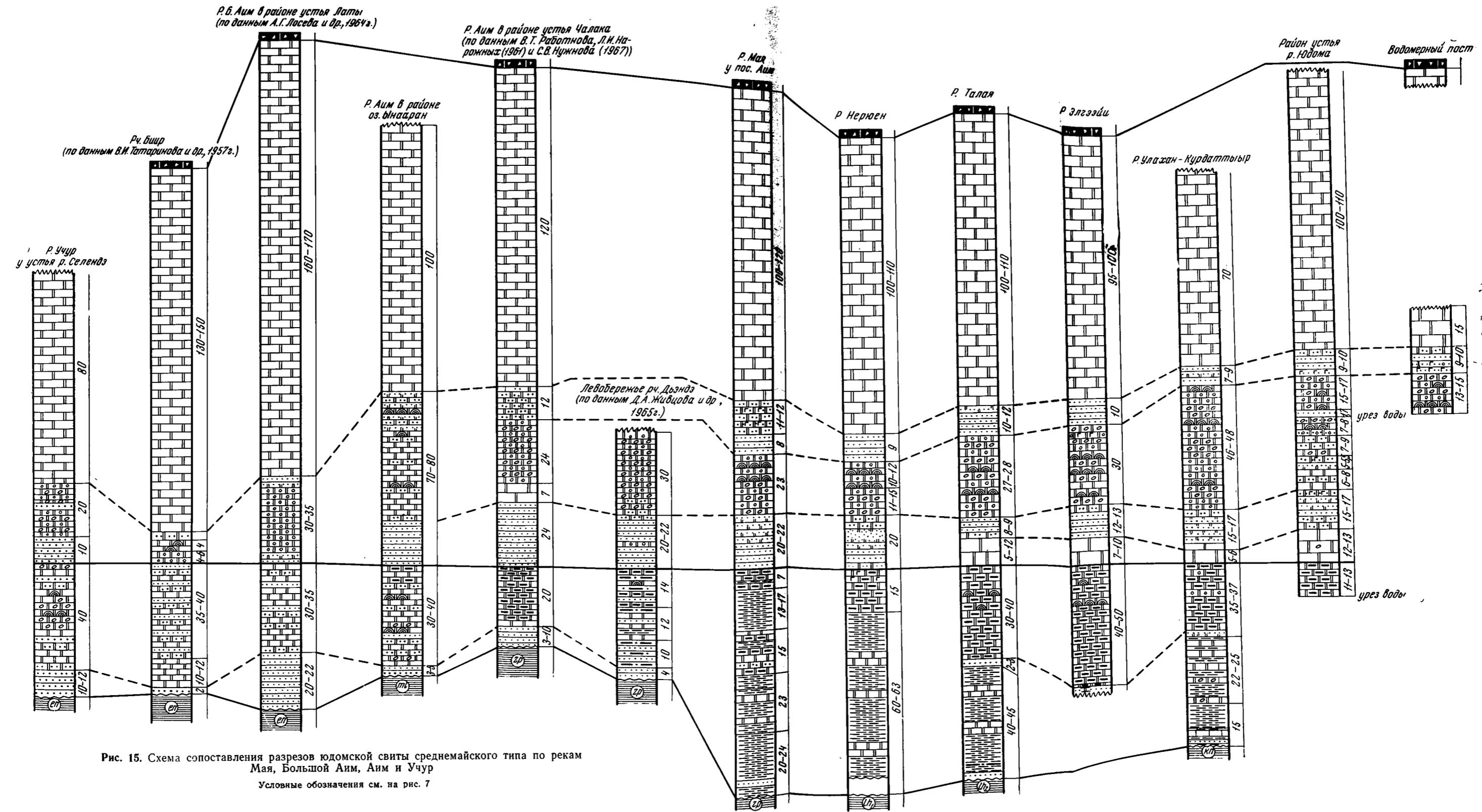


Рис. 15. Схема сопоставления разрезов юдомской свиты среднемайского типа по рекам
 Мая, Большой Аим, Аим и Учур
 Условные обозначения см. на рис. 7

(Нужнов, 1967, стр. 112). Здесь у уреза воды выступают верхние 11—13 м нижнеюдомских битуминозных доломитов, вышележащий маркирующий пласт сахаровидных доломитов (12—13 м), а также онколитовая толща и нижняя часть толщи светлых мелкозернистых доломитов, образующие гигантские осыпи. В нижних горизонтах онколитовой толщи Н. П. Суворовой были найдены органические остатки неясного систематического положения, названные А. Г. Вологиным и А. Б. Масло-вым (1960) *Suvorovella* и *Majaella*.

Разрезы в районе устья р. Юдомы позволяют составить полное представление о строении нижних горизонтов верхнеюдомской подсвиты. На левом берегу р. Май, против устья р. Юдомы, на битуминозных доломитах нижнеюдомской подсвиты залегают:

	Мощность, м
1. Доломиты светло-серые, мелко- и среднезернистые, сахаровидные, с нечеткой косой и волнистой слоистостью, кавернозные, с плохо обособленными линзами катаграфиевых разностей	11—13
2. Песчанистые доломиты светло-серого цвета (до 40% зерен кварца мелкозернистой размерности), в средней части с неясно ограниченным пластом (3—3,5 м) сливных кварцевых песчаников	15—17
Разрез Устьюдомской горы начинается, по всей видимости, с аналогов верхних горизонтов этого слоя. Непосредственно у уреза воды здесь обнажается пачка (видимая мощность 3,5) тонкого (через 2—50 см) чередования песчанистых доломитов, катаграфиевых доломитов и доломитовых песчаников с послойно распределенными зернами кварца (до 0,5 мм), количество которых колеблется от 30 до 70%. Песчанистые разности содержат редкие включения глауконита. Выше залегают:	
3. Доломиты, серые, искристые, мелкозернистые, иногда слабопесчанистые, с четкой перекрестной, линзовидной и волнистой слоистостью (мощность косых серий 10—30 см)	6—8
4. Доломитистые песчаники и песчаники с доломитовым цементом, кварцевые, мелко- и среднезернистые с подчиненными прослоями песчанистых доломитов, количество которых увеличивается вверх по разрезу. Отдельные прослои содержат точечные включения глауконита	5—5,5
5. Доломиты песчанистые, почти белые внизу, а выше серые, сходные с ранее описанными, с пластом (0,5 м) катаграфиевых доломитов в основании и прослоями и линзами песчаников и искристых доломитов	7—9
6. Катаграфиевые и онколитовые доломиты, образующие чередующиеся пласты в 0,5—1 м. В средней части пачки прослой (5—20 см) строматолитовых разностей (<i>Paniscollenia emergens</i> Kom., <i>Colleniella singularis</i> Kom.). Породы, как правило, в той или иной мере песчанистые, глауконитовые	7—8
7. Песчаники кварцевые, светло-серые, резко разнозернистые (от мелко- до грубозернистых) с нечеткой послойной сортировкой	1,5—2
8. Вышележащая часть онколитовой толщи (наиболее хорошо обнаженная у водомерного поста) представлена пачкой переслаивающихся пластов и линз (0,2—2 м) доломитов светло-серых, онколитовых, катаграфиевых строматолитовых и их смешанных разностей, а также синевато-серых опоконидных микрозернистых, тонкополосчатых доломитов. Внутри пачки обычны поверхности перерыва с амплитудой неровности до 6—7 см и примазками темно-серых аргиллитов. Выше часто располагаются строматолитовые доломиты, постепенно сменяющиеся микрофитолитовыми, а затем абиогенными доломитами (см. рис. 35). Среди строматолитов описаны <i>Paniscollenia emergens</i> Kom., <i>Colleniella singularis</i> Kom.	15—17
9. Песчаники кварцевые, светло- и темно-серые, средне- и крупнозернистые, грубозернистые, слоистые, с линзами и редкими прослоями (до 0,5 м) доломитов. В светлых разностях обычны глауконит. Вверх по разрезу песчаники постепенно переходят в светло-серые песчанистые доломиты (3 м), а затем в сходные доломиты с редкими зернами кварца (1—2 м)	9—10

Выше залегают сахаровидные (в нижней части слабобитуминозные) доломиты верхней части верхнеюдомской подсвиты. Суммарная мощность онколитовой толщи составляет 75—90 м. Наряду с указанными выше строматолитами, в ней содержатся многочисленные *Vesicularites*

enormis Z. Zhur., *Ves. flexuosus* Reitl., *Ves. bothrydioformis* (Krasnop.), *Ves. concretus* Z. Zhur., *Volvatella zonalis* Nar., *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., редкие *Nubecularites morulus* Z. Zhur.

Таким образом, онколитовая толща, как и в ранее описанных разрезах, представляет собой сложно перемежающийся комплекс песчаников, песчанистых, фитогенных и абиогенных доломитов. В приведенном разрезе, благодаря его повышенному обогащению песчаным материалом, нижний терригенный и средний фитогенный члены толщи могут быть разделены условно, верхние же песчаники выражены очень четко.

На примере устьюдомского разреза видно, что песчаники нижней части онколитовой толщи связаны постепенными переходами как с маркирующим пластом сахаровидных доломитов, так и с собственно фитогенной частью разреза. Сходные соотношения характерны и для верхних песчаников. Это обстоятельство не только заставляет относить маркирующий пласт к верхней подсвите, но и демонстрирует генетическое единство онколитовой толщи. Наконец, появление глауконита в ее песчанистых породах лишней раз подчеркивает их соответствие аналогичным песчанистым доломитам и песчаникам, ограничивающим толщу микрофитолитовых доломитов в западных разрезах юдомского типа.

На песчаники онколитовой толщи в приустьевой части р. Юдомы налегают массивные светлые мелкозернистые доломиты, аналогичные описанным у устья р. Кыра-Курдаттыр. Их видимая мощность в разрезе Устьюдомской горы 100—110 м; выше по р. Юдоме, в районе водомерного поста, где наблюдаются очень плохо обнаженные разрезы этой толщи, ее мощность, судя по графическим построениям, составляет 120—140 м. У кровли толщи, на правом берегу р. Юдомы, в 300 м выше устья рч. Алысардаах, среди светлых доломитов появляются коричневатосерые разности, содержащие крупные (до 7—10 мм) включения асфальтита, а венчает разрез свиты 40-сантиметровый пласт белых сахаровидных известняков с массовыми *Anabarites trisulcatus* Miss. Он со всех точек зрения аналогичен пласту, залегающему у кровли свиты по р. Аллах-Юнь у устья р. Малой Сахары.

Стратиграфически выше у устья р. Алысардаах по ясной границе залегают известняки пестроцветной свиты, содержащие у основания остатки *Igorella ungulata* Miss., которая неизвестна вне пределов зоны *Ajacyathus sunnaginicus* — *Tiksiteca licis*. Более определенно отложения этой зоны выделяются в нижних 6—7 м пестроцветной свиты на левом берегу р. Май, в 0,8 км выше устья р. Инникээн. Здесь они залегают на светлых сахаровидных доломитах юдомской свиты, не содержащих никаких органических остатков.

Из приведенных данных ясно, что и на северо-востоке рассматриваемой зоны в юдомской свите выделяются те же толщи с присущими характерными пачками, которые были описаны в более южных районах (реки Ингили, Ляки). Следует лишь отметить, что среди доломитов, венчающих нижнюю подсвиту, основная роль принадлежит не песчанистым или глинистым, как это отмечается на юге, а относительно чистым, битуминозным их разностям. Заметная примесь песчаного материала здесь присутствует лишь в базальных пластах этой толщи.

К западу от устья р. Кыра-Курдаттыр, по правому склону долины р. Май выше устья р. Малый Кандык, ниже устья р. Талой, у протоки Дъеле, а также по левому склону майской долины в бассейне рек Кюбю-Идэ и Элгээн в составе юдомской свиты выделяются те же подразделения, но соотношения отдельных типов пород в них от места к месту несколько меняются (см. рис. 15). Среди этих изменений должны быть отмечены: 1) сокращение количества карбонатных пород, а также алевролитов в нижней карбонатно-аргиллитовой толще; 2) быстрые и незакономерные колебания мощностей маркирующего пласта сахаровидных

доломитов (от 3—5 м у устья р. Кюбю-Идэ до 10—12 м у устья р. Талой); 3) существенные вариации мощностей трех пачек онколитовой толщи. Наиболее невыдержанной, как и в более южных районах, оказывается верхняя пачка песчаников, мощность которой ниже устья р. Талой достигает 10—12 м, в протоке Дъеле сокращается до 2—3 м, а на левобережье р. Малый Кандык, у ее устья, вовсе выклинивается. Что же касается суммарных мощностей двух подсвит юдомской свиты, то они в упомянутых участках оказываются довольно постоянными и составляют 75—80 м (нижняя) и 160—170 м (верхняя). Кровлей юдомской свиты здесь служат пестрые, местами доломитизированные известняки пестроцветной свиты, содержащие остатки фауны нижней части томмотского яруса.

Рассмотренные выше районы распространения среднемайского типа разрезов являются одними из наиболее сложных для проведения нижней границы юдомской свиты. Здесь карбонатно-аргиллитовая ее толща обнажена плохо и на значительном протяжении залегает на похожих на нее песчано-аргиллитовых отложениях (кандыкская свита, первая и третья подсвиты лахандинской свиты). Поэтому упомянутую толщу долгое время либо ошибочно отождествляли с названными подразделениями, либо вообще пропускали в разрезах, а подошву юдомской свиты проводили по вышележащим пластам песчаников, которые подстилают битуминозную или даже онколитовую толщу. Наиболее ярко такая точка зрения отражена в монографии С. В. Нужнова (1967).

Детальные геологические работы, проведенные в 1967 г. С. В. Потаповым и А. Ф. Лобановой в бассейне р. Малый Кандык, полностью подтвердили выводы о наличии карбонатно-аргиллитовой толщи в основании юдомской свиты этого района. Применение значительных объемов горных работ позволило названным геологам показать, что в большинстве разрезов бассейна р. Малый Кандык юдомская свита налегает на различные горизонты кандыкских песчаников непосредственно аргиллитами. Строение свиты здесь, судя по данным С. В. Потапова и А. Ф. Лобановой, остается близким к описанному у устья р. Кыра-Курдаттыр, но мощность пород, относимых нами¹ к нижней подсвите, увеличивается до 100—108 м.

Важные изменения в строении юдомской свиты происходят к северу от описанных участков. На севере, на левобережье р. Май, в верхнем течении Кумахи и Нерюена, по данным И. М. Фердмана, нижеюдомская карбонатно-аргиллитовая толща в значительной мере замещается темными глинистыми известняками и доломитами, а в кровле нижней подсвиты появляется 12-метровая пачка черных тонкослоистых битуминозных известняков. Внешне они не отличимы от одноименных пород, венчающих нижнюю подсвиту в юдомском типе разрезов. Значительно сближает эти разрезы и еще одно обстоятельство: в кровле верхней подсвиты в верховьях р. Кумахи обособляется 15-метровая пачка светлых тонкозернистых известняков — характерный член подсвиты в Юдомо-Майском прогибе. Мощность нижней подсвиты юдомской свиты в истоках р. Нерюен составляет 70—73 м, в бассейне р. Кумахи — 80—87 м; верхняя подсвита более выдержана — 160—170 м. Тем не менее мощность онколитовой ее толщи здесь заметно увеличивается и в среднем течении р. Кумахи достигает 90 м, а количество песчаников и особенно строматолитовых доломитов в ней сильно увеличивается.

Представление о дальнейших изменениях рассматриваемых отложений к северу (вне изучавшейся площади) может дать разрез Амгинской опорной скважины, детально описанный О. И. Некрасовой (1955) и дру-

¹ Границу подсвит юдомской свиты мы проводим несколько выше, чем С. В. Потапов и А. Ф. Лобанова.

гимии исследователями (Зеленов, 1957; Бобров, 1960; и др.). Здесь буягинская (юдомская) свита залегает на коре выветривания кристаллических пород фундамента и подразделяется на четыре пачки. Нижняя из них (37 м) представлена доломитами с частными прослоями песчаников внизу и алевролитов, а также аргиллитов выше по разрезу. В основании пачки залегает 4-метровый пласт глинистых кварц-полевешпатовых песчаников. Вторая пачка (94 м) сложена битуминозными плитчатыми доломитами, в верхней части с линзами известняков. Третья пачка (27 м) представлена тонким чередованием кварц-полевешпатовых песчаников с битуминозными, часто оолитовыми (онколитовыми?) доломитами. Завершает разрез 34-метровая пачка массивных известковистых, частично строматолитовых доломитов. Для всех карбонатных пород разреза характерна битуминозность, пиритонность и вкрапленность ангидритов.

Описанный четырехчленный разрез общей мощностью 192 м по составу и общей последовательности напластования легко увязывается с четырьмя толщами юдомской свиты среднемайских разрезов. Обращает на себя внимание тот факт, что, как и все разрезы юдомской свиты к северу от линии, соединяющей устье Аллах-Юня с истоками р. Кеатан, разрез Амгинской опорной скважины характеризуется пониженным (61 м) значением мощности верхней подсвиты при значительной (131 м) мощности нижней. В аналоге онколитовой толщи (пачка 3) ведущую роль играют терригенные породы, что согласуется с отмеченным выше увеличением песчанности этой толщи к северу от субширотного отрезка течения р. Май. Большой интерес представляют еще две отличительные черты амгинского разреза: преобладание полевых шпатов в обломочной части песчаников и алевролитов и широкое распространение ангидритов.

Вернемся к изменениям, наблюдаемым в юдомской свите к западу от ранее рассмотренных разрезов, по р. Мае на отрезке от устья р. Нерюен до окрестностей пос. Аим. У устьев рек Талой и Нерюен в нижне-юдомской подсвите заметно увеличивается мощность карбонатно-аргиллитовой толщи за счет вышележащей толщи битуминозных доломитов; последняя у устья р. Талой не превышает 30—40 м, а у устья р. Нерюен — 15—18 м. Вместе с тем у устья р. Нерюен маркирующий пласт сахаровидных доломитов замещается светлыми кварцевыми песчаниками, а мощность как онколитовой толщи, так и всей верхней подсвиты несколько сокращается (см. рис. 15). Состав органических остатков, встреченных здесь, близок к их составу в соответствующих пачках курдатырского разреза. Следует лишь указать, что среди битуминозных доломитов нижней подсвиты в разрезе у начала протоки Дъеле найдены единичные *Boxonia grumulosa* Ком.

Для иллюстрации дальнейших изменений в строении рассматриваемых отложений интересен их разрез, вскрытый вдоль телеграфной линии на склонах долины рч. Амак и на водоразделе Амака и Май, в 2 км к северу от пос. Аим. Здесь на доломитах средней части ципандинской свиты залегают:

	Мощность, м
1. Аргиллиты темно-серые и табачные, листоватые, в средней части слабокарбонатные, с прослоями коричневатого-серых тонкозернистых доломитов, в нижних 7—10 м с маломощными (10—15 см) прослоями желтовато-серых мелко- и среднезернистых кварцевых песчаников	20—24
2. Те же аргиллиты с прослоями плитчатых, тонкозернистых коричневатого-серых доломитов, обычно в той или иной мере глинистых	23
3. Доломиты серые, тонкозернистые, массивные, слабопесчанистые, с прослоями слабобитуминозных разновидностей, а в верхних 6 м — зеленоватых и табачных аргиллитов	15
4. Аргиллиты зеленоватого-серые, реже буро-красные, иногда слабокарбонатные	13—17

	Мощность, м
5. Доломиты темно-серые и серые, тонкозернистые, слабобитуминозные, массивные, в отдельных прослоях ноздреватые	7
6. Песчаники светло-серые и серые, кварцевые, мелко- и среднезернистые, с кварцевым цементом, массивные, в верхней части переходящие в доломитистые разности и песчанистые доломиты. В нижней части — линзы крупнозернистых песчаников	20—22
7. Доломиты светло-серые, массивные, микрофитолитовые, в верхней части чередующиеся с катаграфневыми и более редкими строматолитовыми разностями <i>Voxonia ingilica</i> Kom. et Semikh.	23
8. Песчаники желтовато-серые, кварцевые, мелко- и среднезернистые, с грубой кривой слоистостью, с кварцевым цементом, вверх переходящие в карбонатные разности и песчанистые косослоистые доломиты. В породах содержатся редкие зерна глауконита	19—20
9. Доломиты светло-серые, мелкозернистые, массивные, иногда косослоистые, в нижней части с прослоями палево-серых тонкозернистых доломитов	100—120

Гипсометрически выше наблюдались высыпки и отдельные обнажения пестроцветных глауконитовых известняков нижнего кембрия.

Сравнение Аимского разреза с ранее описанными показывает, что в нижнеюдомской подсвите (слои 1—5) в приустьевой части р. Аим происходит: 1) дальнейшее увеличение роли аргиллитов, которые расклинивают толщу битуминозных доломитов на отдельные пакки; 2) обогащение базальных горизонтов свиты песчаниками; 3) увеличение мощности онколитовой толщи до 80—85 м. Несколько далее к юго-западу, в междуречье Май и Аима над скалами Селия, кроме того, резко сокращается мощность нижней подсвиты до 60—68 м и в ее основании появляются разнозернистые несортированные песчаники.

Таким образом, рассмотренные изменения аналогичны тем, которые наблюдаются в юдомской свите по двум ранее описанным пересечениям при приближении к восточному склону Омнинского поднятия. Закономерный характер этих изменений подтверждается и материалами по районам, лежащим к югу от пос. Аим. Здесь, на правобережье р. Березин нижнеюдомская подсвита имеет мощность около 85 м и в верхней части (30—35 м) представлена битуминозными коричневато-серыми слабопесчанистыми доломитами, содержащими редкие везикуляриты. Западнее, на левобережье р. Май, в верховьях р. Дьээнде мощность подсвиты, по данным А. Д. Живцова, сокращается до 40 м, а доломитовая толща расклинивается пластами аргиллитов, алевролитов и песчаников. В основании подсвиты, как на правобережье р. Березин, так и на склонах горы Селия и по р. Дьээнде, залегает 4—5-метровая пачка мелко- и крупнозернистых кварцевых песчаников с линзами гравелитов. Что же касается онколитовой толщи, то она в рассматриваемых участках имеет мощность 85—90 м и лишена верхней пакки песчаников, зато нижняя их пачка тут достигает 25—30 м. Состав присутствующих в ней микрофитолитов существенно не отличается от состава указанного для той же толщи ниже по р. Мае.

Зона малых мощностей нижней подсвиты, прослеживающаяся к северу от Омнинского поднятия, между устьями рек Чалака и Чыян, служит границей, на которой происходит резкое изменение строения подсвиты (см. рис. 15). Эти изменения выражаются в появлении к западу от упомянутой зоны в основании подсвиты 5—10-метровой выдержанной пакки желтовато-серых и розоватых разнозернистых перекрестнослоистых полевошпат-кварцевых песчаников с линзами и прослоями гравелитов. Частым компонентом песчаников является глауконит. Аргиллиты здесь полностью замещаются серыми и темно-серыми доломитами, которые слагают большую, верхнюю часть нижнеюдомской подсвиты. Это тонкозернистые массивные разности, часто обогащенные песчаным материалом и содержащие прослой и линзы фитогенных пород. Битуми-

нозные разности играют подчиненную роль. Лишь в районе верхнего течения р. Малый Аим (истоки рч. Алтан), по данным Я. Д. Шенкмана, эти породы вновь появляются в разрезе, слагая совместно с глинистыми доломитами пачку мощностью в 35—40 м в верхней части 55-метрового разреза нижней подсвиты.

Несмотря на некоторые колебания в мощностях отдельных пачек, в степени их обогащения песчаным или фитогенным материалом, в роли битуминозных разностей, разрезы рассматриваемой зоны отличаются относительной стабильностью, резко отделяясь по этому признаку от разрезов среднего течения р. Май. Мощность нижней подсвиты, исчисляемая в районе скалы Селия, оз. Ынاران, рек Дъээндэ и Чалак в 35—50 м, к устью р. Чыян возрастает до 65—70 м и выдерживается на этом уровне на значительной площади: по р. Аим до устья р. Омни и в нижнем течении р. Малый Аим. В породах нижней подсвиты в разрезах по р. Аим содержатся *Vesicularites lobatus* Reitl., *Ves. concretus* Z. Zhur., *Ves. bothrydioformis* (Krasnop.), редкие *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Volvatella vadosa* Z. Zhur., а также *Colleniella singularis* Kom., *Paniscollenia emergens* Kom. Стратиграфически выше по р. Аим, в районе устьев рек Чалака и Малый Аим, а также по р. Большой Аим у устья р. Омни, залегает онколитовая толща (60—80 м), сохраняющая основные черты строения и палеонтологическую характеристику, присутствующие ей в более восточных районах. Выше следует толща искристых светлых мелкозернистых доломитов (80—100 м). Последняя по р. Малый Аим перекрывается розоватыми известковистыми доломитами, содержащими зерна глауконита и остатки хиолитов. Данные породы мощностью 2,8—3 м литологически более тяготеют к юдомской свите, чем к пестроцветной, и при геологосъемочных работах (Я. Д. Шенкман) включались в состав первой из них. Этим объясняется часть указаний на находки раковин хиолитов в юдомских породах на р. Малый Аим. Ниже мы покажем, что упомянутые известковистые доломиты следует относить к нижней части пестроцветной свиты и что появление их здесь является вполне закономерным. Более сложно решается вопрос о стратиграфической приуроченности хиолитов *Aimites rabotnovi* Syss., единственная находка которых указывается рядом исследователей (Работнов, Нарожных, 1961; Нарожных, 1965; Сысоев, 1966; и др.) из более низких горизонтов юдомской свиты на р. Малый Аим. На оценке этих указаний мы остановимся ниже (стр. 86).

В разрезах свиты, вскрытых по р. Большой Аим к югу и юго-западу от устьев рек Омни и Малый Аим, отмечается постепенное сокращение мощности онколитовой толщи, уменьшение в ее составе роли песчаников и, напротив, повышение их значения в строении нижнеюдомской подсвиты (см. рис. 15). В результате таких изменений, а также увеличения количества микрофитолитовых пород в нижней подсвите резкие литологические различия двух подсвит юдомской свиты здесь в значительной мере стираются и граница данных подразделений не всегда может быть точно проведена, тем более, что они обнажаются главным образом в глыбовых развалах. Один из лучших разрезов юдомской свиты в рассматриваемом районе вскрыт вблизи устья р. Латы. Здесь, по данным А. Г. Лосева, дополненным нашими наблюдениями, в составе свиты выделяются:

	Мощность, м
1. Песчаники желтовато-серые и серые, полевошпат-кварцевые, средне- и крупнозернистые, косослоистые, в нижней части с прослоями и линзами мелкогалечных конгломератов с гальками кварца, кремней и кварцитов	20—22
2. Доломиты коричневатые-серые, тонкозернистые, в той или иной мере песчаные, слабобитуминозные, массивные, с прослоями кварцевых песчаников	30—35

- | | |
|--|---------|
| 3. Доломиты светло-серые и розоватые, онколитовые, массивные, слабепесчанистые, в основании и в кровле с 4—5-метровыми пластами песчаников и песчанистых, частично онколитовых доломитов | 30—35 |
| 4. Доломиты светло-серые, реже розоватые, мелкозернистые, массивные, местами окварцованные, в верхних 30—35 м слабоизвестковистые и песчанистые | 160—170 |

Стратиграфически выше залегают пестрые доломитовые известняки пестроцветной свиты.

Чрезвычайно близкий разрез юдомской свиты вскрывается по р. Учур у устья р. Сэлиндэ (см. рис. 15). Следует лишь отметить, что базальная пачка сокращается здесь в мощности до 10—12 м, среди доломитов вышележащей толщи (аналог слоя 2) появляются строматолитовые и микрофитолитовые разности с *Paniscollenia emergens* Kom. и *Vesicularites bothrydioformis* (Красноп.), а онколитовая толща в верхней части не имеет обособленной пачки песчаников. Мощность нижней подсвиты здесь около 50 м, верхней — 110 м.

Резкие изменения в строении свиты происходят к западу от двух последних разрезов. По р. Большой Аим у устья р. Биир, а по данным В. И. Татарина и выше по Большому Аиму, можно наблюдать, как онколитовая толща сокращается в мощности до 8—12 м (из них 2—4 м песчаников); в нижней подсвите здесь вновь возрастает количество песчаников. Все эти изменения знаменуют собой переход к описываемому ниже учурскому типу разрезов.

Резюмируя все сказанное о строении юдомской свиты в бассейне среднего течения р. Май и в верховьях р. Учур, отметим следующее:

1. В данном типе разрезов, как и в трех рассмотренных ранее, наиболее изменчивой оказывается нижнеюдомская подсвита. В широкой полосе, заключенной между Нельканским разломом и восточным склоном Омнинского поднятия, с востока на запад по особенностям строения этой подсвиты выделяются три субмеридиональные зоны: а) песчано-доломит-аргиллитовых отложений малой мощности; б) доломит-аргиллитовых отложений большой мощности; эта зона осложнена небольшим участком сокращения мощностей в районе Ингилийской структуры; в) зона средних и сокращенных мощностей, в которой доломиты все более замещаются аргиллитами, а в базальных слоях появляются песчаники и даже гравелиты. К западу от меридиана Омнинского поднятия (бассейны верхнего течения рек Большой Аим и Учур) располагается область развития песчано-доломитовых нижнеюдомских отложений умеренной мощности.

2. Стратиграфический объем доломитовой толщи, венчающей разрез нижней подсвиты, в различных участках ее распространения различен за счет скольжения нижней границы. Анализируя строение разрезов в низовьях р. Аим, нетрудно убедиться, что песчано-доломитовая толща, развитая в среднем и нижнем течении этой реки, отвечает не только битуминозным доломитам р. Май, но и большей части нижележащей карбонатно-аргиллитовой толщ.

3. Верхняя подсвита более выдержана по площади. Ее изменчивость сводится в основном к возрастанию мощности онколитовой толщ в районах, тяготеющих к восточному склону и северной переклинали Омнинского поднятия, и к увеличению относительной роли песчаников в этой толще в только что упомянутых и в северных районах рассмотренной области.

Палеонтологическая характеристика юдомской свиты в среднемаяском типе разрезов значительно богаче и разнообразнее, чем в каком-либо другом. В базальной карбонатно-аргиллитовой толще, выделяющейся к востоку от Омнинского поднятия, среди строматолитов изве-

стны *Jurusania judomica* Kom. et Semikh. (р. Ингили в междуречье Аян-Коляха и Хандын-Махыта) и *Colleniella singularis* Kom. (у устья Малого Кандыка). Микрофитолиты этой толщи представлены *Vesicularites bothrydioformis* (Краспор.) (устье Малого Кандыка, рч. Березин, район пос. Нелькан, р. Ляки у устья р. Юкатели), *Ves. enormis* Z. Zhur. (р. Кыра-Курдаттыр), *Ves. obscurus* Z. Zhur. (р. Ингили ниже р. Аян-Колях).

В вышележащей толще песчанистых и битуминозных доломитов содержатся строматолиты *Boxonia grumulosa* Kom., (протока Дъеле), *Colleniella singularis* Kom. (район пос. Нелькан, р. Ингили ниже и выше устья р. Тарынак и у устья р. Берек, р. Лексена, р. Мая у устьев рек Элгээйи, Кюбю-Идэ, Талой, р. Абыламакон), *Paniscollenia emergens* Kom. (р. Мая у устья р. Элгээйи, приустьевая часть р. Аим). Среди микрофитолитов в рассматриваемой толще определены *Vesicularites bothrydioformis* (Краспор.) (район пос. Нелькан, р. Мая у устья р. Талой, р. Ингили у устья р. Тарынак), *Ves. porrectus* Z. Zhur. (р. Березин, р. Ингили ниже устья р. Ыгытаах, р. Мая у устья р. Кюбю-Идэ), *Ves. concretus* Z. Zhur. (протока Дъеле, р. Ингили у устья р. Тарынак), *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur. (р. Талая).

В нижнеюдомской подсвите к западу от Омнинского поднятия, по рекам Большой и Малый Аим и в верховьях р. Учур содержатся *Paniscollenia emergens* Kom. (р. Учур у устья р. Сэлиндэ, р. Аим), *Colleniella singularis* Kom. (р. Аим), а также *Vesicularites lobatus* Reitl., *Ves. concretus* Z. Zhur., *Ves. bothrydioformis* (Краспор.), *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Volvatella vadosa* Z. Zhur.

В онколитовой толще верхнеюдомской подсвиты строматолиты распространены очень широко и в том или ином количестве встречаются почти в каждом ее разрезе; особенно они многочисленны на левобережье субширотного отрезка течения р. Мги. Наиболее обычны среди них *Paniscollenia emergens* Kom. и *Colleniella singularis* Kom.; реже встречаются важные в стратиграфическом отношении *Boxonia ingilica* Kom. et Semikh. Их находки известны в окрестностях пос. Нелькан и Ципанды, по р. Ингили у устья р. Тарынак и ниже р. Аян-Колях, в приустьевой части р. Аим. Среди микрофитолитов данной толщи, по существу в каждом ее разрезе заключены *Ambigolamellatus horridus*, *Vesicularites bothrydioformis*; реже встречаются *Volvatella vadosa*, *Volv. zonalis*, *Vesicularites concretus*, *Ves. lobatus*, *Ves. porrectus* и лишь в отдельных пунктах — *Ves morulus* Z. Zhur., *Ves. enormis* Z. Zhur., *Ves. flexuosus* Reitl., *Osagia corticosa* Nag., *Radiosus* sp., *Vermiculites tortuosus* Reitl., а также *Nubecularites abustus* Z. Zhur. Здесь же содержатся органические остатки неясного систематического положения: *Sovorovella* и *Majella*. В верхней части верхнеюдомской подсвиты в искристых доломитах остатки фитолитов известны только в одном месте. Это строматолиты *Gongylina nodulosa* Kom. et Semikh., найденные у протоки Дъеле. Помимо того, у кровли подсвиты по р. Юдоме у водомерного поста содержатся *Anabarites trisulcatus* Miss.

Учурский тип разрезов

Учурский тип разрезов юдомской свиты развит в западной части Учуро-Майской плиты, в субмеридионально вытянутой полосе, которая примыкает к восточному склону Алданского щита и охватывает нижнее и среднее течение р. Учур и верховья р. Большой Аим (см. рис. 5), а также, вероятно, протягивается в среднее течение р. Амги.

Этот тип разреза характеризуется сокращением общей мощности свиты, песчано-доломитовым составом нижней и чисто доломитовым составом верхней подсвит. От примыкающего к нему с востока среднемайского типа он отличается, в первую очередь, исчезновением онколитовой

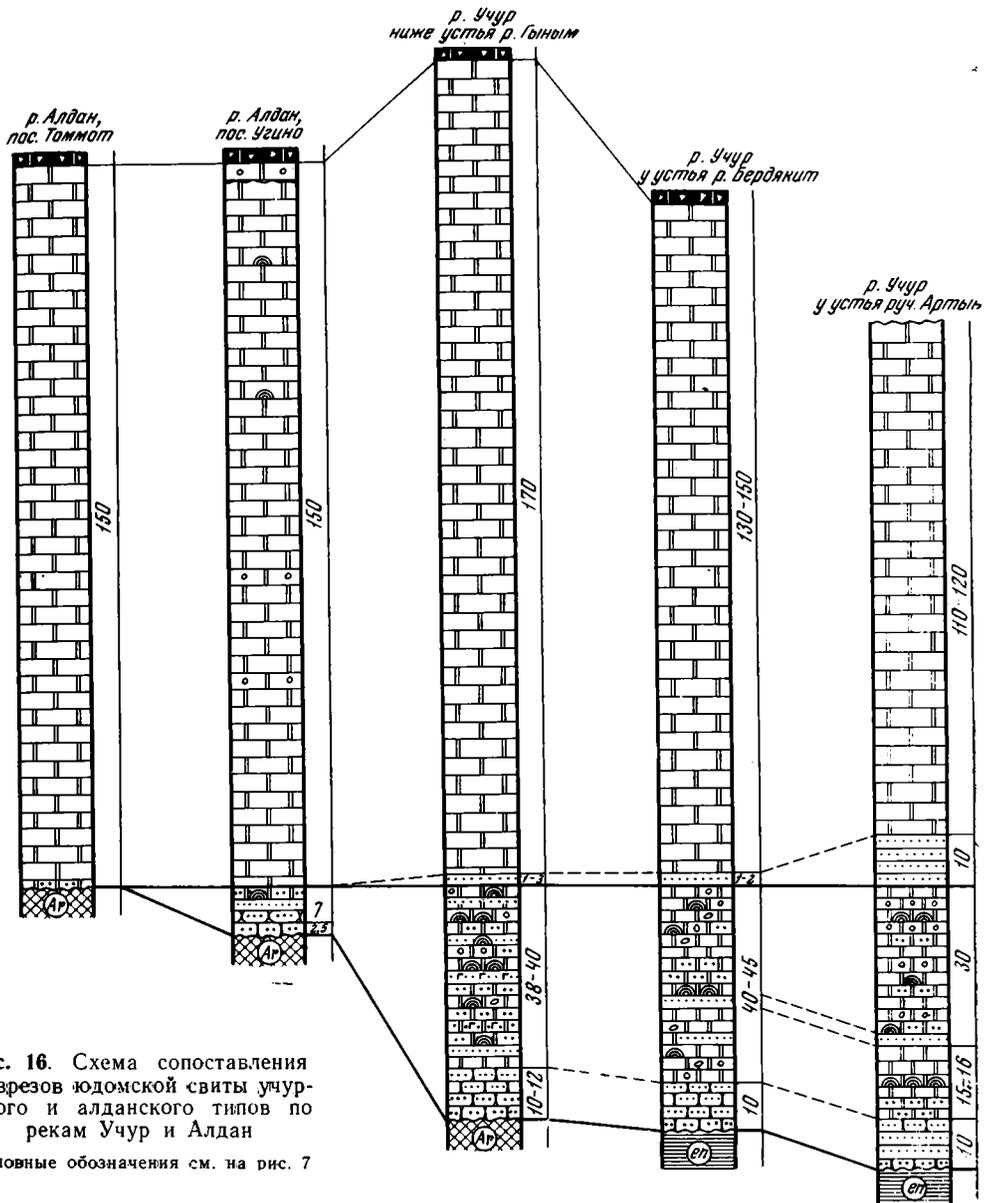


Рис. 16. Схема сопоставления разрезов юдомской свиты учурского и алданского типов по рекам Учур и Алдан

Условные обозначения см. на рис. 7

толщи в основании верхней подсвиты и замещением тонких терригенных пород (аргиллитов, алевролитов) более грубыми в составе нижней. Обнаженность юдомских пород в зоне развития разрезов учурского типа довольно хорошая; лучшие обнажения наблюдаются высоко над урезом воды на узких водораздельных гребнях.

Один из самых восточных разрезов учурского типа вскрывается по р. Учур против устья р. Артын (рис. 16). Здесь в составе терригенно-карбонатных отложений нижней подсвиты выделяются три пакки:

- | | Мощность, м |
|--|-------------|
| 1. Песчаники светло-серые, разнозернистые, полевошпат-кварцевые и кварцевые, косослончатые, с прослоями (до 0,5 м) и линзами гравелитов | 10 |
| 2. Доломиты серые и темно-серые, тонкозернистые, плитчатые, в нижней части песчаные, в средней и верхней частях с изолированными биогермами строматолитов <i>Panisbolientia emergens</i> Kom. Редкие <i>Ambigolamellatus horridus</i> Z. Zhur., <i>Vesicularites bothrydioformis</i> (Krasnop.). | 15—16 |

3. Доломиты темно-серые, тонкозернистые, толстоплитчатые с прослоями в 0,5—1,0 м желтоватых строматолитовых и микрофитолитовых и более редких песчаных разностей. В основании четко обособленный метровый пласт серых разнозернистых кварцевых песчаников. Здесь содержатся строматолиты *Paniscollenia emergens* Kom., микрофитолиты *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Volvatella vadosa* Z. Zhur., *Osagia cortuosa* Nar., *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *Ves. porrectus* Z. Zhur.

30

Суммарная мощность описанных пород составляет 55 м. Разрез верхней подсвиты начинается 10-метровая пачка светло-серых и желтоватых толстоплитчатых кварцевых песчаников, обычно обладающих грубой косо волнистой слоистостью. В этой пачке нетрудно узнать базальные песчаники верхнеюдомской подсвиты среднемайских ее разрезов. Выше, у устья р. Артын, залегает мощная толща однообразных массивных или толстоплитчатых светлых мелкозернистых доломитов, содержащих неясно обособленные прослои тонкозернистых разностей. Видимая мощность этой толщи 110—120 м.

Сходный разрез свиты вскрывается в верхнем течении р. Большой Аим, в районе устья р. Ярмарка-Хапчана. Суммарная мощность юдомской свиты в этом разрезе 200—220 м, а нижней подсвиты — 55—60 м. В последней содержатся строматолиты *Boxonia grumulosa* Kom., *Paniscollenia emergens* Kom., *Colleniella singularis* Kom., а также микрофитолиты *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Volvatella vadosa* Z. Zhur., *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *Ves. concretus* Z. Zhur.

Несколько восточнее, по р. Большой Аим ниже устья р. Киенг-Юрях, общая последовательность залегания и мощности юдомских пород не отличается от описанных, но у основания верхней подсвиты над песчаниками появляется 4—6-метровый пласт светлых микрофитолитовых доломитов — реликт типоморфной толщи среднемайских разрезов. Появление этого пласта еще раз подтверждает правильность отнесения подстилающих ее песчаников к базальным горизонтам верхнеюдомской подсвиты.

К западу от описанных разрезов как в бассейне р. Большой Аим, так и в бассейне р. Учур происходит постепенное сокращение мощности нижнеюдомских отложений и обогащение их грубым терригенным материалом. В результате этого описанное выше трехчленное строение нижней подсвиты (песчаники — доломиты — песчаные доломиты и песчаники) здесь затушевывается. По р. Учур в районе устья р. Бердякит выше базальной пачки свиты, представленной серыми косо слоистыми полевошпат-кварцевыми, крупно- и грубозернистыми песчаниками и гравелитами (10 м), залегает 40—45-метровая однообразная пачка коричневатых тонкозернистых доломитов, содержащих пласты до 0,5—0,7 м песчаных доломитов и более редких песчаников. Наиболее мощный пласт последних наблюдается примерно в середине описываемой пачки и, вероятно, отвечает подобному пласту более восточных разрезов (см. рис. 16). По всему разрезу этой пачки встречаются фитогенные разности доломитов, заключающие строматолиты *Paniscollenia emergens* Kom., а также онколиты и катаграфии: *Vesicularites lobatus* Reitl., *Ves. concretus* Z. Zhur., *Ves. bothrydioformis* (Krasnop.), *Ves. rectus* Z. Zhur., *Vesmiculites irregularis* (Reitl.), *Verm. tortuosus* Reitl., *Volvatella vadosa* Z. Zhur., *Vol. zonalis* Z. Zhur., *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur.

Верхнеюдомская подсвита у устья р. Бердякит, как и восточнее, начинается пластом светлых разнозернистых кварцевых песчаников, мощность которых здесь сокращена до 1—2 м. Основную часть разреза подсвиты слагают однообразные светло-серые, желтоватые или палевые плитчатые мелкозернистые доломиты, в верхней части переходящие в сильнопористые разности, содержащие линзы кремней. Мощность верх-

ней подсвиты в рассматриваемом разрезе составляет 130—150 м, а общая мощность свиты — 180—200 м. Стратиграфически выше по четкой, но не резкой границе залегают розовато-серые доломитистые (5 м), а затем красно-бурые чистые глауконитовые известняки пестроцветной свиты. Как те, так и другие содержат остатки фауны нижней части томского яруса.

Далее к северо-западу, по р. Учур в районе устьев рек Гыным (см. рис. 16). Талаа, а также выше устья р. Мохсоголох (приустьевая часть Учюра) количество и гранулометрический размер терригенного материала в нижней подсвите возрастают. Здесь в ней по-прежнему хорошо обособляются две пачки. Нижняя из них, наиболее полно обнаженная у устья р. Гыным, представлена светлыми полевошпат-кварцевыми гравелитами и песчаниками (10—12 м), содержащими в основании пласт (1—4 м) мелкогалечных конгломератов. В гальках последних преобладает кварц, но встречаются и крупные обломки кристаллов полевого шпата, а также редкие обломки пород фундамента; размер галек достигает 2 см.

Верхняя, терригенно-карбонатная пачка (38—40 м) этой подсвиты здесь, как и восточнее, представляет собой переслаивание доломитов, песчаных доломитов и песчаников, но роль последних, по сравнению с ранее описанными разрезами, несколько возрастает, а среди обломочных и карбонатных пород появляются глауконитовые разновидности. Среди песчаных и, реже, среди чистых доломитов нижнеюдомской подсвиты в нижнем течении р. Учур содержатся строматолиты *Paniscollenia emergens*, а также микрофитолиты *Vesicularites bothrydioformis* (Красноп.), *Ves. perrectus* Z. Zhur., *Ves. obscurus* Z. Zhur., *Ves. porrectus* Z. Zhur., *Volvatella vadosa* Z. Zhur., *Vol. zonalis* Z. Zhur., *Ambigolamelatus horridus* Z. Zhur.

Верхняя подсвита, как и в более восточных разрезах учурского типа, начинается пластом разнозернистых кварцевых песчаников (1—3 м), которые выше сменяются толщей плитчатых, желтоватых и светлых мелкозернистых, иногда микрофитолитовых доломитов, местами содержащих стяжения темных кремней. Мощность верхней подсвиты составляет здесь около 170 м, а общая мощность свиты — 220 м. В 50 м от ее кровли у устья р. Гыным найден *Nubecularites antis* Z. Zhur.

Таким образом, юдомская свита в области развития учурского типа ее разрезов с востока на запад испытывает закономерные изменения своего строения. В нижней подсвите на фоне сокращения мощностей в этом направлении отмечается увеличение количества терригенного материала в верхней толще и возрастание его грубости в базальной пачке, а также постепенное увеличение роли фитолитовых, главным образом строматолитовых разностей среди карбонатных пород. В верхней подсвите в том же направлении, напротив, происходит сокращение мощности базального пласта песчаников, а также появление среди мелкозернистых доломитов неяснозернистых их разностей, местами окрашенных в розовые тона. В отличие от этого в направлении с юга на север в разрезе юдомской свиты не отмечается существенных изменений. Так, в междуречье Учюра и Джондо, по данным И. М. Фрумкина (Работнов, Нарожных, 1961), вскрывается разрез (200—240 м) юдомской свиты, нижняя и верхняя части которого по составу весьма близки к рассмотренным разрезам низовьев р. Учюра.

Представление о строении свиты в более северных участках дает скважина Амга-I, пробуренная вблизи устья р. Мундручи (Равич, 1944; Зеленов, 1957; и др.). С нижнеюдомской подсвитой здесь могут быть сопоставлены¹ две нижние пачки разреза: мелко- и среднезернистых

¹ Аналогичным образом подразделение этого разреза на две части произведено В. Т. Работновым и Л. И. Нарожных (1961).

песчаников (4 м) и неяснозернистых фитогенных доломитов (46 м). В толще, сопоставимой с верхней подсвитой, выделяются три пачки: песчаных доломитов и песчаников (10 м), яснозернистых, иногда глинистых и фитогенных доломитов (144 м), яснозернистых доломитов с прослоями известняков (75 м). Итак, разрез скважины Амга-I характеризуется несомненными чертами сходства с разрезами юдомской свиты учурского типа. Отличия выражаются лишь в несколько меньшей роли песчаного материала в нижней подсвите (50 м) и в значительном увеличении мощности верхней (около 230 м).

Органические остатки в рассмотренных разрезах учурского типа встречаются в большом количестве, причем основная их масса приурочена к нижней подсвите. Строматолиты здесь представлены: *Buxonia grumulosa* Kom. (р. Большой Аим у устьев рек Ярмарка-Хапчана, Дьохочон и Таас, р. Учур у устья р. Мохсоголох), *Panicocollenia emergens* Kom. (р. Учур у устьев рек Артын, Бердякит, Талаа, р. Большой Аим у устья р. Ярмарка-Хапчана), *Colleniella singularis* Kom. (р. Ярмарка-Хапчана). Среди микрофитолитов определены: *Vesicularites bothrydioformis* (Краспор.) (р. Учур у устьев рек Артын, Талаа, Бердякит, Мохсоголох, перекаат Чертов, р. Большой Аим у устья р. Ярмарка-Хапчана), *Ves. porrectus* Z. Zhur. (реки Артын, Талаа, Гыным), *Ves. rectus* Z. Zhur., (реки Бердякит, Мохсоголох), *Ves. concretus* Z. Zhur. (реки Ярмарка-Хапчана, Бердякит), *Ves. obscurus* Z. Zhur. (р. Мохсоголох), *Ves. lobatus* Reitl., *Vermiculites irregularis* (Reitl.), *Verm. tortuosus* Reitl. (р. Бердякит), *Volvatella vadosa* Z. Zhur. (реки Артын, Ярмарка-Хапчана, перекаат Чертов, р. Бердякит), *Vol. zonalis* Nag. (р. Мохсоголох, перекаат Чертов, реки Бердякит, Гыным), *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur. (реки Артын, Мохсоголох, Ярмарка-Хапчана, перекаат Чертов, реки Талаа, Бердякит, Гыным).

В верхней подсвите известны только редкие *Vesicularites bothrydioformis* (Краспор.), *Nubecularites abustus* Z. Zhur., присутствующие в приустьевой части р. Учур, а также *Nub. antis* Z. Zhur., найденный в 50 м от кровли свиты у устья р. Гыным.

Алданский тип разрезов

Область развития данного типа разрезов тяготеет к присводовой части, северному и восточному склонам Алданского щита, территориально близко совпадая с зоной залегания юдомской свиты непосредственно на фундаменте. Эта область занимает Учуро-Алданское междуречье и бассейн Алдана выше устья р. Учур (см. рис. 5).

Основными особенностями алданского типа разрезов являются полное выпадение либо резкая редукция нижней подсвиты юдомской свиты и господство разнообразных мелко- и среднезернистых доломитов в верхней. Нужно отметить, что выклинивание нижних горизонтов рассматриваемых отложений на склонах Алданского щита отмечалось ранее В. Т. Работновым и Л. И. Нарожных (1961).

Лучшие разрезы свиты в интересующей нас области вскрыты по берегам р. Алдан выше устья р. Суннагин, а также в верховьях р. Амги. Эти разрезы неоднократно были описаны в литературе (Флерова, 1941; Дзевановский, 1943; Зеленев, 1957; Архангельская и др., 1960; Розанов, Миссаржевский, 1966; и др.), что позволяет в данной работе осветить лишь главные черты их строения.

Наиболее восточный полный разрез юдомских отложений рассматриваемого типа вскрыт по р. Алдан примерно в 100 км выше устья р. Учур, у пос. Угино. Здесь на неровной поверхности гранито-гнейсов фундамента по резкой, несколько неровной границе залегают серые, разнозернистые полевошпат-кварцевые песчаники с прослоями и линзами гравелитов с

обломками кварца, полевого шпата, а иногда и фрагментами пород фундамента. Мощность описанных пород 2—2,5 м. Вверх они довольно быстро переходят в серые и темно-серые грубоплитчатые, сильнопесчанистые доломиты, заключающие линзы и прослои кварцевых разнозернистых песчаников и гравелитов с доломитовым цементом. Мощность этой пачки не превышает 6—7 м, в ней содержатся редкие строматолиты плохой сохранности. По своему строению описанные отложения близко напоминают нижнеюдомские породы западных разрезов учурского типа и в какой-то мере могут быть сопоставлены с ними (см. рис. 16).

Выше в разрезе у пос. Угино следуют толстоплитчатые и массивные серые, зеленовато-серые, а вверху палевые и розоватые, мелко- и тонкозернистые доломиты, в нижней части нередко обладающие грубой косою слоистостью. В 40 и в 15 м от кровли этих доломитов прослеживаются биогермы и биостромы строматолитов *Jurusania sibirica* (Jak.) и *Linella simica* Kryl. Суммарная мощность юдомских пород около 160 м. Стратиграфически выше с постепенным переходом залегают палеонтологически охарактеризованные отложения нижней части томмотского яруса. Их контакт с юдомскими породами представляет большой интерес и подробнее будет рассмотрен ниже.

Западнее пос. Угино по р. Алдан вскрывается ряд прекрасных разрезов юдомской свиты. В 8 км ниже пос. Томмот в береговых скалах на значительном протяжении можно наблюдать непосредственное налегание на кору выветривания кристаллических пород фундамента толщи светлых доломитов. Терригенные породы образуют здесь лишь мало-мощный (1—8 см) четковидный базальный пластик, который по простиранию распадается на серию вытянутых в одну линию линз доломитистых полевошпат-кварцевых разнозернистых песчаников. Таким образом, нижняя карбонатно-терригенная пачка, вероятно, еще присутствующая у пос. Угино, в районе пос. Томмот полностью выпадает из разреза, и прямо на фундамент ложатся доломиты верхней подсвиты юдомской свиты (см. рис. 16). Такие построения подтверждаются тем, что по всей этой толще снизу доверху встречаются катаграфии *Nubecularites abustus* Z. Zhur., наиболее типичные для верхнеюдомских отложений. Мощность юдомских доломитов в районе пос. Томмот составляет 140—150 м. Здесь, а также ниже по р. Алдан, в них отмечаются пустоты от выщелоченных кристаллов гипса (Зеленов, 1957).

Описанные породы согласно перекрыты отложениями зоны *Ajacicynathus sunnaginicus* — *Tiksitheca lisis* и более высоких зон томмотского яруса (Розанов, Миссаржевский, 1966; Миссаржевский, 1967). Выше по р. Алдан прослеживается та же толща, в которой, по наблюдениям И. Н. Крылова, постепенно все более ясно обособляется нижняя пачка, отличающаяся обилием косослоистых доломитов, карбонатных брекчий и присутствием пластов и линз микрофитолитовых пород с *Vesicularites enormis* Z. Zhur., *Ves. bothrydioformis* (Красноп.), *Vermiculites irregularis* Reitl., а также с *Nubecularites abustus*, поднимающимся и в более высокие горизонты этой толщи.

К югу от р. Алдан, в районе одноименного города, юдомская свита построена в общем так же, как в районе пос. Томмот, но мощность ее сокращается до 120—130 м, и в нижних горизонтах появляются слабобитуминозные доломиты. В средней части доломитовой толщи в обнажениях в г. Алдан найдены строматолиты *Linella simica* Kryl. и *Gongilina urbanica* Kom. et Semikh. и микрофитолиты *Medullartites lineolatus* Nar. Две только что названные формы строматолитов, а также *Jurusania sibirica* (Jak.) исчерпывают строматолитовую характеристику верхнеюдомских доломитов в алданском типе разрезов. Среди микрофитолитов в них наиболее часты *Nubecularites abustus* Z. Zhur. (от подошвы до кровли), реже встречаются *Vesicularites porrectus* Z. Zhur., *Ves. bothrydioformis*

(Krasnop.), *Ves. enormis* Z. Zhur., *Vermiculites irregularis* Reitl., *Nubecularites morulus* Z. Zhur., *Volvatella vadosa* Z. Zhur., *Medularites lineolatus* Nag. В районе пос. Тобук вблизи основания и у кровли рассматриваемой толщи Э. А. Журавлевой по сборам И. Н. Крылова определены *Nubecularites antis* Z. Zhur. В карбонатно-терригенной толще нижней подсвиты, подстилающей у пос. Угино доломиты с перечисленными органическими остатками, встречены лишь строматолиты очень плохой сохранности.

Таким образом, в области развития алданского типа разрезов при общем сохранении состава и лишь некотором сокращении мощности верхнеюдомской подсвиты в южном и юго-западном направлениях наблюдается быстрое выклинивание нижней подсвиты.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ТИПОВ РАЗРЕЗОВ ЮДОМСКОЙ СВИТЫ

Приведенные данные показывают существование шести пространственно обособленных типов разрезов юдомской свиты, отличающихся составом, мощностями, а в некоторых случаях и стратиграфическим объемом. Сопоставление частных разрезов внутри типов основывалось на прослеживании нескольких характерных пачек, более или менее выдержанных по площади и определяющих в данной зоне лицо свиты.

Сложнее обстоит дело при сопоставлении разрезов, принадлежащих к различным типам строения юдомской свиты, поскольку в последней отсутствуют какие-либо пачки, горизонты или слои, прослеживающиеся по всей площади ее развития, а литологически однотипные тела, как мы видели, несколько скользят по стратиграфической вертикали. Общая одновозрастность рассмотренных выше отложений не вызывает сомнения. Все они охарактеризованы специфическими комплексами строматолитов и микрофитолитов, объединены в известной мере сходным составом, снизу ограничены поверхностью несогласия, отделяющей их от разновозрастных более древних толщ, а сверху согласно перекрываются пестроцветной свитой, в основании которой в ряде пунктов содержится ископаемые нижней части томмотского яруса. Подошва этого яруса служит одним из важнейших реперов при общей корреляции описанных разрезов.

Более детальное сопоставление юдомских отложений, принадлежащих различным типам строения, возможно благодаря существованию разрезов, совмещающих в себе ряд черт, свойственных двум, а иногда и трем смежным типам. Это позволяет проводить детальную увязку методом прослеживания местных маркирующих горизонтов и пачек, особенно тех из них, которые знаменуют собой начало новых седиментационных циклов разных порядков. Важное значение при этом имеет также учет общей направленности фациальных изменений пород. При отсутствии стратиграфических реперов, общих для смежных типов разрезов, установление общей тенденции изменения свиты выступает на первый план и позволяет достаточно уверенно сопоставить толщи различного литологического состава.

Корреляция разрезов среднемайского и юдомского типов осуществляется с помощью двух горизонтов. Первый из них — толща песчанисто-катаграфиевых пород, которая постепенно обособляется вблизи основания верхнеюдомских яснозернистых сахаровидных доломитов в западных разрезах по р. Юдоме (см. рис. 7). В междуречье Юдомы и Кирбии эта четко выраженная толща сложена преобладающими катаграфиевыми доломитами с пластами песчаников и сахаровидных доломитов у основания и песчанистых доломитов в кровле. Все перечисленные подразделения этой толщи (включая базальный пласт сахаровидных доломитов) находят себе прямых аналогов в составе онколитовой толщи и маркирующего пласта светлых доломитов среднемайских разрезов в приустьевой

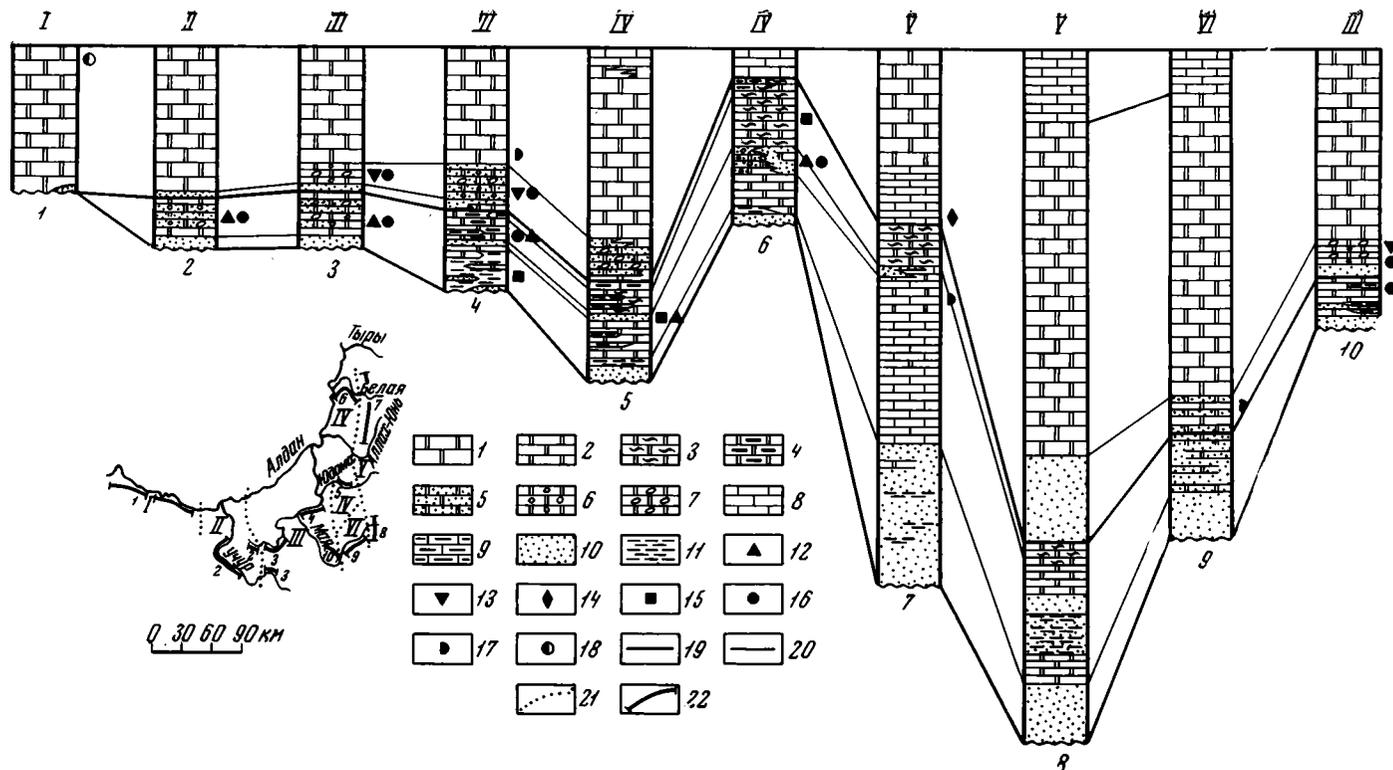


Рис. 17. Схема сопоставления типов разрезов юдомской свиты

1 — яснозернистые доломиты; 2 — неяснозернистые доломиты; 3 — кремнисто-доломитовые, глинисто-кремнисто-доломитовые породы, кремнистые аргиллиты и лядиты; 4 — битуминозные и глинисто-битуминозные неяснозернистые доломиты; 5 — песчаные доломиты и доломитистые песчаники; 6, 7 — микрофитолитовые доломиты (6 — онколитовые, 7 — катаграфиевые); 8 — известняки; 9 — битуминозные и глинисто-битуминозные известняки; 10 — песчаники, гравелиты, конгломераты; 11 — аргиллиты, алевролиты; 12—18 — строматолиты: 12 — *Boxonia granulosa*, 13 — *B. ingilica*, 14 — *B. allahjunica*, 15 — *Jurusania judomica*, 16 — *Paniscollenia emergens* и *Colleniella singularis*, 17 — *Congylinia nodulosa*, 18 — *Jurusania sibirica* и *Linella simica*; 19 — границы юдомской свиты и ее подсвит; 20 — границы пачек; 21 — границы областей распространения различных типов разрезов юдомской свиты

(на обзорной карте); 22 — местоположение серии разрезов, послуживших основой для составления сводных колонок Римскими цифрами обозначены типы разрезов: I — алданский, II — учурский, III — среднемайский, IV — юдомский, V — суордахский, VI — верхнемайский. Арабскими цифрами обозначены разрезы: 1 — по р. Алдан выше пос. Угино, 2 — среднего течения р. Учур и верховьев р. Большой Анм, 3 — верхнего течения р. Учур и среднего течения р. Анм, 4 — по р. Мае ниже пос. Анм, 5 — по р. Юдоме, 6 — по р. Белой и Кыллахской гряды, 7 — междуречье Аллах Юня и Тыры, 8 — бассейн рек Нижний и Средний Инниканчан, 9 — по р. Мае выше пос. Нелькан, 10 — окрестностей пос. Нелькан

части р. Юдомы (рис. 17). По существу единственным различием сравниваемых горизонтов является появление в приустьевой части Юдомы среди микрофитолитовых пород онколитовых разностей.

Следует напомнить, что по основанию рассматриваемых пород мы проводим границу подсвита юдомской свиты. Поэтому уверенные сопоставления на данном стратиграфическом уровне имеют важное значение. Они подкрепляются появлением в верховьях р. Кумахи в кровле нижней подсвиты среднемайского типа черных тонкоплитчатых битуминозных известняков — характерных пород, венчающих нижнюю подсвиту в юдомском типе разрезов.

Вторым связующим горизонтом, используемым при корреляции разрезов двух разбираемых типов, является пласт песчаников и песчанистых доломитов, разделяющий по р. Мае карбонатно-аргиллитовую толщу и толщу битуминозных доломитов нижней подсвиты, а по р. Юдоме — нижнюю доломитовую и «кремнистую» пачки. Значительные литологические отличия сопоставляемых таким образом подразделений не могут мешать их корреляции, так как мы знаем, что при движении к западу от разреза урочища Нууччалаах (предлагаемый гипостратотип свиты) наблюдается быстрое увеличение в доломитовой и кремнистой толщах относительной роли аргиллитов, а в верхней из них также и темноцветных битуминозных доломитов.

Наиболее благоприятным местом для детального сопоставления разрезов юдомского и суордахского типов является бассейн р. Белой и Аллах-Юнь — Бельское междуречье. Здесь разрезы, относимые к юдомскому (р. Белая у устьев рек Мутулы и Тыраннаах, см. рис. 9) и суордахскому (реки Мутула, Чухоней, Сахара, см. рис. 10) типам, несмотря на определенные отличия, характеризуются одинаковым набором пачек, что позволяет проводить их непосредственное попачечное сопоставление. Более того, отнесение всех упомянутых разрезов к тому или иному из упомянутых типов является, в силу их переходного характера, в известной мере условным. Важнейшая среди сопоставляемых горизонтов — «кремнистая» толща, венчающая здесь нижнеюдомскую подсвиту, присутствует и в типовом разрезе суордахского типа по р. Суордах.

На возможность прямой корреляции разрезов разбираемых типов, вскрытых по р. Аллах-Юнь, указывалось выше (стр. 46). В этих районах, как мы знаем, «кремнистая» толща выклинивается и роль основного репера переходит к пачке песчаников с прослоями доломитов, залегающей в средней части нижней подсвиты, и к появляющемуся здесь горизонту битуминозных пород, завершающему разрез этой подсвиты. Следует, однако, отметить, что этот горизонт и верхнеюдомская подсвита, представленные у устья р. Малой Сахары известняками, в восточных разрезах замещаются доломитами.

Верхняя граница юдомской свиты в разрезах суордахского типа, как говорилось выше, не вполне ясна. Это обстоятельство, а также быстрые изменения мощностей верхней подсвиты, затрудняют корреляцию разрезов последней. Учитывая появление пачки известняков в кровле юдомской свиты по р. Иниканчан, можно думать, что по крайней мере в этом разрезе, представляющем суордахский тип, присутствуют полные стратиграфические аналоги верхнеюдомской подсвиты более западных участков Юдомо-Майского прогиба.

Интересно подчеркнуть, что характерные изменения в разрезах, происходящие по простираанию полос развития юдомского и суордахского типов, в известной мере однозначны. Действительно, разрезы обоих типов к северу от линии, соединяющей устье р. Аллах-Юнь и истоки р. Кеатан, характеризуются пониженными мощностями верхней подсвиты, а к югу — резко повышенными; все разрезы по р. Аллах-Юнь лишены базальной песчаной пачки, а кремнистая толща здесь частично или пол-

ностью замещена терригенными породами. Эти факты, число которых можно умножить, показывают существование крупных субширотных структур, влиявших на ход осадконакопления в пределах развития суордахского и юдомского типов разрезов. Естественно поэтому, что сопоставление разрезов этих типов, расположенных по различным сторонам от упомянутой линии, опирается на разные маркирующие горизонты.

Отложения средне- и верхнемайского типов характеризуются особенно разительными отличиями своего состава и не имеют общих маркирующих горизонтов. Поэтому и их корреляция полностью основана на выяснении закономерности фациальных изменений крупных элементов разреза свиты. В юго-восточной части области развития отложений среднемайского типа, в нижней ее подсвите с запада на восток (от р. Ляки к пос. Нелькан) возрастает количество доломитов и песчаников за счет аргиллитов. Далее, к востоку от Нельканского разлома, этот процесс приводит к замещению песчано-доломит-аргиллитового разреза данной подсвиты существенно песчаниковой (бассейн рек Уйкан и Наюм) либо доломит-песчаниковой (реки Орон, Томмутинжа) толщами, описанными выше в разрезах верхнемайского типа в качестве нижнеюдомской подсвиты. Исходя из этого, можно считать, что онколитовой толще среднего течения р. Май по положению отвечает верхняя доломит-терригенная толща разрезов у устья рек Орон и Томмутинжа и толща полосчатых доломитов с линзами песчаников и конгломератов в бассейнах рек Наюм и Уйкан, описанная С. М. Калимулиным (см. рис. 17). Необходимо подчеркнуть, что названный исследователь при проведении геологосъемочных работ первый указал на рассмотренные выше фациальные изменения юдомской свиты, использованные нами для сопоставления верхне- и среднемайского типов ее разрезов.

Рассмотренная корреляция подкрепляется анализом разреза в верховьях р. Улак, в котором маломощная пачка темноцветных битуминозных доломитов и известняков, маркирующая кровлю нижней подсвиты, отделяет существенно песчаниковую толщу, близкую к одноименной толще верхнемайских разрезов, от песчанисто-фитогенной («онколитовой») толщи. Заслуживает упоминания также тот факт, что в северо-восточных разрезах верхнемайского типа, в бассейне рек Лалиму и Салахандо, среди кварцевых песчаников, слагающих здесь нижнюю подсвиту, по данным А. С. Филиппова и В. Р. Алексева, наблюдаются прослой красных глинисто-кремнистых сланцев — типичных нижнеюдомских пород бассейна р. Юдомы. Это намечает сопоставление верхнемайского и юдомского типов строения юдомской свиты. Вторым связующим горизонтом между ними является пачка известняков в кровле свиты, прослеживающаяся по всей южной части Юдомо-Майского прогиба.

Корреляция разрезов среднемайского и учурского типов не вызывает затруднений (см. рис. 17). Выше было показано, что в среднемайских разрезах, располагающихся к западу и северо-западу от Омнинского поднятия, нижняя подсвита юдомской свиты приобретает уже все характерные черты, свойственные ей в учурском типе строения, а верхняя подсвита отличается лишь присутствием у ее основания онколитовой толщи. Эта последняя к западу сокращается в мощности до полного выклинивания, замещаясь толщей яснозернистых хемогенных доломитов.

Пласт песчаников, подстилающий «онколитовую» толщу среднемайских разрезов, прослеживается и после ее исчезновения в пределах поля развития учурского типа разрезов (см. рис. 16). Этот пласт маркирует здесь основание верхнеюдомской подсвиты. Описанный переход между двумя разбираемыми типами строения свиты отчетливо выступает при сравнении ее разрезов по р. Большой Аим между устьями рек Латы и Ярмарка-Хапчана и по р. Учур между устьями рек Сэлиндэ и Артын (см. рис. 15—17).

При сопоставлении учурского и алданского типов строения юдомской свиты необходимо учитывать, что к западу от Омнинского поднятия, по направлению к Алданскому щиту происходит прогрессивное обогащение нижней подсвиты грубым терригенным материалом, сопровождаемое постепенным сокращением ее мощности. Верхняя же подсвита, сохраняя в целом свою мощность, испытывает обратные фациальные изменения, и базальный пласт ее песчаников постепенно выклинивается к западу. В районе пос. Угино на р. Алдан нижняя доломитово-терригенная часть юдомской свиты по мощности не превышает уже 10 м, а далее к западу полностью выпадает из разреза. Здесь прямо на кристаллический фундамент налегает толща светлых яснозернистых доломитов, которая по составу и по мощности отвечает верхнеюдомской подсвите учурских разрезов. Трудно допустить, чтобы в нижней части этой исключительно доломитовой толщи, лишенной заметной терригенной примеси, присутствовали бы возрастные аналоги нижнеюдомских отложений, которые в рассматриваемой зоне с востока на запад переходят во все более песчаные и гравелитисто-песчаные фации.

Итак, юдомская свита в свете новых данных представляется в виде сложного литостратиграфического подразделения, довольно быстро меняющего свое строение от места к месту. Это приводит к выводу о том, что данное подразделение значительно превосходит содержание, обычно вкладываемое в термин «свита». С таких позиций открываются возможность выделения внутри юдомских отложений Учуро-Майского района самостоятельных свит, подобно тому, как это было сделано В. Т. Работновым и Л. И. Нарожных (1961) в бассейне рек Аим и Учур, В. А. Ян Жин-шином и другими геологами ЯГУ в среднем течении р. Белой или А. К. Башариным и др. (1968) в Юдомо-Бельском междуречье. Однако подобные схемы, разработанные на ограниченной площади и на разрезах лишь одного или двух типов, не были и не могли быть распространены на весь Учуро-Майский район. Следует еще раз подчеркнуть, что устанавливаемые в конкретных участках характерные литологические горизонты в большинстве случаев, как мы видели, скользят по разрезу, претерпевая быстрые изменения, а их границы не отвечают изохронным поверхностям. Исключение в этом отношении составляет, по-видимому, лишь граница двух подсвит юдомской свиты — единственный уровень, который может быть прослежен внутри юдомской свиты по всей площади ее распространения. Эта граница имеет вполне определенный историко-геологический смысл, так как отделяет быстро изменчивый, полифациальный комплекс пород нижней подсвиты от более однообразного по составу и по мощности и более широко распространенного по площади комплекса верхней. Иными словами, граница нижне- и верхнеюдомской подсвиты отвечает определенному рубежу в развитии юдомского седиментационного бассейна. В свете сказанного представляется весьма заманчивым использовать названный рубеж для расчленения юдомских отложений на две свиты, отвечающие подсвитам современной схемы.

Однако несомненное стратиграфическое и литологическое единство этих отложений требует рассмотрения их в рамках какого-то одного подразделения. Подобным подразделением, объединяющим ряд свит, в стратиграфических шкалах СССР служит, как известно, серия. Но юдомские толщи с точки зрения их структурной позиции и состава отвечают лишь нижней части единой серии осадков, верхними своими членами входящей в кембрий. Поэтому мы не можем рассматривать данные толщи как серию и в соответствии со сложившейся традицией описываем их как свиту, отдавая себе отчет в условности подобного решения. Стремясь, однако, подчеркнуть стратиграфическую самостоятельность описанных выше подсвит, мы предлагаем впредь употреблять для них собственные названия. Нижняя подсвита может быть названа курдатыр-

ской, а верхняя — улаханской. Стратотипом первой из них служит разрез на правом склоне долины р. Кара-Курдатыр у устья этой реки, а стратотипом второй — группа обнажений по р. Юдоме в ее приустьевой части (в районе устья рч. Улахан и Улахан-Матычан) и на левом склоне долины р. Май против устья р. Юдомы. Указанные типовые разрезы обеих подсистем находятся в непосредственной близости один к другому и принадлежат среднемайскому типу строения юдомской свиты, наиболее полно охарактеризованному палеонтологически.

ВЕРХНЯЯ ГРАНИЦА, ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ВОЗРАСТ ЮДОМСКОЙ СВИТЫ

Граница юдомской и налегающей на нее пестроцветной свиты обычно понимается как поверхность раздела светлых массивных доломитов и пестрых узловатых глауконитовых известняков, содержащих остатки археоциат и (или) хиолитов. Новые данные показывают сложное строение пограничных горизонтов упомянутых свит и недостаточность указанного критерия для их разграничения.

Упомянутое понимание границы юдомской и пестроцветной свиты справедливо для района, тяготеющего к типовому разрезу первой из них. На левом берегу р. Май, в 0,8 км выше устья р. Инникээн (20 км северо-западнее устья р. Юдомы), при низком уровне воды можно наблюдать, как выше светло-серых и коричневатых мелкозернистых доломитов юдомской свиты, после небольшого (0,2—0,4 м по мощности) перерыва в обнажении следуют микрозернистые, неровно-тонкоплитчатые узловатые известняки, неравномерно окрашенные в различные оттенки красного и зеленого цветов. Эти известняки содержат зерна глауконита, тяготеющие к отдельным линзам и, в отличие от юдомских пород, лишенных каких-либо органических остатков, заключают многочисленные остатки фауны, особенно обильные вблизи основания пестроцветной свиты. В нижних ее 9—9,5 м заключены хиолиты *Tiksitheca lisis* Miss., *Circothecidae* gen. indet., гастроподы *Igorella ungulata* Miss., *Latouchella* sp., *L. korobkovi* Vost., *Aldanella utschurica* Miss., *A. korobkovi* Vost., *A. ex gr. attleboensis* (Shal. et Foerste), *A. sp.*, *Bemella* ex gr. *parula* Miss., трубки червей *Anabarites tripartites* Miss., *A. aff. tricarinatus* Miss., *Cambrotubulus decurvatus* Miss. Этот комплекс, согласно В. В. Миссаржевскому, позволяет отнести вмещающие породы к нижней части томмотского яруса — зоне *Ajacyathus sunnaginicus* — *Tiksitheca lisis*, тогда как в вышележащей части пестроцветной свиты появляются *Turkutheca annae* (Syss.) и другие представители фауны зоны *Dokidocyathus regularis*, отвечающей средней части томмотского яруса.

Появление раннетоммотской фауны в приведенном разрезе совпадает с поверхностью резкого изменения литологического состава пород. Поэтому отсутствие фауны ниже этой поверхности само по себе могло бы объясняться чисто фациальными причинами, как это считают, например, В. Е. Савицкий и др. (1968). Но такое допущение не выдерживает критики в свете данных по смежным районам. Уже в 15 км к востоку, по р. Юдоме у водомерного поста, ниже пестроцветных глауконитовых известняков, содержащих в средней своей части среднетоммотские (кенядинские) ископаемые (Коршунов, Сысоев, 1968), а у основания — раннетоммотские *Igorella ungulata* Miss., *Fomitshella infundibuliforma* Miss. и неопределимые обломки хиолитов, появляется 40-сантиметровый пласт известняков. Он включает массовые остатки *Anabarites trisulcatus* Miss., но лишь характерных для нижних горизонтов томмотского яруса хиолитов, гастропод и других скелетных ископаемых. Эти известняки, относимые нами к юдомской свите, подстилаются типичными для ее верхней части мелкозернистыми доломитами с *Nubecularites* sp. Более богатый

комплекс ископаемых нижней зоны томмотского яруса — *Aldanella crassa* Miss., *A. ex gr. attleborensis* (Shal. et Foerste), *Lotouchella korobkovi* (Vost.), *Tiksitheca licis* Miss., *Cambrotubulus decurvatus* Miss.— обнаружен В. Е. Савицким и Ю. Я. Шабановым в 2,5 м от подошвы пестроцветной свиты несколько выше по р. Юдоме, в районе устья р. Суорданаах (устное сообщение В. Е. Савицкого).

Дальнейшее изменение строения рассматриваемых горизонтов можно наблюдать восточнее. На всей территории развития юдомского и верхнемайского типов разрезов юдомская свита венчается пачкой светлых массивных тонкозернистых известняков, лишенных заметной доломитовой примеси (см. анализы в табл. 3). В нижней части пестроцветной свиты, согласно залегающей на юдомской, здесь наблюдаются зеленоватые, серые и более редкие палевые и розовые известняки, содержащие небольшое количество глауконита и имеющие в восточных разрезах толстую ровную, а в западных — более тонкую узловатую слоистость. В отличие от своих возрастных аналогов, развитых в разрезах среднего течения р. Май, эти известняки содержат гораздо более редкую и бедную по составу фауну. Последняя в нижней части пестроцветной свиты в западной зоне Юдомо-Майского прогиба была найдена нами в приустьевой части р. Северный Уй, по р. Юдоме в урочище Нууччалаах, выше устья р. Тыаллаах и у устья р. Улахан-Ыатыгы, по р. Аллах-Юнь у устья р. Малой Сахары, на Кыллахской гряде (по р. Керби в 3 км по прямой от устья) и у устья р. Сюрэх-Юрэх, на правом берегу Алдана в 2,4 км выше устья р. Дьэ-Аппа, по р. Белой в 4 км выше устья р. Мутулы и по р. Чуханой против устья р. Большой Тиитгээх. Как показало химическое препарирование собранных остатков, в большинстве из этих пунктов фауна представлена неопределимыми обломками раковин хиолитов, хиолителлусов, колпачковых гастропод и трубок червей, и лишь в четырех разрезах она дала возможность определить возраст вмещающих пород.

В каньоне безымянного правого притока р. Юдомы, впадающего в нее в 1,6 км ниже устья р. Улахан-Ыатыгы, можно наблюдать, как на светло-серые массивные тонкозернистые известняки юдомской свиты, содержащие многочисленные *Anabarites trisulcatus* Miss., налегают зеленовато- и голубовато-серые пелитоморфные толстоплитчатые известняки с рассеянными зернами глауконита. В нижних 7—8 м этих известняков содержатся редкие *Fomitschella* sp., *Hyolithellus* ex gr. *vladimirovae* Miss., *Anabarites trisulcatus* Miss., свидетельствующие о раннетоммотском возрасте.

Второй разрез расположен на правом берегу р. Юдомы выше устья р. Тыаллаах. Здесь в составе пестроцветной свиты преобладают узловатые, тонкослоистые пелитоморфные известняки, окрашенные в зеленовато-серые, голубоватые, желтые и более редкие розовые и оранжевые тона. В нижних 16—17 м этих пород, налегающих на светлые верхнеюдомские известняки с *Nubecularites antis* Z. Zhug., содержатся лишь неопределимые обломки раковин хиолитов, гастропод и брахиопод, а выше, в 4-метровой пачке, — *Aldanella operosa* Miss., *Torelletta* sp., *Hyolithellus* sp., *Allathecidae* gen. indet., *Chancelloria* sp., которые позволяют отнести вмещающие породы к верхней половине томмотского яруса. Это подтверждается тем, что в 2—3 м выше по разрезу появляются *Helenia* ex gr. *cancellata* Cobb., *Camenella garbowskae* Miss., *Ruchtonia* sp. и другие, типичные для наиболее высоких горизонтов томмотского яруса или самых нижних горизонтов атдабанского яруса, а в вышележащей пачке (Башарин и др., 1968) — и первые атдабанские трилобиты.

Третий разрез, важный с рассматриваемой точки зрения, вскрыт по р. Аллах-Юнь выше устья р. Сахары. Здесь на светлых толстослоистых юдомских известняках, у кровли заключающих *Anabarites trisulcatus*, залегают две пачки тонкослоистых пород, содержащих неопределимые

остатки хиолитов и более редких хиолителлусов. Это светло-серые и желтоватые алевролитистые (8—9 м) и вышележащие коричневатые и буро-серые глинистые глауконитовые известняки с прослоями черных аргиллитов (8—10 м). Стратиграфически выше выделяются зеленовато-серые и светло-серые узловатые известняки (20—25 м), в которых А. К. Башарин и др. (1968) указывают *Hyolithellus micans* Bill., *Hyolithellus* sp., *Coelolus* sp., *Torellella* sp., *Orthotheca longa* Syss. По мнению В. В. Миссаржевского, эти ископаемые принадлежат нижней части зоны *Dokidocyathus regularis* — средней зоны томмотского яруса.

Наконец, четвертым участком, в котором определен возраст нижней части пестроцветной свиты Юдомо-Майского прогиба, является северная часть Кыллахской гряды. Здесь на правом берегу Алдана, в 2,5 км выше устья р. Дьиз-Аппа, в голубоватых глауконитовых известняках нижних 1,2—1,5 м пестроцветной свиты содержатся *Aldanella utshurica* Miss., *A. crassa* Miss., *Tiksitheca lisis* Miss., *Orthothecidae* gen. et sp. ind. На том же стратиграфическом уровне по р. Кэрби выше устья р. Сюрэх-Юрэх известны массовые *Anabarites trisulcatus* Miss. и единичные *Cambrotubulus decurvatus* Miss. Указанная фауна свидетельствует о принадлежности вмещающих пород к зоне *Ajacicyathus sunnaginicus* — *Tiksitheca lisis*.

В светлых известняках, венчающих разрез юдомской свиты Юдомо-Майского прогиба, как уже говорилось, в ряде пунктов найдены трубки червей *Anabarites trisulcatus* Miss., часто весьма многочисленные. Наиболее низко по разрезу они спускаются у устья р. Улахан-Ыатыгы, где первые их представители найдены в 60—65 м от кровли свиты, у основания известняковой пачки, а в разрезе у устья р. Малой Сахары, в котором вся верхнеюдомская подсвита представлена известняками, анабаритесы содержатся только в верхнем ее пласте. Этот вывод сделан на основании химического препарирования собранных через 3—6 м образцов. С другой стороны, на Кыллахской гряде, в 5 км выше устья р. Кэрби, *Anabarites trisulcatus* в массовом количестве найден в 20—25 м от кровли юдомской свиты в доломитах. Приведенные данные, а также отсутствие рассматриваемых ископаемых в известняках нижней подсвиты не позволяют думать, что уровень появления *Anabarites trisulcatus* в юдомских разрезах контролировался чисто фаціальными причинами — сменой доломитов известняками.

Anabarites trisulcatus в пределах Юдомо-Майского прогиба является единственным остатком фауны из юдомской свиты. Никакой другой фауны в ней, несмотря на тщательные поиски в поле и химическое препарирование большого количества собранных образцов, обнаружено не было. В разрезах восточной части Учуро-Майской плиты к названной форме добавляются остатки неясного систематического положения *Suvorovella* и *Majaella*, происходящие из онколитовой толщи.

В восточной части Юдомо-Майского прогиба, в области развития суордахского типа разрезов, нижняя граница пестроцветной свиты, как уже говорилось, проводится в достаточной мере условно из-за значительных фаціальных изменений последней и редкости находок в ней фауны. Принятый нами вариант проведения этой границы — по смене светлых массивных известняков и доломитов согласно залегающими на них серо- и красноцветными карбонатно-терригенными на востоке и существенно мергелистыми толщами на западе — опирается на находку в этой толще по р. Чухонной типичных для нижней части томмотского яруса *Fomitshella infundibuliforma* Miss. и *Cambrotubulus decurvatus* Miss., а также на наличие в ее более высоких горизонтах атдабанских ископаемых (Башарин и др., 1968). Нужно подчеркнуть, что выше этой границы в восточной зоне Юдомо-Майского прогиба следует единая в литологическом отношении толща, которая подстилает породы инкан-

ской свиты ленского яруса и при современной стадии изученности не может быть расчленена на всей этой территории на адекватные части.

Из сказанного выше следуют четыре важных вывода:

1. Первое появление остатков хиолитов, гастропод и хиолительминтов в пределах западной зоны Юдомо-Майского прогиба происходит на определенном уровне среди в общем достаточно однообразных толщ известняков. Следовательно, отсутствие этих остатков ниже упомянутого уровня не может объясняться фаціальными причинами либо особенностью сохранности раковин. Наиболее показателен в этом отношении разрез по р. Аллах-Юнь у устья р. Малой Сахары, где пограничные горизонты юдомской и пестроцветной свит обнаруживают наибольшее сходство. В кровле юдомской свиты здесь залегает маркирующий пласт очень светлых мелкозернистых сахаровидных известняков (1,5 м), который включает массивные *Anabarites* sp. и со всех точек зрения аналогичен такому же пласту, венчающему свиту по р. Юдоме у водомерного поста. На востоке Юдомо-Майского прогиба первая томмотская фауна появляется в сероцветных терригенно-карбонатных отложениях.

2. Древнейшие остатки скелетной фауны в описанном районе обычно неопределимы из-за их плохой сохранности, но в трех разобщенных участках (район устья р. Улахан-Батыгы, север Кыллахской гряды и р. Чухоной) среди них четко устанавливается раннетоммотский комплекс, а в несколько более высоких слоях в двух других участках — и среднетоммотский (район устьев рек Тыаллах и Сахара). Сказанное выше позволяет считать, что уровень появления первого комплекса хиолитов, гастропод и других ископаемых во всех разрезах отвечает нижней границе томмотского яруса.

3. Наличие рассмотренного выше маркирующего пласта сахаровидных известняков с анабаритесами, который у устья р. Юдомы подстилает слои с ископаемыми зоны *Aj. sunnaginicus* — *T. licis*, а у устья р. Малой Сахары — слои с первыми скелетными остатками, с одной стороны, подкрепляет только что сделанный вывод, а с другой, позволяет точно скоррелировать эти разрезы и тем самым показать, что принятая граница пестроцветной и юдомской свит в пределах смежных участков Юдомо-Майского прогиба и Учуро-Майской плиты проходит на одном и том же стратиграфическом уровне.

4. Ниже упомянутого уровня в разрезах восточной окраины Учуро-Майской плиты располагается толща доломитов, а в Юдомо-Майском прогибе появляется пачка известняков, увеличивающаяся в мощности и объеме в осевой зоне и северном секторе этой структуры. На том же протяжении ведущая роль в сложении базальных горизонтов кембрия переходит от пестроокрашенных узловатых известняков, содержащих массовую и разнообразную фауну, к преимущественно серо- и зеленоцветным узловатым, а затем и толсто-равнослойным глинистым известнякам с редкими остатками фауны плохой сохранности. Восточнее эти горизонты представлены карбонатно-терригенными образованиями, лишенными органических остатков. Иными словами, при движении от восточной зоны Юдомо-Майского прогиба к Учуро-Майской плите в рассматриваемых отложениях происходят существенные фаціальные изменения. Одной из важных черт этих изменений является та, что с востока на запад граница раздела известняковых и доломитовых толщ поднимается вверх по разрезу и в районе устья р. Юдомы достигает подошвы кембрия (рис. 18).

Дальнейшее развитие этого процесса можно наблюдать к западу от устья р. Юдомы. На левобережье р. Май, в междуречье Элгээйи и Нерюене, в крупной карстовой воронке видно, как на светло-серые сахаровидные массивные юдомские доломиты по ясной границе налегают следующие породы, относимые нами к пестроцветной свите:

- | | |
|---|------------------|
| 1. Доломиты известковистые, грязно-желтого и желтовато-серого цвета, тонкозернистые, с редкими зернами глауконита, распадающиеся на неровные тонкие слои | 50 |
| 2. Известняки доломитистые, розовато- и зеленовато-серые, тонко- и мелкозернистые, неравномерно обогащенные глауконитом, который концентрируется в отдельных тончайших линзочках, вытянутых по слоистости | Видимая
60—65 |

Выше этих горизонтально залегающих пород наблюдались высыпки зеленовато-серых и вишнево-красных неровноплитчатых известняков, содержащих обильный глауконит и остатки *Tiksitheca sp.*, *Conotheca mammilata* Miss., *Torelletta sp.*, *Anabarites sp.*; первое из перечисленных ископаемых характерно для нижней зоны томмотского яруса.

Такой же переход от юдомской свиты к пестроцветной по высыпкам и запискам наблюдался западнее, в бассейне р. Нерюен и низовьях р. Аим; мощность глауконитовых известково-доломитовых пород здесь, по-видимому, несколько возрастает (до 1,5—2 м). Справедливость отнесения их к нижнему кембрию подтверждается материалами по более западным разрезам. Особенно показательны три из них. На правом склоне долины р. Учур, в 12 км выше устья р. Бердыakit, на верхне-юдомских мелкозернистых доломитах по ясной границе залегают светло-серые, розовые, а местами и бурые тонкозернистые известковистые доломиты с многочисленными зернами глауконита и неясной толстой слоистостью. Мощность этих пород 5 м. В их основании содержатся неопределимые остатки фауны, немного (1,6 м) выше — *Egdetheca aldanica* Miss., *Turcutheca crasseocochlia* (Syss.), *Tiksitheca ex gr. korobovi* (Miss), *Hyolithellus sp.*, *Chancelloria sp.*, а 2 м выше — *Torelletta cf. curvae* Miss., *T. sp.*, *Chancelloria sp.*, *Hyolithellus sp.* и беззамковые брахиоподы.

Эти ископаемые принадлежат раннетоммотскому комплексу (зона *Ajacityathus sunnaginicus* — *Tiksitheca lisis*). Выше в том же разрезе залегают пестрые узловатые мелкозернистые глауконитовые известняки с ископаемыми верхней части томмотского яруса: *Camena sp.*, *Camenella sp.*, *Hyolithellus sp.*, *Chancelloria sp.* и массовыми *Torelletta sp.* По общему облику этот комплекс В. В. Миссаржевский сопоставляет с комплексом «тореллеловых» слоев р. Алдан, залегающих у основания зоны *Dokidocyathus regularis*.

Подобные же соотношения можно наблюдать по р. Большой Аим у устья р. Малый Бракиян, где в небольшой (3—3,5 м) пачке розоватых известковистых доломитов, налегающих на серые юдомские доломиты,

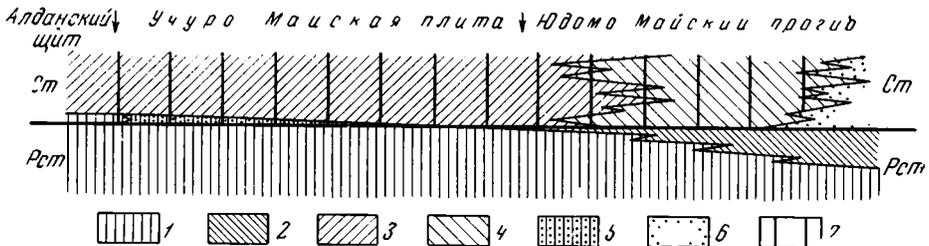


Рис. 18. Схема строения пограничных горизонтов юдомской и пестроцветной свит в различных зонах Учуро-Майского района

1—2 юдомская свита: 1 — преимущественно светло-серые доломиты, 2 — преимущественно светло-серые известняки; 3—6 — пестроцветная свита: 3 — пестроцветные узловатые глауконитовые известняки, 4 — преимущественно сероцветные толстослойные, глауконитовые известняки, 5 — пестроцветные глауконитовые доломиты и известковистые доломиты, 6 — серо- и пестроцветные мергели, терригенно-карбонатные и терригенные образования; 7 — появление скелетной фауны первой зоны томмотского яруса

содержатся остатки *Hyolithellus* sp., а выше, в основании пачки красных глауконитовых известняков.— *Aldanella* sp., *Oelandiella* sp., *Chancelloria* sp. В вышележащих слоях пестроцветной свиты здесь, по данным В. Н. Коршунова и В. А. Сысоева (1968), появляются уже характерные кенядинские, среднетоммотские хиолиты. Наконец, в верховьях р. Малый Аим Я. Д. Шенкман ниже типичных узловатых глауконитовых пестроцветных известняков описал 3-метровую пачку желтовато-серых и розоватых, плитчатых глауконитовых доломитов с остатками точнее не определенных хиолитов, которую отнес к юдомской свите.

Таким образом, процесс скольжения границы доломитов и известняков вверх по разрезу, по мере движения на запад, в бассейне рек Аим и Учур получает дальнейшее развитие и охватывает уже нижнюю часть первой зоны томмотского яруса. Однако эта пачка еще сохраняет свои индивидуальные черты строения и сравнительно легко выделяется в разрезе как по специфике литологического состава (серые и розоватые известковистые доломиты и доломиты с редкими включениями глауконита), так и по появлению довольно многочисленных и легко распознаваемых в поле остатков фауны. По литологическим особенностям рассматриваемая маломощная (0,5—3,5 м) пачка занимает промежуточное положение между покрывающими ее глауконитовыми пестрыми известняками пестроцветной свиты и подстилающими серыми чистыми доломитами юдомской, а по палеонтологической характеристике резко отличается от последней. Учитывая, что для разграничения смежных свит наряду с литологическими должны использоваться палеонтологические критерии (Меннер, 1962, стр. 308, 327; Стратиграфическая классификация..., 1965, стр. 30), мы относим эту пачку к пестроцветной свите нижнего кембрия. К западу от только что рассмотренных ее разрезов подобная же пачка (3 м) описана В. И. Коршуновым и др. (1968), указавшими из нее, помимо хиолителлусов и гастропод, первых археоциат.

Сложнее картина в разрезах по р. Алдан выше устья р. Учур. В 7 км выше устья р. Улахан-Сулугур у уреза воды обнажается желтовато- и светло-серые мелкозернистые массивные и тонкослоистые доломиты с *Nubecularites abustus* Z. Zhur., относящиеся к юдомской свите. Видимая мощность этих пород 4,5 м. На них по резкой пологоволнистой границе налегает невыдержанный по мощности (0,1—5 см), местами четковидный и прерывистый прослой зеленого глауконитового кварц-доломитового песчаника. В нем содержатся *Sunnaginia imbricata* Miss., *Tiksitheca* sp., *Torelrella curvae* Miss., *Hyolithellus* sp. и обломки хиолитов. Выше, отделяясь резкой границей, залегают светло-серые мелкозернистые тонкослоистые и массивные доломиты с *Nubecularites abustus* Z. Zhur. Эти породы, ничем не отличимые от доломитов юдомской свиты, образуют пласт мощностью 1,2—1,3 м, который для удобства изложения можно назвать сулугурским. Выше по четкой неровной границе следуют серые и розовые глинистые узловатые известняки с многочисленными и разнообразными остатками фауны. В нижних 3,5 м этих известняков содержатся *Tiksitheca lisis* Miss., *T. korobovi* Miss., *Allatheca concinna* Miss., *Egdetheca aldanica* Miss., *Turcutheca crassaecochlia* (Syss), *T. sp.* и другие хиолиты, а также *Aldanella rozanovi* Miss., *Bemella septata* Miss., *Torelrella curvae* Miss., *Hyolithellus tenuis* Miss., *H. vladimirovae* Miss., *Sunnaginia imbricata* Miss., *Coleoloides trigeminatus* Miss., *Chancelloria* sp. и другие ископаемые зоны *Ajacyathus sunnaginicus* — *Tiksitheca lisis*, а выше в подобных же, но пестроцветных породах заключена фауна зоны *Dokidocyathus regularis* (Розанов, Миссаржевский, 1966; Миссаржевский, 1967).

Выше по Алдану, в районе пос. Угино, строение пограничных горизонтов юдомской и пестроцветной свит вновь меняется. Здесь мелкозернистые массивные доломиты верхнеюдомской подсвиты вверх по разре-

зу сменяются 5,5—6-метровой пачкой подобных же доломитов с неясно обособленными прослоями плитчатых разностей. В верхней части этой пачки В. В. Миссаржевский обнаружил *Chancelloria* sp. и *Circothecidae* gen. indet., которые нигде не спускаются ниже подошвы томмотского яруса. Выше по неровной резкой границе залегают бежевые и зеленовато-серые глауконитовые известняки (4—4,5 м), в основании содержащие раковинный детрит, а в средней части — *Allatheca* sp., *Egdetheca aldanica* Miss., *Tiksitheca licis* Miss., *Coleollella billingsi* (Syss.), *Turcutheca crassaecochlia* (Syss.), *Chancelloria* sp., *Aldanella rozanovi* Miss., *Cambrotubulus decurvatus* Miss., *Hyolithellus vladimirovae* Miss., *Torel-*lella curvae* Miss. и других характерных представителей фауны зоны *Aj. sunnaginicus* — *T. licis*.*

Из изложенного ясно, что в районе пос. Угино нижние горизонты названной зоны полностью заместились доломитами, неотличимыми от юдомских, а аналоги сулугурского пласта могут быть намечены лишь благодаря неходкам редких хиолитов и ханцеллорий. Такая трактовка соотношений литостратиграфических подразделений в верхнем течении р. Алдан подтверждается также региональными закономерностями фациальных изменений в пограничных горизонтах юдомской и пестроцветной свит (см. рис. 18).

Отделение сулугурского пласта и его аналогов от нижележащей толщи доломитов по р. Алдан возможно только в приведенных двух разрезах, так как в прочих пунктах фауна на этом уровне пока не найдена. Другими словами, в большинстве разрезов по р. Алдан (в том числе и в стратотипе томмотского яруса в скалах Дворцы) рассматриваемые горизонты, отвечающие базальной части зоны *Ajacyathus sunnaginicus* — *Tiksitheca licis*, не выделяются в однородной толще светлых доломитов и описываются в составе юдомской свиты. Восточнее же, в бассейне рек Учур и Аим аналогом сулугурского пласта, вероятно, является рассмотренный выше пласт (0,5—3,5 м) известковистых доломитов, который отличается от юдомских пород литологически и постепенно «растворяется» в типичных породах пестроцветной свиты.

Изложенные данные показывают, что для всей гигантской территории развития юдомского, верхнемайского, среднемайского и учурского типа разрезов можно считать доказанным дотоммотский и, следовательно (Розанов, Миссаржевский, 1966; Розанов, 1966), докембрийский возраст юдомской свиты. В отличие от этого в западных разрезах алданского типа процесс замещения нижних горизонтов кембрия доломитами зашел так далеко, что эти горизонты литологически уже не могут быть отделены от юдомской свиты и включаются в ее состав. Иными словами, мы приходим к выводу о том, что в алданском типе разреза по р. Алдан выше пос. Угино граница юдомской и пестроцветной свит проходит на несколько более высоком стратиграфическом уровне, чем в разрезах, расположенных восточнее. Но и на Алдане разрез пестроцветной свиты начинается с отложений зоны *Ajacyathus sunnaginicus* — *Tiksitheca licis*. Следовательно, указанный выше процесс захватил лишь очень небольшую часть разреза и не вышел за пределы нижней части этой зоны. Однако его наличие заставляет нас подчеркнуть, что типом юдомского комплекса, как наиболее молодого подразделения докембрия, является та часть одноименной свиты, которая лежит ниже подошвы зоны *Ajacyathus sunnaginicus* — *Tiksitheca licis*.

Рассматриваемые положения не согласуются с указаниями на находки остатков хиолитов в юдомской свите по р. Малый Аим. Однако часть подобных находок происходит из аналогов сулугурского пласта, которые непосредственно подстилают пестроцветные известняки кембрия и в свете наших данных должны быть отнесены к базальным слоям пестроцветной свиты.

Из более глубоких частей юдомской свиты остатки хиолитов отмечались здесь В. Т. Работновым и Л. И. Нарожных (1961; Нарожных, 1965, 1967); две найденные раковины В. А. Сысоев (1966) описал как *Aimites robotnovi* gen. et sp. n. Однако эти указания, с нашей точки зрения, требуют проверки в отношении стратиграфической привязки окаменелостей. Во-первых, денный хиолит заключен в красном глауконитовом известняке — типичной породе пестроцветной свиты — и был обнаружен В. Т. Работновым, по его сообщению, не в коренном обнажении. Во-вторых, этот вид, согласно В. В. Миссаржевскому, судя по степени дифференциации раковины на стороны, относится к сравнительно высокоорганизованным хиолитам. Такие хиолиты в Сибири нигде не известны в нижней части зоны *Ajacyathus sunnaginicus* — *Tiksitheca licis*, появляются только у кровли этой зоны и широкое распространение получают в вышележащей зоне *Dokidocyathus regularis*. Между тем юдомская свита во всех разрезах, в том числе и в бассейне р. Аим, перекрывается отложениями зоны *Aj. sunnaginicus* — *T. licis*. Вероятно, ссылки на находки упомянутого хиолита в юдомской свите являются таким же недоразумением, как и долго бытовавшее представление о присутствии в ней трилобитов.

Вывод о докембрийском возрасте юдомской свиты, уже неоднократно высказывавшийся в литературе (см. гл. I), подтверждается составом содержащихся здесь строматолитов и микрофитолитов. Среди первых наиболее широко распространены *Boxonia grumulosa* Kom., *Paniscollenia emergens* Kom., *Colleniella singularis* Kom.; реже встречаются *Jurusania judomica* Kom. et Semikh., *Boxonia ingilica* Kom. et Semikh., *Gongyлина nodulosa* Kom. et Semikh., а *G. urbanica* Kom. et Semikh., *Jurusania sibirica* (Jak), *Boxonia allahjunica* Kom. et Semikh. и *Linella simica* Kryl. известны только в единичных местонахождениях. Из перечисленных форм лишь одна — *Gongyлина urbanica* — не найдена за пределами юдомской свиты Учуро-Майского района, тогда как остальные девять развиты на более широкой площади, будучи повсеместно приуроченными к наиболее высоким горизонтам докембрия, и не выходят за их пределы ни в нижнекембрийские, ни в верхнерифейские отложения.

Комплекс микрофитолитов, развитый в рассматриваемых отложениях, насчитывает 19 форм, среди которых наиболее широко распространены на площади и образуют массовые скопления *Vesicularites concretus* Z. Zhur., *Ves. bothrydioformis* (Krasnop.), *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur. *Volvatella vadosa* Z. Zhur.¹, менее широко развиты *Vesicularites rectus* Z. Zhur., *Ves. porrectus* Z. Zhur., *Ves. lobatus* Reitl., *Nubecularites abustus* Z. Zhur., *Volvatella zonalis* Nar.; спорадически встречаются *Vesicularites enormis* Z. Zhur., *Ves. obscurus* Z. Zhur., *Ves. flexuosus* Reitl., *Ves. reticulatus* Nar., *Nubecularites antis* Z. Zhur. и особенно *Nub. morulus* Z. Zhur., *Vermiculites irregularis* (Reitl.), *Verm. tortuosus* Reitl., *Medularites lineolatus* Nar.

Хотя отдельные из перечисленных форм переходят в нижний кембрий либо встречаются в более древних толщах вплоть до среднего рифея, все вместе они образуют очень устойчивую ассоциацию, характерную для наиболее высоких горизонтов докембрия (Журавлева, 1964, 1967 и др.), которые получили название юдомского, или вендского, комплекса. Первые сведения о составе акритарх из описанной выше свиты (Пыхова, 1967) хорошо гармонируют с этим выводом.

Рассмотрим стратиграфическое распределение перечисленных выше форм строматолитов и микрофитолитов внутри юдомской свиты. Среди строматолитов лишь *Paniscollenia emergens* Kom., *Colleniella singularis* Kom. и реже встречающаяся *Gongyлина nodulosa* Kom. et Semikh. извест-

¹ Последние три формы являются пороодообразующими в онколитовой толще среднемайского типа разрезов.

ны как из нижней, так и из верхней ее подсвита, тогда как *Boxonia grumulosa* Kom. и *Jurusania judomica* Kom. et Semikh. приурочены только к нижней подсвите, а *Boxonia ingilica* Kom. et Semikh. и известные по единичным местонахождениям *B. allahjunica* Kom. et Semikh., *Jurusania sibirica* (Jak.), *Linella simica* Kryl., *Gongylina urbanica* Kom. et Semikh. к верхней (рис. 19).

Нужно подчеркнуть, что такая картина вертикального распределения получается при суммировании данных по различным типам разрезов. В результате такого суммирования в известной мере снимается влияние местных фациальных условий¹ на особенности стратиграфической приуроченности той или иной формы в каком-либо конкретном обнажении или даже в отдельно взятом типе разрезов юдомской свиты. Так, например, если бы мы анализировали особенности вертикального распределения форм по учурскому типу разрезов, в котором все строматолиты встречены только в нижнеюдомской подсвите, мы пришли бы к ошибочному выводу об исключительной приуроченности *Paniscollenia emergens* к нижней подсвите и т. д. Поэтому следует с осторожностью подходить к оценке пределов вертикального распределения внутри юдомской свиты тех форм, которые известны пока что только по единичным местонахождениям.

Последнее в еще большей степени относится к микрофитолитам, которые обычно дают массовые скопления. Все наиболее распространенные их формы — *Vesicularites bothrydioformis*, *Ves. concretus*, *Ves. rectus*, *Ves. porrectus*, *Ambigolamellatus horridus*, *Volvatella vadosa*, *V. zonalis*, а также *Vesicularites lobatus*, считавшийся Л. И. Нарожных (1965, 1967) исключительно нижнеюдомским, в нашем материале определены как в нижней, так и в верхней подсвитах юдомской свиты; *Ves. rectus*, *Ves. porrectus* и *Volvatella vadosa* при этом более часты в нижней из них. Через всю свиту проходят и некоторые редкие формы: *Vesicularites enormis*, *Ves. flexuosus*, поднимающийся из среднего рифея, а также *Vermiculites irregularis* и *Verm. tortuosus*. В то же время, известные по единичным шлямкам в одном или двух типах разрезов *Vesicularites obscurus* и *Ves. reticulatus*, ранее указанный Л. И. Нарожных как характерная нижнеюдомская форма, в нашем материале определены только из нижней подсвита, а *Nubecularites morulus*, *Medularites lineolatus* и *Osagia corticosa* — только из верхней. Большая редкость нахождения этих форм не позволяет пока сделать окончательных выводов об их стратиграфической приуроченности. Особо следует остановиться на *Nubecularites antis*, который, согласно З. А. Журавлевой, характерен для наиболее высоких горизонтов юдомского комплекса, отвечающих немакит-далдынского горизонту Анабарского массива. В нашем материале эта форма определена из пачки известняков, венчающих юдомскую свиту в одноименном типе разрезов, в 50 м от кровли свиты среди доломитов в учурском типе,

Подсвиты		Строматолиты
Нижняя	Верхняя	
4,5	---	4 <i>Paniscollenia emergens</i>
4,5	---	4 <i>Colleniella singularis</i>
1,2	---	1,3,4 <i>Gongylina nodulosa</i>
-	---	6 <i>G. urbanica</i>
4,5	---	- <i>Boxonia grumulosa</i>
-	---	4 <i>B. ingilica</i>
-	---	2 <i>B. allahjunica</i>
4,4	---	- <i>Jurusania judomica</i>
-	---	6 <i>J. sibirica</i>
-	---	6 <i>Linella simica</i>

Рис. 19. Вертикальное распространение строматолитов в разрезах юдомской свиты

Цифры на схеме — типы разрезов, в которых встречен данный строматолит: 1 — юдомский, 2 — суордажский, 3 — верхнемайский, 4 — среднемайский, 5 — учурский, 6 — алданский

¹ Вопросы фациальной приуроченности юдомских строматолитов и микрофитолитов рассматриваются ниже, в гл. IV (стр. 148).

Подсвиты		Микрофитоциты
Нижняя	Верхняя	
14,5	14,5	<i>Vesicularites boehrydiaformis</i> (Krusop)
13,4	13,4	<i>Ves. concretus</i> Z. Zhur.
14,5	4,5	<i>Ves. lobatus</i> Z. Zhur.
14,5	3	<i>Ves. rectus</i> Z. Zhur.
4,5	6	<i>Ves. porrectus</i> Z. Zhur.
4	4	<i>Ves. enormis</i> Z. Zhur.
4	-	<i>Ves. obscurus</i> Z. Zhur.
2	-	<i>Ves. reticulatus</i> Nar.
2,4	4	<i>Ves. flexuosus</i> Reittl.
1	3,4	<i>Nudularites abustus</i> Z. Zhur.
-	1,5	<i>Nud. artis</i> Z. Zhur.
-	4,6	<i>Nud. morulus</i> Z. Zhur.
5	6	<i>Vermiculites irregularis</i> (Reittl.)
5	6	<i>Verm. forluosus</i> Reittl.
-	6	<i>Medularites lineolatus</i> Nar.
14,5	13,4	<i>Ambigolamellatus horridus</i> Z. Zhur.
12,4	4,6	<i>Volvatella vadosa</i> Z. Zhur.
5	4	<i>Volv. zonalis</i> Nar.
-	4	<i>Osagia corticosa</i> Nar.

Рис. 20. Вертикальное распространение микрофитоцитов в разрезах юдомской свиты (определенные З. А. Журавлевой)

Значение цифр см. на рис. 19

чие от этого, в юдомском типе он определен из верхних горизонтов нижней подсвиты (Кыллахская гряда). Это обстоятельство, а также нахождение в средне- и верхнерифейских отложениях Учуро-Майского района форм, очень близких к *Nub. abustus*, затрудняет использование последнего для расчленения юдомской свиты. Тем не менее уже сейчас можно говорить о ясной специфике микрофитоцитовой характеристики определенных ее горизонтов (рис. 20).

Надежные данные для расчленения юдомской свиты дают строматолиты (Семихатов, Комар, Серебряков, 1967а). Среди перечисленных выше их форм сравнительно узкого вертикального распространения типичные для нижней подсвиты *Jurusania judomica* и особенно *Boxonia grumulosa* широко развиты на площади и встречаются в нескольких типах разрезов, а верхнеюдомская *B. ingilica*, хотя и известна только в среднемайском типе, встречается в нем довольно часто и на различных участках. Другие верхнеюдомские формы строматолитов пока что известны в каком-либо одном типе разрезов юдомских отложений в небольшом количестве местонахождений (см. рис. 19).

Возрастные рамки юдомской свиты в единицах изотопного летоисчисления устанавливаются достаточно определенно. Имеющиеся К-Аг определения возраста глауконита из древнейших палеонтологически охарактеризованных слоев нижнего кембрия Алдана и Лены (Гаррис и др., 1964; Хоментовский, Репина, 1965; и др.) прекрасно согласуются с датировкой нижней границы этой системы в 570 ± 10 млн. лет (Афанасьев и др., 1964; Келлер, Семихатов, 1968). В самой юдомской свите глауконит распространен широко (см. гл. II), но в настоящее время датированы лишь 4 пробы. Глауконит из кровли нижнеюдомской пачки доломитов с *Boxonia grumulosa* на р. Алдан выше устья р. Белой (см. стр. 34, слой 3) имеет возраст 650 млн. лет, а из налегающей на нее на

вблизи основания и у кровли верхнеюдомской подсвиты в алданском типе разрезов.

Среди форм, тяготеющих к определенным частям юдомской свиты, шире других на площади распространен *Nub. abustus*, считающийся З. А. Журавлевой типичным для среднего подкомплекса юдомского комплекса микрофитоцитов. В нашем материале *Nub. abustus* встречается во всех типах разрезов, кроме суордахского; относительно более обилен он в алданском. В последнем, а также в верхнемайском, среднемайском и учурском типах *Nub. abustus* приурочен к верхней подсвите, причем на Алдане развит по всему ее разрезу и переходит в нижнекембрийские отложения. В отли-

р. Белой против устья р. Тарыннаах терригенной пачки — 635 млн. лет (устное сообщение Г. А. Казакова). Из более высоких горизонтов разреза свиты ныне имеются два определения изотопного возраста: 1) глауконит из средней части кремнистой пачки нижней подсвиты по правому берегу р. Алдан в 12 км выше устья р. Белой — 620 млн. лет; 2) глауконит из онколитовой толщи верхней подсвиты в бассейне р. Ингили (об-разец М. Я. Попова) — 580 млн. лет; последнее значение, вероятно, не-сколько «омоложено». Эти данные показывают, что накопление юдом-ской свиты началось более 650 млн. лет назад.

Нижний (в стратиграфическом смысле) ее возрастной предел дают датировки Ингилийского массива ультраосновных щелочных пород, не-согласно перекрытого базальными горизонтами упомянутой свиты. U-Th¹Pb определения возраста названного и других таких же массивов. Учуро-Майского района по разным изотопным отношениям дали дискор-дантные значения, отражающие сложную эволюцию этих образований. Дополнительные трудности в определении их возраста создают высокие содержания обыкновенного свинца в большинстве датированных мине-ралов. В результате, как подчеркивают А. И. Тугаринов и др. (1965, стр. 35), значения возраста, полученные по различным минералам, «от-личаются столь беспорядочными расхождениями, что использование графических методов их систематизации оказалось бессмысленным». Вероятно, отмеченные трудности и явились причиной того, что оценка U-Th-Pb возраста рассматриваемых интрузий ощутимо менялась от од-ной публикации к другой. А. П. Виноградов и А. И. Тугаринов (1961) оценивали этот возраст в 650 ± 100 млн. лет, А. И. Тугаринов с соавто-рами (1965, стр. 26) — 600 ± 40 млн. лет и 640 млн. лет (стр. 27), а А. И. Тугаринов и В. Г. Войткевич (1966) — 650 ± 20 млн. лет. К-Ar да-тировки интрузий центрального типа также колеблются весьма значи-тельно в связи с разновозрастными процессами радиологического омо-ложения. Наиболее стабильные данные имеются по Ингилийскому мас-сиву, который для нас представляет особый интерес. Нефелиновый сие-нит и биотит из карбонатитов этого массива датированы, соответствен-но, 690 и 660 млн. лет (Ельянов, Моралев, 1961), а биотит из экзокон-тактных зон — 675 млн. лет (Гаррис и др., 1964). Изложенные данные позволяют думать, что внедрение Ингилийского плутона произошло 675 ± 25 млн. лет назад, но для более уверенных выводов необходимо привлечение Rb-Sr изохронных датировок. Однако оценка возраста Ин-гилийского массива сильно изменится в сторону увеличения не может, так как возраст глауконита из нижней части кандыкской свиты, вмеща-ющей данный массив, 720 млн. лет (устное сообщение Г. А. Казакова).

Сказанное показывает, что юдомская свита непосредственно пред-шествует кембрию и отвечает отрезку геологического времени протя-женностью около 100 млн. лет — от 675 ± 25 до 570 ± 10 млн. лет.

Проведенный анализ органических остатков юдомских и перекрыва-ющих их отложений не только привел нас к выводу о докембрийском возрасте юдомской свиты, что хорошо подтверждается и радиологиче-скими материалами, но и позволил установить определенную специфику палеонтологической характеристики различных горизонтов этой свиты. Как мы увидим ниже, эта специфика в общих чертах сохраняется в од-новозрастных свитах ряда других районов Сибири, хотя богатство и раз-нообразие форм в них обычно не столь велики, как в юдомской.

Глава III .

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ПОРОД ЮДОМСКОЙ СВИТЫ

Новые данные по стратиграфии юдомской свиты показали, что в ее строении принимают участие различные типы осадочных пород. Между тем в специальной литературе описаны лишь три из них: яснозернистые доломиты, кварцитовидные песчаники и песчаники с карбонатным цементом (Зеленов, 1957; Архангельская и др., 1960). Эти породы, хотя и являются наиболее распространенными, встречаются только в верхней подсвите и далеко не исчерпывают списка присутствующих здесь образований. Что же касается нижнеюдомских отложений, то они до настоящего времени по существу вообще не были освещены с литологической точки зрения. В силу этого в литературе одним и тем же породам юдомской свиты придаются различные, подчас произвольные названия. Все это заставляет нас привести ниже краткую характеристику основных типов пород этой свиты.

Такое описание необходимо, кроме того, как основа фациального анализа рассматриваемых отложений и восстановления истории их накопления, а также для выяснения приуроченности строматолитов и микрофитолитов к определенным типам юдомских осадочных образований.

В строении юдомской свиты принимают участие породы трех главных групп: карбонатные, обломочные терригенные и глинистые. Важнейшими и наиболее распространенными являются карбонатные породы, которые заключают к тому же основную массу органических остатков. Поэтому наибольшее внимание уделено именно этой группе пород. Глинистые, кремнисто-глинистые образования, лидиты и карбонатные брекчии, играющие в строении свиты резко подчиненную роль и не содержащие строматолитов и микрофитолитов, нами специально не изучались и здесь не рассматриваются.

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

Карбонатные породы юдомской свиты разнообразны по происхождению, по составу, структурам и текстурам. По генетическим признакам рассматриваемая группа разделена на две подгруппы: хемогенных и фитогенных карбонатных пород. Более мелкие подразделения выделены по структурным особенностям, а в первой подгруппе — и по составу. Среди хемогенных карбонатных пород обособляются яснозернистые и яснозернистые доломиты, известняки и доломитистые известняки, а также кремнисто-карбонатные породы, представленные преимущественно кремнистыми доломитами. Фитогенные карбонатные породы делятся на микрофитолитовые и строматолитовые различия, представленные

близкими по характеристике доломитами и более редкими известняками.

Для ориентировочного определения состава известково-доломитовых пород в лабораторных условиях применялось окрашивание шлифов метилвиолетом. Эта реакция позволила получить уверенные результаты во всем диапазоне структур известковых и известково-доломитовых пород. Для представителей каждого типа в химической лаборатории ГИНа АН СССР под руководством Э. С. Залманзон проведены анализы их карбонатной части, а для некоторых из них определено содержание кварца и аморфного кремнезема.

При описании карбонатных пород по составу применялась классификация Н. А. Архангельской и др. (1960). Наиболее удобной для изученного материала оказалась и разработанная упомянутыми авторами классификация по размерности карбонатных зерен, отличающаяся «от общепринятых более дробным подразделением пород в интервале от 0,01 до 0,1 мм и соответственно меньшими размерами частиц для средне-крупно- и грубозернистых пород» (Архангельская и др., 1960, стр. 77).

Хемотропные карбонатные породы

Хемотропные карбонатные породы являются доминирующими в составе юдомской свиты. Кроме трех типов зернистых доломитов и известняков, к этой группе условно причислены также кремнисто-карбонатные породы, в которых не только карбонатный, но и кремнистый материал имеет химическое происхождение.

Неяснозернистые доломиты

К этому типу отнесены доломиты с микро- и тонкозернистой структурами (табл. I, 1, 2), преобладающие среди карбонатных пород нижней подсвиты юдомской свиты. Два указанных структурных подтипа обычно неразличимы макроскопически. Большинство разновидностей пород могут слагаться в равной мере как микро-, так и тонкозернистым материалом.

Наиболее широко развиты среди неяснозернистых доломитов фарфоровидные, сливные, плотные разновидности с плоскоразломом, колющиеся при ударе на остроугольные обломки. Окраска пород серая, различных оттенков (от синеватого до розового); слоистость волнистая или косая, реже тонкая параллельная, подчеркнутая местами изменением окраски. Косая слоистость образует серии незначительной мощности (первые сантиметры), в единичных случаях — до 0,5 м. Среди рассматриваемых пород преобладают плитчатые (2—10 см), но встречаются и массивные разновидности. Как для тех, так и для других характерны сингенетические линзы, прослои и конкреции кремней. В разрезе эти доломиты образуют либо монолитные пачки (до 30—50 м), в которых чередуются породы с микро- и тонкозернистой структурой, либо выдержанные по простиранию пласты мощностью от 20—30 см до первых метров, переслаивающиеся с фитогенными, реже с яснозернистыми доломитами и известняками, а также с аргиллитами, алевролитами или мелкозернистыми песчаниками.

Широким распространением пользуются также микро-, тонкозернистые доломиты с запахом битума при ударе. В среднем течении р. Ман (ниже пос. Аим) они, по данным И. М. Фердмана, содержат до 0,32% осмоленного битумоида. К югу содержание битумов сокращается и, по данным С. М. Калимулина, не превышает 0,002%. Окраска доломитов, в зависимости от содержания органического вещества, меняется от светло-серой до почти черной; в целом преобладают коричневатые тона. Для этих пород, которые для краткости в дальнейшем будут именоваться

ся битуминозными доломитами, характерна тонкая (первые миллиметры), неровная, волнистая, реже линзовидная слоистость, определяемая обычно изменением цвета слоев. Мощность последних резко меняется по простиранию, иногда до полного выклинивания. К некоторым из них приурочены мелкие поры, подчеркивающие слоистость. Отмечаются как неровноплитчатые (5—15 см), так и более массивные разновидности. По форме залегания в разрезе битуминозные доломиты не отличаются от выше рассмотренных.

Среди микрозернистых доломитов выделяются сравнительно рыхлые, слабглинистые (10—15% глинистого материала) плитчатые разности с землистым сколом, при выветривании покрывающиеся характерной буровато-рыжей или белесой коркой толщиной до 4 см. Изредка они образуют пласты мощностью до нескольких метров и ассоциируются в разрезе главным образом с аргиллитами.

Специфичной разностью неяснозернистых доломитов, встреченной лишь в нескольких разрезах, являются микрозернистые опоквидные породы светло-серого и палевого цветов, плотные, чрезвычайно легкие, дающие остроугольную щебенку. Для них типичны тонкие (доли миллиметров) темные пропластки скрытозернистого пигментированного доломита. Опоквидные доломиты образуют невыдержанные линзовидные горизонты и линзы мощностью до 1 м среди фарфоровидных и фитогенных пород. Нижняя граница этих линз нечеткая, расплывчатая, а верхняя — резкая, неровная, с амплитудой рельефа до 5—7 см.

При микроскопическом изучении все перечисленные разновидности обнаруживают много общих черт. Как для микро-, так и для тонкозернистых доломитов наиболее характерной является мозаичная структура (табл. I, 1, 2). В первом случае порода сложена зернами неправильной формы размером от 0,005 до 0,03 мм, а во втором — грубопрямоугольными, реже ромбическими зернами величиной 0,01—0,05 мм. Для неяснозернистых доломитов обычны микроучастки скрытозернистого строения в виде мелких (0,01—0,04 мм) облаковидных непрозрачных сгустков или прихотливо изогнутых тонких линзочек. Характерно присутствие тонкодисперсных глинистых частиц и органического вещества, вызывающих замутнение или желтоватую окраску шлифов, причем количество примесей заметно возрастает с уменьшением размерности доломитовых зерен. Неравномерное распределение указанных веществ по породе обуславливает иногда послышную или причудливую сетчатую перекристаллизацию. Перекристаллизованные участки слагаются прозрачными идиоморфными кристаллами доломита тонко- и мелкозернистой размерности.

Микрозернистые доломиты обладают преимущественно однородной текстурой, тогда как для тонкозернистых пород более обычна линзовиднослоистая. Последняя определяется чередованием нечетких линзовидных прослоев тонко-, микрозернистых, реже криптозернистых доломитов (мощность прослоев около 0,08—0,3 мм) или прослоев одной зернистости, но с разной интенсивностью окраски. Реже встречается слоистость, обусловленная тончайшими (около 0,05 мм) волнистыми, часто сливающимися и расходящимися «нитями» криптозернистого карбоната, образующими прослой до 1 см мощностью.

В подавляющей массе шлифов наблюдались неравномерно рассеянные зерна пирита неправильной, часто округлой формы (табл. I, 1, 2). Размеры их варьируют в широких пределах, но в большинстве случаев не превышают 0,01 мм. Некоторые разности неяснозернистых доломитов содержат зерна обломочного кварца (менее 5%) алевритовой (у микрозернистых пород — мелкоалевритовой) размерности (табл. I, 2). Зерна средне и хорошо окатаны или угловаты. В ряде случаев можно установить, что эта угловатость определяется регенерацией кварца. Зерна обычно беспорядочно распределены по породе, но иногда они обогащают

отдельные тонкие (до 0,25 мм) прослои и линзы, составляя в них 30—40%. Кроме кварца, в таких прослоях могут присутствовать округлые включения пирита сходной размерности. Эти пропластки или связаны с основной массой породы постепенными переходами, или имеют четкую, слабоволнистую нижнюю границу. Среди тонкозернистых доломитов иногда встречаются пористые разности, причем значительная часть пор (до 0,2 мм) выполнена монокристаллами вторичного кальцита.

Приведенные в табл. 1 химические анализы неяснозернистых доломитов показывают, что рассматриваемые породы отличаются чистотой доломитового состава (процент доломитности, как правило, превышает 95%) и обычно содержат незначительное количество нерастворимого остатка. Отдельные высокие (до 8%) значения МНО обусловлены в одних случаях примесью обломочных зерен кварца и пирита, в других — глинистого вещества. Единичные сильноизвестковистые разности (обр. С-649/3, С-649/2, С-661/7) тесно связаны с существенно известняковыми толщами. Последний из названных образцов происходит из пограничных с пестроцветной свитой слоев и в силу высокого содержания глинистого материала должен классифицироваться как мергель (сравнить с анализом мергеля, обр. С-662/1, из основания пестроцветной свиты). Битуминозные доломиты содержат до 0,09% органического углерода.

Неяснозернистые доломиты являются доминирующим типом карбонатных пород нижней подсвиты юдомской свиты по всей площади ее развития. Они слагают нижнюю доломитовую пачку в юдомском типе разрезов, битуминозную — в среднемайском, играют главную роль в терригенно-карбонатной толще по р. Учур, а кроме этого, образуют многочисленные горизонты и пласты среди аргиллитов, кремнисто-доломитовых пород, фитогенных доломитов, известняков и песчаников других толщ нижнеюдомской подсвиты. Значительно реже породы описываемого типа встречаются в отложениях верхней подсвиты, где слагают на разных уровнях отдельные маломощные прослои и линзы среди яснозернистых и фитогенных доломитов, а также песчаников. В частности, микрозернистые опокovidные доломиты приурочены лишь к верхнеюдомской онколитовой толще в нижнем течении р. Юдомы.

Таким образом, неяснозернистые доломиты образуют выдержанные на большой площади пласты, горизонты и пачки иногда значительной мощности и отличаются чистотой доломитового состава, плотностью и однородностью структур. Эти факты, как нам кажется, однозначно свидетельствуют в пользу вывода о первичном хемогенном происхождении данных пород. Обращает на себя внимание отсутствие среди них сульфатных и галогенных образований, типичных для разновозрастных пород Амгинской опорной скважины (Некрасова, 1955), а также для доломитов подобного генезиса нижнего кембрия Сибири (Зеленов, 1957; Архангельская и др. 1960; Королук, 1956).

Яснозернистые доломиты

К этому типу относятся доломиты с хорошо различимым невооруженным глазом зернистым строением, описываемые обычно как искристые, или сахаровидные, породы. Они широко распространены как по площади, так и в разрезах юдомской свиты, составляя не менее 50% ее объема. Указанный тип объединяет доломиты с мелко- и среднезернистой структурами (табл. I, 3—6; табл. II, 1—4). Эти породы встречаются в разрезах, как правило, совместно и не дают обособленных горизонтов или пачек. Для рассматриваемых доломитов характерна серая и светло-серая (до белой) окраска различных оттенков. Реже встречаются бежевые, розоватые разности, а среди мелкозернистых образований также темно-серые до черных, с сильным запахом битума при ударе. Все эти породы

Химический состав неяснозернистых доломитов и известковых доломитов юдомской свиты (в %)

Разрез	Подсвита	Пачка и толща	№ обр.	MNO	R ₂ O ₃	Каль- цит	Доло- мит	Доло- мит- ность, %	
Р. Аллах-Юнь у рч. Чагда	Нижняя	Битуминозных доломитов	930/2*	3,56	0,70	7,34	87,86	92,3	
Р. Мая у рч. Элгэйи		То же	276/1	0,24	0,50	0,43	98,62	99,7	
То же		»	276/2А	0,34	0,40	0,25	97,02	99,8	
Р. Мая, гора Селия		»	»	С-147/2	1,38	1,02	1,51	94,70	98,5
Р. Мая у пос. Аим	Нижняя	Терригенно-доломитовая	398/4	7,26	1,42	1,54	88,80	98,4	
Кыллахская гряда, р. Кэрби		Песчанистых микрофитолитовых доломитов	350/2	5,40	2,10	3,65	84,91	95,8	
Р. Юдома у р. Улахан-Батыгы		Серых массивных доломитов	С-156/3А	7,48	0,92	6,29	84,91	93,0	
Р. Учур у устья р. Бердякит		Терригенно-доломитовая	101—4—6	1,22	1,06	0,46	96,64	99,5	
То же		То же	100—7—6	1,32	0,86	2,83	94,21	97,2	
» »		»	»	101—14—6	5,40	0,38	4,72	88,80	95,0
р. Учур в 12 км ниже устья р. Бердякит		»	»	106—9—6	1,62	0,80	3,72	92,57	96,1
То же		»	»	106—14—6	8,28	0,52	1,98	87,99	97,8
» »		»	»	113—8—6	5,98	0,72	3,66	88,80	96,2
Р. Учур у переката Чертов		»	»	123—2—6	0,78	0,88	5,23	91,74	94,6
То же		»	»	123—9—6	3,06	0,60	2,42	93,03	97,5
» »		»	»	123—10—6	6,00	0,80	1,67	90,59	98,3
Устье р. Учур	»	»	128—16—6	0,54	0,30	4,68	92,75	95,3	
Р. Сахара выше устья р. Акра	»	Нижняя карбонатная	С-501/1х	4,20	0,98	7,23	87,16	92,3	
Р. Чухоной	»	То же	С-530/2	3,84	1,18	8,65	86,33	91,0	
Р. Белая у устья р. Тарынаах	»	»	С-649/4х	5,06	0,58	7,08	82,22	92,5	
То же	»	»	С-649/3х	4,40	0,42	37,54	56,24	60,1	
» »	»	»	С-649/2х	7,69	0,46	27,56	62,35	69,5	
Р. Белая у устья р. Тарынаах	Нижняя	Кровля нижней подсвиты	С-653/3х	4,16	1,76	7,54	85,37	91,8	
Р. Белая у устья р. Мутулы	»	Нижняя карбонатная	С-658/2х	5,60	1,00	2,66	89,35	97,0	
То же	Верхняя	Кровля	С-661/7х	32,86	1,63	13,95	42,95	75,5	
» »		Пестроцветная свита	С-662/1	34,52	1,05	23,43	33,35	59,0	
Р. Мая у устья р. Нерюен	Нижняя	Битуминозных доломитов	408/2А*	9,02	0,92	2,41	85,67	97,3	

* Анализ образцов, отмеченных звездочкой, проведен в лаборатории Хабаровского геологического управления.

Примечание. В обр. 408/2А содержание $S_{орг}$ составляет 0,09 %.

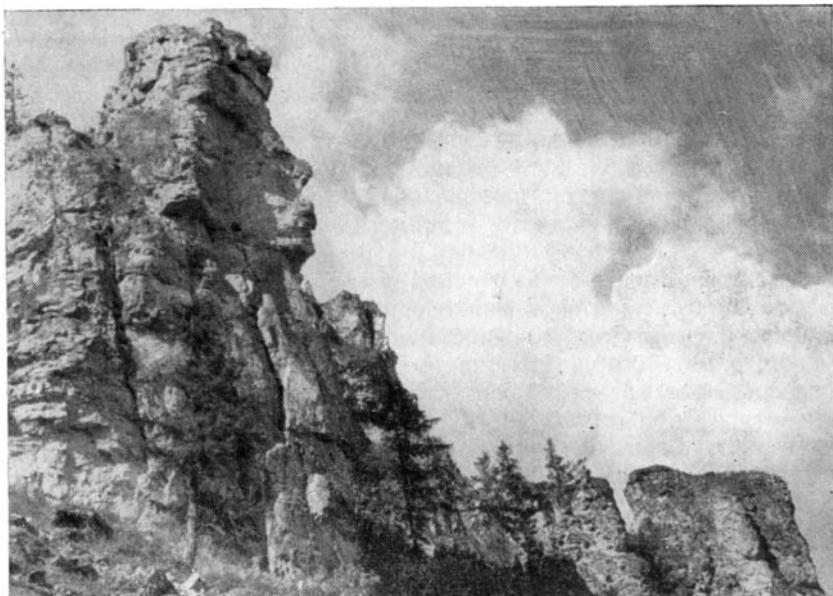


Рис. 21. Останцы, сложенные яснозернистыми доломитами верхней подсвиты юдомской свиты. Приустьевая часть р. Юдомы

обладают обычно грубой косо́й или волнистой слоистостью, а в наиболее тонкозернистых разностях — и тонкой параллельной и линзовидной. Резко преобладают доломиты с массивным сложением и разности, имеющие грубую пластовую отдельность (рис. 21). Широко развита пористость, распределенная равномерно или, чаще, приуроченная к отдельным прослоям и подчеркивающая косую слоистость. Поры неправильной формы, размером от долей до нескольких миллиметров. На крайнем западе района, в присводовой части Алданского щита, обычны также щелевидные поры от выщелачивания кристаллов гипса.

В микроскопической характеристике мелко- и среднезернистых доломитов, наряду с чертами сходства, наблюдаются некоторые отличия. Подавляющая масса мелкозернистых доломитов имеет равномернозернистую (0,05—0,1 мм) мозаичную структуру (табл. I, 3), образованную зернами полигональной и ромбической формы. В некоторых шлифах наблюдаются мелкие (до 0,1—0,2 мм) облаковидные сгустки или тонкие (до 0,2 мм) короткие «нити» скрытозернистого карбоната, интенсивно пигментированного органическим веществом. Возможно, что это следы не сохранившихся при перекристаллизации микрофитоцитов.

Среднезернистые доломиты чаще имеют гетерозернистую структуру (табл. I, 4). Среди более мелкозернистой массы с размером зерен до 0,02 мм в виде неправильных или округлых пятен обособляются, с постепенными переходами, участки среднезернистого (более 0,1 мм) строения. Зерна тонкой и мелкозернистой размерности иногда сохраняются также между двумя более крупными. В этих промежутках часто содержится рассеянное органическое вещество, вызывающее замутнение данного участка шлифа в проходящем свете и желтое окрашивание в отраженном. С органическим веществом ассоциируются кристаллы пирита идиоморфной или неправильной формы.

В некоторых разностях яснозернистых доломитов наблюдается повышенное содержание битуминозного вещества, которое создает местами видимость порового цемента. Здесь же присутствует максимальное ко-

личество кристаллов пирита. В редких случаях доломиты содержат небольшое количество (менее 10%) беспорядочно рассеянных, хорошо и средне окатанных зерен обломочного кварца алевритовой и песчаной размерности (от 0,03 до 0,8 мм).

При прокрашивании шлифов иногда обнаруживается присутствие минеральных зерен кальцита (редко до 10—15%), размерность которых, как правило, на порядок меньше зернистости вмещающей доломитовой массы, а форма определяется прилегающими доломитовыми зернами. Кальцит или равномерно рассеян по породе, или, реже, обогащает отдельные прослои с нечеткими границами.

В большинстве шлифов мелкозернистых доломитов отмечаются многочисленные, но мелкие (обычно менее 0,1 мм) поры неправильной или округлой формы (табл. I, 3), часто содержащие примазки битума. Для среднезернистых разновидностей характерны более крупные (до нескольких миллиметров) поры (табл. I, 4; табл. II, 1—4), форма которых ксеноморфна по отношению к окружающим ромбическим кристаллам доломита. В зияющих порах обычен пороховидный битум. По зальбандам пор мелкозернистых доломитов иногда локализуются мозаичные кварц-халцедоновые агрегаты. В среднезернистых разновидностях пород окварцевание развито более интенсивно и в большинстве случаев проявляется несколько иначе. Обычно оно приводит к образованию крупных (до 0,3 мм) идиоморфных, гексагонального габитуса кристаллов кварца (табл. II, 1, 2). Часто можно видеть зональные следы роста кристаллов в виде каемок шириной 0,03—0,05 мм. Эти каемки имеют разный характер угасания и разделяются тончайшими чешуйками слюдоподобных минералов. Окварцевание такого типа выполняет обычно весь поровый объем породы. Изредка в зальбандах пор развиваются мелкие (до 0,1 мм) натечные агрегаты опала, раскристаллизованные в халцедон колломорфной структуры (табл. II, 3). Ширина отдельных полос радиально-лучистого халцедона не превышает 0,03 мм. Незначительным развитием пользуются мозаичные кварц-халцедоновые агрегаты, сходные с характерными для мелкозернистых доломитов. В единичных шлифах наблюдалась локализация в поровом пространстве натечных карбонатов (табл. II, 4).

В редких случаях отмечается процесс вторичной кальцитизации, выражающейся в замещении центральных частей некоторых доломитовых кристаллов кальцитом (табл. I, 6). При этом хорошо сохраняется их более светлый первичный контур.

Все яснозернистые доломиты отличаются чистой доломитовой составом (табл. 2). Лишь у двух из проанализированных образцов процент доломитности опускается ниже 90%. Сходные результаты дает прокрашивание шлифов. Количество терригенных примесей, как правило, колеблется в пределах первых процентов и определяется главным образом содержанием обломочных зерен кварца, а в меньшей мере аутигенного кремнезема и других примесей. Тем не менее даже на малочисленном аналитическом материале могут быть намечены постепенные переходы от яснозернистых доломитов к песчанистым, содержащим более 10% терригенного материала.

Для сравнения в табл. 2 приведены четыре анализа доломитовых пород, охарактеризованных фауной нижних горизонтов томмотского яруса. Нетрудно заметить, что эти породы по своему карбонатному составу близки к доломитам верхней части юдомской свиты, но характеризуются повышенными значениями МНО.

Яснозернистые доломиты являются главенствующими породами верхней подсвиты юдомской свиты во всех типах ее разрезов и полностью слагают наиболее выдержанную по площади толщу искристых доломитов. Теми же доломитами преимущественно сложены пласты абиогенных пород в онколитовой толще среднемайских разрезов. В редких слу-

Химический состав яснозернистых доломитов юдомской свиты (в %)

Разрез	Подсвита	Пачка и толщина	№ обр.	MnO	R ₂ O ₃	Кальцит	Доломит	Доломитность, %
Р. Мая у устья р. Элгэйи	Верхняя	Искристых доломитов	277/3	1,00	0,46	0,98	97,61	99,0
То же	»	То же	279	5,40	0,42	1,40	91,98	98,5
Р. Ингили выше устья р. Берек	»	» »	397/2	2,60	0,54	1,17	95,33	98,7
Р. Ингили выше устья р. Ыгытта	»	» »	869/2Б	6,26	0,48	4,05	88,08	95,6
Р. Юдома у устья р. Улахан-Ыатыгы	»	» »	С-159/4	0,14	1,42	5,05	92,07	94,4
То же	»	» »	С-159/4	0,14	1,02	8,91	86,94	90,8
Р. Учур у устья р. Бердякит	»	» »	101—16—6	0,80	0,38	1,51	96,64	98,5
То же	»	» »	101—25—6	0,76	0,40	0,98	97,61	99,0
» »	»	» »	101—29—6	1,72	0,48	10,00	86,88	89,6
Р. Учур в 12 км ниже устья р. Бердякит	»	» »	106—21—6	3,42	0,56	0,41	94,78	99,5
То же	»	» »	106—24—6	1,30	0,58	1,51	96,64	98,5
Р. Учур ниже устья р. Бердякит	»	» »	106—26—6	5,86	0,68	1,45	90,89	98,4
То же	»	» »	106—30—6	1,00	0,40	0,15	97,21	99,8
» »	»	» »	106—31—6	2,22	0,50	0,48	96,60	99,5
Р. Учур у переката Чертов	»	» »	125—11—6	1,50	0,42	2,47	95,46	97,5
Р. Учур у устья р. Гыным	»	» »	113—17—6	1,38	0,58	1,49	95,68	98,5
То же	»	» »	113—20—6	0,82	0,62	0,69	97,15	99,3
» »	»	» »	113—23—6	0,94	0,46	0,46	96,64	99,5
» »	»	» »	113—26—6	1,18	0,56	0,03	97,43	100
» »	»	У кровли свиты	113—27—6	1,10	0,30	4,16	93,71	95,8
Приустьевая часть р. Учур	»	Искристых доломитов	128—3—6	0,84	0,36	3,64	93,71	96,3
Р. Алдан выше устья р. Улахан-Сулугур	»	Кровля свиты	141—6—6	2,36	0,44	8,94	86,88	90,8
Р. Учур у устья р. Гыным	Основание пестроцветной свиты		114—2—6	27,10	1,50	8,19	60,97	88,0
Приустьевая часть р. Учур	Слон с фауной нижней части томмотского яруса		128—1—6	2,14	0,58	6,35	87,84	93,3
Р. Алдан выше р. Улахан-Сулугур	То же		141—12—6	8,00	0,52	1,63	88,63	98,3
То же	» »		142—2—6	1,60	0,42	3,10	93,71	97,0

чаях яснозернистые породы отмечаются в нижнеюдомской подсвите, где играют резко подчиненную роль.

Таким образом, описанный тип пород характеризуется чистотой своего доломитового состава и образует мощные выдержанные толщи. В западных разрезах (р. Алдан) в них наблюдались следы кристаллов гипса. Есть все основания считать, что яснозернистые доломиты образовались в результате диагенетической перекристаллизации первичного доломитового осадка, главным образом хемогенного, но в некоторой степени, возможно, и фитогенного. Первичная структура этих пород в какой-то мере сохранилась в описанных выше участках с более тонкозер-

нистой, чем основная масса, структурой (табл. I, 5). Некоторые участки крипто- и микрозернистого карбоната, как уже указывалось, могут являться сильно измененными микрофитолитами. Таким образом, яснозернистые доломиты юдомской свиты являются нормальными седиментационными породами. На такое происхождение рассматриваемого типа карбонатных пород юдомских и более молодых отложений уже указывали Н. А. Архангельская, В. Н. Григорьев, К. К. Зеленев (1960).

Причины столь крупных отличий в степени перекристаллизации яснозернистых и неяснозернистых доломитов пока не ясны. По мнению упомянутых выше авторов, одной из таких причин может явиться повышенное содержание во втором из названных типов пород глинистого материала. Присутствие последнего, а также органического вещества, как показали опыты Г. А. Каледы (1955, 1958), препятствуют перекристаллизации карбонатных образований. Из вторичных изменений яснозернистых доломитов главное значение имеет окварцевание, которое развивается преимущественно по первичной пористости, образовавшейся в процессе перекристаллизации. Наложенный характер этих кремнистых образований заставляет нас, вопреки распространенному мнению, отрицать возможность использования их для стратификации свиты. Процессы «вторичной» кальцитизации в описанном типе пород играют резко подчиненную роль.

Известняки и доломитовые известняки

Известковые породы (табл. III, 1—3), вопреки установившемуся представлению, широко развиты среди хомогенных доломитов в некоторых типах разрезов юдомской свиты, а в ряде мест даже преобладают, слагая характерные, иногда маркирующие пачки и горизонты, которые прослеживаются на значительном расстоянии. Они характеризуются неравномерной раскристаллизацией даже в пределах маломощных слоев; в целом резко преобладают тонкозернистые разности, которые вместе с микрозернистыми составляют около 80—90% рассматриваемого типа.

Макроскопически хорошо выделяются две основные разновидности пород. Одну из них составляют преимущественно серые, светло-серые (до белых) и зеленоватые известняки и доломитистые известняки искристые, обычно массивные, иногда с тонкой волнистой или же более грубой перекристалльной и косой слоистостью. Для некоторых разностей характерны гороховидные кремнистые стяжения, прихотливо разбросанные по породе или, реже, обогащающие отдельные прослои. В верховьях р. Май эти специфические образования могут служить четким признаком верхних горизонтов свиты. Характерны также линзы и эллипсоидные конкреции (до 10 см) кремней. На севере района (р. Аллах-Юнь и др.) рассматриваемые известняки зачастую содержат примесь глауконита.

Другая разновидность представлена серыми и темно-серыми до черных известняками с резким запахом битума при ударе, содержащими до 0,06% органического углерода. Роль битуминозного вещества колеблется как по разрезу, так и по площади. Наиболее обогащенные им разности представляют собой тонкоплитчатые (0,5—2 см), тонкослоистые, хрустящие при раздавливании породы с глинистыми примазками по слоистости. Известняки с меньшим содержанием органического вещества становятся более массивными. Для них характерна пятнистость, определяемая как изменением цвета, так и степенью перекристаллизации.

Различна и микроскопическая характеристика рассматриваемых пород. Среди светлых известняков наибольшей однородностью в шлифах отличаются микрозернистые разности, сложенные зернами размером менее 0,02 мм. Лишь отдельные участки перекристаллизованы сильнее и представлены кристаллами размером до 0,05 мм, реже до 0,1 мм. Преоб-

ладающие тонкозернистые известняки характеризуются более неоднородной структурой. Среди доминирующих в них зерен размером 0,02—0,05 мм встречаются отдельные зерна или небольшие участки микро-, а также мелко- и среднезернистого строения (до 0,2 мм). Мелко- и среднезернистые разности в юдомской свите имеют подчиненное значение. Для них типична неравномернозернистая мозаичная структура с преобладанием лапчатых, часто сдвойникованных зерен кальцита размером около 0,08—0,1 мм. Текстура преимущественно беспорядочная.

Битуминозные известняки в шлифах отличаются более темной окраской и присутствием рассеянного органического вещества. Иногда это вещество содержится в значительных количествах и как бы цементирует карбонатные зерна (табл. III, 3). Такое обогащение часто имеет сплошной характер: при этом более чистые прослои, как правило, сильнее раскристаллизованы. В некоторых случаях перекристаллизованные линзовидные участки сложены шестоватым кальцитом. Другой тип слоистости обусловлен концентрацией в прослоях различной мощности (доли и первые миллиметры) нитевидных волнистых прожилков органического вещества. Судя по описанию (Зеленов, 1957), рассматриваемые битуминозные породы близки к одноименным известнякам синской свиты кембрия северного склона Алданского щита.

Большая часть просмотренных шлифов известняков содержит то или иное количество зерен доломита (табл. III, 1—3). Размер их тот же или несколько крупнее размера зерен кальцита вмещающей массы. Они равномерно рассеяны по матриксу, но иногда образуют скопления на отдельных участках, придавая породе пятнистый вид. Размер зерен доломита в таких сгустках, как правило, больше размера рассеянных зерен. Участки, содержащие различное количество доломита, связаны постепенными переходами. Иногда он, обогащая одни прослои, отсутствует в других (табл. III, 2). Это, вероятно, является следствием первичного неравномерного поступления доломитовой примеси в известняковый осадок. Зерна доломита имеют четкую ромбическую форму, иногда же сильно корродированы.

Некоторые разности известняков обогащены песчаным кварцевым материалом, количество которого достигает местами 13—17% (табл. 3, обр. С-159/8, 944/5 и др.). Такие песчанистые известняки слагают отдельные маломощные прослои у кровли юдомской свиты. Изредка зерна кварца имеют четкую кристаллографическую форму (табл. III, 1). Природа их в данном случае неясна. Подобный габитус могут иметь как восстановленные при регенерации и утратившие обломочный контур терригенные зерна, так и новообразования кварца. Описываемые породы иногда содержат округлые сгустки (0,08—0,2 мм) глауконита, а также кристаллы пирита размером до 0,5 мм, преимущественно неправильной формы, равномерно обогащающие породу или концентрирующиеся в отдельных прослоях мощностью до 2 мм.

Химический состав рассматриваемых пород, как это видно из табл. 3, подвержен значительным колебаниям. В целом преобладают слабодолмитистые разности, хотя доломитность в некоторых образцах приближается к 50%; широко распространены также и чистые известняки. Для светлых известняков в целом характерно минимальное количество нерастворимого остатка (в половине анализов величина МНО менее 0,5%), хотя, как это уже указывалось, отдельные разности обогащены песчаным материалом. Битуминозные породы содержат от 0,02 до 0,06% органического углерода и значительное количество некарбонатного, главным образом глинистого материала.

Следует особо подчеркнуть, что светлые известняки верхних горизонтов юдомской свиты как по химическому составу, так и по структурным и текстурным признакам близки к одноименным породам пестро-

Химический состав известняков и доломитистых известняков юдомской свиты (в %)

Разрез	Подсвита	Пачка и толщина	№ обр.	MNO	R ₂ O ₃	Каль- цит	Доло- мит	Доло- мит- ность	Сорг
Р. Юдома у устья р. Улахан-Батыгы	Нижняя	Битуминозная	C-157*	5,30	1,20	88,63	2,45	2,7	0,02
То же	Верхняя	Верхняя извест- няковая	C-159/1	0,36	0,48	93,20	5,87	5,9	
» »	»	То же	C-159/2	0,20	0,48	96,38	1,97	2,0	
» »	»	» »	C-159/8	14,48	0,50	80,51	3,90	4,6	
» »	»	» »	C-159/11	0,52	0,64	88,97	9,77	9,9	
» »	»	» »	C-161	0,12	0,38	96,39	2,93	2,9	
» »	»	Кровля свиты	C-160/3	0,36	1,08	91,72	5,67	5,8	
Р. Юдома у устья рч. Юргююр	»	Верхняя извест- няковая	892/л	0,12	0,38	96,39	2,93	3,1	
То же	»	То же	892/г	0,18	0,50	93,20	5,87	5,9	
» »	»	» »	892/5	0,12	0,52	75,54	22,78	23,1	
» »	»	» »	892/8	0,30	0,42	54,78	43,43	43,8	
Устьевая часть р. Северный Уй	»	Верхняя извест- няковая	C-93/х	0,02	0,46	63,00	36,13	36,3	
То же	»	Верхние 20 см свиты	C-94/7х	0,30	0,24	80,06	19,34	19,5	
» »	»	Верхняя извест- няковая	C-94/2х	0,22	0,22	92,12	7,85	7,9	
Р. Кэрби	»	Серых массив- ных известняков	350/6А	1,10	0,56	96,58	1,60	1,6	
То же	»	То же	350/6Б	1,82	0,32	95,32	1,97	2,1	
» »	»	» »	350/4	1,98	0,54	80,94	16,96	17,1	
» »	Нижняя	Битуминозная	350/5*	6,38	1,80	87,84	3,07	3,3	0,04
Р. Аллах-Юнь у устья р. Малой Сахары	Верхняя	У кровли свиты	944/3	3,32	0,56	94,82	0,96	1,0	
То же	»	—	944/4	3,00	0,44	92,16	3,90	4,0	
» »	»	—	944/5	13,84	0,40	79,89	6,00	7,0	
» »	»	—	944/5г	1,50	0,38	91,94	5,29	5,4	
» »	»	—	945	0,88	0,62	58,36	39,77	40,5	
» »	Нижняя	Битуминозная	946/3*	6,99	0,80	83,34	5,65	6,3	
» »	»	Базальная кар- бонатная	947/5*	0,62	0,49	96,23	1,25	1,3	0,06
Р. Белая у устья р. Мутулы	Верхняя	—	C-661/4х	8,62	0,60	51,73	37,14	41,8	
То же	»	—	C-661/5х	17,20	1,30	49,68	30,92	36,9	
» »	»	—	C-661/5х	12,82	1,22	75,70	7,78	9,3	
Р. Чухоной	Нижняя	Нижняя карбо- натная	C-530/3х	0,76	0,34	68,08	30,13	30,6	
То же	»	То же	C-531/2х	2,84	0,5	55,54	40,16	41,9	
Р. Белая у устья р. Тарыннаах	»	» »	C-652/3х	20,78	1,64	42,39	32,30	43,6	
То же	Верхняя	Основание под- свиты	C-653/5х	14,96	0,84	68,95	13,47	16,3	
Р. Сахара ниже устья р. Акры	Нижняя	Нижняя карбо- натная	C-501/2х	6,16	0,46	83,36	9,02	9,7	
Кыллахская гряда выше устья р. Кэрби	»	Битуминозная	667*	0,77	0,54	95,10	1,74	1,8	
Р. Кэрби	»	»	702/2*	1,10	1,61	79,80	17,76	12,2	0,05
Р. Алдан выше устья рч. Улахан- Сулугур	Основание пестроцветной свиты		142—6—6	13,58	1,00	78,89	4,91	5,9	

* Анализ образцов, отмеченных звездочкой, проведен в лаборатории Хабаровского геологического управления.

цветной свиты (для сравнения в табл. 3 приведен анализ пород последней). Это сходство наиболее велико на северо-востоке района (р. Аллах-Юнь и др.), где в юдомских породах появляется глауконит, обычный в пестроцветной свите.

Рассматриваемые породы характерны почти исключительно для разрезов Юдомо-Майского прогиба (юдомский, суордахский и верхнемайский типы строения свиты). Наибольшим развитием на площади пользуются светлые искристые массивные известняки. В южной, центральной и западной частях упомянутого прогиба они слагают верхние горизонты юдомской свиты, а в отдельных разрезах северной зоны — всю верхнюю подсвиту. В нижней подсвите эти породы совместно с неяснозернистыми доломитами образуют мощные карбонатные толщи и пачки в суордахском и, в меньшей мере, в юдомском типах разрезов и иногда доминируют в них.

Темные битуминозные известняки слагают характерную маркирующую пачку, которая залегает в кровле нижней подсвиты большинства разрезов юдомского типа и как исключение появляется в некоторых среднемайских разрезах (верховья рек Кумахи и Улака). Обычны они и в карбонатных толщах суордахского типа (реки Тыры, Белая и др.).

Большая латеральная выдержанность горизонтов известняков, однородность и чистота их состава, отсутствие следов вторичной кальцитизации указывает на то, что мы имеем дело с первичными хемогенными осадками. Существование различных структурных групп этих пород (кстати, весьма нечетких) обусловлено, вероятно, последующими неравномерными процессами перекристаллизации. Немалую роль при этом играло содержание в породе примесей, в первую очередь глинистого и органического веществ. Наиболее сильно раскристаллизованы лишенные этих примесей слои и горизонты.

Доломитовое вещество в рассмотренных известняках, вероятно, является седиментационно-диагенетическим. В пользу первичного обогащения карбонатных илов этим веществом свидетельствует выдержанность его количества в пределах одного слоя и чередование прослоев, обогащенных доломитовыми зернами и практически лишенных их. В процессе диагенеза происходило лишь некоторое перераспределение доломитового вещества с образованием скоплений и сгустков из ромбоэдров доломита. Возможно, что незначительная часть доломитовой мути поступала в район накопления известняков из примыкающих зон, где шло интенсивное доломитообразование. Этот процесс выявлен К. К. Зеленовым (1957) для сходных доломитистых известняков пестроцветной свиты путем установления корреляционной зависимости между содержащимся в них доломитовым и глинистым материалом. Однако в рассматриваемом случае подобная зависимость отсутствует, что показывает ведущую роль непосредственной хемогенной садки магнезиального карбоната совместно с кальцитом.

Кремнисто-карбонатные породы

К типу кремнисто-карбонатных пород (табл. III, 4—6) отнесены кремнисто-доломитовые и резко подчиненные им кремнисто-известковые образования, связанные, с одной стороны, с неяснозернистыми доломитами и известняками, а с другой, — с лидитами и кремнистыми аргиллитами. Кремнисто-карбонатные породы в строении юдомской свиты играют подчиненную роль. Они развиты лишь в разрезах юдомского и частично суордахского типов, где совместно с упомянутыми выше породами, а также с аргиллитами и фитогенными доломитами слагают характерную «кремнистую» пачку.

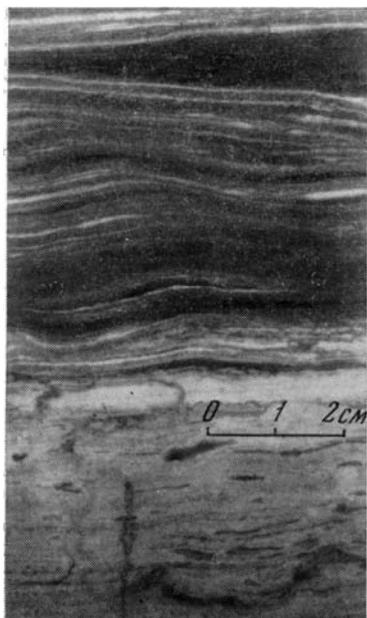


Рис. 22. Характер слоистости кремнистых доломитовых пород нижней подсвиты юдомской свиты. Правый берег р. Алдан в 12 км выше устья р. Белой. Темные линзы в нижней части образца сложены кремнем. Пришлифовка

Определяющим внешним признаком кремнисто-карбонатных пород является их пестрая окраска. Это красные, фиолетово-красные, разных оттенков зеленые, голубовато-серые и дымчато-серые породы афанитового облика, при выветривании покрывающиеся желтовато-бурой коркой. Характерна четкая пластовая отдельность мощностью от 2 до 40 см. Внутри пластов обычна горизонтальная, реже косоволнистая слоистость, образованная тонкими (от долей миллиметра до 1—5 мм) слойками, которые различаются содержанием кремнезема, размерами доломитовых зерен или же окраской (рис. 22). Наиболее четко слоистость заметна в нижней части пластов; мощность серий обычно не превышает первых сантиметров. Отмечена также линзовидная слоистость, обусловленная тончайшими (доли миллиметра) короткими (2—5 мм) линзочками кремнистого материала. В ряде разрезов, главным образом на севере изученной территории, развиты более однородные кремнисто-доломитовые породы, лишенные слоистости.

Главными составляющими компонентами рассматриваемых пород являются кремнезем в разных его формах и карбонаты, а в некоторых разновидностях — обломочные зерна, глинистое, органическое и железистое вещества.

В шлифах распознаются две основные формы кремнезема, в сумме составляющие от 10 до 90% породы: халцедон в виде мельчайших (обычно менее 0,007 мм) волокнистых, беспорядочно размещенных зерен и кварц. Последний представлен более крупными (но не более 0,1 мм), волнисто погасающими кристаллами сложной лапчатой или шестоватой формы. Кроме преобладающих аутигенных образований кварца, встречаются также сильно корродированные обломочные его зерна со следами окатанности. Иногда природа кварцевых зерен не может быть решена однозначно (табл. III, 5). Химические анализы (табл. 4) показывают присутствие в породах опала (не более 3,5%).

Формы локализации халцедона различны и определяются его содержанием в породе. В ряде случаев им сложена основная масса породы (до 90%), в которой заключены кристаллы и агрегаты кварца, карбонатов, иногда чешуйки гидрослюд (табл. III, 4). Однако более обычна неравномерная перемежаемость халцедона с карбонатами. При этом количественно подчиненный минерал концентрируется в нечетко обособленных пропластках, линзочках и мелких (редко более 0,05 мм) сгустках, где составляет до 70—90% суммы слагающих компонентов (табл. III, 6). Толщина прослоев колеблется в широких пределах, но не превышает обычно 5 мм.

Формы локализации аутигенного кварца, редко составляющего более 20% породы, также различны. Это, во-первых, отдельные, равномерно рассеянные по породе кристаллы описанного выше габитуса. Шестоватые кристаллы обычно ориентированы параллельно слоистости. Форма лапчатых зерен ксеноморфна по отношению к окружающим ми-

Химический состав кремнисто-карбонатных пород кремнистой пачки нижней подсвиты юдоиской свиты в (%)

Разрез	№ обр.	MNO	R ₂ O ₃	Кристаллический кремнезем	Аморфный кремнезем	Кальцит	Доломит	Доломитность, %
Кыллахская гряда р. Кэрби	350/3А	47,86	1,70	22,00	2,16	2,09	47,81	95,8
То же	350/3Б	Не определялись		41,44	3,40	Не опр. (CO ₂ =2,30)		
Р. Юдома у устья р. Улахан-Батыгы	С-156/1	47,58	3,20	24,54	1,58	3,16	44,87	93,4
Р. Алдан выше устья р. Белой	731/92	53,20	2,52	32,44	2,86	1,04	41,96	97,6
То же	731/8	56,36	2,70	36,98	2,42	34,80	3,20	8,4
Р. Суордах	С-566/26х	35,34	2,10	Не определялись		33,31	26,98	44,7
Р. Белая у устья р. Тарыннаах	С-653/1х	52,78	2,06	»		2,18	40,08	96,6
То же	С-653/2х	25,56	3,10	»		15,11	54,42	78,5
Р. Белая выше устья р. Мутулы	С-661/1х	26,10	2,36	»		4,30	66,27	94,0
То же	С-661/2х	48,38	1,66	»		4,33	42,14	91,0

нералам. В случае нахождения в породе обособленных участков халцедона размеры их, как правило, оказываются сопоставимыми с величиной зерен кварца, что лишнее подчеркивает образование последних за счет перекристаллизации халцедона. На контакте зерен кварца с доломитом или кальцитом развита интенсивная коррозия. Второй формой нахождения аутигенного кварца является его локализация в более или менее обособленных пропластках или линзочках, аналогичных описанным выше для халцедона. В целом они имеют микрокварцитовидную структуру с отдельными кристаллами, несколько удлиненными параллельно плоскости напластования. Упомянутые пропластки и линзочки окружены постепенно рассеивающимся ореолом изолированных кристаллов кварца.

Карбонатная часть пород при значительном ее содержании обладает, как правило, крипто-микрозернистой, реже тонкозернистой мозаичной структурой (табл. III, 6). В случае подчиненной роли карбонатов их зерна иногда имеют большую размерность (до 0,05 мм). При этом их кристаллический габитус сохраняется весьма редко ввиду интенсивной коррозии.

В составе рассматриваемых образований обычно присутствуют соединения железа (в форме гидроокислов или сульфидов), составляющие до 10% породы. Гидроокислы, определяющие красноцветную окраску значительной части кремнисто-карбонатных пород, обычно заключены между кристаллами карбонатов (табл. III, 5). В зеленоцветных и темноцветных разностях, богатых органическим веществом, соединения железа представлены пиритом, который концентрируется обычно в отдельных, существенно карбонатных прослоях. Отмечены включения неправильной формы и идиоморфные кристаллы, среди которых широко распространены коленчатые двойники крестообразной, Т-образной и У-образной формы. Размеры их колеблются в широких пределах, не превышая обычно 0,1 мм.

Глинистое вещество в описываемых породах встречается сравнительно часто, а количество его может быть значительным. Чешуйки глинистого вещества ориентированы вдоль напластования. Наиболее часто они встречаются совместно с шестоватыми, сходно ориентированными кристаллами кварца. По мере возрастания содержания пелитового материала кремнисто-карбонатные породы постепенно переходят в кремнистые, в той или иной степени карбонатные аргиллиты, образующие неясно обособленные прослои в 5—50 см.

Характерным для кремнисто-доломитовых пород является глауконит (не более 2—3% породы). Он развит в виде отдельных, сильно корродированных бледно-зеленых глобул, пронизанных тонкими прожилками других минералов (наиболее часто халцедона). Размер глобул иногда достигает 1—2 мм.

Несмотря на описанные выше резкие колебания соотношения главных породообразующих компонентов в отдельно взятом слое, общее содержание карбонатов и нерастворимого остатка в целом для описанного типа пород (см. табл. 4) определяется близкими величинами, при этом до 50% МНО составляет кристаллический кремнезем. Карбонатное вещество как в преобладающих в разрезах доломитовых разностях, так и в резко подчиненных известковых отличается, судя по химическим анализам, чистотой своего состава и содержит обычно не более 10% примеси другого карбоната.

Характер залегания кремнисто-карбонатных пород с тонким чередованием слоев, сложенных преимущественно кремнеземом и хемогенными карбонатами, выдержанность «кремнистой» пачки на значительной площади, отсутствие сопоставимого окремнения в подстилающих и перекрывающих отложениях свидетельствуют о первичной хемогенной природе кремнистого вещества. Труднее наметить возможные источники и направление поступления кремнезема. Однако развитие рассмотренных пород исключительно в пределах Юдомо-Майского прогиба, т. е. в восточной, внешней относительно Алданского шита зоне юдомского бассейна, позволяет предположить привнос кремнистого вещества с востока. Можно думать (Григорьев, Семихатов, Серебряков, 1969), что появление последнего связано с химическим выветриванием древних метаморфических толщ и гранитоидов на континентальных участках, располагавшихся восточнее Юдомо-Майского прогиба.

Фитогенные карбонатные породы

Микрофитолитовые доломиты

Онколитовые, катаграфиевые и смешанные микрофитолитовые разности фитогенных доломитов¹ (табл. IV—VIII) широко развиты в юдомской свите, образуя местами мощные, хорошо обособленные пачки.

Вся собранная в юдомской свите микропроблематика принадлежит к четвертому (юдомскому) комплексу, выделенному З. А. Журавлевой (1964). Вопросам классификации и номенклатуры микрофитолитов, а также детальному описанию конкретных форм последних посвящены многочисленные специальные работы. В настоящем разделе эти образования рассматриваются как чисто литологические объекты, как породообразующий компонент одного из главных типов пород юдомской свиты.

Микрофитолитовые доломиты обычно легко узнаются уже в обнажении, хотя в некоторых случаях они с трудом отличаются от обломочных пород. Это серые и светло-серые доломиты, обладающие различной, но преимущественно неравнозернистой структурой основной массы. В последней заключены часто различимые невооруженным глазом округлые или неправильной формы сгустки несколько отличной окраски. Нередко они выступают на поверхности выветривания, а иногда и на свежем сколе. Макроскопическое разделение онколитов и катаграфий в породе возможно лишь в некоторых случаях. Первые при этом характеризуются четкой округлой (субсферической) формой, заметной иногда скорлупо-

¹ Микрофитолитовые известняки — крайне редкий тип юдомских пород — нами не рассматриваются.



Рис. 23. Перекрестная слоистость в песчаных микрофитолитовых доломитах нижней части онкслитовой толщи. Приустьевая часть р. Юдомы

ватостью или концентрической слоистостью, а также выдержанностью по размерам в каждом прослое вплоть до послойной сортировки. Катаграфии чаще выступают в виде стяжений неправильной формы, различных размеров, хаотично размещенных по породе.

Среди описываемых доломитов доминируют как массивные, так и грубоплитчатые породы. Обычна косая, нередко перекрестная слоистость (рис. 23), подчеркиваемая послойным распределением микрофитолитов. Мощность косослойных серий достигает иногда 1—1,5 м. Широко развиты пористые разности, часто обусловленные полным отсутствием цемента между микрофитолитами. В большинстве случаев поры приурочены к отдельным прослоям.

Рассматриваемые породы образуют как выдержанные по площади слои и пачки различной мощности, так и линзы среди хомогенных или обломочных пород. Чрезвычайно характерна для них (особенно для онколитовых разностей) ассоциация с песчанистыми доломитами и песчаниками.

Доломиты, сложенные исключительно или преимущественно онколитами, имеют специфические структурные и текстурные особенности (табл. IV, 1, 3, 4; табл. V, 1, 2). Как правило, онколиты составляют 60—80% породы и распределяются в ней равномерно. Они имеют сферическую, эллипсоидную или округленно-неправильную форму (табл. IV, 1, 3, 4). Последняя образуется при облекании нескольких мелких желвачков или обломочных зерен единой фитогенной оболочкой. Удлиненные онколитовые желвачки часто ориентированы по слоистости. Онколиты обладают концентрически-слоистой либо радиально-лучистой структурой или той и другой одновременно. Эти признаки, а также ширина темных и светлых концентров, размеры и форма лучей и другие признаки являются основой классификации онколитов (Рейтлингер, 1959; Журавлева, 1964, 1968; Забродин, 1965; и др.).

Онкслиты юдомской свиты либо целиком сложены фитогенным карбонатом, либо имеют обломочное ядро (табл. IV, 1; табл. VI, 3, 4).

Таковыми ядрами служат, как правило, зерна карбонатов и кварца, присутствующие в породе и вне онколитов. Форма обломков различна и при незначительной толщине биогенной оболочки влияет на форму желвака, которая по мере увеличения количества наслоений все более приближается к сферической. В породе могут содержаться онколиты различных размеров, но более обычна их послойная сортировка, иногда подчёркивающая косую слоистость. При этом обломочные зерна, если они присутствуют в породе, имеют размеры, близкие к размерам онколитов. С другой стороны, толщина фитогенной оболочки зависит от размеров обломков, которые она облекает: чем крупнее обломки, тем оболочка тоньше. В результате онколиты имеют примерно одинаковые размеры, даже если их ядра сильно разнятся по величине (табл. IV, 1). Среди преобладающих недеформированных микрофитолитов встречаются их обломки, давленные желваки и онколиты с разбитой внешней оболочкой (табл. V, 2).

Перечисленные особенности онколитов легко объяснить, если рассматривать их накопление с точки зрения теории гравитационной дифференциации. В каждый момент на данном участке захоронялись лишь те желваки, которые достигли уже определенного веса и не могли более перемещаться под действием того или другого гидродинамического фактора. Другими словами, онколиты, по всей видимости, подчиняются тем же закономерностям захоронения, что и обычные обломочные зерна.

Ведущая роль гидродинамического фактора в распределении в бассейнах органических остатков на примере спор и пыльцы была ранее показана Е. В. Чибриковой (1963). По ее данным, «споровые и пыльцевые зерна приносились, распределялись и осаждались совместно с терригенным материалом соответствующей гидродинамической крупности» (стр. 106). В отличие от спор и пыльцы, для которых таким материалом являлись глинистые частицы, онколиты по гидродинамической крупности отвечают близким по размерам обломочным зернам кварца и карбонатов.

Исходя из этого надо признать, что захоронение онколитов и образование онколитовых доломитов могло происходить лишь вблизи участков с движениями воды, достаточно сильными для транспортировки (вероятно, путем волочения по дну) и перераспределения зерен песчаной размерности. Как будет показано ниже, эти гидродинамические условия были необходимы также и для самого онколитового фитогенеза. Таким образом, онколитовый материал захоронялся непосредственно рядом с зоной образования микрофитолитов и не мог переноситься на значительные расстояния. Колебания терригенной примеси в рассматриваемых породах, вероятно, обусловлены преимущественно неравномерным поступлением в бассейн седиментации обломочных зерен, а не изменениями в гидродинамическом режиме.

Смешанные онколит-катаграфиевые и чистые катаграфиевые доломиты отличаются от ранее описанных более неравномерной структурой. Катаграфии представляют собой неправильной формы разнообразные сгустки или «пузырьки» темного крипто- и микрозернистого карбоната (табл. IV, 2; табл. V, 3, 4). Размеры их (обычно менее миллиметра), а также количество в породе сильно колеблются даже в пределах одного шлифа. В среднем катаграфии составляют от 30 до 70% породы. Иногда наряду с ними присутствуют обломочные зерна кварца и, возможно, карбонатов.

Специфической особенностью микрофитолитовых пород являются разнообразные по форме, размерам и генезису стяжения, сложенные катаграфиями и онколитами. Среди этих стяжений можно выделить три основных типа.

Образования первого типа слагаются катаграфами одного какого-либо формального рода и вида, главным образом из группы *Vesicularites*. Это или рыхлые гроздевидные скопления (табл. IV, 2), или более плотно упакованные, гладкоконтурные стяжения (наиболее обычны для *Ves. concretus*) из многих катаграфий; последние могут встречаться и изолированно. Форма стяжений довольно сложная, неправильная, с отдельными выступами. Они могли образоваться при слипании отдельных пузырьков, или, вероятнее, тех водорослевых колоний, продуктом жизнедеятельности которых являются эти фитолиты.

Ко второму типу стяжений (табл. IV, 4; табл. VI, 1) относятся желваки, образованные при облекании единой фитогенной оболочкой нескольких более мелких микрофитолитов и обломков пород — синтетические желваки по В. П. Маслову (1952). Обломки пород часто представляют собой кусочки фитогенных образований, возникшие, вероятно, в результате местного перемива. Контуры синтетических желваков простые, преимущественно выпуклые, форма сферическая или удлинённая, а размеры мало отличаются от размеров присутствующих в том же шлiffe одиночных микрофитолитов. Среди тех и других часто наблюдаются расколотые, поврежденные еще до захоронения образования. Принципиально эти стяжения ничем не отличаются от микрофитолитов с обломочным ядром. Они могли образоваться при облекании водорослевой пленкой перекатывающихся по дну обломков или нескольких слипшихся мелких желвачков. Все сказанное свидетельствует о том, что два рассмотренных типа стяжений являются первичными образованиями, сформировавшимися еще до их захоронения в осадке.

Напротив, стяжения третьего типа (табл. VI, 2—4; табл. VII, 3, 5) отличаются рядом особенностей, трудно объяснимых при допущении их образования в активной гидродинамической среде. К числу таких особенностей принадлежат большие, резко невыдержанные по породе размеры и сложная причудливая форма с многочисленными языками и заливами. Контуры стяжений волнистые, с выступами вокруг юнколитов и катаграфий и глубоко пропнутыми участками между ними (табл. VI, 2, 3, 4). Эти выступы никогда не обнаруживают следов разрушения, неизбежных при перемещении тем или иным способом столь сложных по форме образований. Контуры двух соседних стяжений как бы вписываются друг в друга, т. е. выпуклым участкам одного соответствуют вогнутые другого и наоборот. Следует подчеркнуть, что для сближенных обломков, отдельных микрофитолитов или их стяжений первых двух типов подобная «подгонка» контуров не характерна. Напротив, смежные их участки зачастую разрушаются в результате перекристаллизации или растворения под давлением (табл. V, 1; табл. VI, 1). В то же время в породах со стяжениями третьего типа вообще отсутствуют какие-либо признаки сортировки, а удлинённые образования не обнаруживают закономерной пространственной ориентировки.

Ограничением описываемых стяжений служит кайма темного криптозернистого карбоната с четкой внешней и несколько расплывчатой внутренней границей. Толщина этой каймы обычно меняется от 0,01 до 0,05 мм. В местах раздува последняя может быть нечетко слоистой и слагаться расплывчатыми, короткими, быстро сливающимися в одну тонкую полосу слоями (табл. VI, 4). Обычно принимается водорослевое происхождение подобной каймы. Характерно, однако, что темные, иногда многослойные полосы криптозернистого доломита, сходные с породами, ограничивающими стяжения, отмечаются и вокруг капиллярных трещин, жилок перекристаллизации, пор, а также вокруг однородных участков цемента (табл. VII, 1—5). Форма последних бывает такова, что заставляет отказаться от попытки трактовать их как обломки пород или водорослевые образования (табл. VII, 1).

Стяжения третьего типа могут заключать образования не только различных форм, но и разных групп микрофитолитов, а также обломки терригенных и карбонатных пород (табл. VI, 2, 3). Все эти компоненты, как правило, встречаются и вне стяжений. Внутри последних они базально цементируются микро- и тонкозернистым карбонатом. Участки аналогичного карбоната развиты и вне рассматриваемых образований и, вероятно, могут трактоваться как реликты первичного цемента. Иногда наблюдается некоторая перекристаллизация матрикса стяжений, степень которой растет, как правило, к их центру, но тем не менее не достигает интенсивности, характерной для цемента породы в целом.

Такие признаки третьего типа стяжений, как их форма и размеры, наличие ограничивающей тонкой темной оболочки, сложенной скрытозернистым карбонатом, зачастую включаются (Журавлева, 1964) в диагнозы некоторых форм и даже групп микрофитолитов (например, диагностические группы *Vesicularites* Reitl.). Подобные стяжения тем самым рассматриваются как фитогенные образования, полностью сформировавшиеся до их захоронения. Приведенные выше факты заставляют осторожно относиться к этому выводу. Действительно, морфологические особенности этих стяжений показывают, что они не могли образоваться в активной гидродинамической среде. Кайма криптозернистого карбоната (в том числе многослойная), как уже говорилось, может быть приурочена также и к абиогенным, заведомо постседиментационным элементам породы (трещины, реликты первичного цемента и т. п.) и тем самым вовсе не обязательно должна быть связана с жизнедеятельностью водорослей.

Таким образом, стяжения третьего типа не могут обоснованно относиться к фитогенным образованиям. Проще представить себе их формирование в осадке в процессе его перекристаллизации в диагенетическую и эпигенетическую стадии. М. С. Швецов (1958) показал, что в результате неоднократного изменения рН среды в осадке могут чередоваться процессы растворения и вторичного выпадения карбонатных зерен. Последний процесс идет или в виде медленного разрастания крупных кристаллов, или в виде быстрого образования мельчайших, беспорядочно расположенных и поэтому темных в проходящем свете зернышек (грануляция). При этом образуются сплошные поля или тонкие прослойки криптозернистого темного карбоната. Чередованием и неравномерным развитием (в частности, по капиллярным трещинам) указанных процессов М. С. Швецов объясняет образование комковатых, узорчатых, псевдообломочных, а иногда и псевдооолитовых пород.

Легко видеть, что тот же механизм может быть привлечен для объяснения генезиса стяжений юписываемого типа. Резкие и неравномерные колебания кислотности неизбежны в столь неоднородном, гетерогенном осадке, каким являются микрофитолитовые карбонатные илы, переполненные остатками отмирающих сине-зеленых водорослей и развивающимися на них бактериями. Микрофитолиты в силу повышенного содержания органического вещества (Журавлева, 1964), затрудняющего растворение карбонатов (Каледа, 1955, 1958), не только слабо перекристаллизуются сами, но и в участках своего скопления могут препятствовать перекристаллизации заключенного между ними цемента. Такое неравномерное растворение объясняет образование выступов вокруг устойчивых к этому процессу элементов (сюда входят и терригенные зерна) и формирование западин между ними. Большое значение в развитии неравномерной перекристаллизации имеют также капиллярные трещины, прихотливо пронизывающие пространство между фитогенными желвачками и определяющие «вписывание» контуров стяжений друг в друга. При подщелачивании среды происходит выпадение карбонатных зерен, наиболее быстрое вдоль легко проницаемых зон: на границах стяжений, вдоль трещин, полостей, пор и т. д. Таким образом, может образоваться

пленка темного криптозернистого карбоната, которая, как мы видели выше, нередко обволакивает не только стяжения данного типа, но и абиогенные элементы породы, в том числе трещины и жилки перекристаллизации. Эта пленка может быть обогащена примесью органического и глинистого веществ, выбрасываемой в процессе «внутренней самодиффузии» (Калед, 1955, 1958) при перекристаллизации прилегающих участков. Такая примесь, усугубляя внешнее сходство каемки с оболочкой фитогенного происхождения, одновременно способствует сохранению самой пленки и окруженного ею стяжения. В то время как последние слагаются преимущественно микрозернистым карбонатом, пространство между ними выполнено прозрачным микро-тонкозернистым шестоватым и более крупным (до 0,5 мм) неравнозернистым карбонатом.

Суммируя сказанное, надо признать существование среди многообразных катаграфических и онколитовых стяжений двух принципиально различных групп. Образование первой (типы 1, 2) связано с жизнедеятельностью водорослей, поэтому их морфологические особенности могут использоваться при диагностике и классификации микрофитолитов. Стяжения же другой группы (тип 3) обусловлены процессами перекристаллизации и грануляции, и признаки этих стяжений должны быть исключены из рассмотрения при классификации указанных органических остатков.

Упомянутые выше вторичные процессы играют значительную роль в формировании современного облика фитогенных пород, преобразуя в первую очередь их матрикс. При этом характер проявления процесса перекристаллизации различен для онколитовых и катаграфических разновидностей доломитов. В онколитовых породах первичный цемент сохраняется чрезвычайно редко, в виде мелких пятен темного микрозернистого карбоната. Перекристаллизация начинается, как правило, от края онколитов и между сближенными желваками перерабатывает весь цемент (табл. V, 1, 2). Последний сохраняется главным образом лишь в наиболее крупных промежутках, а участки его приобретают иногда округлую форму. В редких случаях можно также наблюдать, как первичный микрозернистый цемент местами соприкасается с микрофитолитом, а по мере удаления от контакта разбит жилками перекристаллизации на округлые пятна. Эти пятна иногда окружены темной каймой и могут быть легко приняты за некоторые группы микрофитолитов. Отмечаются также «перемычки» первичного цемента между сближенными желваками (табл. V, 2). В большинстве же случаев онколитовые доломиты имеют пленочно-поровый цемент в виде радиально-крустификационных каемок (0,04—0,08 мм) вокруг желваков и беспорядочно-зернистого, реже пойкилитового доломита, выполняющего поровое пространство. Поры частично являются зияющими.

Сами микрофитолиты подвергаются перекристаллизации более слабо, причем этот процесс равномерно захватывает все желваки (табл. VIII, 4). Нахождение в одном шлифе желвачков резко различной сохранности, а также описанные в литературе (Архангельская и др., 1960) случаи более интенсивной по сравнению с цементом их перекристаллизации (в связи с выборочной доломитизацией) нами не наблюдались. Внутри онколитов перекристаллизация развивается обычно от центра к периферии желвачков. В центральной части последних при породообразовании выщелачиваются полностью или частично обломочные карбонатные ядра или же светлые онколитовые слои и «лучи» в радиальных структурах (табл. IV, 3). Такое выборочное растворение объясняется, вероятно, различиями в содержании органического вещества в упомянутых выше элементах онколитов. Поры являются зияющими или выполнены неравнозернистыми (0,05—0,25 мм) агрегатами, реже — монокристаллами доломита. Часто встречаются также тонко-сред-

незернистые мозаичные агрегаты кварца, причем окварцевание локализуется, как правило, лишь внутри желвачков. Это свидетельствует о том, что указанный процесс, так же как, возможно, и залечивание пор вторичным доломитом, произошел уже после переработки цемента пород.

Перекристаллизация катаграфических доломитов отличается большей неравномерностью. Один из вариантов этого процесса уже рассмотрен при описании стяжений третьего типа. В более общем случае для указанных пород характерна резко гетерозернистая (от 0,005 до 0,25 мм) основная масса, в которой заключены в различной степени измененные катаграфии. Часто некоторые из них имеют хорошую сохранность, тогда как большинство различается лишь в виде обрывков оболочки или неясных расплывчатых контуров среди разнозернистого перекристаллизованного карбоната (табл. VIII, 5). Наиболее хорошо сохраняются катаграфии, заключенные внутри стяжений любого типа. Другим благоприятным условием сохранения является концентрация микрофитоцитов в одном участке; в то время как изолированные формы сильно изменены, скопления их сохраняют первичную структуру (табл. V, 4; табл. VIII, 5).

Наиболее стойким к перекристаллизации элементом катаграфических группы *Vesicularites* является тонкая оболочка пузырьков. По сохранившимся обрывкам этой оболочки первичное присутствие микрофитоцитов узнается даже в весьма сильно измененных породах. Центральная зона пузырьков сохраняется хуже. Обычно она раскристаллизована в несколько меньшей или такой же степени, как и цемент. Характерно также выщелачивание сердцевин пузырьков, иногда с последующим выполнением пор вторичным доломитом.

Все эти процессы (выборочная перекристаллизация, грануляция и др.) могут зачастую привести к преобразованию онколит-катаграфических доломитов с четкими биогенными структурами в гетерозернистую пятнисто-сгустковую породу, первичная природа которой восстанавливается с большим трудом. С другой стороны, как уже отмечалось, продукты указанных процессов по внешнему облику сами могут походить на некоторые группы катаграфических. Так, причудливые по форме реликты первичного матрикса породы, окруженные пленкой, образовавшейся в результате грануляции, могут быть легко приняты за представителей групп *Vermiculites* или *Nubecularites*. Сходный облик могут иметь также и измененные калькарениты. Настораживает существование форм, сходных с *Medullarites*, образованных в результате прохождения стилолитовых поверхностей через онколиты.

Некоторые сложные проблематичные образования, трактуемые иногда как копролиты (Журавлева, 1964) или гиероглифитесы (Королюк, 1966), можно объяснить как результаты слияния участков перекристаллизации внутри и вне микрофитоцитов при локальном прорыве их оболочек. При этом образуются округлые западины в стяжениях и разделяющие их острые, усобразные выступы, между которыми иногда распознается слабый затемненный контур округлой формы. Реальность такого процесса становится несомненной, если удастся наблюдать отдельные стадии его развития (табл. VIII, 1, 2, 3). Все это заставляет осторожно относиться к описанию микрофитоцитов с нечеткими диагностическими признаками при отсутствии достоверных биоморфных структур.

В заключение разбора вторичных изменений микрофитоцитовых доломитов необходимо отметить единичные случаи их кальцитизации, выражающейся в выполнении пор в цементе или внутри желвачков крупными (до крупнокристаллических) кристаллами кальцита.

Из табл. 5 следует, что микрофитоцитовые доломиты представлены преимущественно чистыми, реже слабоизвестковистыми (обр. 556/3) разновидностями. Характерны резкие колебания величины МНО (от 0,36 до 21,54%), что обусловлено неравномерным содержанием песчаной при-

Химический состав микрофитолитовых доломитов (в %)

Разрез	Подсвета	Пачка и толща	№ обр.	MNO	R ₂ O ₃	Кальцит	Доломит	Доломитность, %
Р. Мая ниже устья р. Талой	Верхняя	Онколитовая	268/10	0,74	0,76	3,10	93,71	96,8
То же	»	»	269/5	0,36	0,48	0,93	96,71	99,0
Р. Мая у рч. Эмлюкюэн	»	»	276/6	21,54	0,38	2,15	74,02	97,4
Рч. Березин	»	»	258/7	1,44	0,68	4,35	92,40	95,5
Рч. Абыламакон	»	»	556/3	12,98	0,56	7,90	77,09	91,7
Р. Учур в 12 км ниже устья р. Бердякит	Нижняя	Терригенно-карбонатная	106—18—6	0,80	0,60	0,15	97,21	99,8

меси. Некоторые из анализированных образцов (276/6 и 556/3) являются по существу уже песчанистыми микрофитолитовыми доломитами; известны также отдельные примеры нахождения микрофитолитов среди песчаников.

Максимальным развитием рассматриваемые доломиты пользуются в разрезах среднем айского типа, где они слагают четко обособленную онколитовую толщу основания верхней подсветы юдомской свиты. В этой толще широко представлены как онколитовые, так и катаграфиевые разновидности доломитов в типичной ассоциации с песчанистыми и строматолитовыми доломитами и песчаниками. В сходной ассоциации описанные породы развиты в составе нижнеюдомской подсветы учурского типа; гораздо реже они встречаются в разрезах верхней подсветы этого и алданского типов.

В пределах Юдомо-Майского прогиба (юдомский, верхнемайский и суордахский типы разрезов) онколитовые доломиты встречаются крайне редко и лишь в узкой полосе, тяготеющей к Учуро-Майской плите. Катаграфиевые разновидности распространены шире, но и они образуют значительные скопления только в западной зоне упомянутого прогиба, где встречаются в доломитовой и кремнистой пачках нижней подсветы и в нижней части верхней подсветы юдомского типа разрезов, а также в разновозрастных толщах верхнемайского типа. В восточной зоне Юдомо-Майского прогиба (суордахский тип разрезов) катаграфии встречены только в нижней подсвете, в том числе в известняках базальной пачки бассейна р. Аллах-Юнь.

Главное внимание исследователей микрофитолитов уделяется доказательству органического происхождения этих образований, тогда как механизм карбонатоосаждения и фаціальная приуроченность их в конкретных геологических условиях остаются в большинстве случаев в тени. Согласно доминирующей точке зрения, микрофитолиты являются продуктом жизнедеятельности сине-зеленых водорослей и, возможно, бактерий. По мнению В. П. Маслова (1960, 1961), в их строении, кроме биохимически и физиологически осажденного карбоната, принимает участие также хемогенный и механический осадок. По справедливому замечанию названного исследователя (Маслов, 1960, стр. 92), вероятное присутствие хемогенного карбоната обуславливает сходство некоторых групп микрофитолитов с оолитами.

Водорослевая природа микрофитолитов предопределяет некоторые необходимые для их образования условия. Это, во-первых, незначительная глубина бассейна с достаточным количеством света и кислорода,

необходимых для фотосинтеза, во-вторых, активный гидродинамический режим, обуславливающий аэрацию воды и, главное, взмучивание осадка и переворачивание образующихся желваков, без чего невозможно их равномерное обрастание. Наконец, требуется известная концентрация растворенных в воде карбонатных солей, пропорционально которой растет интенсивность физиологического и особенно биохимического осаждения водорослями (Маслов, 1961).

Изученный материал полностью согласуется с указанными представлениями. Микрофитолитовые породы юдомской свиты в подавляющем большинстве случаев ассоциируются с косослоистыми песчанистыми доломитами и песчаниками, а также с хемогенными доломитами. Это свидетельствует, с одной стороны, о мелководье и интенсивных движениях воды (напомним, что сами рассматриваемые породы, как правило, косослоисты), а с другой, — об условиях, благоприятных для химической садки доломита.

Выше указывалось, что онколиты захоронялись совместно с отвечающим им по «гидродинамической крупности» песчаным материалам, т. е. в мелководной, очевидно, прибрежной зоне. Напротив, катаграфические породы имеют большой ареал распространения и ассоциируются также и с более чистыми породами, лишенными грубой терригенной примеси и явных следов мелководья. Для объяснения этого факта можно предположить, с одной стороны, более широкий спектр фациальных условий, в которых могут образовываться катаграфии, а с другой, — значительный разнос их подводными течениями. Первое предположение об образовании катаграфий в каких-то иных условиях, отличных от условий, благоприятствующих образованию онколитов, кажется маловероятным, особенно если учесть широкое развитие смешанных онколит-катаграфических пород. Напротив, второе предположение хорошо гармонирует с размерами и формами большинства катаграфий (если принять постседиментационное происхождение некоторых крупных стяжений), благоприятными для их транспортировки. Более того, некоторые исследователи (З. А. Журавлева) по крайней мере часть катаграфий считают планктонными формами. Другими словами, можно думать, что катаграфические доломиты, развитые вне зоны распространения онколитовых пород, представляют собой в значительной мере аллохтонные образования.

Строматолитовые доломиты и известняки

Описание строматолитов юдомской свиты приводится в гл. V, где рассматриваются структуры, текстуры и морфология их построек и т. д. В настоящем разделе мы коснемся лишь главнейших черт литологии строматолитовых пород.

Строматолиты в строении юдомской свиты играют подчиненную роль, слагая мелкие (мощностью редко более 1 м) биогермы и биостромы. Эти образования заключены в различных типах пород: в неяснозернистых хемогенных, в микрофитолитовых и песчанистых доломитах и даже в песчаниках. Единичные находки строматолитов сделаны также среди яснозернистых доломитов и известняков. Перечисленные породы не только вмещают биогермы в целом, но и выполняют промежутки между отдельными столбиками.

Строматолиты, как правило, четко отделяются от окружающих отложений благодаря специфическим особенностям морфологии и характерным текстурным и структурным признакам. Главным из них является закономерная микрослоистость, обусловленная чередованием слоев темного скрыто-микрозернистого, и более светлого микро- и тонкозернистого карбоната. Строматолиты имеют обычно резкий, четкий контур, форма которого определяется как морфологическими особенностями, присущи-

ми данному виду и роду, так и различными экологическими причинами, в первую очередь направлением и скоростью подводных течений. В качестве примера влияния последних можно указать на наблюдавшиеся различия в характере бокового ограничения двух противоположных сторон строматолитовых столбиков: ровного с одной стороны и сложного, с многочисленными выступами слоев — с другой.

В отличие от устойчивых, выдержанных по всему биогерму (Комар, 1966) структурно-текстурных признаков строматолитов, структурам и текстурам вмещающих пород присуще многообразие; оно определяется как характером самого осадка, так и спецификой его накопления в узком межстолбиковом пространстве. Наиболее однообразное строение имеет при этом микро- и тонкозернистый хемогенный доломит (табл. XII, 2), который характеризуется мозаичной структурой и однородной, обычно лишенной слоистости текстурой. Последняя иногда усложняется редкими, расплывчатыми слойками, слабоогнутой формы (2—5 мм), обогащенными кварцевым или карбонатным обломочным материалом. В некоторых случаях удастся проследить продолжение этих слойков в теле строматолита и определить величину возвышения столбика над уровнем синхронного осадка. По единичным замерам в столбиках различных строматолитов юдомской свиты из доломитовых горизонтов эта величина не превышала 15—18 мм. Характер взаимоотношения строматолитов с заключающими их другими типами хемогенных пород юдомской свиты близок к описанному.

Сравнительно часто юдомские строматолиты встречаются среди микрофитолитовых доломитов. Это обстоятельство отличает фитогенные образования юдомской, а также многих более древних рифейских свит от микрофитолитов из вышележащих толщ кембрия, в которых, по данным Н. А. Архангельской и др. (1960, стр. 115), «онколитовые породы почти никогда не ассоциируются со строматолитовыми». Микрофитолитовые и близкие к ним по характеру залегания песчаные доломиты юдомской свиты в межстолбиковом пространстве отличаются неоднородностью и отсутствием четкой сортировки.

Граница между указанными разностями подчас чисто условна в силу их обычной перемежаемости и обогащения микрофитолитового осадка кластическим материалом и наоборот. Распространенным элементом вмещающих образований этого типа являются удлинённые обломки строматолитовых слоев.

Все перечисленные компоненты могут образовывать нечеткие линзовидные, косо направленные слойки с расплывчатыми границами. Эти факты говорят о сравнительно активных гидродинамических условиях осадконакопления, осложненных наличием выступающих над поверхностью дна строматолитовых столбиков. В теле строматолитов микрофитолиты и обломочные зерна встречаются довольно редко, причем лишь в некоторых, чаще темных слоях и представлены здесь наиболее мелкой своей фракцией.

В межстолбиковом пространстве сравнительно часты случаи чередования четких слоев (от долей до первых сантиметров) хемогенных и описанных выше пород. Резкие изменения характера осадконакопления, приведшие к образованию такого переслаивания, не находят заметного отражения в структуре и текстуре синхронных им частей строматолитовых столбиков.

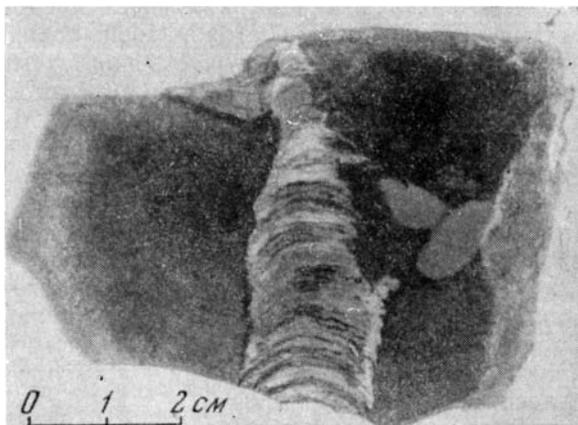
Заканчивая рассмотрение взаимоотношений юдомских строматолитов с вмещающими доломитами и известняками, необходимо остановиться на сравнении их карбонатного состава. Согласно общепризнанному положению химический состав строматолитовых пород в целом отвечает составу вмещающих отложений (Маслов, 1960; Архангельская и др., 1960), хотя частные анализы и могут обнаруживать известные различия

Таблица 6

Химический состав строматолитовых пород юдомской свиты (в %)

Разрез	Подсвита	Пачка и толща	Форма строматолитов	№ обр.	МНО	R ₂ O ₃	Кальцит	Доломит	Доломитность, %
Р. Аим у устья р. Таас	Нижняя	Основание свиты	<i>Boxonia grumulosa</i>	Ш-3/65	5,12	1,30	4,23	88,50	97,7
Р. Алдан выше устья р. Белой	»	Песчаных микрофолитовых доломитов	То же	Ш-127/65	2,80	1,42	10,2	84,5	89,3
Р. Белая у устья р. Тарыннаах	»	Вторая песчаная	» »	М-145	22,80	2,58	9,2	64,0	87,7
Р. Белая у устья р. Мутулы	»	То же	» »	Ш-117/65	23,72	2,37	2,47	69,42	96,5
Р. Юдома у водомерного поста	Верхняя	Онколитовая	<i>Paniscollenia emergens</i>	С-174/8	3,00	0,56	2,64	92,62	97,1
Р. Абыламакон	»	»	То же	557/5	4,38	0,8	1,73	92,72	98,3
Приустьевая часть р. Учур	Нижняя	Терригенно-карбонатная	» »	Г/65	5,66	0,46	3,6	88,7	97,3
Р. Белая у устья р. Мутулы	Нижняя	Вторая песчаниковая	<i>Paniscollenia emergens</i>	М-135/Б	8,64	1,34	7,2	80,9	92,0
Р. Аим выше устья р. Муотакан	»	Терригенно-карбонатная	То же	М-52—3	12,74	0,44	3,2	81,9	96,4
Р. Юдома у устья рч. Юргююр	»	Верхняя часть кремнистой	<i>Jurusania judomica</i>	890/5	9,80	1,50	84,41	6,18	6,8
Р. Алдан выше устья р. Белой	»	Нижняя часть кремнистой	То же	М-199/65	30,80	0,28	2,5	64,80	97,4
Р. Абыламакон	Верхняя	Песчаники основания онколитовой	<i>Colleniella singularis</i>	555/5	9,18	1,04	2,21	85,06	98,2
Р. Мая у пос. Нелькан	Нижняя	Доломитовая	То же	157/4	7,90	2,04	2,20	87,01	97,6
То же	»	»	» »	157/4А	2,36	1,24	1,78	93,62	98,2
Р. Мая у устья р. Элгээйи	»	Битуминозных доломитов	» »	1565/7В	12,56	1,44	1,67	87,10	98,0
Г. Алдан	Верхняя	Кровля свиты	» »	П-65	1,48	0,40	4,30	93,40	95,5
Р. Аим у устья р. Омни	Нижняя	Терригенно-карбонатная	» »	Ш-4/65	3,30	0,54	5,60	88,90	94,1
Р. Аим выше р. Муотакан	»	То же	» »	М-52—11	12,36	0,50	5,10	79,90	94,1

Рис. 24. Столбик строматолита *Voxonia grumulosa* Кот. в песчанике с кварцевым регенерационным цементом. Порохтагская свита, междуручье Тожко и Олекмы. Образец В. Н. Гурова. Пришлифовка



в составе столбов и межстолбикового пространства (Крылов, 1963; Чернов, 1966). Прокрашивание шлифов строматолитов юдомской свиты метилвиолетом и химические анализы (табл. 6) показали, что как доломитовые, так и известковые строматолитовые породы этой свиты характеризуются высокой чистотой своего карбонатного состава. Сходную чистоту состава мы наблюдали и для описанных выше хемогенных и микрофитолитовых пород, в том числе вмещающих строматолиты.

Однако указанная закономерность не может быть признана универсальной. Она правомочна, как нам кажется, лишь при сравнении с карбонатным осадком, осадившимся химическим путем, тогда как существование каких-либо других источников карбонатного материала может привести к разительным отклонениям. Показателен в этом отношении пример изучения химизма биогермов некоторых строматолитов среднего и верхнего рифея и заключающих их смешанных доломит-известковых отложений лахандинской свиты Учуро-Майского района (Серебряков, 1968). Доломитовое вещество последних не осаждалось химическим путем, а поступало в известковый осадок совместно с глинистым материалом. Статистически установленная средняя доломитность пород биогермов оказалась при этом в два раза ниже доломитности вмещающих отложений. Изменение состава происходит резко и непосредственно на контакте фитогенных и абиогенных пород.

Тем самым строматолитовый биогерм выявился как специфическая локальная зона карбонатоосаждения со своим особым дополнительным источником кальцита. Таким источником, очевидно, служили водоросли (а также, возможно, бактерии), результатом жизнедеятельности которых являются строматолиты. Водоросли, как известно (Маслов, 1960), осаждают лишь карбонат (в описанном случае — кальцит), в той или иной степени насыщающий раствор. Появление фитогенного кальцита в сложении строматолитов резко понижало относительную роль механически поступающего сюда доломитового вещества, что и привело к указанному выше несоответствию составов пород.

Еще более разительное несоответствие состава вмещающих и строматолитовых образований наблюдается в отложениях юдомской свиты. Это сравнительно частые случаи нахождения строматолитовых построек в песчаниках (рис. 24; табл. IX, 1—4; табл. X, 1, 2). Песчаники представлены полевошпат-кварцевыми мелко-, крупнозернистыми нечеткослоистыми разностями с доломитовым или регенерационным кварцевым цементом, а строматолитовые столбики сложены слабопесчанистым доломитом. Количество МНО в двух проанализированных образцах (табл. 6,

обр. М-135/Б и М-52—11) из таких построек (табл. IX, 1, 2) не превышает 13%. Обломочный материал здесь представлен наиболее мелкими из встречающихся в межстолбиковой породе зернами (менее 0,25 мм) и концентрируется преимущественно в темных слоях.

Контакт строматолитовых доломитов и вмещающих песчаников резкий, в большинстве случаев неровный. Многочисленные выступы строматолитовых слоев обычно совпадают с наиболее мелкозернистыми прослоями песчаников. Эти выступы имеют сложную форму и несут следов разрушения (табл. IX, 2, 4; табл. X, 2). Внутри песчаников отмечаются переходные мостики между строматолитовыми столбиками (табл. X, 1). С другой стороны, некоторые слойки терригенных пород могут быть прослежены в теле строматолитов. Подобные соотношения в большинстве случаев не только однозначно свидетельствуют об одновременности накопления фитогенных доломитов и песчаников, но и позволяют определить «прижизненную» высоту столбика, которая составляет здесь лишь около 5—7 мм.

Рассмотренные примеры показывают возможность образования строматолитов в условиях отсутствия или резкой редукции химической садки карбонатов. Иначе говоря, их карбонатное вещество в этом случае практически полностью имеет биогенное происхождение. Двух-, трехкратная разница в «прижизненной» высоте строматолитов, заключенных в доломитах и песчаниках (15—18 и 5—7 мм), может отражать в известной мере не только различия в скорости накопления хомогенного и терригенного осадков, но и роль абиогенного карбоната в строении строматолитов. Возможно, в дальнейшем более массовые и детальные замеры такого рода позволят количественно оценить относительную роль каждого из этих компонентов.

Как известно (Маслов, 1961), для водорослей характерны три пути образования карбонатов: органический, физиологический и биохимический. Современные синезеленые водоросли обладают способностью лишь к биохимическому и, в меньшей мере, к физиологическому осаждению извести; последнее, по данным Н. Н. Вороникина (1932), наблюдается у восьми современных видов. Исходя из этого В. П. Маслов (1961) сделал вывод о том, что в образовании докембрийских строматолитов доминирующее значение наряду с абиогенными процессами имеет именно биохимическая садка карбонатов. Однако наши данные не позволяют безоговорочно согласиться с этой точкой зрения. Трудно представить себе столь четкую локализацию геохимических изменений среды в результате жизнедеятельности водорослей (основа биохимического процесса), при которой эти изменения не влияли бы в той или иной мере на окружающий осадок. Но как раз такое положение наблюдалось в двух разобранных примерах: резкое изменение химизма на границе биогерма и вмещающих пород в первом случае (Серебряков, 1968) и зачастую полное отсутствие карбонатов в песчаниках — во втором. Это заставляет предположить значительную роль процессов карбонатоосаждения, более тесно связанных с жизнедеятельностью водорослей, т. е. процессов физиологического или даже органического выделения карбонатов. В пользу вывода о развитии последнего, наиболее нехарактерного для современных синезеленых водорослей, говорят и некоторые особенности микроструктуры *Bovonia grumulosa* Com. (см. стр. 161). При хорошей сохранности видно, что этот строматолит слагается округлыми сгустками темного доломита определенных размеров с выдержанной по ширине светлой каймой (табл. X, 3). В поляризованном свете (табл. X, 4) эти сгустки обладают крестовидным волнистым затуханием, указывающим на закономерную ориентировку карбонатных кристаллов. Подобная ориентировка обычно характерна для известковых выделений, образованных органическим путем (Маслов, 1961).

Все изложенное показывает, что применение метода актуализма к ископаемым, особенно докембрийским строматолитам, требует известной осторожности. Весьма вероятно, что геохимические условия докембрия (Страхов, 1951, 1956, 1963; Виноградов, 1959), благоприятные для хемогенной садки карбонатов, способствовали также усиленному фитогенному карбонатообразованию. Последний процесс мог происходить в формах, неизвестных или нетипичных для современной эпохи.

Разбирая пути строматолитообразования, нельзя не коснуться роли бактерий, которым ряд исследователей придает большое (Маслов, 1960; Вологдин, 1962) либо даже ведущее (Dalrymple, 1965) значение в данном процессе. В этой связи привлекают внимание описанные выше сгустки боксоний, имеющие определенное морфологическое сходство с карбонатными образованиями, полученными В. О. Калининко (1952) в опытах с бактериями. Однако представления о карбонатоосаждающей роли бактерий базируются обычно не на наблюдениях природных процессов, а на лабораторных экспериментах. Что же касается естественных условий, то в них, по мнению Н. М. Страхова (1951), бактерии, в частности, денитрификаторы, о которых идет речь в работе Дэлримпля (Dalrymple, 1965), играют обратную роль и способствуют не осаждению, а разрушению карбонатов.

Роль абиогенного (механического и хемогенного) осадка в строении строматолитов не выяснена до конца даже для современных форм. Одни исследователи (Black, 1933; Hommeril, Rioult, 1965) считают его главным компонентом построек, оставляя водорослям в большинстве случаев лишь роль ловушек; другие (Dalrymple, 1965; Monty, 1967) демонстрируют большее значение фитогенного (водорослевого или бактериального) карбоната. Так, не литифицированные строматолиты залива Бэффин (Dalrymple, 1965), состоящие на 50% из арагонита, формируются среди терригенного осадка, где содержание CaCO_3 не превышает 10%.

В ископаемых строматолитах уверенно распознается лишь примесь механического, главным образом кластического материала. В целом значение абиогенных (кластических и хемогенных) компонентов здесь, очевидно, ниже, чем в современных водорослевых образованиях, а по мнению некоторых исследователей (Королюк, 1963) у рифейских форм оно вообще сведено к нулю.

Количество песчаного и глинистого материала в составе строматолитовых пород юдомской свиты подвержено сильным колебаниям, что нашло свое отражение в данных химических анализов (см. табл. 6). Максимальное содержание (до 30%) этих компонентов наблюдается в постройках из существенно песчаных или глинистых толщ. Однако прямой зависимости здесь нет. Выше уже указывалось на незначительную роль кластических зерен в столбиках строматолитов, заключенных в песчаниках (табл. IX, 1—4; табл. X, 1—2), тогда как в других случаях эти зерна присутствуют в строматолите и не наблюдаются в межстолбиковой породе.

По данным И. Н. Крылова (1963), в рифейских отложениях Урала масса нерастворимого остатка строматолитовых столбиков в 13 из 23 пар проанализированных образцов превысила эту массу в межстолбиковом пространстве, а в остальных случаях наблюдались обратные соотношения. Сравнение состава некоторых среднерифейских строматолитовых и вмещающих пород, основанное на массовых анализах (Серебряков, 1968), показало, что величина МНО, обусловленная здесь примесью глинистого материала, в биогерме колеблется от 0,9 до 4,75%, тогда как во вмещающих породах она отличается большей стабильностью и не превышает 3,5%.

Суммируя эти данные, можно указать, что масса МНО резко и неравномерно меняется не только от столбика к столбику единого биогер-

ма, но и внутри одного отдельно взятого строматолита. В некоторых участках последнего концентрация рассматриваемого компонента может резко превышать величину, характерную для вмещающих пород. В целом же строматолитовые породы отличаются бóльшей чистотой своего карбонатного состава по сравнению с заключающими их отложениями. Терригенный материал концентрируется в строматолитах по-слойно, обогащая то темные скрыто- и микрозернистые (табл. IX, 3, 4; табл. X, 1, 2; табл. XI, 1), то, реже, светлые микро-мелкозернистые (табл. X, 3, 4; табл. XI, 4) строматолитовые слои.

Хемогенный карбонатный осадок в ископаемых строматолитах, как правило, не распознается. Следует, однако, отметить, что в единичных случаях (табл. XI, 2, 3) тонкозернистый доломит, слагающий светлые микрослои *Colleniella singularis* Kom., выполняет также крупные западины, являющиеся начальной стадией образования межстолбикового пространства. По своим структурно-текстурным признакам этот карбонат близок к карбонату, слагающему хемогенные породы вмещающей толщи, и также, вероятно, мог иметь химическое происхождение. Однако экстраполяция этих данных на светлые слои других строматолитов встречает непреодолимые трудности. В частности, эти слои не только обладают устойчивыми для каждого формального вида особенностями строения, а у «стеночных» видов могут участвовать в облекании боковой поверхности (Семихатов, 1962; Комар и др., 1965; Комар, 1966), но и присутствуют в постройках, образованных без участия химически осажденных карбонатов (строматолиты в песчаниках).

Природа характерной строматолитовой слоистости у ископаемых форм еще не выяснена до конца. К. Б. Кордэ (1954) и А. Г. Вологдин (1962) полагают, что она определяется чередованием сезонных периодов максимальной и депрессивной вегетации водорослей; при этом светлый слой считается сложным биогенным карбонатом, а темный — преимущественно абиогенным. В. П. Маслов (1960) видит главную причину образования слоистости в сезонных изменениях среды, которые выражались в изменении количества терригенного материала, растворимых карбонатов, а также в изменении температур, рН, прозрачности воды и тем самым обуславливали относительное значение химического, механического и фитогенного осадков в строении строматолитовых слоев. Более темные слои, согласно В. П. Маслову, могли образоваться при переработке отмерших клеток водорослей бактериями и обогащении первых углистыми частицами. Вл. А. Комар, М. Е. Раабен, М. А. Семихатов (1965; Комар, 1966) предполагают, что темные микрослои отвечают водорослевой колонии, а светлые — фоссилизованным чехлам слизи.

Однако данные по современным строматолитам (Black, 1933; Monty, 1967; и др.) рисуют гораздо более сложную и не менее противоречивую картину. Они показывают не только огромное разнообразие типов слоистости, но и множество факторов, влияющих на ее образование. Так, К. Монти (Monty, 1967) установил, что слоистость современных строматолитов Багамской банки связана с комплексом разнородных причин, из которых главными он считает динамику водорослевых популяций (цикличность роста или смены сообществ водорослей) и изменения внешних условий среды. При этом одна пара слоев в зависимости от систематического состава водорослей-строматолитообразователей и цикличности внешних процессов может образовываться за одни сутки (купола с *Schizothrix calcicola*), за одну или несколько недель (дерновинки с *Scytonema crustaceum*), за несколько недель или сезон (образования с *Sc. myochrous*) и за год (пленки с *Rivularia haematites*).

Несмотря на такие вариации скорости образования пары слоев и на резко меняющиеся соотношения биогенного, хемогенного и обломочного

материалов, в строматолитах всегда наблюдается одинаковая последовательность стекловатых (гиалиновых) и кальцифицированных слоев. В строении обоих названных микрослоев принимают участие водоросли (зачастую разные виды или группы видов), фитогенный карбонат и абиогенный материал. Большая часть последнего приурочена к кальцифицированным слоям или к кровле гиалиновых слоев. Указанная последовательность, по К. Монти, является универсальной для всех строматолитов и образуется вне зависимости от количества видов водорослей, строящих данный строматолит, и условий обитания. Причину этого К. Монти видит в том, что строение каждого последующего слоя предопределяется природой и строением подстилающего его субстрата.

Таким образом, разные по характеру, направленности и длительности процессы приводят к образованию в целом однотипного рисунка строматолитовой слоистости. Очевидно, для докембрийских строматолитов следует ожидать не менее сложной картины, однозначная интерпретация которой вряд ли возможна. Обращает на себя внимание активная роль водорослей в формировании всех элементов современных строматолитов. Эта роль в докембрии, вероятно, была еще более высокой. Тем самым лишней раз подчеркивается важное значение изучения внутреннего строения как темных, так и светлых микрослоев строматолитов, так как это строение должно в известной мере отражать структуру первичных водорослевых дерновинок.

Одними из главных препятствий на пути детального изучения микроструктур строматолитов являются разновозрастные наложенные процессы. При интенсивном развитии они чрезвычайно усложняют расшифровку первичного строения рассматриваемых образований. В этом отношении характерны строматолиты рифейских толщ Урала, процессы перекристаллизации, метасоматического замещения и эпигенетического растворения которых подробно описаны А. В. Копелиовичем и И. Н. Крыловым (Копелиович, Крылов, 1960; Крылов, 1963). В строматолитовых породах юдомской свиты широко развиты только процессы перекристаллизации, среди которых могут быть выделены три типа.

Первым, наиболее простым из них является перекристаллизация, генетически связанная с секущими трещинами и жилками выполнения (табл. XIII, 1, 3). В этом случае переработке подвергаются в первую очередь участки светлых слоев, тогда как темные могут оставаться неизменными. Лучшая сохранность последних, в свете данных Г. А. Каледы (1955, 1958), вероятно, может объясняться обогащением их тонкодисперсными примесями, среди которых можно указать углистые частицы (их присутствие в подобных слоях отмечал В. П. Маслов, 1960) и органическое вещество, маркируемое широким развитием в этих слоях кристаллов пирита (табл. XII, 1).

Типичной особенностью данного типа перекристаллизации является высокая контрастность наблюдаемых структур: в непосредственное соприкосновение без ясно выраженных переходных зон приводятся участки мелко- и грубокристаллического строения, с одной стороны, и скрыто- и микрозернистого — с другой. Первые из этих участков имеют иногда настолько закономерную приуроченность к определенным микрослоям, что создают характерный вторичный рисунок микроструктуры, выдержанный подчас во многих образцах одного и того же вида строматолитов (табл. XIII, 3).

При более далеко зашедшем процессе перекристаллизации переработке подвергаются и темные микрослои (табл. XIII, 1). Перекристаллизованные участки заходят в эти слои своими выступами, постепенно разъедая их. В результате несколько мелких зон могут слиться в единое, сложной формы пятно кристаллического строения с полностью уничтоженной первичной структурой. Указанный процесс развивается

как в строматолитах, так и во вмещающих их породах крайне неравномерно. Наряду с участками, подвергшимися интенсивной переработке, могут быть найдены зоны с хорошо сохранившейся микроструктурой, пригодной для изучения при диагностике строматолитов.

Второй тип перекристаллизации связан с общей вторичной переработкой отложений и отличается равномерным развитием процесса по всему объему строматолита (табл. XII, 1; табл. XIII, 2). Хотя интенсивность этого процесса ниже, чем только что описанного, он может приводить к полному уничтожению первичных структурных и текстурных особенностей породы. Последняя приобретает однородное тонко-, иногда мелкозернистое строение с сохранившимися в некоторых случаях нечеткими реликтами темных микрослоев (табл. XIII, 2). Участки различной зернистости при этом связаны постепенными переходами. Интенсивность переработки строматолита отвечает здесь степени перекристаллизации вмещающих пород.

Третий тип вторичных изменений наиболее труден для расшифровки. При сравнении некоторых строматолитов одного вида, но разной степени сохранности (табл. XII, 2—5) можно видеть, что четкие элементы микроструктуры за счет сложных вторичных процессов стали расплывчатыми, неопределенными по форме, а закономерное чередование микрослоев нарушено. Все эти преобразования не сопровождаются изменением зернистости пород, т. е. не могут быть сведены к однонаправленному процессу перекристаллизации. Можно предположить, что мы имеем дело с результатом неоднократного чередования процессов растворения, перекристаллизации и грануляции. На возможность такого чередования в условиях локальных изменений рН среды указывал М. С. Швецов (1958).

Описанные процессы редко развиваются изолированно. Обычно строматолит в той или иной мере несет на себе следы действия разных по характеру вторичных изменений, из которых здесь описаны лишь наиболее характерные.

Водорослевая природа строматолитов предопределяет их приуроченность к мелководным образованиям. Этот вывод находится в полном согласии с текстурно-структурными особенностями заключающих их пород. Более детальный анализ приуроченности юдомских строматолитов к определенным зонам бассейна и фациальным типам отложений будет дан ниже.

Обломочные терригенные породы

Обломочные терригенные породы пользуются незначительным распространением среди отложений юдомской свиты. По характеру цемента они могут быть подразделены на два типа. К первому отнесены породы с кварцевым, гидрослюдисто-хлоритовым и железистым цементом, а ко второму — с карбонатным. С последними связаны постепенными переходами песчанистые доломиты.

Обломочные породы с кварцевым, гидрослюдисто-хлоритовым и железистым цементом

К этому типу обломочных пород отнесены все структурные разности от мелкозернистых алевролитов до мелкогалечных конгломератов, имеющие кварцевый, реже гидрослюдисто-хлоритовый и железистый цемент (табл. XIV, 1—4; табл. XV, 1). По составу могут быть выделены мономинеральные и олигомиктовые кварцевые разности, а также подчиненные им полевошпат-кварцевые песчаники, содержащие в единичных случаях до 20% полевых шпатов. Рассматриваемые породы характерны

главным образом для базальных горизонтов свиты, где они ассоциируются с аргиллитами, реже — с глинистыми доломитами.

Внешний вид описываемых пород разнообразен. На юге изученной территории, в верховьях р. Май и ее притоков, а также по рекам Учур и Аим преобладают плотные кварцитовидные светло-серые разности с регенерационным кварцевым цементом. К северу от этих районов появляются, а в разрезах по р. Белой преобладают красно- и зеленоцветные, иногда рыхлые разности с железистым и глинистым матриксом.

Все упомянутые породы обладают обычно массивным сложением и ясно выраженной волнистой и косой слоистостью, чаще всего перекрестной, разнонаправленной, с пологими клиновидными сериями. Мощность серий колеблется в широких пределах, не превышая, однако, 1 м. Слойки обычно прямые, параллельные друг другу и подошве серии. В южных разрезах слоистость

подчеркивается главным образом сортировкой обломочного материала, а в северных, с их характерной разнозернистостью, — чаще изменением окраски слоев. Наиболее ровная слоистость наблюдается у тонкозернистых разностей. Ритмичность отложений нами не отмечена. Участками наблюдались более мелкие (до 5—10 см) клиновидные серии с изогнутыми, сложно сочетающимися слоями, а также линзовидные серии. На плоскостях напластования обычные крупные знаки ряби (рис. 25), следы течения, а в единичных случаях — трещины усыхания. Наконец, для некоторых разрезов среднего течения р. Май типичны плитчатые и тонкоплитчатые (1—2 см) разности алевролитов и песчаников темно-серого и буровато-серого цвета с тонкой горизонтальной или слабоволнистой слоистостью. Изучение этих пород затруднено их плохой обнаженностью.

Доминирующие среди рассматриваемых пород песчаники повсеместно содержат линзы и линзовидные прослои алевролитов, аргиллитов, а иногда гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Две последние группы редко образуют мощные пласты и обособляются преимущественно на плоскостях напластования в виде линз и невыдержанных прослоев мощностью в первые сантиметры.

Наибольшим распространением пользуются мелко- (0,08—0,25 мм) и среднезернистые (0,2—0,5 мм) песчаники, а также смешанные их разности с отдельными крупно- и грубозернистыми обломками (табл. XIV, 1—4). Алевролиты (табл. XV, 1), крупно- и грубозернистые песчаники, а также гравелиты и мелкогалечные конгломераты (галька редко более 3 см) имеют подчиненное значение. Все эти породы обладают различной степенью сортировки от весьма хорошей до крайне низкой. Форма обломочных зерен округлая, в большинстве случаев несколько уплощенная. Окатанность хорошая, особенно у зерен крупных фракций,



Рис. 25. Знаки ряби на поверхности пластов базальных песчаников юдомской свиты по р. Юдоме, у протоки Прокопенко

реже — средняя. В алевролитах отмечаются округло-угловатые средние и слабо окатанные зерна.

В составе пород доминирует кварц (обычно 80—100%). Резко подчиненное значение имеют калиевые полевые шпаты, количество которых лишь в редких случаях достигает 20% и более. Встречены единичные чешуйки мусковита. Крупные гравийные зерна и гальки представлены также кварцем, полевым шпатом, реже — обломками кварцитов. В единичных случаях среди галек отмечаются плохо окатанные обломки подстилающих пород: песчаников, аргиллитов и алевролитов (нижнее течение р. Ингили), доломитов и песчаников (р. Суордах, бассейн рек Аим и Учур).

Кварц — преимущественно монокристаллический с равномерным, реже (около 30% зерен) волнистым погасанием. Редко встречаются обломки с мелкоагрегатным бластическим строением. Отмечены зерна с тонкими прямолинейными скоплениями мельчайших пузырьков жидкости и газа.

На контактах зерен наблюдаются структуры растворения (конформные, микростиллолитовые), аналогичные описанным А. В. Копелиовичем (1965). Типично развитие каемок регенерационного кварца шириной 0,02—0,1 мм, отделенных от кластического зерна тончайшими цепочками пузырьков газа и жидкости, а иногда — тонкодисперсными глинистыми частицами (табл. XIV, 1, 2). Сама кайма подобными выделениями иногда разбивается на две, редко три зоны. В некоторых шлифах (табл. XIV, 1) наблюдается регенерация кристаллических граней кварца. В породах с глинистым или железистым цементом многие обломки, особенно мелкие, сильно корродированы.

Полевые шпаты представлены заметно измененными калишпатами, более точная диагностика которых затруднена интенсивной пелитизацией. Лишь в единичных зернах хорошей сохранности наблюдается характерная для микроклина решетчатая структура. В редких случаях вокруг калишпата отмечается зубчатая регенерационная кайма сходного состава.

Мусковит отмечен лишь в мелкозернистых песчаниках и алевролитах, где составляет изредка до 2% их обломочного состава. Это слабо измененные листочки размером 0,05—0,12 мм с высокой интерференционной окраской.

Цемент занимает от 10 до 30% породы. Наиболее широко развит кварцевый регенерационный цемент. Структура породы при этом приобретает характерный кварцитовидный или мозаичный облик (табл. XIV, 1, 3; табл. XV, 1). Цементация поровая, пленочная, участками приближающаяся к базальной.

Некоторые разности песчаников обладают пленочным и порово-пленочным гидрослюдисто-хлоритовым цементом светло-зеленого цвета, представленным чешуйчатым высокопреломляющим хлоритом и серицитоподобной гидрослюдой. Для последней иногда отмечаются вермикулитовидные сростки. Названный цемент, выполняя промежутки между обломочными зернами, часто корродирует их. Наибольшей коррозии подвержены мелкие обломки кварца и особенно калиевых полевых шпатов. Последние иногда полностью замещаются серицитом. Железистый цемент представлен различно гидратированными окислами скрытокристаллической структуры, в отраженном свете имеющими коричневатобурую окраску разной интенсивности. Два последних типа цемента сравнительно редко развиты самостоятельно, а чаще сочетаются в различных соотношениях между собой или с кварцевым регенерационным цементом (табл. XIV, 2, 4).

Обломочные породы описанного типа распространены по всей площади развития юдомской свиты, слагая главным образом ее базальные

горизонты и лишь в отдельных случаях встречаясь в более высоких частях разреза. Песчаники характеризуются невыдержанностью зернистости как по площади, так и внутри отдельных разрезов. Наиболее грубозернистые разности развиты преимущественно в разрезах западной части Учуро-Майской плиты, в верховьях Большого и Малого Аима, в среднем и нижнем течении р. Учур (учурский тип разрезов), а кроме того, на крайнем севере Юдомо-Майского прогиба (р. Белая, юдомский и суордахский типы). В других типах разрезов подобные породы имеют подчиненное значение и слагают отдельные прослои и линзы среди преобладающих мелко- и среднезернистых песчаников.

Намечаются определенные закономерности в размещении преимущественно кварцевых и полевошпат-кварцевых разностей. Первые резко преобладают в разрезах верхнемайского типа и в разрезах по р. Юдоме, удаленных от зон глубинных разломов (р. Тыаллаах, урочище Нууччалаах). В разрезах среднемайского, учурского и, частично, юдомского типов монокварцевые песчаники встречаются примерно в равных количествах с олигомиктовыми. При этом количество последних и содержание в них полевых шпатов обычно возрастает вверх по разрезу. На севере изученной территории (бассейн рек Аллах-Юнь, Белая и др.) преобладают обломочные породы, содержащие то или иное количество калиевых полевых шпатов. Сходные закономерности наблюдаются в размещении разностей с кварцевым, гидрослюдисто-хлоритовым и железистым цементом. Первые из них наиболее характерны для монокварцевых песчаников, вторые — для пород, содержащих калишпаты.

Приведенная характеристика обломочных пород не позволяет однозначно решить вопрос об условиях их накопления. Однако широкое развитие перекрестной разнонаправленной косої слоистости с пологими клиновидными сериями и обычная хорошая сортировка обломков свидетельствуют в пользу накопления их в морском бассейне. Это подтверждается также обычной ассоциацией терригенных образований с неяснозернистыми хомогенными доломитами. Наиболее вероятен прибрежно- и мелководно-морской генезис большей части описываемых пород. В то же время в образовании резко разнозернистых, плохо сортированных песчаников севера изученной территории (бассейн р. Белой) возможно участие и других генетических типов осадков.

Обломочный материал образовался, видимо, за счет размыва подстилающих, существенно кварцевых толщ (кандыкская, эннинская и другие свиты), а также древних интрузивных и метаморфических образований. Присутствие калиевых полевых шпатов и определенные закономерности в размещении этого минерала по площади можно объяснить существованием нескольких, приближенных к бассейну седиментации областей сноса. В то же время рассмотренные песчаники нельзя, видимо, трактовать просто как продукт местного перемыва подстилающих толщ, так как мы не наблюдаем в базальных горизонтах юдомской свиты, за единичными исключениями, сколько-нибудь заметного количества карбонатных обломков. Подробнее эти вопросы будут рассмотрены в дальнейшем при фациальной характеристике юдомской свиты.

Обломочные породы с карбонатным цементом и песчаные доломиты

Терригенные породы этого типа представлены главным образом мелко- и среднезернистыми песчаниками, которые через доломитовые песчаники связаны с песчанстыми доломитами всеми переходными разностями (табл. XV, 2, 3, 4). Реже среди рассматриваемых пород встречаются алевролиты и крупнозернистые песчаники. Для обломочных пород с карбонатным цементом характерна тесная связь с фитогенными

(особенно микрофитолитовыми) и хомогенными доломитами, реже — с песчаниками описанного выше типа. Внешне это однообразные серые и светло-серые плотные породы с плитчатым, реже массивным сложением, различающиеся соотношением карбонатной и терригенной составляющей в отдельных прослоях. Обычно перекрестная разнонаправленная слоистость с пологими клиновидными сериями мощностью до 20—30 см, редко до 1 м. Отмечается также грубая горизонтальная слоистость. Последняя подчеркивается неравномерным распределением и сортировкой обломочного материала, а на поверхности выветривания — характером выщелачивания: обогащенные кварцем прослои в целом более устойчивы к разрушению.

Обломочные зерна, составляющие 50—90% в доломитистых песчаниках (табл. XV, 3, 4) и 10—50% в песчаных доломитах (табл. XV, 2), представлены главным образом кварцем и, в незначительной мере, калиевыми полевыми шпатами. В целом это олигомиктовые кварцевые породы. Сортировка преимущественно хорошая; зерна песчаной зерниности хорошо и средне окатаны, часто уплощены, алевроитовой — иногда полуокатаны и угловаты.

Кварц представлен главным образом монокристаллическими равномернопогасающими обломками, часто с регенерационной каймой различной толщины и, как правило, сильно корродированной. Коррозии подвергаются и сами обломочные зерна. Калиевые полевые шпаты составляют обычно менее 2% обломочной части пород и представлены пелитизированным микроклином. Микроклиновая решетка сохраняется

Таблица 7

Химический состав песчаных доломитов юдомской свиты (в %)

Разрез	Подсвита	Пачка и толща	№ обр.	МНО	R ₂ O ₃	Кальцит	Доломит	Доломитность, %
Р. Белая у устья р. Тарынаах	Нижняя	Вторая песчаная	М-145	22,80	2,58	9,20	64,00	87,7
То же	»	То же	С-647	20,70	1,14	4,83	71,31	94,0
»	»	Основание нижней карбонатной	С-652/2х	14,56	1,40	3,76	79,32	99,0
Р. Сахара выше р. Акры	»	Нижняя карбонатная	С-502/х	12,01	0,62	3,22	83,29	92,2
Р. Белая выше устья р. Мутулы	»	То же	С-658/1х	26,36	1,58	5,41	62,26	92,2
Кыллахская гряда, р. Алдан	»	Нижняя часть кремнистой пачки	М-199/65	30,80	0,28	2,50	64,80	97,4
Р. Мая, р. Элгээйн	»	Битуминозных доломитов	1565/7Б	12,56	1,44	1,67	84,10	98,0
Р. Аим выше устья р. Муотакан	»	Терригенно-карбонатная	М-52—3	12,74	0,44	3,20	81,90	96,4
То же	»	То же	М-52—11	12,36	0,50	5,10	79,90	94,1
Р. Учур у устья р. Бердякит	Верхняя	Основание	101—18—6	12,78	0,82	0,99	83,94	98,7
Р. Учур у переката Чертов	Нижняя	Терригенно-карбонатная	123—5—6	66,26	0,60	3,17	79,26	90,1
То же	»	То же	125—1—6	35,58	0,58	0,17	63,07	99,7
Р. Алдан выше устья р. Улахан-Сулугур	Верхняя	Кровля	141—2—6	15,40	0,46	2,53	81,07	97,0
Р. Алдан у пос. Угино	»	Основание	136—9—6	24,24	1,40	3,11	70,29	95,8
То же	»	»	136—7—6	15,94	1,50	4,69	77,10	94,3

сравнительно часто. Обычно также присутствие единичных фитогенных карбонатных образований (онколитов и катаграфий), близких по размерам к терригенным зернам.

Цементом служит доломит с микрозернистой (0,004—0,03 мм) или тонко-мелкозернистой (0,02—0,15 мм) мозаичной структурами. Характер цементации меняется от поровой до базальной, в зависимости от соотношения обломочного и карбонатного материала. В единичных случаях между сближенными или соприкасающимися зернами наблюдаются участки регенерационного кварцевого цемента (табл. XV, 4).

Химические анализы (табл. 7) показывают, что карбонатная часть описываемых пород представлена чистыми или слабоизвестковистыми доломитами (доломитность не ниже 87,7%). Даже на ограниченном аналитическом материале видны широкие колебания соотношения обломочной и карбонатной частей пород.

Описанные терригенные и терригенно-карбонатные породы широко развиты лишь в некоторых типах разрезов юдомской свиты как в ее нижней, так и верхней подсвитах. Наиболее характерны они для онколитовой толщи верхней подсвиты в разрезах среднемайского типа, для терригенно-карбонатной пачки нижней подсвиты учурского типа и для некоторых разрезов обеих подсвит верхнемайского типа. Во всех случаях они переслаиваются с хемогенными и фитогенными доломитами, а также с некарбонатными песчаниками, не образуя, как правило, мощных горизонтов. Это редкие или частые прослои и линзы мощностью в доли, реже в первые метры, не выдержанные по площади и замещающиеся по простиранию другими обломочными либо карбонатными породами.

Морское происхождение разбираемых песчаников и песчаных доломитов не вызывает сомнения, а обычная связь с хемогенными доломитами указывает на сходный генезис их карбонатного материала. Выдержанный кварцевый состав обломочной части пород при минимальном количестве полевых шпатов свидетельствует, возможно, о длительной транспортировке зерен. Бассейн седиментации отличался, как это было ранее показано для микрофитолитовых доломитов, мелководностью и активным гидродинамическим режимом.

Глава IV

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ЮДОМСКОЙ СВИТЫ

Начиная крупный трансгрессивный комплекс, юдомская свита несет в себе явные следы формирования в неустойчивых, резко дифференцированных палеогеографических условиях. Это нашло свое выражение в общем плане изменения мощностей свиты и в быстрых латеральных и вертикальных сменах типов и естественных ассоциаций слагающих ее горных пород. Этим обусловлено существование шести описанных ранее типов разрезов юдомской свиты и сложная фациальная изменчивость толщ в их рамках¹. Сопоставление плана размещения этих типов с тектонической схемой региона (см. рис. 5) показывает, что главные особенности строения юдомских отложений, несомненно, контролировались наиболее крупными тектоническими структурами. При более детальном рассмотрении материала такая зависимость выступает еще определенной. Это заставляет обратиться к выяснению палеотектонических условий накопления юдомской свиты.

АНАЛИЗ МОЩНОСТЕЙ

Изменения мощностей юдомской свиты иллюстрируются двумя картами изопахит, составленными для нижней и верхней ее подсвит (рис. 26, 28). При интерпретации количественных данных, положенных в основу этих карт, учитывались также качественные данные о сходстве или различии разрезов в смежных точках. Это дало существенную информацию об общем направлении структурно-фациальных зон, которая в участках с редкой сетью точек фактического материала в значительной степени определила рисунок изопахит.

На карте изопахит ниже юдомской подсвиты отчетливо выделяются три обширные области, которые различаются величинами мощностей и общим рисунком изопахит; в современной структуре они отвечают Алданскому щиту, Учуро-Майской плите и Юдомо-Майскому

¹ В определении понятия «фация» мы примыкаем к тем геологам, которые рассматривают ее как часть стратиграфического подразделения, отличающуюся от соседних одновозрастных его частей комплексом литологических и палеонтологических признаков. Генетическое истолкование данного понятия в нашем материале затруднено как сложностью актуалистических построений в докембрии, так и очевидной близостью палеогеографических обстановок накопления различных типов пород юдомской свиты, так как все они могут быть отнесены к группе морских фаций, а большинство — к фациям зоны волнения мелководной части моря.

прогибу (рис. 5, 26). Первая из этих областей выступает как устойчивый положительный элемент и характеризуется отсутствием или малыми (менее 25 м) мощностями нижнеюдомских отложений и развитием алданского типа разрезов.

Учуро-Майская плита в раннеюдомское время в целом представляет собой область значительных погружений и преобладания изометричных в плане структур. Изопахита 50 м оконтуривает здесь две крупные зоны интенсивного прогибания: Учурскую и Среднемайскую, разделенные обширным участком пониженных мощностей на месте современного Омнинского поднятия. Обе эти впадины воздымаются и, вероятно, замыкаются к югу; раскрываются они к северу. Последнее хорошо согласуется с данными о строении возрастных аналогов нижнеюдомской подсвиты по р. Амге (Некрасова, 1955; Зеленев, 1957).

Учурская впадина, с трех сторон окруженная поднятиями, вырисовывается как плоская изометричная в плане структура, выполненная довольно монотонными терригенно-карбонатными отложениями, мощность которых не превосходит 75 м.

Среднемайская зона интенсивного прогибания, приуроченная к восточному краю Учуро-Майской плиты, отличается значительной контрастностью мощностей (50—120 м). В ее пределах выделяется ряд мелких изометричных поднятий (р. Мая в районе устья р. Элгээйи, район Ингилийского массива) и впадин (среднее течение р. Ингили, бассейн

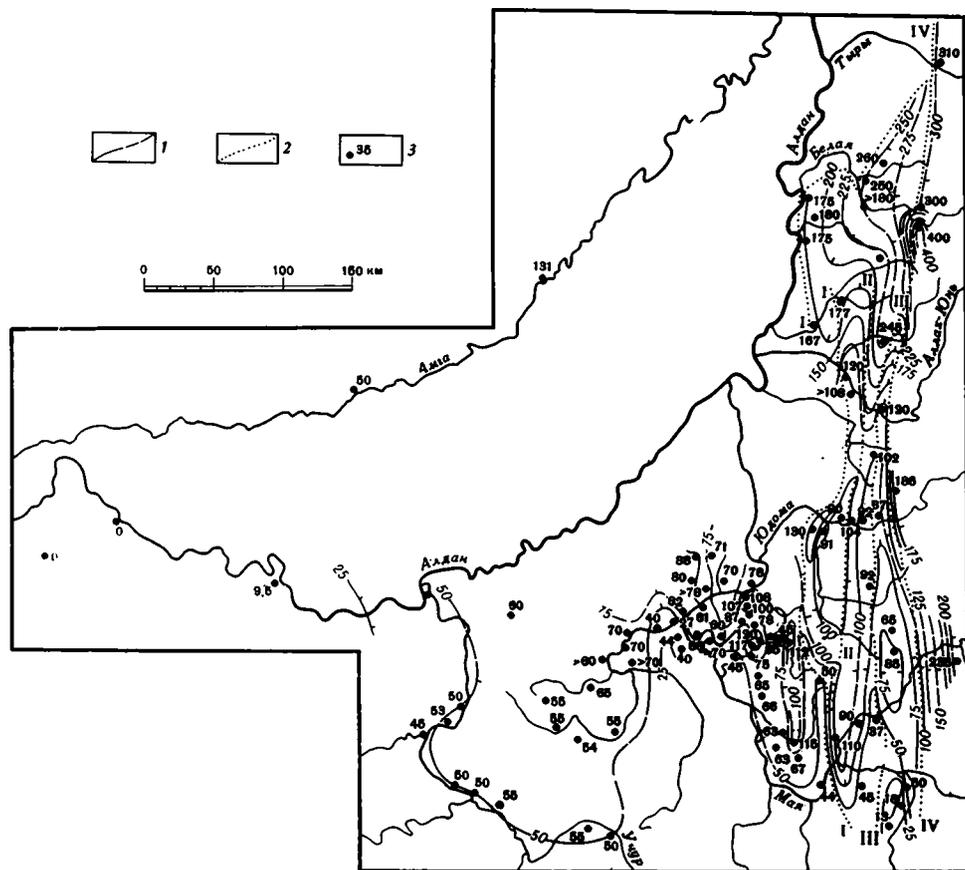


Рис. 26. Карта изопахит нижней подсвиты юдомской свиты

1 — изопахиты, сечение через 25 м; 2 — региональные разломы: I — Нельканский, II — Гувиндинский, III — Челатский, IV — Улаханбанамский; 3 — местоположение разрезов и их мощности (в м)

р. Малый Кандык), а вдоль восточного края локализуется меридионально вытянутый узкий прогиб (среднее течение рек Ляки и Ингили), в пределах которого мощность нижнеюдомских отложений превосходит 100—110 м. К востоку от него эта мощность быстро уменьшается до 40—70 м, обрисовывая узкую, относительно приподнятую зону. Последняя служила восточным ограничением не только упомянутого выше прогиба, но и всей южной части Среднемайской впадины и прослеживалась вдоль Нельканского регионального разлома, отделяющего здесь Учуро-Майскую плиту от Юдомо-Майского прогиба.

Среднемайская впадина, несмотря на довольно сложное внутреннее строение, выполнена однообразными аргиллит-доломитовыми осадками. Влияние локальных структур на осадконакопление выразилось лишь в некотором увеличении относительной роли песчанистых доломитов в частных прогибах и в возрастании значения аргиллитов на поднятиях.

Третья из названных выше областей первого порядка — Юдомо-Майский прогиб — выполнена быстро изменчивым, сложно построенным комплексом осадков верхнемайского, суордахского и юдомского типов и отличается дальнейшим увеличением амплитуды изменения мощностей нижнеюдомских отложений (18—400 м), общим ростом их на восток и север и, что особенно важно, четким линейным рисунком изопакит. Последние обрисовывают ряд частных поднятий и прогибов, обнаруживающих тесную связь с зонами крупных субмеридиональных разломов.

Как известно, в пределах Юдомо-Майского прогиба выделяется несколько таких разломов (Нужнов, Ярмолук, 1963; Беэр, 1965; Ставцев, 1965; Нужнов, 1967; Башарин, 1967; и др.), из которых в поле развития юдомских толщ трассируются четыре: Нельканский, Гувиндинский, Челатский и Улаханбамский (Иотканский). По данным А. А. Беэра (1965), названные разломы влияли на осадконакопление в течение огромного отрезка времени — от раннего рифея до палеозоя включительно; активное их развитие в рифее отмечалось и другими геологами. Наши материалы позволяют в значительной мере по-новому осветить роль перечисленных разломов в распределении мощностей юдомской свиты. На рис. 27 с сильным преувеличением вертикального масштаба показано изменение этих мощностей в двух пересечениях: через Юдомо-Майский прогиб и смежную часть Учуро-Майской плиты по рекам Юдоме и Мае. В западной части первой из упомянутых областей четко выражен резко асимметричный прогиб с пологим восточным и крутым западным бортом, примыкающим к Нельканскому разлому, по которому он сочленяется с приподнятым краем Учуро-Майской плиты. В глубь Юдомо-Майской области наблюдается общее погружение, особенно резкое к востоку от Улаханбамского разлома.

На карте изопакит (см. рис. 26) в южной части Юдомо-Майской области отчетливо вырисовывается существование трех подобных асимметричных прогибов, которые локализируются между зонами глубинных разломов и в целом ступенчато погружаются к востоку. Наблюдается также общее воздымание этих структур к югу. Здесь, в междуречье Май и Северного Уя и в бассейне Челасина в зоне Челатского разлома, развивается относительное поднятие, фиксируемое минимальными мощностями нижнеюдомской подсвиты (37—13 м).

Упомянутые выше асимметричные прогибы отличались различной интенсивностью прогибания; наименее погруженным из них являлся прогиб между Челатским и Улаханбамским разломами. Этот блок представлял собой своеобразный барьер между областями развития юдомского и верхнемайского типов разрезов, с одной стороны, и суордахского, — с другой, тогда как сам Улаханбамский разлом разделял внутреннюю и внешнюю зоны Юдомо-Майской области. К востоку от этого

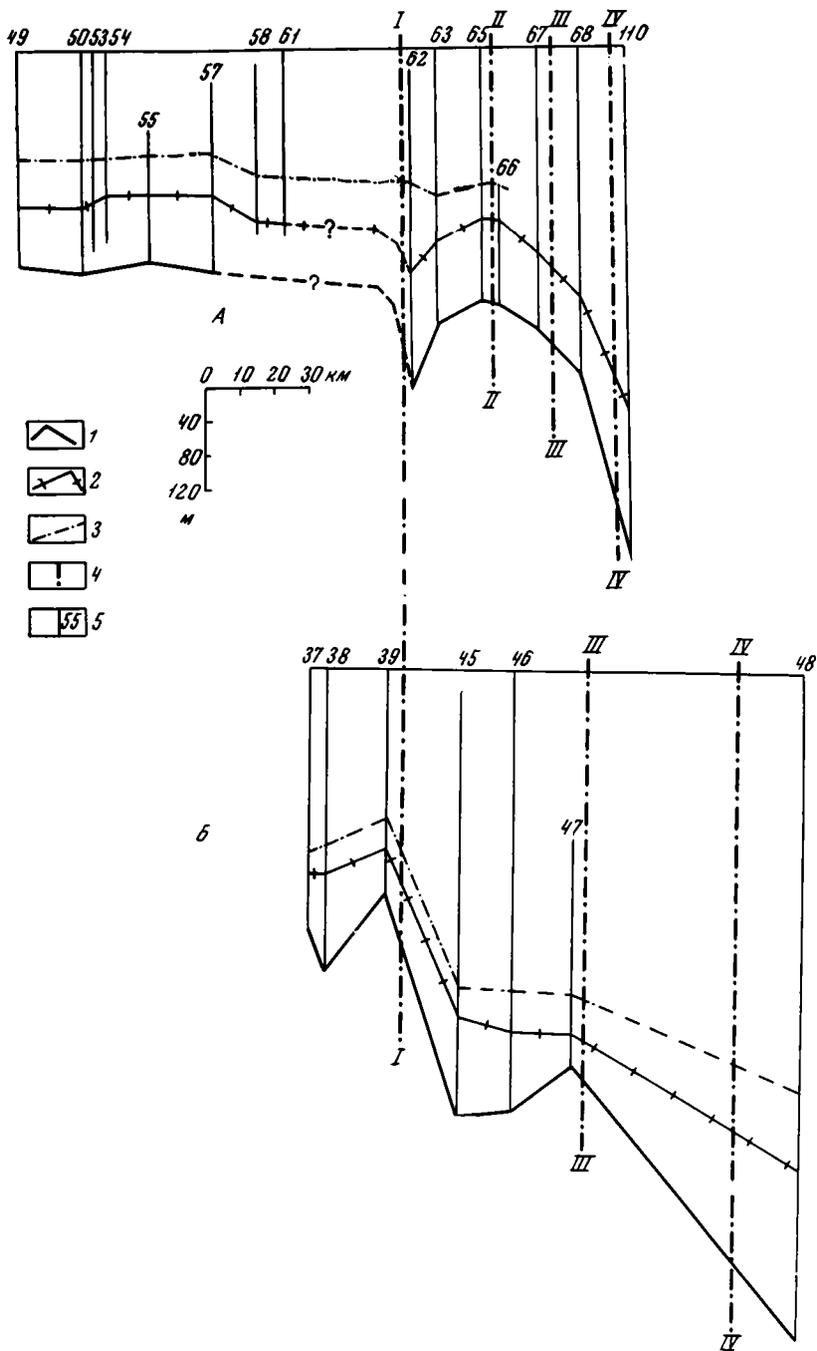


Рис. 27. Изменение мощностей юдомской свиты вкrest простираия Юдомо-Майского прогиба и восточной окранны Учуро-Майской плиты. Мощности свиты по р. Юдоме и среднему течению р. Май (А) и по верхнему течению р. Май (Б)

1 — кровля и подошва юдомской свиты; 2 — граница ее подсыт; 3 — кровля онколитовой толщи и сопоставимых с ней пачек; 4 — региональные разломы: I — Нельканский, II — Гувиндинский, III — Челатский. IV — Улаханбанмский; 5 — разрезы свиты. Арабские цифры отвечают номерам разрезов на рис. 1

разлома располагалась зона наиболее интенсивного прогибания, восточный борт которой ныне неизвестен. Возможно, он контролировался Билякчанским глубинным разломом, который в современной структуре служит восточным ограничением Юдомо-Майского прогиба и отделяет его от блока, обладавшего в позднем рифее и кембрии устойчивой тенденцией к воздыманию (Беэр, 1965).

В центральной части Юдомо-Майской области, в бассейне рек Хамны и Аллах-Юнь, происходит сближение всех четырех разломов, что сопровождается погружением шарниров расположенных между ними прогибов. Граница суордахского и юдомского типов разрезов здесь смещается к западу и определяется поднятием, приуроченным к западному крылу Гувиндинского, а не Улаханбамского разлома, как это было в бассейне рек Май и Юдомо.

В северной части Юдомо-Майского прогиба, в бассейне р. Чухоной, Гувиндинский и Челатский разломы в современной структуре затухают. В широком поле между Нельканским (Кыллахским) и Улаханбамским разломами, в междуречье Чухоной и Белой, изопахиты обрисовывают полого погружающийся к северо-востоку и востоку склон, который в зоне второго из названных разломов сменяется крутым уступом. Здесь отмечаются максимальные для всего Учуро-Майского района мощности нижнеюдомской подсвиты (300—400 м). В целом вся часть Юдомо-Майского прогиба, лежащая к северу от междуречья рек Хамны и Аллах-Юнь, отличается повышенными мощностями этой подсвиты и выступает как наиболее погруженная структура. Таким образом, в пределах названного прогиба, кроме продольной зональности, обусловленной крупными региональными разломами, существовала и определенная поперечная зональность. Здесь могут быть выделены южная центроклиналь прогиба в бассейне р. Челасин, его относительно погруженная часть в междуречье Северного Уя и Хамны, поперечный уступ в междуречье Хамны и Аллах-Юня и наиболее прогнутая часть в междуречье Аллах-Юня и Белой.

План распределения мощностей верхнеюдомской подсвиты в области Учуро-Майской плиты существенно не отличался от описанного выше (рис. 28). Здесь не только наследуются Учурская и Среднемайская впадины с разделяющим их Омнинским поднятием, но и продолжается развитие отдельных более мелких структур (поднятие в бассейне р. Элгээйи, прогиб в верховьях р. Ляки). Вместе с тем конфигурация западного борта Учурской впадины в позднеюдомское время существенно меняется в связи с вовлечением в погружение присводовой части Алданского щита. Теперь эта впадина, резко раскрываясь на север, захватила и долину Алдана выше устья р. Учур. В целом Учуро-Майская плита в позднеюдомское время испытала более значительные погружения, чем в раннеюдомское. Так, Омнинское поднятие оконтуривается изопахитой 150 м, а в Учурской и Среднемайской впадине накопилось, соответственно, до 170 и 245 м отложений. Среди них господствуют яснозернистые сахаровидные доломиты.

Заметные изменения произошли и в области Юдомо-Майского прогиба. В южной его части по-прежнему сохранились асимметричные прогибы, локализованные между зонами крупных разломов, но приподнятый участок в бассейне р. Челасин был вовлечен в интенсивное опускание. Здесь, а также, в прогибе, лежащем между Нельканским и Челатским разломами, накопилось более 450 м верхнеюдомских доломитов.

В позднеюдомское время своеобразная инверсия произошла в северном секторе Юдомо-Майского прогиба. Он стал характеризоваться минимальными мощностями верхней подсвиты (20—60 м) и представлять собой расширяющееся к северу относительное поднятие, на востоке ограниченное крутым уступом, совпадающим с Улаханбамским разломом.

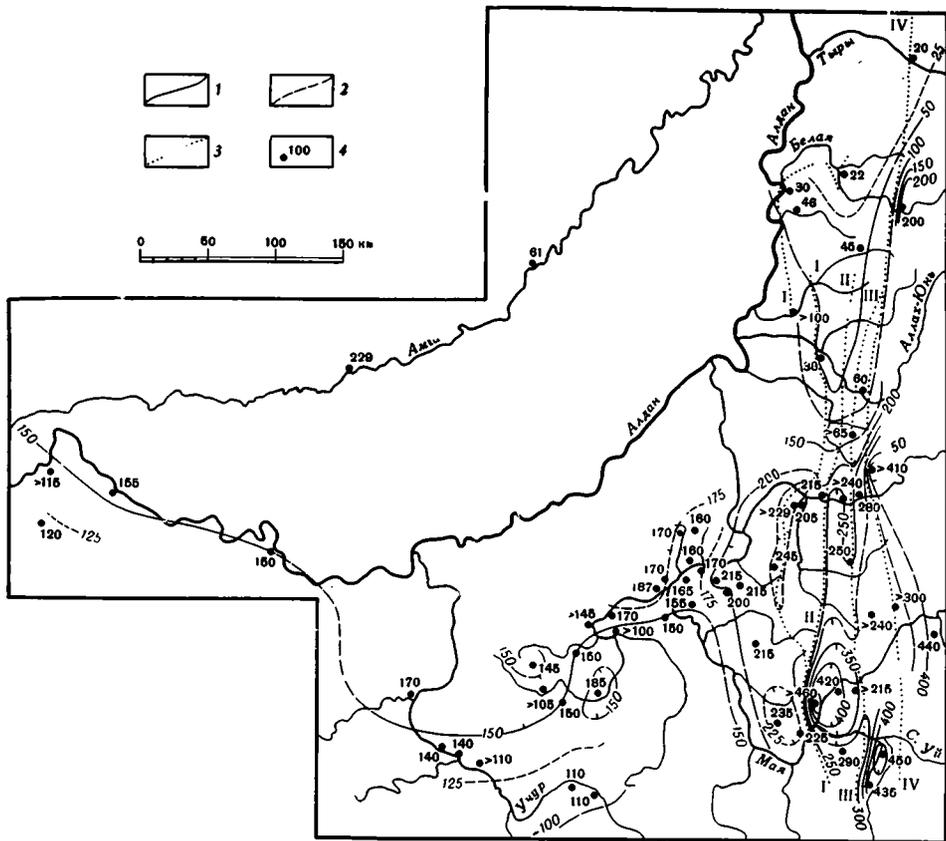


Рис. 28. Карта изопакит верхней подсвиты юдомской свиты.

1 — основные изопакиты, сечение через 50 м; 2 — дополнительные изопакиты, сечение через 25 м; 3 — региональные разломы: I — Нельканский, II — Гувиндинский, III — Челатский, IV — Улахан-бамский; 4 — местоположение разрезов и мощности подсвиты (в м)

Несмотря на то, что размещение относительно приподнятой и относительно опущенной зон Юдомо-Майского прогиба в ранне- и поздне-юдомское время диаметрально противоположно, граница этих зон совпадает примерно с одной и той же линией, проходящей в субширотном направлении от истоков р. Кеатан к устью р. Аллах-Юнь. Намечающийся таким образом поперечный структурный шов, возможно, выходил за пределы прогиба в смежную часть Сибирской платформы. В пользу такого вывода говорят резкие различия мощностей аналогов нижней (соответственно 50 и 131 м) и верхней (229 и 61 м) подсвит юдомской свиты в скважинах Амга-Зерносовхоз и Амга-II, расположенных по разные стороны от продолжения упомянутой выше границы. В современной структуре последняя примерно совпадает с южным склоном выделяемого здесь (Мокшанцев и др., 1964) Якутского поднятия фундамента.

План распределения суммарных мощностей юдомской свиты в пределах Учуро-Майской плиты существенно не отличается от такового для ее верхней подсвиты. Но в Юдомо-Майском прогибе, в силу смещения зон максимального прогибания, распределение суммарных мощностей обеих подсвит обрисовывает какую-то усредненную картину, в которой особенности поведения отдельных его секторов оказываются затушеванными.

Таким образом, общий план распределения мощностей юдомской свиты явился результатом сложного взаимодействия господствующих субмеридиональных и наложенных на них субширотных структур. Первые не только разграничивали Учуро-Майскую плиту и Юдомо-Майский прогиб, но и обуславливали существенные различия в характере и плане распределения мощностей в пределах названных областей. Юдомо-Майский прогиб с этой точки зрения отличается от типичных участков Сибирской платформы и должен отделяться от нее при палеотектоническом районировании. На территории названного прогиба как в ранне-, так и в позднеюдомское время четко выделялась его восточная, наиболее погруженная часть, характеризовавшаяся своим особым типом разреза. Ее граница с западной, более приподнятой зоной прогиба в общем совпадает с Улаханбамским разломом, который в современной структуре разделяет (Нужнов, 1967) зону линейной и гребневидной складчатости. Все это лишний раз подтверждает древнее заложение упомянутых структур.

ОСОБЕННОСТИ ВЕРТИКАЛЬНОГО СТРОЕНИЯ ЮДОМСКОЙ СВИТЫ

Терригенно-карбонатные, существенно доломитовые образования юдомской свиты представляют собой, как уже говорилось, базальный член мощного трансгрессивного комплекса, заканчивающегося разнообразными известняками кембрия. В то же время сама юдомская свита является ясно обособленной трансгрессивной толщей, в которой снизу вверх происходит направленная смена главенствующих типов пород и их ассоциаций от полифациальных, в значительной мере терригенных образований к монотонным хемогенным доломитам и известнякам.

Внутри этих крупных направленных изменений намечаются более мелкие, выражающиеся в закономерной повторяемости естественных комплексов пород по разрезу юдомской свиты. Эта цикличность различного порядка отражает более частные, иногда локальные колебательные движения земной коры.

Практически по всей площади развития свиты могут быть выделены два крупных осадочных цикла, отвечающие ее двум подсвитам. Конкретное литологическое содержание каждого из них не только меняется (см. рис. 30) от одного типа строения свиты к другому, но и имеет свои индивидуальные черты в каждом отдельном разрезе в зависимости от его положения относительно крупнейших палеотектонических и палеогеографических элементов района. Среди указанных циклов по строению могут быть условно выделены простые, характеризующиеся однонаправленным трансгрессивным ходом осадконакопления, и сложные; последние четко разбиваются на два цикла более низкого порядка или подцикла.

Простое строение циклов характерно для окраинных, слабо прогибавшихся зон юдомского бассейна, приближенных к источникам сноса обломочного материала. Раннеюдомский цикл такого рода наблюдается в пределах Учурской впадины и южной центроклинали Юдомо-Майского прогиба. В нижней части он представлен различными обломочными образованиями, а в верхней — хемогенными, в той или иной мере песчанистыми, иногда фитогенными доломитами с подчиненными песчаниками. Прогрессирующее сокращение вверх по разрезу роли кластического материала отражает общий трансгрессивный характер этого цикла. Позднеюдомский цикл подобного строения наблюдается на более широкой площади, где отвечает одноименной подсвите алданского, учурского, верхнемайского, суордахского и, частично, юдомского типов разрезов. В типичном виде он представлен базальными терригенными и вышележащими хемогенными образованиями и отличается от раннеюдомского цикла резко подчиненной ролью обломочных пород и практическим от-

существованием песчаных разностей среди карбонатов. Выклинивание в ряде разрезов алданского типа песчаников, залегающих в основании цикла, демонстрирует редукцию данного члена. Вероятно, редуцированный простой цикл представляет собой и верхнеюдомская подсвита в северной части Юдомо-Майского прогиба, где в ее строении господствуют известняки. Трансгрессивный характер этого цикла подчеркивается часто наблюдаемой в нем сменой снизу вверх по разрезу доломитов или доломитистых известняков чистыми известняками. Последние, как правило, слагая верхнюю часть циклов, маркируют собой, по всей видимости, этапы максимального развития трансгрессии.

Сложно построенный раннеюдомский цикл наблюдается во внутренних районах зоны юдомского осадконакопления этого времени, в разрезах юдомского, восточной части среднемайского и, частично, суордахского типов. В составе этого цикла, сложенного изменчивым комплексом терригенных, хемогенных и фитогенных пород, в общем виде может быть установлен следующий вертикальный ряд отложений, отражающий постепенное развитие трансгрессии, углубление бассейна и удаление от суши: кластические породы от конгломератов до алевролитов — аргиллиты — песчаные и фитогенные доломиты — глинисто-кремнистые доломиты и аргиллиты — неяснозернистые хемогенные, в том числе битуминозные доломиты — битуминозные известняки. Следует сразу же оговориться, что наблюдаемая в конкретных разрезах последовательность пород лишь в той или иной мере приближается к указанному ряду в связи с выпадением некоторых его членов. Наиболее полно цикл сложного строения представлен в разрезах западной части Юдомо-Майского прогиба по р. Юдоме (урочище Нууччалаах — междуречье Кирбии и Май).

Определяющей особенностью рассматриваемого цикла является то, что места в его средней части среди преимущественно хемогенных и карбонатных пород появляется горизонт песчаников или песчаных доломитов. Эти породы, связанные с вмещающими их толщами постепенными переходами, отражают, вероятно, кратковременный этап регрессии. Наиболее отчетливо он проявлялся на севере Юдомо-Майского прогиба, где с ним связана значительная по мощности пачка песчаников, налегающая на нижнеюдомскую доломитовую толщу и обычно подстилающая кремнистую пачку. Гораздо менее ярко этот этап выразился на северо-восточной окраине Учуро-Майской плиты, где он вызвал формирование невыдержанного по мощности пласта песчаников, подстилающего толщу битуминозных доломитов.

Таким образом, раннеюдомский осадочный цикл делится на два подцикла, различающихся преобладающими ассоциациями пород. Характерными породами нижнего из них являются сероцветные хемогенные доломиты, тогда как для верхнего типичны кремнистые доломиты, битуминозные доломиты и известняки. Иными словами, нижний подцикл на большей части изученной территории представлен более мелководными осадками, чем верхний, что хорошо согласуется с их местом в общем трансгрессивном цикле.

Верхнеюдомский сложно построенный цикл наблюдается в разрезах среднемайского и западной части юдомского типов в широкой полосе вокруг Омнинского поднятия. Особенностью этого цикла является наличие у его основания направленного ряда пород, обратного по сравнению с обычным для трансгрессивных серий. В типичном случае здесь наблюдается плавный переход от битуминозных доломитов или известняков, венчающих раннеюдомский цикл, через яснозернистые хемогенные доломиты к песчаникам, песчаным и фитогенным доломитам, слагающим онколитовую толщу среднемайских разрезов и ее аналоги по р. Юдоме. Выше по разрезу в основной по объему части цикла происходит обратная смена пород: от песчаников и фитогенных доломитов к

хемогенным их разностям, а местами и к известнякам. Таким образом, позднеюдомский цикл сложного строения также может быть разбит на два подцикла. В отличие от раннеюдомских подциклов, имеющих трансгрессивный характер, здесь нижний из них является регрессивным. Эта регрессия была, видимо, связана с локальным воздыманием Омнинского поднятия в начале позднеюдомского времени.

Как уже говорилось, многие характерные члены рассматриваемых циклов оказываются невыдержанными по площади. Их выпадение приводит к определенным изменениям типичных вертикальных рядов пород и их сочетаний. Особенно часто отсутствуют наиболее грубые терригенные члены. Так, в Среднемайской впадине раннеюдомский трансгрессивный цикл обычно начинается с аргиллитов. Более того, на обширной площади бассейнов рек Аллах-Юнь, Сахара и Хамна (юдомский и суордахский типы разрезом) на доюдомскую латеритную кору выветривания ложатся непосредственно карбонатные породы, содержащие незначительную примесь песка. Подобный пример редуцированного строения цикла на несколько более высоком стратиграфическом уровне представляет собой верхнеюдомская подсвета присводовой части Алданского щита, лежащая также доломитами на кору выветривания архейских пород. Выпадение песчаников в основании цикла характерно, как отмечалось, для северной и центральной части Юдомо-Майского прогиба. В первом из названных участков, кроме того, с юго-запада на северо-восток происходит последовательное выклинивание двух наиболее молодых членов верхнего подцикла раннеюдомского цикла. В результате в среднем течении р. Мутулы и в бассейне р. Тыры он оказывается представленным только нижним терригенным своим членом (см. рис. 30).

Суммируя приведенные данные, отметим, что в течение всего юдомского этапа на изученной территории господствовала общая трансгрессивная тенденция развития бассейна. Эта все более расширяющаяся трансгрессия дважды прерывалась кратковременными моментами усиления привноса обломочного материала, связанными, возможно, с регрессиями. Первый из них четко выражен во внутренней зоне юдомского бассейна и делит нижний трансгрессивный цикл на два самостоятельных цикла низшего порядка. Второй момент предшествовал началу позднеюдомского времени. В краевых зонах бассейна он быстро сменился интенсивной трансгрессией, в течение которой в прогибание был вовлечен свод Алданского щита. В зоне же, примыкающей к Омнинскому поднятию, эта регрессия в связи с локальным воздыманием данной структуры захватила и начальный период позднеюдомского времени. Здесь наблюдается наиболее постепенный переход между двумя седиментационными циклами юдомской свиты. Оба они начинаются сравнительно мелководными (обычно терригенными) образованиями и заканчиваются относительно более глубоководными — хемогенными. Но, несмотря на общее сходство, сравниваемые циклы обнаруживают и четкие различия, связанные с общим ходом геологического развития района. Нижнеюдомский цикл характеризуется разительным непостоянством своего состава, разнообразием слагающих его типов пород и значительной ролью кластических образований, верхнеюдомский отличается более выдержанным по площади составом с главенствующим значением однообразных яснозернистых доломитов. Все это хорошо оттеняет общий трансгрессивный характер строения юдомской свиты. Латеральная выдержанность этих циклов и вертикальная направленность наблюдаемых в них изменений однозначно проявляются на огромной площади, несмотря на резкие фациальные изменения слагающих их толщ. В свете современных представлений (Ботвинкина, 1954, 1955) это является еще одним аргументом в пользу вывода об изохронности границы двух подсвит юдомской свиты, отвечающей поверхности раздела между двумя циклами.

ФАЦИАЛЬНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЮДОМСКОЙ СВИТЫ

Фаціальная изменчивость юдомской свиты выявляется уже при сопоставлении ее отдельных разрезов, особенно принадлежащих различным типам ее строения. Для обобщения данных, касающихся латеральной изменчивости описанных отложений, нами составлена фаціальная блок-диаграмма (см. рис. 30), охватывающая большинство изученных типов разрезов (кроме алданского), и четыре фаціальные карты (см. рис. 29, 31, 32, 33), отражающие состав юдомских пород по всей территории Учуро-Майского района в четыре обособленных момента ее геологической истории. Сложность строения свиты по существу исключает возможность создания представительных фаціальных карт для всей свиты в целом или хотя бы для ее подсвит. Предлагаемые карты отвечают начальным и заключительным отрезкам ранне- и позднеюдомского циклов седиментации. Такой выбор срезов для составления карт позволил наиболее ярко оттенить особенности начальных и завершающих этапов юдомской трансгрессии и различия упомянутых циклов, а также максимально приблизить эти срезы к изохронным поверхностям. Следует напомнить, что кровля юдомской свиты и рубеж двух ее подсвит являются единственными границами, которые прослеживаются по всему изученному региону и при этом не испытывают существенного скольжения во времени.

Раннеюдомское время

Начало юдомского времени ознаменовалось быстрой трансгрессией в области Учуро-Майской плиты и Юдомо-Майского прогиба и накоплением на широкой площади терригенных осадков различной мощности (рис. 29). В пределах плиты в этот момент геологической истории намечается закономерная смена с запада на восток четырех фаций: 1) песчано-конгломератовой, 2) массивных разнозернистых песчаников, 3) плитчатых песчаников, алевролитов и аргиллитов, 4) аргиллитовой. Первая фация, примыкающая к приподнятому склону Алданского щита, и вторая, сменяющая ее к центру Учурской впадины, слагаются сходными сероцветными песчаниками с прослоями и линзами гравелитов и конгломератов. Песчаники монокварцевые и полевошпат-кварцевые с кварцевым цементом, хорошо сортированные, с характерной перекрестной слоистостью, с разнонаправленными клиновидными сериями. Указанные фации различаются лишь относительной ролью гравелитов и конгломератов, количество которых, как и средний размер обломочных зерен, заметно уменьшается к востоку. В этом же направлении убывает количество полевошпатового материала. Отложения описанных фаций имеют мощность 5—20 м и перекрываются сходными ассоциациями терригенно-карбонатных пород. Характер размещения фаций, как и описанные выше (стр. 120) генетические признаки песчаников, говорят о прибрежно-морском происхождении рассматриваемых образований и о сносе обломочного материала с запада, с приподнятой части Алданского щита.

Омнинское поднятие, с востока ограничивающее область развития разбираемых фаций, в начале раннеюдомского времени не поставляло в Учурскую впадину сколько-нибудь заметных количеств терригенного материала. Эта положительная структура выступала как зона относительных поднятий, контролировавшая распространение поступавшего с запада грубого обломочного материала. В свете такой трактовки роли Омнинского поднятия становится понятным быстрый переход доломитопесчаных отложений нижней подсвиты в доломито-аргиллитовые на северной переклинали этой структуры.

В результате существования такого своеобразного барьера в Среднемайской впадине в описываемый момент локализовались гораздо более

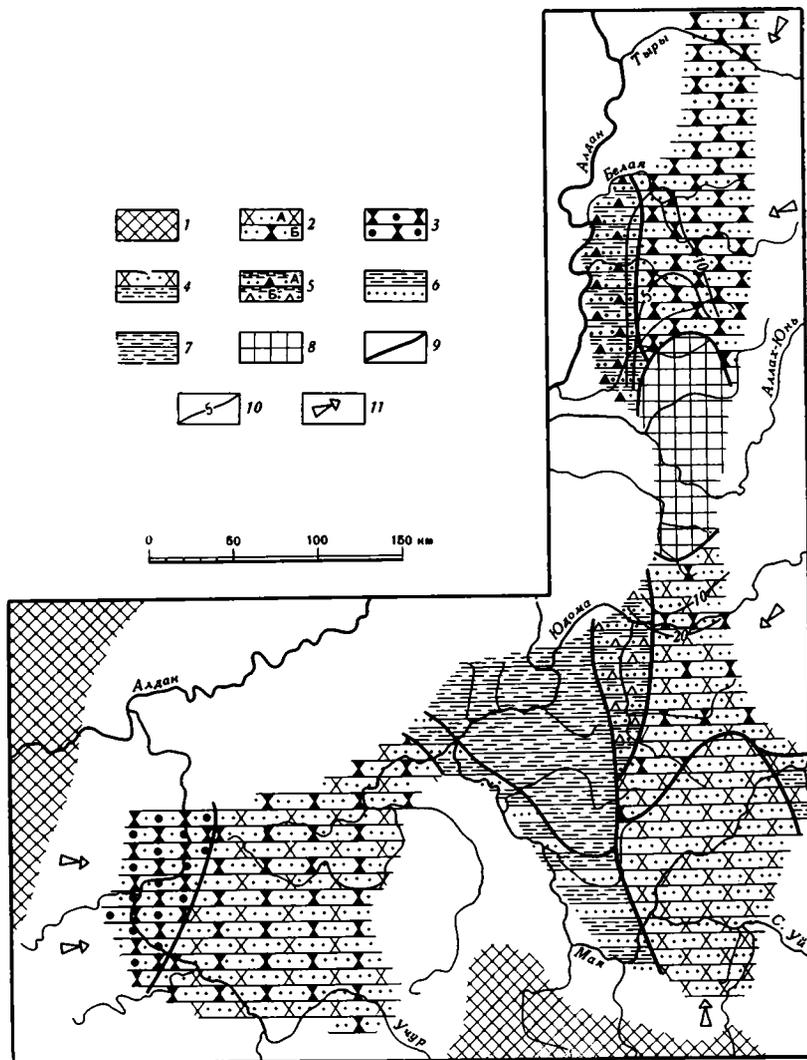


Рис. 29. Карта фаций начала раннеюдомского времени

1 — суша; 2—7 фации: 2 — массивных разнозернистых песчанников (А — кварцевого, Б — полевошпат-кварцевого состава), 3 — песчано-конгломератовая, 4 — песчано-алевролитовая, 5 — песчанников (А — полевошпат-кварцевого, Б — кварцевого состава), вверх по разрезу переходящих в аргиллиты, 6 — плитчатых песчанников, алевролитов и аргиллитов, 7 — аргиллитовая; 8 — зона отсутствия аккумуляции; 9 — границы фаций; 10 — испакиты пачки базальных песчанников (5, 10 и 20 м); 11 — направление сноса обломочного материала

тонкие, преимущественно глинистые осадки. Лишь в зоне малых мощностей, фиксирующих западное крыло и южную центрoклиналь этой впадины, в виде узкой полосы, протянувшейся вдоль правого берега р. Маи от пос. Нелькан к пос. Аим, развита фация плитчатых песчанников, алевролитов и аргиллитов. Песчанники и алевролиты представлены здесь сероцветными, главным образом мелкозернистыми тонкоплитчатыми разностями с обычной тонкой горизонтальной или слабоволнистой слоистостью. Эти породы преимущественно монокварцевые образуют слои от нескольких сантиметров до первых метров и чередуются с близ-

кими по мощности горизонтами темно-серых аргиллитов, количество которых возрастает вверх по разрезу. Мощность пород разбираемой фации не превышает 15 м; вверх они без резких границ сменяются толщей чередования неяснозернистых доломитов, песчаников и аргиллитов. Обломочный материал в описываемую зону, вероятно, поступал не только с запада, со стороны Учурской впадины и локальных зон размыва, по-видимому, существовавших в пределах Омнинского поднятия, но и с юга, с поднятия на месте Маймаканского выступа фундамента.

Внутреннюю часть Среднемайской впадины, ограниченную с востока Нельканским разломом, занимает характерная аргиллитовая фация. Она представлена темно-серыми, табачными и более редкими красноцветными аргиллитами с отдельными невыдержанными прослоями и линзами (мощность от долей метра до 2—3 м) песчаников, алевролитов, доломитов, известняков, а в единичных случаях и конгломератов. Перечисленные подчиненные породы встречаются на различных уровнях; однако песчаники и алевролиты более обычны в нижней части, а карбонатные — в верхней, где маркируют постепенный переход к вышележащей доломитовой части нижнеюдомского цикла осадконакопления. Обогащение аргиллитов и песчаников на отдельных участках у основания свиты мелкогалечным материалом связано, по всей видимости, с локальными поднятиями типа Ингилийской структуры.

Таким образом, план распределения фаций в пределах Учуро-Майской плиты в общем отвечает палеотектоническому плану этой территории (см. рис. 5 и 29). Последовательная смена фаций с запада на восток отражает удаление от главного источника сноса и постепенное углубление бассейна. Это общее направленное изменение фаций резко нарушается в зоне Нельканского разлома, который, таким образом, не только разграничивал участки с различной интенсивностью прогибания (см. рис. 26), но и контролировал размещение фаций.

В пределах Юдомо-Майского прогиба наблюдается гораздо более пестрая общая картина размещения фаций, хотя в целом здесь господствуют различные, существенно песчанитые фации, по генетическим признакам близкие к одноименным образованиям Учурской впадины.

Всю южную часть внешней зоны прогиба (в бассейне р. Северный Уй, верховья рек Май и Таймы) занимала фация, которая характеризуется монокварцевым составом слагающих ее массивных песчаников. Несмотря на отсутствие закономерных изменений их гранулометрического состава на площади, общее резкое сокращение мощностей всей нижней подсвиты к югу свидетельствует о возможном приближении в этом направлении к области суши. Последняя пространственно, вероятно, совпадала с современной Маймаканским выступом фундамента и являлась источником кварцевого обломочного материала как для описываемой фации, так и для рассмотренной выше фации плитчатых песчаников, алевролитов и аргиллитов, приуроченной к южной центроклинали Среднемайской впадины. За счет этого же материала, вероятно, формировалась и развитая во внешней зоне Юдомо-Майского прогиба (в бассейне рек Нижний и Средний Иниканчан) песчано-алевролитовая фация. От только что описанной она отличается присутствием среди песчаников сероцветных алевролитов и аргиллитов. Близость суши на юге Юдомо-Майского прогиба сказывалась также в том, что фация монокварцевых массивных песчаников здесь исчерпывает собой весь объем нижнеюдомской подсвиты, тогда как к западу и к северу в верхней части последней обособляются доломитовая или песчано-доломитовая толщи.

В центральном секторе Юдомо-Майского прогиба, в приосевой его зоне (в бассейне среднего течения р. Юдомы и верхнего течения рек Кирбии, Таймы, Ингили и Улак) развита фация, отличающаяся появлением среди господствующих сероцветных монокварцевых песчаников с

кварцевым же цементом красноватых и зеленоватых разностей с глинистым и глинисто-железистым матриксом, а в верхней части — и полевошпат-кварцевых песчаников.

Среди перечисленных пород присутствуют линзы и прослои алевролитов, аргиллитов и более редких песчаных доломитов, а также тонкие линзы кварцевых гравелитов.

Породы рассмотренной фации, мощностью до 15—20 м, вверх по разрезу сменяются неяснозернистыми доломитами, в нижней своей части в той или иной мере песчаными. Появление в составе песчаников обломков калиевых полевых шпатов позволяет предположить существование особого источника кластического материала, расположенного, вероятно, к востоку от поля развития фации. К западу в виде довольно узкой полосы, приуроченной к зоне Нельканского разлома, выделяется фация песчаников, переходящих вверх в аргиллиты. Песчаники последней отличаются от ранее описанных лишь отсутствием полевошпат-кварцевых разностей. Развитые здесь в кровле терригенной пачки аргиллиты знаменуют собой переход к выделяемой западнее названного разлома аргиллитовой фации. Таким образом, Нельканский разлом в это время выступал как барьер, ограничивающий разнос кластического материала.

Северным ограничением области развития рассмотренных фаций являлась обширная зона отсутствия осадков рассматриваемого возраста. Пространственно она в общем совпадает с упоминавшимся выше участком сближения региональных разломов и протягивается от верховьев р. Хамны на юге до бассейна р. Дьоорон на севере. По направлению к ней мощности базального горизонта песчаников юдомской свиты постепенно сокращаются, что наглядно иллюстрируют соответствующие изопахиты на рис. 29. Минимальные замеренные в обнажениях мощности раннеюдомских песчаников на склонах этой структуры составляют 3—5 м в среднем течении р. Чухонной и 1—2 м в низовьях р. Дьоорон. Судя по сохранившейся здесь доюдомской коре выветривания, рассматриваемое поднятие в начале юдомского цикла осадконакопления представляло собой низменную равнину, лишь незначительно возвышавшуюся над уровнем аккумуляции. Упомянутая кора выветривания, возможно, являлась поставщиком глинистого и железистого материала, обычного в цементе песчаников, окружающих это поднятие.

К северу от него, во внутренней зоне Юдомо-Майского прогиба и в восточной части внешней его зоны, располагалась фация массивных разномзернистых полевошпат-кварцевых песчаников. Она характеризуется широким развитием зеленых, красных и сероцветных пород, отличающихся весьма низкой степенью сортировки и резко разномзернистыми структурами. Обычны прослои и линзы алевролитов, гравелитов, реже конгломератов мощностью от нескольких сантиметров до 1—2 м и тонкие прослойки аргиллитов. Терригенные породы этой фации, мощность которых колеблется от нескольких метров до 200 м, сменяются выше по разрезу хомогенными доломитами или известняками.

Западнее, вдоль зоны Нельканского разлома, названные породы становятся более отсортированными, а в их верхней части появляются прослои аргиллитов, образующие затем самостоятельную пачку. Это позволяет и здесь выделить фацию песчаников, переходящих вверх в аргиллиты. Эта фация сходна с развитой вдоль зоны того же разлома в более южной части Юдомо-Майского прогиба.

Пространственное соотношение двух фаций северного сектора Юдомо-Майского прогиба, их обособленное положение внутри последнего, а также специфика состава, выражающаяся в наиболее широком для района развития полевошпат-кварцевых песчаников, показывают, что эти фации сформировались за счет обломочного материала, снесенного с во-

стока или северо-востока. Характерно, что именно в этом направлении растет мощность и гетерозернистость раннеюдомских терригенных толщ.

Таким образом, формирование обломочных фаций в пределах Юдомо-Майского прогиба связано с существованием по крайней мере трех областей денудации, одна из которых пространственно совпадает с Маймаканским выступом фундамента, а две другие — с поднятиями в зоне Джугджура и южной части Верхоянской цепи. Снесенный отсюда материал образовал несколько различные по составу, но близкие по структурным и текстурным особенностям терригенные толщи. Западным ограничением фаций прогиба, как мы видим, служил Нельканский региональный разлом, являвшийся своеобразным барьером для обломочного материала.

Рассмотренное размещение фаций отвечает началу раннеюдомского седиментационного цикла. Дальнейшее развитие района определялось все более расширяющейся трансгрессией, в результате которой в процесс осадконакопления вовлекались новые участки, а формирование терригенных пород почти повсеместно сменялось интенсивной хемогенной садкой карбонатов. Этот трансгрессивный ход развития, как уже говорилось в предыдущем разделе, был прерван кратковременным этапом регрессии. Сложный характер взаимоотношений различных литологических комплексов раннеюдомского цикла демонстрирует рис. 30. Размещение фаций в завершающий момент этого цикла отражены на рис. 31. Нетрудно заметить, что общий план их распределения в конце раннеюдомского времени в пределах Учуро-Майской плиты хорошо совпадает с планом, существовавшим в его начале, несмотря на существенные изменения в составе фаций. Это, вероятно, объясняется стабильностью основных палеотектонических и палеогеографических элементов указанной области, определявших ход юдомского осадконакопления.

В конце раннеюдомского времени, как и в его начале, здесь четко обособлены две зоны, выполненные породами различных фаций и отвечающие Учурской и Среднемайской впадинам.

В пределах большей части Учурской впадины развиты две близкие по составу и строению фации: доломитово-песчанистая, приуроченная к западному борту впадины, и песчанисто-доломитовая, занимающая остальную часть структуры. Они представлены сложным чередованием песчаников, песчанистых, хемогенных и фитогенных доломитов. Эти отложения характеризуются косой, перекрестной слоистостью, послышной сортировкой кластического и фитогенного материала, содержат следы ряби, волноприбойные знаки и другие признаки подвижного мелководного бассейна. Именно к этим фациям приурочена основная масса микрофитолитов и строматолитов, встреченных в нижнеюдомских отложениях. Две названные фации условно различаются лишь по количественным соотношениям карбонатных и терригенных пород. В целом намечается постепенное возрастание относительной роли песчанистого материала к западу, в сторону Алданского щита. Последний, таким образом, по-прежнему выступал в качестве области денудации, хотя общая интенсивность сноса кластического материала, несомненно, снизилась. Это могло частично объясняться развитием юдомской трансгрессии, которая к рассматриваемому моменту охватила западный склон щита до района пос. Угино (рис. 31).

Второй положительной структурой, сохранившейся в конце раннеюдомского цикла осадконакопления, было Омнинское поднятие, четко выступающее как область сокращенных мощностей. Оно по-прежнему ограничивало с востока площадь разноса песчаного материала, поступавшего с Алданского щита, и разделяло фации Учурской и Среднемайской впадин.

В пределах Среднемайской впадины, вдоль восточного склона Омнинского поднятия, развита глинисто-доломитовая фация, пространственно совпадающая и непосредственно надстраивающая фацию плитчатых песчаников, алевролитов и аргиллитов начала раннеюдомского этапа. Она складывается переслаиванием горизонтов и пачек темно-серых неслоистых глинистых, глинисто-битуминозных и битуминозных доломитов с темно-серыми аргиллитами, которым подчинены прослои и линзы кварцевых песчаников, алевролитов, микрофитолитовых и строматолитовых доломитов. Эта фация является переходной к развитой во внутренней части Среднемайской впадины фации битуминозных доломитов. Определяющими породами последней служат темно-серые до черных битуминозные и неяснозернистые доломиты, обычно плитчатые, неслоистые или с горизонтальной и косоволнистой слоистостью. Значительно реже здесь встречаются микрофитолитовые и строматолитовые разновидности доломитов. Все перечисленные карбонатные породы лишены примеси песчаного материала, а сама фация не содержит терригенных прослоев.

Рассмотренный фациальный ряд отражает постепенное удаление от источника сноса, а также, вероятно, некоторое углубление бассейна с запада на восток. В последнем убеждает различие текстур и разное количество строматолитов и микрофитолитов в отложениях доломито-песчаной и песчано-доломитовой фации, с одной стороны, и фации битуминозных доломитов, — с другой. Вывод об относительно глубоководном характере последней фации хорошо гармонирует с ее появлением и в северной, наиболее погруженной части Учурской впадины. Подобно этому на северном погружении Среднемайской впадины (верховья рек Кумахи и Нерюена) появляются породы фации битуминозных известняков, в типичном случае развитые в наиболее глубоких частях Юдомо-Майского прогиба.

Своеобразной фацией конца раннеюдомского этапа в пределах Учуро-Майской плиты является фация песчанистых и битуминозных доломитов, которая протягивается в виде узкого языка от верховьев р. Ляки к устью р. Малый Кандык. Она сложена светло-серыми массивными песчанистыми доломитами, подчиненными им кварцевыми песчаниками, редкими аргиллитами и битуминозными доломитами и пространственно тяготеет к локальным прогибам, выделенным при анализе мощностей нижнеюдомской подсвиты (см. рис. 26). Кластический материал заносился в эту зону, вероятно, из южной части Юдомо-Майского прогиба, где в это время шло накопление существенно терригенных толщ. Таким образом, барьер, связанный с Нельканским региональным разломом и разделявший фации двух главных тектонических областей района, оказался прорванным на одном из участков.

В распределении фаций в конце раннеюдомского времени внутри Юдомо-Майского прогиба намечается очевидная симметрия. У его южной и северной оконечностей обособляются две сходные фации массивных разнозернистых песчаников кварцевого состава. Южная из них, развитая в бассейне рек Манакан, Северный Уй, а также в междуречье последнего и р. Май, полностью аналогична одноименной фации начала раннеюдомского времени и составляет с ней единое целое. Северная фация, локализованная в бассейне р. Тыры и в верховьях р. Мутулы, относится к верхнему подциклу раннеюдомского цикла осадконакопления (см. рис. 30) и отличается присутствием отдельных линз и горизонтов известняков. Таким образом, к югу и северо-востоку от Юдомо-Майского прогиба, вероятно, существовали две области денудаций, отмечавшиеся нами и ранее (см. рис. 29, 31).

В более глубоких частях Юдомо-Майского прогиба указанная симметрия сохраняется. После развития песчаников на севере ограничивает широкая полоса распространения кремнистой фации. Последняя

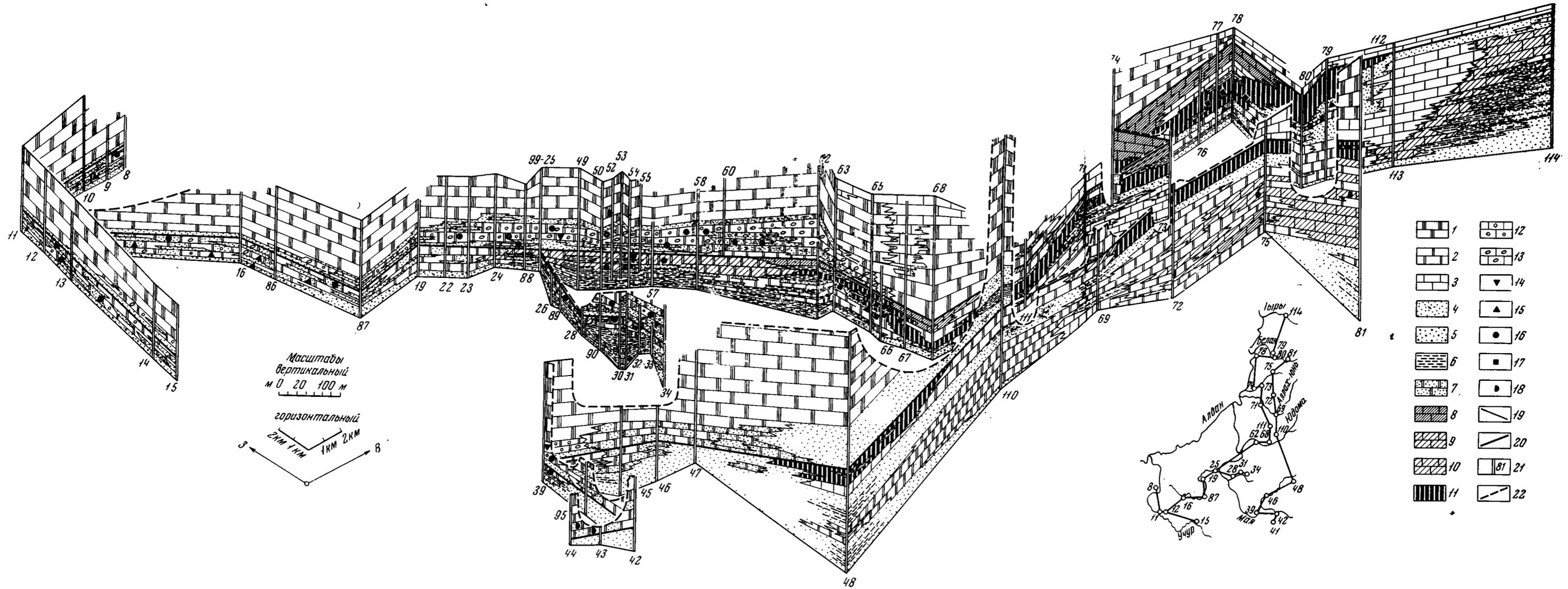


Рис. 30. Пространственно совмещенные фациальные профили юдомской свиты Учуро-Майской плиты и Юдомо-Майского прогиба. На горизонтальную плоскость выведена граница двух подсвит юдомской свиты

1 — яснозернистые доломиты; 2 — неяснозернистые доломиты; 3 — светло-серые известняки; 4 — песчаники; 5 — песчаники с прослоями и линзами конгломератов; 6 — аргиллиты и алевролиты; 7 — песчаные доломиты и доломитистые песчаники; 8 — битуминозные известняки маркирующей пачки кровли нижней подсвиты; 9 — темноцветные, слабобитуминозные известняки; 10 — темноцветные битуминозные и глинисто-битуминозные доломиты; 11 — кремнистые и глинисто-кремнистые до-

ломиты, кремнистые аргиллиты и лидиты; 12—13 — микрофитолитовые доломиты: 12 — онколитовые, 13 — катаграфические; 14—18 — строматолиты: 14 — *Voxonia ingilia*, 15 — *B. grumulosa*, 16 — *Paniscolenia emergens* и *Colleniella singularis*, 17 — *Jurusania judomica*; 18 — *Gongylina nodulosa*; 19 — кровля и подошва юдомской свиты; 20 — граница ее подсвит; 21 — разрезы; 22 — линии вырезов на профилях. Номера разрезов совпадают с номерами на рис. 1.

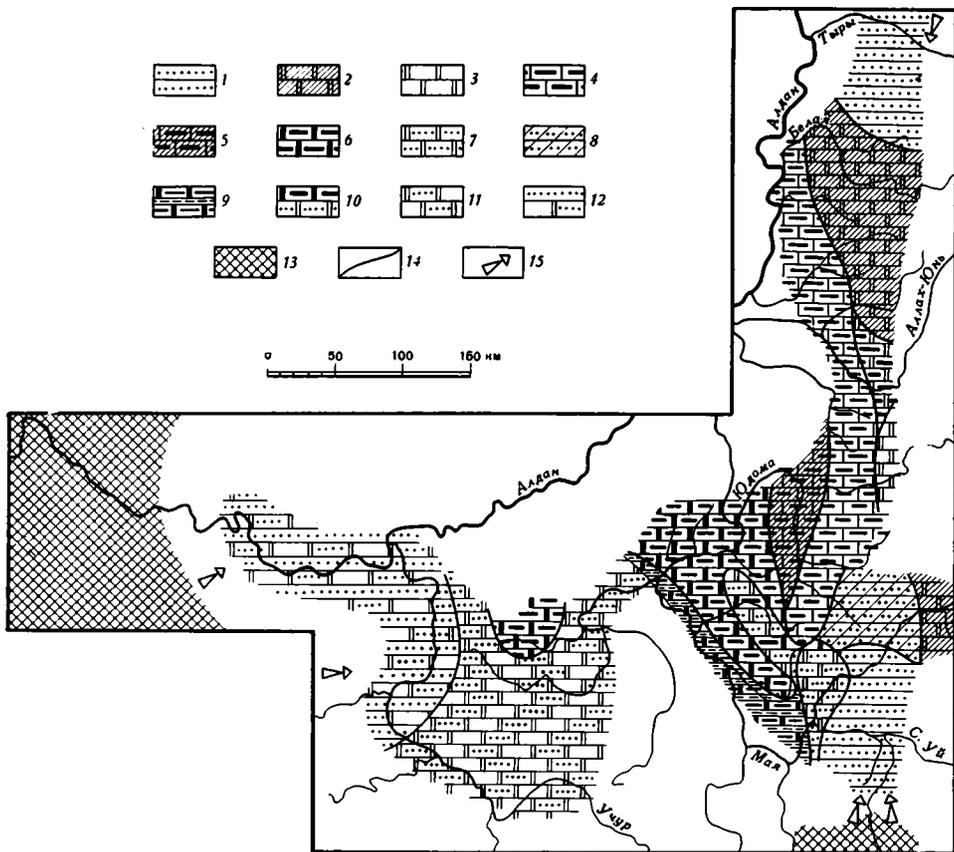


Рис. 31. Карта фаций конца раннеюдомского времени

1—12 — фации: 1 — массивных разномзернистых песчаников, 2 — кремнистая, 3 — доломитовая, 4 — битуминозных известняков, 5 — кремнистых доломитов с горизонтом битуминозных известняков в кровле, 6 — битуминозных доломитов, 7 — песчаных доломитов, 8 — кремнисто-песчаная, 9 — глинисто-доломитовая, 10 — песчаных и битуминозных доломитов, 11 — песчанисто-доломитовая, 12 — доломитово-песчаная; 13 — суша; 14 — границы фаций; 15 — направление сноса обломочного материала

представлена сложным чередованием кремнистых и кремнисто-глинистых доломитов, аргиллитов, лидитов, неяснозернистых глинистых, песчаных и фитогенных доломитов и отличается пестрой окраской, тонкой косоволнистой, линзовидной или горизонтальной слоистостью. Эти породы слагают второй член упомянутого выше подцикла и подстилаются сходными с описанными в предыдущей фации песчаниками или песчанистыми доломитами (см. рис. 30).

В южной части Юдомо-Майского прогиба при удалении от суши наблюдается значительно более сложная картина распределения фаций. Это связано, вероятно, с наличием здесь локальных зон различной интенсивности прогибания (см. рис. 26) и влиянием на ход осадконакопления трех прослеживаемых здесь региональных разломов.

Кремнистая фация, развитая тут лишь в бассейне рек Нижний и Средний Иниканчан, к западу замещается кремнисто-песчаной. Последняя сложена массивными кварцевыми песчаниками с прослоями кремнистых пестроцветных аргиллитов. Еще западнее развита фация песчаных доломитов, представленная переслаиванием одноименных пород с подчиненными прослоями кварцевых песчаников и неяснозернистых доломитов.

Внутреннюю, наиболее глубокую часть Юдомо-Майского прогиба занимает фация битуминозных известняков. Она образует узкую субмеридиональную полосу, протягивающуюся от низовьев р. Белой на севере до верховьев р. Улак на юге. Фация представлена темно-серыми до черных битуминозными известняками, как тонкослоистыми, плитчатыми, так и более массивными, с нечеткой линзовидной слоистостью.

К западу и востоку от рассматриваемой полосы обособляются относительно более мелководные фации. На западе эта фация кремнистых доломитов с горизонтом битуминозных известняков в кровле, которая примыкает к центральному отрезку Нельканского разлома и отражает приближение к более поднятой зоне Учуро-Майской плиты.

К востоку от Улаханбамского разлома фация битуминозных известняков замещается фацией битуминозных доломитов и доломитовой фацией, которые локализуются в двух незначительных по площади участках бассейна р. Аллах-Юнь и верховьев р. Юдомы. Первая из этих фаций сложена массивными черными битуминозными доломитами, а вторая — светло-серыми и серыми неяснозернистыми, частично микрофитолитовыми доломитами.

Итак, в пределах Юдомо-Майского прогиба наблюдается последовательная симметричная смена фаций. Наиболее хорошо она выражена на севере прогиба, где аналогичная последовательность пород наблюдается и в вертикальном разрезе раннеюдомских толщ.

Следует подчеркнуть, что снос обломочного материала в прогиб в конце раннеюдомского времени происходил только с юга и северо-северо-востока (см. рис. 31), тогда как восточное поднятие, активно проявлявшее себя прежде (см. рис. 29), теперь не выступало как источник сноса. Его влияние сказалось лишь в смене в этом направлении фации битуминозных известняков доломитовыми фациями.

В целом конец раннеюдомского этапа характеризовался накоплением битуминозных известково-доломитовых толщ в центральной зоне бассейна и песчано-доломитовых и доломитовых — по его периферии. Вместе с тем Юдомо-Майский прогиб по сравнению с Учуро-Майской плитой вырисовывался как несколько более мелководная и значительно более дифференцированная зона осадконакопления.

Позднеюдомское время

Начало нового этапа юдомской истории ознаменовалось существенной перестройкой палеотектонических и палеогеографических условий, приведшей к изменению общего плана распределения фаций (рис. 32). Эта перестройка выразилась, прежде всего, в погружении свода Алданского щита и Маймаканского выступа, а также в превращении Омнинского поднятия в геоморфологически выраженную положительную структуру, являвшуюся источником терригенного материала.

В области Алданского щита в начале позднеюдомского времени формировалась своеобразная фация яснозернистых доломитов со следами выщелачивания сульфатов. Она представлена монотонными серыми, реже желтоватыми и розоватыми, частично микрофитолитовыми доломитами, иногда с щелевидными порами, образовавшимися в результате выщелачивания кристаллов гипса. В основании доломитов, у контакта с подстилающими их породами кристаллического фундамента, а на востоке — с нижнеюдомскими терригенно-карбонатными толщами, залегают маломощные (1—10 см) прослои и линзы песчаников и песчаных доломитов.

Следы осаждения сульфатов, текстурные и структурные особенности пород, а также сравнительно широкое распространение микрофитолитовых образований свидетельствуют о существовании в области

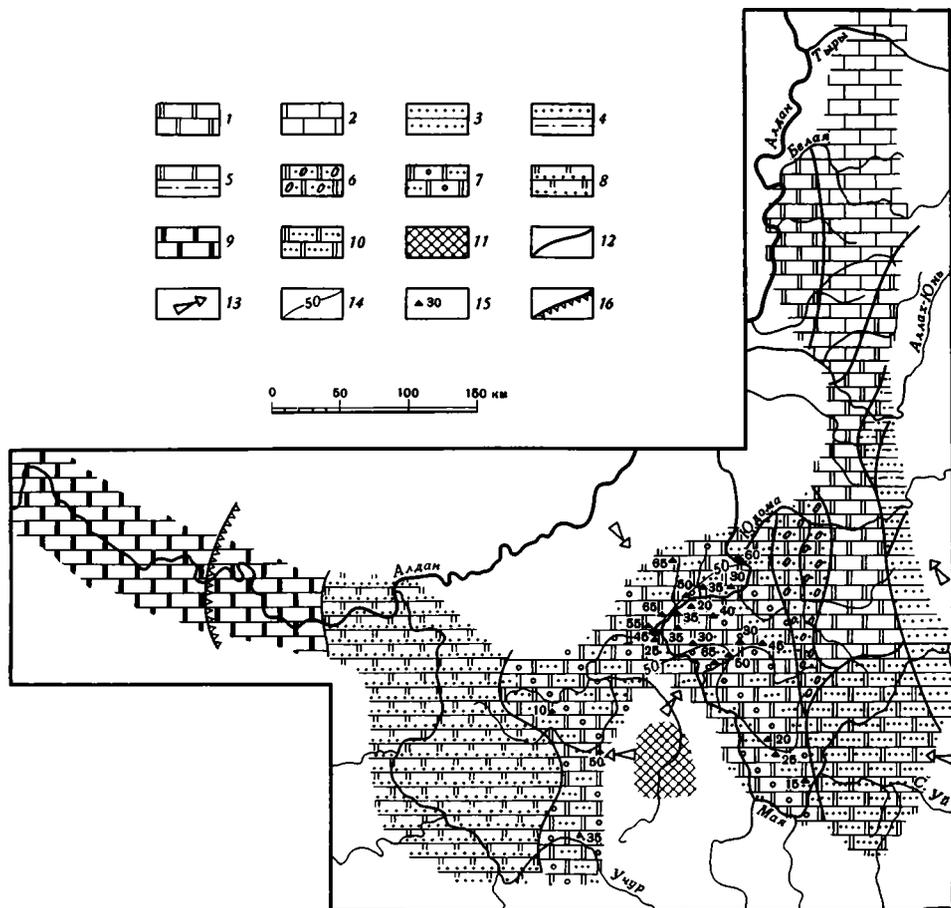


Рис. 32. Карта фаций начала позднеюдомского времени

1—10 — фации: 1 — яснозернистых доломитов, 2 — известняковая, 3 — массивных песчаников, 4 — песчано-алевролитовая, 5 — алевролит-доломитовая, 6 — яснозернистых доломитов, обогащенных катапрафиями и обломочным материалом, 7 — онколитовая, 8 — яснозернистых песчаников с пластом песчаников в основании, 9 — яснозернистых доломитов со следами выщелачивания сульфатов, 10 — песчанисто-доломитовая; 11 — суша; 12 — границы фаций; 13 — направление сноса обломочного материала; 14 — изолинии содержания (в %) песчаных разностей пород в составе онколитовой фации; 15 — местоположение разрезов онколитовой толщи и содержание в них песчаных разностей пород (в %); 16 — восточная граница области трансгрессивного налегания верхнеюдомской подсвиты на кристаллический фундамент

Алданского щита в начале позднеюдомского времени обстановки крайнего мелководья с соленостью вод, достаточной для химической садки не только доломитов, но, вероятно, и гипса. Характерно, что признаки мелководья нарастают к западу и югу вместе с общим сокращением мощностей подсвиты.

Таким образом, Алданский щит, превратившийся в обширную мелководную область, перестал определять общий план распределения фаций в пределах Учуро-Майской плиты. В начале позднеюдомского цикла осадконакопления эта роль перешла к Омнинскому поднятию. Это поднятие, служившее в течение всего раннеюдомского времени лишь своеобразным барьером между Учурской и Среднемайской впадинами, в рассматриваемый момент вышло на дневную поверхность и определяло размещение ряда характерных фаций.

Омнинское поднятие окружено онколитовой фацией, представляющей собой сложное сочетание преобладающих микрофитолитовых доломитов с песчанистыми, строматолитовыми, неясно- и яснозернистыми хемогенными доломитами и песчаниками. Здесь присутствует основная масса фитогенных образований позднеюдомского времени. Широкое развитие онколитов, катаграфий и строматолитов, для образования которых необходимы специфические мелководные условия с активной гидродинамикой, значительная роль песчанистых пород, перекрестная слоистость, послонная сортировка кластического и биогенного материала и, наконец, сложное чередование различных по генезису отложений (см. рис. 30, 34), свидетельствуют о существовании вокруг Омнинского поднятия обширной отмели. Она захватывала бассейн среднего течения р. Май, низовья р. Юдомы, бассейн нижнего и среднего течения р. Аим и бассейн верхнего течения р. Учур. Судя по невыдержанности состава онколитовой фации и резким колебаниям ее мощностей (см. рис. 30), указанная отмель характеризовалась неустойчивыми и дифференцированными условиями.

Значительные колебания по разрезу и площади обнаруживаются также в содержании песчаного материала. В северной зоне его концентрация обычна в нижней и верхней частях онколитовой фации, в южной — лишь в нижней ее части. Четко проступает общая тенденция к увеличению относительной роли песчаников и песчанистых пород по направлению к Омнинскому поднятию и к крайним северным выходам свиты на левобережье широтного отрезка р. Май. Для иллюстрации указанных изменений на рис. 32 нанесены данные о процентном содержании песчанистых разностей пород в онколитовой толще наиболее детально изученных разрезов. Эти данные позволяют предположить существование, кроме указанного поднятия, еще одного источника обломочного материала, расположенного к северу от изучавшейся площади. Это предположение подтверждается также преобладанием песчаников в составе нижних горизонтов аналогов верхнеюдомской подсвиты в Амгинской опорной скважине.

Общее сокращение содержания песчаников к югу, возможно говорит о том, что в начале позднеюдомского этапа Омнинское поднятие представляло собой локальный участок суши, не связанный с поднятиями к югу от Учуро-Майского района.

Снос обломочного материала с Омнинского поднятия во времени не был равномерным и наиболее активно проявлялся в начале и частично в конце рассматриваемого этапа. Именно в это время образовался базальный верхнеюдомский пласт песчаников, который выстилает не только всю Среднемайскую, но и Учурскую впадины, постепенно выклиниваясь с востока на запад.

Позднее влияние Омнинского поднятия уже не распространялось на столь широкую площадь, и в центральной и западной частях Учурской впадины формировались однообразные серые яснозернистые доломиты, выделенные в особую фацию. Почти полное отсутствие микрофитолитов и строматолитов выявляет относительно более глубоководный характер этой фации по сравнению со смежными фациями Алданского щита и в особенности с фациями обрамления Омнинского поднятия.

Воздействие этого поднятия сказывается и в пределах западной части Юдомо-Майского прогиба, где непосредственно к востоку от Нельканского разлома, в бассейне р. Кирибии, в нижнем течении р. Юдомы и в верховьях рек Ингили и Ляки, локализуется фация яснозернистых доломитов, обогащенных кластическим материалом и катаграфиями. К востоку она весьма постепенно сменяется чистыми яснозернистыми хемогенными доломитами, занимающими осевую зону прогиба. Сокращение количества перечисленных компонентов в восточном направлении сви-

детельствует о сносе их с Учуро-Майской плиты. Знаменательно, что микрофитолиты представлены здесь почти исключительно везикуляри-тами (лишь в крайних западных разрезах отмечены единичные онколиты), т. е. наиболее транспортабельными формами, многие из которых являлись, вероятно, планктонными.

Общее размещение фаций в начале позднеюдомского времени в Юдо-мо-Майском прогибе подчинялось строгой зональности.

На юге внутренней зоны прогиба, в междуречье Май и Аллах-Юня, формируются три взаимосвязанные фации: массивных разномерных песчаников, песчано-алевролитовая и алевроито-доломитовая. Первая из них слагается однообразными светло-серыми бескарбонатными или слабодоломитовыми кварцевыми песчаниками, вторая отличается появлением прослоев и пачек алевролитов среди сходных пород, а третья представляет собой чередование пачек в 3—10 м преобладающих яснозернистых доломитов и алевролитов с прослоями аргиллитов. Эти фации образуют последовательный ряд, демонстрирующий постепенное удаление от области денудации, которая, судя по плану их распределения, находилась юго-восточнее рассматриваемой площади. Западным ограничением трех указанных фаций на большом протяжении являлась зона Улаханбамского разлома, контролировавшая распределение кластического материала. Лишь на юге района кластический материал проник западнее и обусловливал формирование песчано-доломитовой фации, развитой во внешней зоне прогиба от истоков р. Таймы на севере до верховьев р. Манакан на юге. Эта фация сложена чередующимися неяснозернистыми сероцветными доломитами, песчанистыми доломитами и кварцевыми песчаниками. Количество песчанистых разностей пород заметно сокращается к югу. Это указывает на погружение раннеюдомского поднятия на месте Маймаканского выступа фундамента и на трансгрессию моря в этом направлении, что хорошо согласуется с повышенными мощностями верхнеюдомской подсвиты на этом участке (см. рис. 28).

Осевую зону Юдомо-Майского прогиба в центральной его части занимала узкая (порядка 50 км) полоса развития фации яснозернистых доломитов, которая протягивалась далее к северу, где разделялась на две ветви фацией известняков. Доломитовая фация отличается однообразием и выдержанностью строения по всей 370-километровой полосе своего развития. Ее слагают монотонные светло-серые сахаровидные доломиты, которые характеризуются чистотой карбонатного состава и отсутствием примеси обломочного или глинистого материала, а также органического вещества и биогенных образований. Лишь в самом основании фации спорадически отмечаются обломки кварца и редких катаграфий. Доломиты, как правило, массивные, иногда с грубой перекрестной слоистостью. Все перечисленные признаки резко отличают рассматриваемые отложения от подстилающих их битуминозных известняков, венчающих здесь раннеюдомский цикл осадконакопления. Эти доломиты могли образоваться в сравнительно выравненных тектонических условиях, в обстановке относительного мелководья при удалении от источников сноса обломочного материала. Примечательно, что средняя, основная по объему часть верхнеюдомского цикла осадконакопления характеризовалась экспансией пород, аналогичных породам, слагающим данную фацию, на всю территорию Учуро-Майского района.

Таким образом, фация яснозернистых доломитов с востока, юга и запада окружена различными песчанистыми фациями, а с севера как бы расклинивается известняковой фацией. Последняя приурочена к относительно приподнятой зоне, которая, постепенно расширяясь, протягивается от р. Аллах-Юнь на юге до р. Тыры на севере (см. рис. 28 и 32). Фация представлена преобладающими светло-серыми грубоплитчатыми

и массивными известняками, которые часто содержат немногочисленные включения глауконита, а у основания — прослой доломитистых разностей и доломитов. Она занимает наиболее удаленные от областей сноса участки бассейна, а при приближении к ним закономерно сменяется доломитовыми, доломито-песчаными и песчаными фациями. Подобная зональность отмечалась и в более ранние этапы юдомской истории (см. рис. 31). Это позволяет предположить, что образование доломитов каким-то образом связано с влиянием суши, выразившимся, возможно, в привносе в морской бассейн континентальных вод, содержащих карбонатные соединения щелочей или даже магния. Такой состав вод мог быть обусловлен выветриванием архейских и протерозойских кристаллических толщ. Смешение содовых континентальных и сульфатных морских вод должно было способствовать возникновению высокого щелочного резерва и благоприятствовать химической садке доломитов (Григорьев и др., 1969). В удалении от берега, вне влияния указанных факторов, в морском бассейне накапливались известковые илы.

В более поздние моменты юдомской истории, уже не отраженные на рис. 32, в ходе дальнейшего развития морской трансгрессии поступление обломочного материала на рассматриваемую территорию полностью прекратилось. В результате по всей площади Учуро-Майского района, за исключением северной части Юдомо-Майского прогиба, шло формирование однообразных яснозернистых доломитов и яснозернистых доломитов со следами выщелачивания сульфатов.

Некоторые изменения в общем плане размещения фаций произошли к концу позднеюдомского времени. На рис. 33 видно, что в этот момент для всей изученной территории выделяются лишь три фации, по составу и строению отвечающие одноименным фациям начала позднеюдомского этапа. В пределах Алданского щита по-прежнему формируются яснозернистые доломиты с включениями гипса, всю площадь Учуро-Майской плиты занимают однородные яснозернистые доломиты, которые при переходе через Нельканский разлом сменяются породами известняковой фации. Последние занимают всю площадь Юдомо-Майского прогиба, за исключением узкой полосы на северо-востоке, и локально развиты на крайнем севере Учуро-Майской плиты (верховья р. Кумахи). Характерно, что нижняя граница известняковой фации даже на соседних участках не одновозрастна и смещается от основания верхнеюдомской подсквиты до наиболее высоких ее горизонтов (см. рис. 30). Расположение фаций в конце юдомского времени приближается к эвапоритовой зональности, выявленной для кембрийских отложений Сибирской платформы (Архангельская и др., 1960; Архангельская, Григорьев, 1960). Появление в аналогах рассматриваемых отложений во внутренних районах Сибирской платформы (скважины бассейнов рек Амги, Лены, Мархи и др.) гипсов и ангидритов еще более подчеркивает это сходство. Однако количество сульфатов в отложениях юдомского времени не идет ни в какое сравнение с интенсивнейшим накоплением нижнекембрийских эвапоритов Сибири.

Эти данные показывают ясную эволюцию фациальной картины в течение юдомского времени, связанную с изменениями положения и конфигурации бассейна осадконакопления и участков суши, направления и характера сноса обломочного и хемогенного материала. Раннеюдомский этап отличался сложностью и дифференцированностью условий, высокой скоростью их изменений, а позднеюдомский — большей стабильностью палеотектонических и палеогеографических обстановок. Кроме различий в плане распределения фаций, обращают на себя внимание различия в их составе. В позднеюдомское время полностью отсутствуют такие характерные для более ранних периодов образования, как неяснозернистые доломиты, глинистые, битуминозные, а также кремнистые карбона-

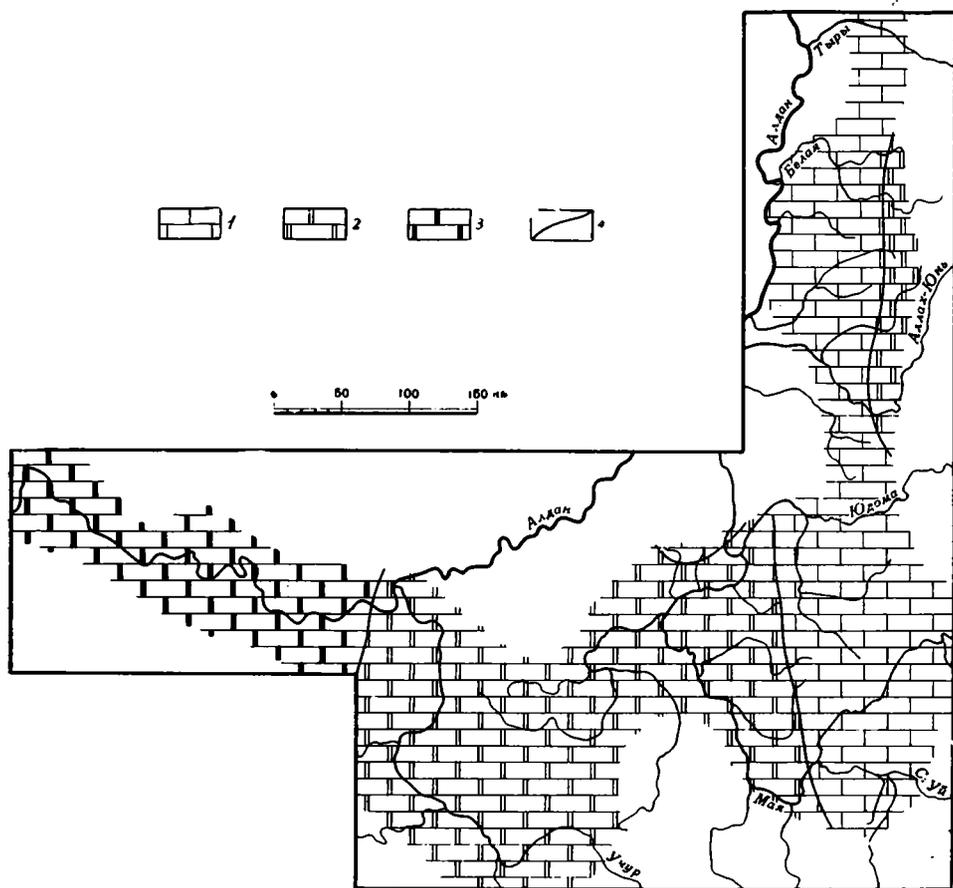


Рис. 33. Карта фаций конца позднеюдомского времени

1—3 фации: 1 — известняков, 2 — яснозернистых доломитов, 3 — яснозернистых доломитов со следами выщелачивания сульфатов; 4 — границы фаций

ты и лидиты, аргиллиты, полевошпат-кварцевые разности песчаников и др. По крайней мере, часть из этих отличий можно объяснить эволюцией источников сноса, питавших юдомский бассейн взвешенным и растворенным материалом. Вместе с тем на юдомское осадконакопление, несомненно, наложили отпечаток и более общие закономерности эволюции седиментогенеза на рубеже докембрия и палеозоя.

Приведенный анализ показывает также, что в течение всего юдомского времени в изученном районе сохраняются четкие различия в фациях между Учуро-Майской плитой и Юдомо-Майским прогибом. Естественной границей этих двух крупных фациальных зон является Нельканский региональный разлом. Распределение фации внутри Юдомо-Майского прогиба контролировалось и другими расположенными здесь разломами, но слабо реагировало на выделяемые по интенсивности прогибания относительные поднятия и впадины. Напротив, в пределах Учуро-Майской плиты ведущая роль в размещении фаций принадлежала крупным куполовидным поднятиям. Вышесказанное с новой стороны освещает отличия двух названных структур Восточной Сибири.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ СТРОМАТОЛИТОВ И МИКРОФИТОЛИТОВ ЮДОМСКОЙ СВИТЫ

При анализе распределения фитогенных образований внутри разрезов и по площади развития юдомской свиты выявляются две противоположные тенденции. Первая из них выражена в присутствии конкретных форм¹ строматолитов и, в меньшей мере, микрофитолитов среди различных типов пород, что демонстрирует широкие пределы возможных условий образования упомянутых фитолигов. Вторая тенденция заключается в предпочтительной приуроченности массовых концентраций последних лишь к некоторым типам пород или, в более широком плане, к определенным естественным ассоциациям отложений. Это показывает существование для каждого формального вида строматолитов или микрофитолитов особых, наиболее благоприятствующих его росту условий.

Ассоциация фитогенных образований с различными типами пород юдомской свиты наиболее четко выявляется для строматолитов. Выше указывалось, что их отдельные столбики или мелкие биогермы и биостромы заключены внутри отложений различного генезиса. В этом случае об условиях образования строматолитов можно в известной мере судить по характеру вмещающего их синхронного осадка и по положению последнего в общем цикле юдомского осадконакопления.

Ярким примером полифазальности строматолитов является *Colleniella singularis*, широко развитая в разрезах среднемайского типа. В нижней подсвите она встречается среди неслоистых и горизонтальнослоистых неяснозернистых глинистых и глинисто-битуминозных доломитов, а также среди перекрестнослоистых песчаных доломитов с микро- и тонкозернистой структурами. В верхней же подсвите эта форма широко распространена в микрофитолитовых и песчаных разностях доломитов, а также среди доломитистых песчаников. Таким образом, образование *Colleniella singularis* могло происходить в большом диапазоне условий от наиболее мелководных и подвижных (песчаники, песчаные и микрофитолитовые доломиты) до сравнительно глубоководных и спокойных (глинистые и битуминозные доломиты).

Достаточно четко аналогичная тенденция проявляется и для других строматолитов. Так, *Jurusania judomica*, наиболее обычная среди кремнистых доломитов, отмечена, кроме того, в косослоистых разностернистых песчаных и неяснозернистых битуминозных доломитах, а также в тонкозернистых известняках. *Boxonia grumulosa* и *Paniscollenia emergens*, особенно характерные для песчаных доломитов и доломитистых песчаников различных типов разрезов, обнаружены также среди микрофитолитовых и битуминозных доломитов. *Boxonia ingilica*, развитая лишь в пределах онколитовой толщи верхнеюдомской подсвиты, ассоциируется здесь с песчаными и микрофитолитовыми породами. Наконец, *Gongilina nodulosa* встречается как среди неяснозернистых, так и яснозернистых доломитов обеих подсвит в пределах Юдомо-Майского прогиба и восточной части Учуро-Майской плиты.

Таким образом, конкретные формы строматолитов могут присутствовать в нескольких типах и комплексах пород юдомской свиты, сформировавшихся в различных палеогеографических и палеотектонических условиях. С другой стороны, для того или иного типа отложений обычно присутствие нескольких видов строматолитов. Все это свидетельствует о том, что диагностические признаки, применяемые при классификации этих образований, и в первую очередь их микроструктуры, не зависят непосредственно от фациальных условий образования постро-

¹ Здесь рассматриваются лишь виды, имеющие широкое площадное распространение (см. рис. 19, 20).

ек. Этот вывод хорошо согласуется со всей практикой успешного применения строматолитов для целей стратиграфии.

Та же тенденция, хотя и менее четко, выявляется при анализе распределения микрофитолитов. Хотя последние в подавляющем большинстве случаев дают массовые концентрации, образуя тем самым хорошо обособленный самостоятельный тип пород, единичные онколиты и катаграфии могут быть встречены практически среди всех остальных типов пород юдомской свиты от песчаников до однородных хемогенных карбонатов. Однако надо учитывать, что микрофитолиты, и в первую очередь катаграфии (принимается, что некоторые их формы, вероятно, были планктонными), являлись легко подвижными образованиями и могли широко разноситься подводными течениями. Поэтому нахождение единичных микрофитолитов в том или ином типе пород само по себе еще не может свидетельствовать о залегании их *in situ*. Это заставляет нас при дальнейшем рассмотрении фациальной приуроченности онколитов и катаграфий опираться главным образом на анализ их массовых скоплений.

Противоположная тенденция — предпочтительная приуроченность ряда форм фитолигов к определенным типам и ассоциациям пород — вырисовывается уже из вышеприведенных данных о распределении строматолитов. Действительно, *Boxonia grumulosa*, *B. ingilica*, *Paniscollenia emergens*, *Colleniella singularis* наиболее широко представлены в мелководных доломитах, в различной мере обогащенных обломочным материалом, *Jurusania judomica* — в кремнистых доломитах, а *Gongylinia nodulosa* более обычна в разных типах чистых карбонатов.

В более общем виде намечается закономерная приуроченность строматолитов и микрофитолитов к определенным фациальным комплексам отложений юдомской свиты, вызывающая резкую неравномерность их распределения по площади и внутри разрезов (см. рис. 30).

Наиболее ярко такая приуроченность выражена у микрофитолитов, основная масса которых (не менее 80%) сконцентрирована по существу в четырех разновозрастных и пространственно обособленных толщах. К ним в первую очередь относятся нижнеюдомская терригенно-доломитовая толща, выполняющая Учурскую впадину, и верхнеюдомская онколитовая толща разрезов среднемайского типа. Несколько ниже значение микрофитолитовых пород в строении верхнеюдомской подсвиты в пределах присводовой части Алданского щита и в пачке песчанистых доломитов разрезов нижней подсвиты Кыллахской гряды.

Две первые из перечисленных толщ отличаются близостью своего строения и слагаются сходным комплексом фитогенных, песчанистых и хемогенных доломитов, а также песчаников. Как было показано в предыдущем разделе, онколитовая толща (онколитовая фация начала позднеюдомского времени) формировалась на обширной отмели вокруг Омнинского поднятия, а терригенно-карбонатная (песчанисто-доломитовая и доломито-песчанистая фации конца раннеюдомского времени) — в крайне мелководной, плоской впадине, окруженной с трех сторон поднятиями. В обоих случаях наблюдается сходный комплекс микрофитолитов, представленный главным образом массовыми *Vesicularites bothrydioformis* (Красноп.), *Ves. concretus* Z. Zhur., *Ves. lobatus* Reitl., *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Volvatela vadosa* Z. Zhur. В нижнеюдомской терригенно-доломитовой толще к ним добавляются также обильные *Vesicularites rectus* Z. Zhur. и *Ves. porrectus* Z. Zhur.

Близость генетической и палеонтологической характеристик упомянутых толщ позволяет ограничиться рассмотрением лишь наиболее полно изученной онколитовой фации начала позднеюдомского времени. Формирование этой фации происходило в условиях прибрежного мелководья с активным гидродинамическим режимом, при значительном по-

ступлении кластического материала, быстро и локально изменчивой обстановке осадконакопления с многочисленными мелкими перерывами. Эти условия, особенно мелководье, подвижность и связанные с ними хорошая освещенность и аэрация бассейна были благоприятны для развития синезеленых водорослей и образования ими онколитов и катаграфий.

В распределении последних по фации намечаются определенные особенности. В разрезах, приближенных к центральной зоне отмели, онколиты (вольвателы, амбиголамеллаты) преобладают над катаграфиями (преимущественно везикуляритами) (рис. 34, А), а при движении к ее периферии это соотношение меняется на обратное (рис. 34, Б, В). В приведенных разрезах отношение мощностей существенно онколитовых пород к катаграфиям составляет соответственно $\frac{17}{5}$; $\frac{12}{5}$; $\frac{3}{4}$.

Эти направленные изменения в соотношении онколитов и катаграфий на площади не совпадают с планом распределения кластического материала в отложениях онколитовой фации и не сопровождаются признаками ощутимых изменений гидродинамического режима. Одним из факторов, определяющих разделение двух морфологических типов микрофитолитов, могло явиться некоторое углубление бассейна от центра к краям отмели. Влияние глубин на состав водорослевых симбиозов устанавливается и на современном материале (Monty, 1967). Однако приведенные выше данные о присутствии одних и тех же форм фитолитов в осадках разных экологических и, вероятно, батиметрических зон не позволяют считать изменения глубины фактором, имеющим абсолютное значение. Большую роль в распределении онколитов и катаграфий могут играть также их разнос подводными течениями. Действие этого фактора иллюстрируется ниже.

При переходе от описанной палеогеографической обстановки к иным резко сокращается количество микрофитолитов вообще с одновременным почти полным исчезновением онколитов. В рассматриваемом случае такое явление наблюдается на границах фаций яснозернистых доломитов начала позднеюдомского времени в западной части Учурской впадины и в восточной части Юдомо-Майского прогиба (см. рис. 32). Эти фации формировались в условиях, благоприятных для химической садки однородных доломитов, и, возможно, в несколько более глубоководных условиях.

Окраинные участки области распространения этих фаций, пограничные с онколитовой, в той или иной мере обогащены везикуляритами и нубекуляритами, а также кластическим материалом за счет сноса этих компонентов из области их массового распространения. Наиболее четко это выражено в пределах западного борта Юдомо-Майского прогиба. В самых западных разрезах этой фации еще отмечаются единичные онколиты, которые ассоциируются с наиболее грубой псаммитовой примесью в доломитах. Восточнее, где в составе обломочного материала доминируют зерна мелкопесчаной и алевритовой размерности, онколиты полностью отсутствуют. Это еще раз подтверждает сделанный ранее вывод о том, что распределение онколитов на площади регулировалось законами осадочной дифференциации и прямо зависело от их «гидродинамической крупности».

Промежуточную характеристику между рассмотренными выше толщами с автохтонными и аллохтонными микрофитолитами имеет нижнеюдомская пачка песчанистых доломитов разрезов Кыллахской гряды. Краевое положение поля развития этой пачки среди современных выходов юдомской свиты (см. рис. 1) затрудняет однозначную интерпретацию условий ее формирования. По своему составу и строению данная пачка близка к онколитовой толще, а по структурному положению на

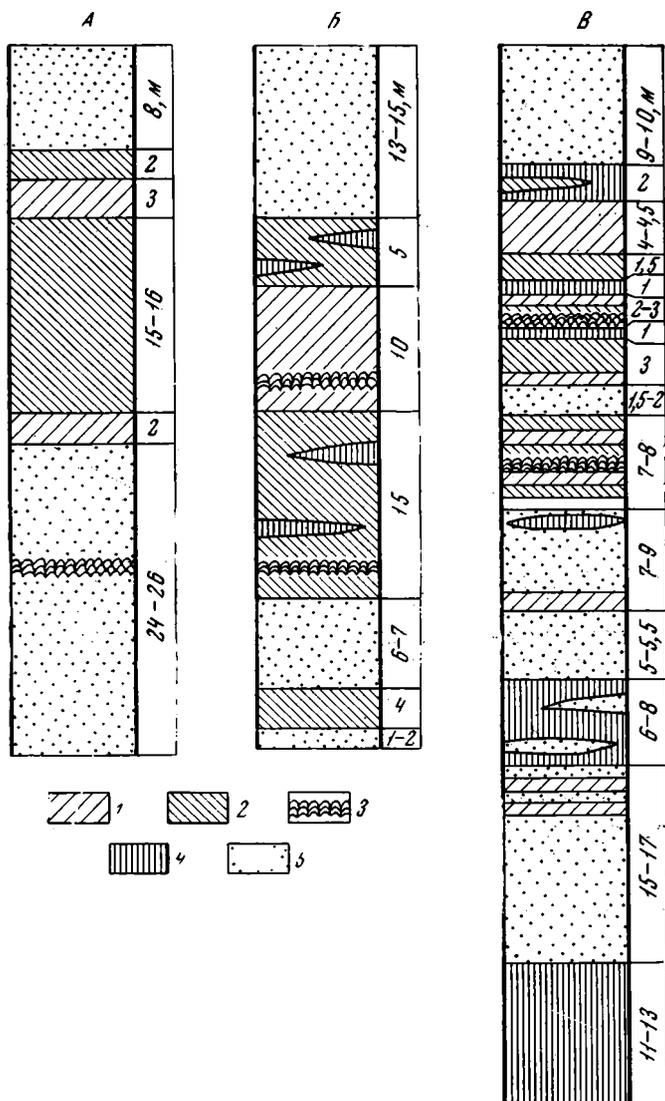


Рис. 34. Распределение фигогенных образований в некоторых разрезах онколитовой толщи

А — р. Ингили выше устья р. Берек; **Б** — р. Ингили у устья р. Таранак; **В** — приустьевая часть р. Юдомы (Устьюдомская гора и район водомерного поста). 1 — преимущественно катаграфневые доломиты; 2 — преимущественно онколитовые доломиты; 3 — строматолитовые доломиты; 4 — хемогенные доломиты; 5 — песчанитые доломиты и песчаники

западном склоне Юдомо-Майского прогиба и по доминирующей роли катаграфий¹ аналогична базальной доломитовой толще верхнеюдомской подсветы западных разрезов по р. Юдоме. Все это позволяет предположить, что часть развитых здесь микрофитолитов могла быть снесена с прилегающих наплитных участков (в современном срезе не обнаженных), а часть образовалась на месте.

Формирование верхнеюдомской подсветы присводовой части Алдан-

¹ Кроме них, здесь встречены лишь единичные экземпляры амбиголамеллат.

ского щита, содержащей обильный комплекс микрофитоцитов, происходило в своеобразных, отличающихся от ранее описанных палеографических условиях. Эти отложения, выделенные для начала и конца позднеюдомского времени в фацию яснозернистых доломитов со следами выщелачивания сульфатов, накапливались в обстановке обширного, несколько осолоненного мелководного участка, характеризовавшегося отсутствием привноса заметных количеств обломочного материала. Основную массу микрофитоцитов составляют здесь катаграфии (везикуляриты, нубекуляриты и, реже, вермикулиты), тогда как онколиты (вольвателы) представлены единичными экземплярами.

Суммируя то общее, что характеризует обстановку всех четырех рассмотренных толщ, надо в первую очередь указать крайнюю мелководность, гидродинамическую активность и нестабильность условий седиментации. Изменения солёности бассейна (в пределах, известных для юдомской свиты) не оказывали ощутимого влияния на распределение по крайней мере катаграфий. Присутствие кластического материала, по всей видимости, было благоприятным для образования онколитов. В этом убеждает обычная приуроченность последних к песчанистым разностям пород. Однако, как было показано на примере онколитовой толщи, ведущая роль в локализации онколитов принадлежала, вероятно, глубине бассейна. В пользу этого говорит также приуроченность анализируемых образований исключительно к Учуро-Майской плите и в ничтожных количествах — к узкой полосе западного борта Юдомо-Майского прогиба. На плите же развита основная масса катаграфий. Тем не менее последние могли, видимо, образовываться в несколько более широком диапазоне условий, а наличие среди них планктонных форм (Журавлева, 1967) еще более способствовало широкому распределению этих органических остатков.

Анализируя причины массового развития микрофитоцитов лишь в типично платформенных участках юдомского бассейна, приходится допустить существование зависимости между локализацией этих образований и интенсивностью прогибания дна бассейна. Исходя из обычных представлений о необходимости для роста онколитов перекачывания их по дну, легко предположить, что этот процесс мог происходить лишь на участках, поднятых выше базиса действия волн, а ниже последнего происходило только захоронение ранее или рядом образованных желваков. Указанное обстоятельство, видимо, еще более сужало допустимый для формирования онколитов интервал глубин и запрещало их образование в пределах интенсивно прогибавшегося Юдомо-Майского прогиба.

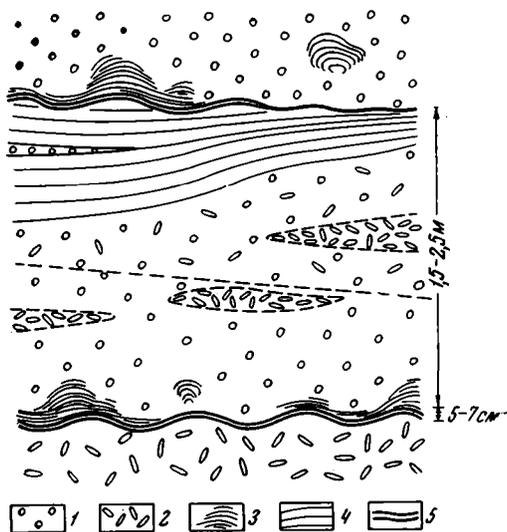
Таким образом, крайне неравномерное развитие юдомских микрофитоцитов по площади и в разрезе контролировалось локально и спорадически возникавшими условиями, благоприятствовавшими их образованию. Это обстоятельство заставляет крайне осторожно подходить к использованию в стратиграфических целях данных о количественных соотношениях и массовости развития тех или иных форм онколитов и катаграфий.

Возвращаясь к строматолитам, надо указать, что их приуроченность к определенным фаціальным комплексам отложений проявляется несколько слабее. Для них не существует столь строгого структурного контроля, что обуславливает широкое их развитие как в пределах Учуро-Майской плиты, так и в Юдомо-Майском прогибе (см. рис. 30).

Строматолиты наиболее разнообразны по своему видовому составу и богаты в количественном отношении в тех же терригенно-карбонатных толщах, что и микрофитоциты, но в отличие от последних распространены по всей площади развития отложений этого состава. К таким строматолитам относятся в нижней подсвите юдомской свиты *Paniscollenia*

Рис. 35. Полный ритм фитогенных и хомогенных карбонатных пород в верхней части онколитовой толщи по р. Юдоме у водомерного поста (схематизированная зарисовка обнажения)

1—онколиты; 2—катаграфии; 3—строматолиты; 4—хемогенные доломиты; 5—поверхности локальных размывов с примазками аргиллитов



emergens, *Colleniella singularis*, *Boxonia grumulosa*, а в верхней — две первые формы и *Boxonia ingilica*. В пределах Учуро-Майской плиты эти строматолиты широко развиты в терригенно-доломитовой и онколитовой толщах, а в Юдомо-Майском прогибе — главным образом в песчано-доломитовых и песчаных пачках и горизонтах основания верхнего подцикла раннеюдомского седиментационного цикла. Локализация этих фитогенных образований у подошвы трансгрессивных циклов (см. рис. 30) чрезвычайно характерна и хорошо согласуется с нахождением некоторых из них (особенно *Boxonia grumulosa*) непосредственно среди песчаников. Указанное положение строматолитов наблюдается и в более мелких ритмах юдомских осадков. На рис. 35 показан один из таких ритмов, заключенный между двумя уровнями локальных перерывов. Непосредственно над неровной волнистой поверхностью размыва с примазками аргиллитов обособляются строматолиты *Colleniella singularis*. Сверху они перекрыты микрофитолитовыми доломитами, среди которых в нижней части преобладают онколитовые, а в верхней — катаграфические разности; завершают ритм хемогенные неяснозернистые доломиты.

Интересно отметить, что сходные ритмы наблюдались нами в средне-рифтовой части лахандинской свиты, в нижнерифтовой гонамской свите Учуро-Майского и в деревнинской свите Туруханского районов, а закономерная приуроченность строматолитов к поверхности локальных перерывов и перемывов осадка недавно описана на примере юрских форм Венгрии и Польши (Radwansky, Szulczewski, 1966; Szulczewski, 1968). Однако в приуроченности к перерывам, вероятно, надо видеть крайнее выражение общей тенденции присутствия строматолитов в нижних горизонтах трансгрессивных циклов, которые могут налегать на подстилающие отложения как согласно, так и с размывом. Большая часть юдомских строматолитов иллюстрирует первый случай.

Таким образом, наиболее благоприятными для образования перечисленных выше четырех форм строматолитов являлись мелководные условия начала трансгрессивных циклов разного порядка и более мелких ритмов. При этом их формирование могло происходить в более широком диапазоне глубины, чем у микрофитолитов. Поступление кластического материала, даже значительное, в целом не препятствовало росту построек.

Наиболее обычной формой строматолита в относительно более глубоководных нижеюдомских отложениях, таких, как глинистые, битуминозные и в первую очередь кремнистые доломиты, являлась *Jurusania judomica*. Она как бы сменяет *Boxonia grumulosa* и *Paniscollenia emergens* в более высоких частях трансгрессивных циклов (см. рис. 30) или замещает названные формы при движении по горизонтали от прибрежных фаций к более удаленным от берега. Наконец, крайним членом намечающегося ряда строматолитов является *Gongylina nodulosa*, развитая лишь среди чистых хемогенных доломитов, лишенных, как правило, каких-либо других органических остатков.

Подобная приуроченность рассмотренных форм строматолитов не является исключительной особенностью юдомской свиты Учуро-Майского района, а намечается и в других регионах. Так, *Boxonia grumulosa* приурочена к терригенно-карбонатным отложениям жербинской, порохтауской, старореченской, хатыспытской и хараюетехской свит, а *Jurusania judomica* присутствует в битуминозных известняках и доломитах двух последних свит.

Приведенные выше данные обобщены на идеализированной, отвлеченной от конкретных разрезов или интервалов времени схеме размещения основных форм и групп строматолитов и микрофитолитов по главным фациальным комплексам отложений юдомской свиты (рис. 36). Здесь видно, что из всего ряда ассоциаций пород, сменяющих друг друга при движении от берега в глубь бассейна (сходная смена их неоднократно происходит в юдомской свите и по вертикали), наиболее обогащен фитогенными образованиями прибрежно-мелководный комплекс песчано-доломитовых отложений. Типичным примером его является верхнеюдомская онколитовая толща и нижеюдомская подсвита учурских разрезов. В отложениях подобного типа сконцентрированы практически все онколиты и *Boxonia ingilica*, основная часть катаграфий, *B. grumulosa*, *Paniscollenia emergens*, *Colleniella singularis* и некоторое количество *Jurusania judomica*. При этом онколиты и *Boxonia grumulosa* в своем массовом развитии приближены к внешнему краю полосы развития указанного комплекса, а катаграфии и *Jurusania judomica* — к внутреннему. Часть перечисленных фитолитов заходит и в существенно терригенные отложения.

При движении в глубь бассейна, к относительно более глубоководным глинистым, глинисто-битуминозным и кремнистым доломитам, происходит резкое скачкообразное уменьшение роли фитогенных образований. Главную роль здесь приобретает *Jurusania judomica*, к которой присоединяются единичные *Boxonia grumulosa*, *Paniscollenia emergens*, *Colleniella singularis*, а также некоторое количество *Vesicularites*.

Дальнейшее резкое сокращение фитолитов наблюдается при переходе к чистым однородным хемогенным карбонатам, в которых развиты лишь единичные *Gongylina nodulosa*. Мелководные хемогенные доломиты со следами выщелачивания гипса, развитые в алданском типе разрезов, охарактеризованы практически только катаграфиями (*Vesicularites*, *Nubecularites*, *Vermiculites*), а среди строматолитов — единичными локально-распространенными формами.

Приуроченность строматолитов к определенным ассоциациям пород особенно наглядно выступает там, где эти ассоциации скользят по разрезу. Так, песчано-доломитовая пачка основания второго раннеюдомского подцикла в Юдомо-Майском прогибе ясно поднимается вверх по разрезу в северо-восточном направлении (см. рис. 30) и в соответствии с этим *Boxonia grumulosa* несколько мигрирует по разрезу. Однако тут же надо подчеркнуть, что подобное изменение стратиграфического положения форм может осуществляться лишь в определенных пределах. Наиболее ярким примером этого может служить та же *B. grumulosa*,

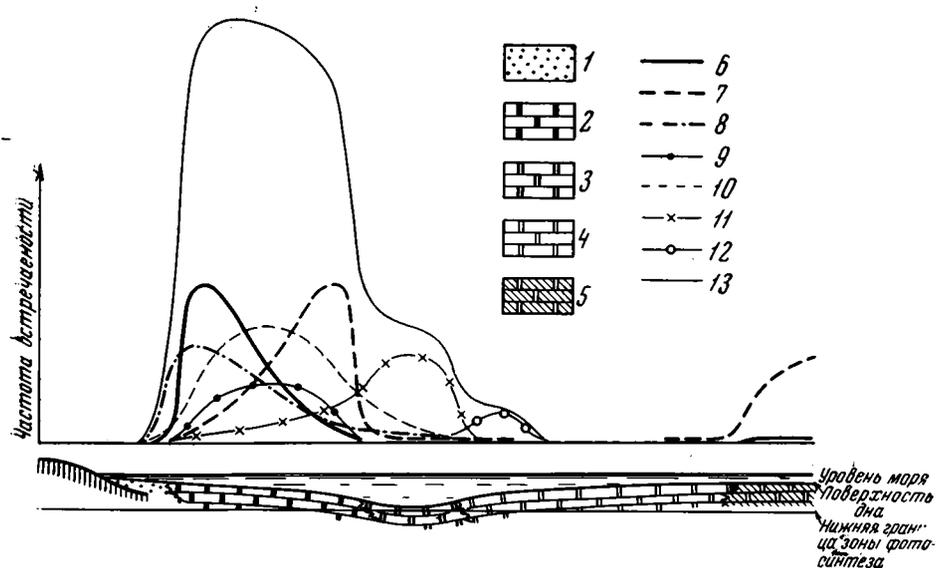


Рис. 36. Идеализированная схема размещения основных форм и групп строматолитов и микрофитолитов по главным фаціальным комплексам отложений юдомской свиты 1—5 — комплексы отложений: 1 — прибрежно-морские песчаные и песчано-доломитовые, 2 — фито-генные, песчанистые, хемогенные доломиты и песчаники прибрежных отмелей, 3 — глинистые, битуминозные и кремнистые доломиты относительно более глубоководных зон бассейна, 4 — хемогенные однородные доломиты и известняки относительно более глубоководных зон бассейна, лишённые некарбонатных примесей, 5 — хемогенные доломиты мелководных, несколько осолоненных зон бассейна, лишённые примеси кластического материала; 6—12 — кривые встречаемости фито-генных образований: 6—7 — микрофитолиты (6 — онколиты групп *Ambigolamellatus* и *Volvatella*, 7 — катаграфии групп *Vesicularites* и *Nubecularites*), 8—12 — строматолиты (8 — *Boxonia grumulosa*, 9 — *B. ingilica*, 10 — *Panicollentia emergens* и *Colleniella singularis*, 11 — *Jurusania iudomica*, 12 — *Gongylina nodulosa*); 13 — суммарная кривая

которая, мигрируя вместе с благоприятствующим ей комплексом пород внутри нижнеюдомской подсвиты, нигде не переходит в близкие по составу и фаціальным особенностям верхнеюдомские отложения, где на смену этой форме приходит *B. ingilica*.

Приведенные выше данные показывают ясную зависимость локализации фито-генных образований от фаций в пределах отрезка разреза, отвечающего времени существования того или иного вида.

Микрофитолиты (в особенности онколиты), вероятно, могли образовываться лишь в очень узком спектре глубин выше базиса действия волн, тогда как строматолиты, по-видимому, обладали способностью развиваться и в относительно более глубоководных условиях, но, естественно, не глубже нижней границы зоны фотосинтеза. Учитывая нахождение фито-генных образований практически во всех типах юдомских пород, а также текстурные особенности последних, можно предположить, что пределы колебания глубин юдомского бассейна были в общем весьма небольшими.

Причины закономерной приуроченности основных масс различных видов строматолитов к определенным группам отложений еще очень далеки от выяснения. Возможно, здесь сказывалась как глубина бассейна и его гидродинамический режим, так и количество и характер сносимого с суши материала, а также геохимические особенности вод, в частности, их соленость. Характерно, что в мелководном осолоненном участке в присводовой части Алданского щита строматолиты встреча-

ются лишь спорадически и представлены формами, которые в юдомском бассейне неизвестны вне данной фации (*Jurusania sibirica*, *Gongylina urbanica*, *Linella simica*). Что же касается видов строматолитов, распространенных в нескольких фациях, то они, хотя и обнаруживают предпочтительную приуроченность к одной из них, повсеместно сохраняют свои диагностические признаки и в первую очередь особенности микроструктуры. С другой стороны, несмотря на повторяемость в разрезах сходных литологических ассоциаций как в нижней, так и в верхней подсвиты юдомской свиты, мы имеем формы строматолитов и микрофитолитов, приуроченные лишь к одной из них (см. рис. 19, 20).

Все это показывает, что определяющим фактором вертикальной смены строматолитов, вероятно, являлись изменения во времени водород-строматолитообразователей, тогда как фациальные причины обуславливали лишь конкретное местонахождение тех или иных форм и их массовость. Представляется, что хотя разобранные выше закономерности выявлены на материале по юдомской свите, по крайней мере часть из них имеет и более общее значение.

Глава V

СТРОМАТОЛИТЫ ЮДОМСКОГО КОМПЛЕКСА

Представление о специфике строматолитовой ассоциации из наиболее высоких горизонтов докембрия, выделяемых под названием юдомского или вендского комплекса, складывалось на основании изучения главным образом сибирских разрезов. Описание форм из этих горизонтов впервые дала И. К. Королюк (1960) на примере Боксонского района Восточного Саяна, но в то время посчитала их кембрийскими. Первые шаги в обособлении самостоятельной юдомской ассоциации строматолитов сделал Вл. А. Комар (Комар, 1961; Журавлева, Комар, 1962), показавший своеобразие этих органических остатков из старореченской свиты Анабарского массива: отсутствие столбчатых ветвящихся форм, широкое развитие желваковых (*Colleniella* Кор., *Paniscollenia* Кор.), а также пластовых (*Stratifera* Кор.), отличных от наблюдаемых в нижележащих толщах. Специфика данного сообщества групп послужила З. А. Журавлевой и Вл. А. Комару (1962) одним из аргументов в пользу выделения самостоятельного стратиграфического подразделения — юдомского комплекса. Развивая эти положения, М. А. Семихатов, Вл. А. Комар и С. В. Нужнов (1963) отметили, что своеобразие строматолитовой характеристики наиболее высоких горизонтов докембрия, установленное на Анабарском массиве, сохраняется в ряде других районов Сибири. Позже Вл. А. Комар (1966) опубликовал монографическое описание этих строматолитов Севера Сибири и показал, что, помимо желваковых и пластовых форм (*Paniscollenia emergens* Ком., *Colleniella singularis* Ком., *Stratifera irregularia* Ком.), среди них встречаются специфические столбчатые (*Boxonia grumulosa* Ком.).

Примерно в то же время И. Н. Крылов (1967а; Келлер, Королев, Крылов, 1965) изучил строматолиты укской свиты венда Южного Урала, которые ранее он не отличал от верхнерифейских, выделил среди них новую группу *Linella* и проследил ее в наиболее высоких горизонтах докембрия Тянь-Шаня. Отсюда же из переходной пачки между жуинской серией и жербинской свитой на Байкало-Патомском нагорье И. Н. Крылов описал другую новую группу *Patomia*¹. С точки зрения этого исследователя, линеллы и патомии по форме столбиков и характеру ветвистости «близки к верхнерифейским и представляют собой как бы следующую ступень в их закономерном усложнении снизу вверх по геологической колонке» (Келлер, Королев, Крылов, 1965, стр. 113).

¹ Группа *Patomia* в разрезе Байкало-Патомского нагорья встречается вместе с III комплексом микрофитолитов.

В противоположность этому присутствующие у кровли юдомской свиты строматолиты *Gymnosolen sibiricus* Jak., по мнению И. Н. Крылова, по перечисленным выше признакам тяготеют к кембрийским формам. В 1968 г. И. Н. Крылов опубликовал те же положения в несколько расширенном виде и только что упомянутый строматолит выделил в новую группу, названную *Aldania* (Крылов, 1968).

Рассмотренные исследования строматолитов опирались на послонные их сборы в верхнекембрийских отложениях Анабарского массива, Оленекского поднятия, Хараулахских гор, Байкало-Патомского нагорья и Тянь-Шаня, тогда как вовлеченный в круг упомянутых работ материал из юдомской свиты отличался меньшей полнотой и происходил из отдельных разрезов, детально не увязанных между собой.

В процессе наших полевых работ в Учуро-Майском районе строматолиты были собраны во взаимно увязанных разрезах юдомской свиты на всей площади ее распространения. Помимо того, нами были переизучены строматолиты из разновозрастных отложений на севере Сибири (из старореченской свиты Анабарского массива, харауетэхской свиты Хараулахского выступа и хорбусуонкской серии Оленекского поднятия), ранее описанные Вл. А. Комаром (1966). Дополнением к нашим коллекциям явились переданные нам для определения образцы строматолитов, собранные Б. Г. Вороновым, С. М. Калимулиным, М. Я. Поповым, И. М. Фердманом, В. Т. Работновым, В. В. Миссаржевским в Учуро-Майском районе, В. Т. Работновым — по периферии Байкало-Патомского нагорья, И. М. Битерманом, В. И. Шишкиным на Оленекском поднятии и В. А. Побережским, Н. П. Головановым и В. В. Миссаржевским на склонах Анабарского массива. Пользуемся случаем выразить названным геологам искреннюю признательность.

Результаты изучения этого материала показали, что сообщество строматолитов юдомского комплекса включает в себя ряд лишь ему свойственных форм, которые распространены на широкой площади и обнаруживают определенную закономерность в своем вертикальном распределении в пределах этого комплекса. Часть форм проходит от его подошвы до кровли, другая тяготеет к нижней, а третья — к верхней частям. Эти данные позволили впервые расчленить рассматриваемые отложения по строматолитам на две части (Семихатов, Комар, Серебряков, 1967б).

В процессе подготовки данной работы в печати благодаря любезности И. К. Королук и А. Д. Сидорова мы имели возможность ознакомиться с их еще не опубликованными данными¹ по строматолитам юдомской свиты Южного Прибайкалья и ее аналогов. Эти материалы полностью подтвердили наши выводы о латеральной выдержанности юдомской ассоциации строматолитов.

Ниже приводится монографическое описание имеющейся у нас коллекции строматолитов из юдомской свиты и ее аналогов, подкрепляющее и уточняющее упомянутые выводы. В это описание включены десять форм (формальных видов) строматолитов, относящихся к шести группам (формальным родам); шесть из этих форм ранее монографически не описывались.

Формальные роды строматолитов устанавливались по морфологии построек с учетом их положения в биогерме, а также по общему характеру микроструктуры. Формальные виды выделялись по специфическим чертам микроструктуры с учетом морфологии построек. Определенное ограничение использования некоторых морфологических признаков построек и введение как обязательного требования учета их положения в

¹ В настоящее время они частично опубликованы в «Докладах АН СССР», 1969, т. 184, № 3.

биогерме объясняется тем, что в последнее время установлено изменение этих признаков в различных частях биогермов (Крылов, 1965, 1967а). Проведенное нами изучение юдомских строматолитов подтверждает выводы И. Н. Крылова о том, что наиболее изменчивой при этом оказывается ориентировка столбиков (в общем случае в вертикальном сечении через биогерм они располагаются веерообразно). В соответствии с этим в пределах одного биогерма могут существовать постройки как с субвертикальными, в общем параллельными, дочерними столбиками (центральная зона биогерма), так и с наклоненными под разными углами, расходящимися (периферия биогерма).

Некоторые отличия наблюдаются в разных зонах биогерма и по вертикали. Рост столбчатых строматолитов нередко начинается с образования широкого цоколя, объединяющего воедино основания большого количества столбиков. Латеральные размеры этого цоколя, а также соотношение его толщины и высоты столбиков могут варьировать в широких пределах. Часто цоколь вообще отсутствует, и рост столбиков начинается прямо с абиогенного субстрата; более обычен он для тех групп столбчатых строматолитов, которые лишены облекания, особенно для куссиелл и юрюзаний.

Другие признаки строматолитов не подвержены столь резким изменениям в разных частях биогерма. Особенно устойчивой оказывается микроструктура, которая объединяет все постройки одного простого биогерма вне зависимости от их ориентировки, интенсивности ветвления, отсутствия или наличия единого цоколя и т. д. (Комар, 1964, 1966; Комар, Семихатов, 1965).

Недостаточный учет особенностей экологической изменчивости строматолитов, как справедливо подчеркивал И. Н. Крылов (1965, стр. 17), «может привести к тому, что разрозненные образцы из различных частей биогерма могут быть ошибочно отнесены к разным группам и даже типам» строматолитов. Однако в дальнейшей своей работе И. Н. Крылов (1967а) пошел именно по этому пути, относя различные постройки одного и того же биогерма, разнящиеся ориентировкой столбиков и характером их ветвистости, к различным родам (например, *Linella ukka* и *Tungussia bassa* и др.). При этом И. Н. Крылов не придает значения тому, что все постройки одного биогерма, независимо от экологических особенностей, обладают одной и той же микроструктурой. Учитывая важнейшее диагностическое значение последней, мы не можем согласиться с рассмотренными построениями. Единство микроструктуры в биогерме служит для нас основным аргументом для отнесения всех присутствующих в этом биогерме построек к одному формальному виду. Типичной формой постройки считается при этом та, которая наблюдается в центральной части биогерма, а развитие по его периферии иначе ориентированных, более сложно или более просто ветвящихся столбиков расценивается как результат экологической изменчивости. При таком подходе резко повышается значение характера микроструктуры как одного из ведущих диагностических признаков. Главные особенности микроструктуры, с нашей точки зрения, следует рассматривать как один из диагностических признаков формального рода строматолитов. Так, например, род *Voxonia* Ког., наряду с определенными морфологическими признаками (закономерно изменчивыми в разных частях биогерма), характеризуется нами и определенной микроструктурой — сгустковой при неясно выраженной слоистости. Точно так же группа *Gongylina* объединяет пластовые формы со сгустковой структурой и т. д. С другой стороны, большинство групп докембрийских строматолитов в настоящее время объединяет виды, обладающие различным типом микроструктуры. Наиболее ярко это показано Вл. А. Комаром, М. Е. Раабен и М. А. Семихатовым (1965) на примере группы *Conophyton*, для которой

характерна определенным образом построенная (упорядоченная) микро-структура трех типов: штриховатого, ленточного и сгусткового. Возможно, состав подобных групп в дальнейшем должен быть пересмотрен, но практическое решение этой задачи требует переизучения всего имеющегося материала по докембрийским строматолитам. Совершенно ясно, что в данной работе, преследующей гораздо более узкие цели, мы лишены такой возможности и потому больше не будем останавливаться на вопросах классификации строматолитов.

Вопросы методики работы с материалом, определение основных понятий, а также описание рассматриваемых ниже групп строматолитов содержатся в работах И. К. Королюк (1960), И. Н. Крылова (1963, 1967а) и Вл. А. Комара (1966). В данной работе мы приводим лишь те групповые диагнозы, которые, с нашей точки зрения, требуют некоторого уточнения или расширения. Описываемая коллекция строматолитов юдомской свиты хранится в Геологическом институте АН СССР, № 3590. Там же находится коллекция из разновозрастных толщ севера Сибири, № 3577.

ГРУППА *VOXONIA* KOROLJUK, 1960, EMEND.

Voxonia: И. К. Королюк, 1960, стр. 139—140; Вл. А. Комар, 1964, стр. 96; 1966, стр. 79—80.

Прямые либо слабо изгибающиеся столбики с многократным, но местами прерывистым облеканием, нередко объединенные единым цоколем. Ветвление на два-три новых столбика, субпараллельных материнскому или (в мелких биогемах) расходящихся из точки ветвления под разными углами. Микроструктура мелкосгустковая при неясно выраженной слоистости.

Voxonia grumulosa Komar

Табл. IX, 3, 4; табл. X, 1—4; табл. XI, 1; табл. XVI, 1—6;
табл. XVII, 1—6; табл. XVIII, 1, 2

Voxonia grumulosa: Вл. А. Комар, 1966, стр. 81, 82, табл. VII, 2, 3

Голотип. ГИН АН СССР, обр. 3577/28. Нижняя часть харауетехской свиты Хараулахского выступа; р. Лена вблизи пос. Чекуровка. Юдомский комплекс, нижняя часть.

Описание. Прямые или несколько изогнутые субцилиндрические, реже (в краевых частях биогерма) искривленные столбики с округлым поперечным сечением. Диаметр от 1—2 до 8—10 см. Столбики субвертикальные, реже наклоненные, а в небольших биогермах расположенные веерообразно. Нацело слагают пласты мощностью до 0,8 м или линзовидные биогермы до 0,4×0,2 м. Ветвление как путем простого распада материнского столбика на более узкие субпараллельные дочерние столбики, так и более сложное с небольшим раздувом в месте ветвления и расхождением дочерних столбиков под острым углом. Именно в этом случае столбики имеют неправильную форму. Расстояние между ними различное и колеблется от 0,2 до 5 см.

Боковая поверхность столбиков обычно гладкая, с облеканием; реже, преимущественно в столбиках общей неправильной формы и в постройках, заключенных в песчаных породах, облекание прерывистое.

Микроструктура. Ее определяющим элементом являются мелкие сгустки темного пелитоморфного карбоната округлой, овальной и, реже, округло-угловатой формы. Размеры единичных сгустков колеб-

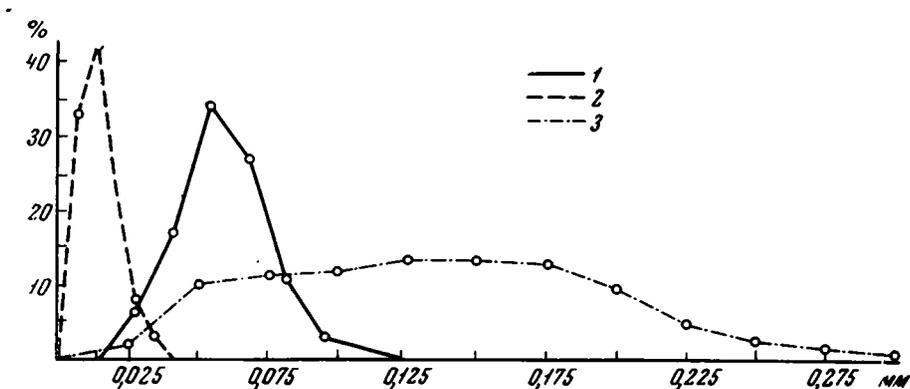


Рис. 37. Вариационные кривые величин сгустков у строматолитов группы *Boxonia* Kor.

1 — *B. grumulosa*; 2 — *B. allahjunica*; 3 — *B. ingilica*

лются от 0,02 до 0,12 мм (рис. 37), но основная их масса (89% замеренных сгустков¹) приходится на интервал 0,04—0,08 мм, тогда как сгустки в 0,1 мм и крупнее встречаются как исключение (5% замеров). Темные сгустки погружены в более светлый тонкозернистый карбонат так, что расстояние между ними обычно не превышает их диаметра или менее его. Местами сгустки сливаются воедино, теряют свои индивидуальные контуры и слагают темные, невыдержанные по простиранию участки и слои толщиной до 1,0—1,5 мм.

При хорошей сохранности материала иногда удается наблюдать, что внутренняя часть сгустков обнаруживает концентрическую структуру, обусловленную присутствием тончайших (0,003—0,005 мм) концентров сложенных зернами со сходной оптической ориентировкой. Нередко отмечается, что внутренняя часть сгустков по сравнению с их периферией осветлена в той или иной мере. Иногда видно, что описанные темные сгустки окружены светлой каймой примерно постоянной (0,01—0,02 мм) толщины, которая слагается чрезвычайно мелкими зернами карбоната и имеет волнистое погасание. В местах соприкосновения сгустков такая кайма обрамляет несколько сгустков или отдельные участки их скопления.

Как единичные сгустки, так и их скопления в теле строматолитов распределены неравномерно и обогащают неясно обособленные линзы, прослой и четковидные участки, чередование которых обуславливает общую нечеткую микроструктурность.

Сравнение *B. grumulosa* по мелкосгустковой микроструктуре, по форме и размерам сгустков, наличию у них осветленного ядра и иногда наблюдаемой светлой кайме близка к *B. gracilis* Kor.² Различаются они отсутствием светлых инкрустационных слоев у *B. grumulosa*, менее совершенным, местами прерывистым облеканием, а также присутствием неправильных столбиков и случаями сложного ветвления. От *B. lissa* Com., близкой по особенностям ветвления, *B. grumulosa* отличается гораздо более мелкими размерами сгустков и отсутствием шестоватых слоев, широко развитых у первой из упомянутых форм.

З а м е ч а н и е. Постройки *B. grumulosa* встречаются среди доломитов, песчаных доломитов и даже среди песчаников. В первом случае

¹ Произведено 450 замеров на 15 шлифах.

² При сравнении нашей формы с *B. gracilis* мы опирались не только на описание последней, данное И. К. Королук, но и на результаты дополнительного изучения голотипа и имеющихся в нашей коллекции топотипов *B. gracilis*.

постройки отличаются стабильностью морфологии, субвертикальным расположением столбиков, хорошо выраженным облеканием и четкой микроструктурой. В тех же случаях, когда межстолбиковое пространство заполнено песчаником или сильнопесчанистым карбонатом, в теле строматолита наблюдается значительное количество обломочных зерен, облекание боковой поверхности столбиков на значительных отрезках прерывается, а темные сгустки сливаются в однородную массу.

Материал. Большое количество образцов из 20 обнажений.

Распространение и возраст. Нижняя часть харауетехской свиты Хараулахского выступа (р. Лена, у пос. Чекуровка); нижняя часть хатыспытской свиты Оленекского поднятия (реки Хорбусуонка, Кютюнгде); основание старореченской свиты западного склона Анабарского массива (р. Котуйкан); нижняя подсвита юдомской свиты Юдомо-Майской прогиба (реки Белая и Юдома, Кыллахская гряда) и Учуро-Майской плиты (реки Мая, Учур и Большой Аим); миньская свита Северо-Байкальского нагорья (р. Чая), низы тинновской и жербинской свит Патомского нагорья (реки Лена, Жуя); нижняя часть порохтахской свиты западного склона Алданского шита (водораздел рек Олекмы и Токко), верхняя часть полесской серии Русской платформы (БССР, скважина Осиповичи). Юдомский комплекс, нижняя часть.

*Boxonia ingilica*¹ Komar et Semikhatov

Табл. XVIII, 3; табл. XIX, 1, 2

Boxonia ingilica: Семихатов и др., 1967а, стр. 1119, рис. 1, 1.

Голотип. ГИН АН СССР, обр. 3590/1, основание верхней подсвиты юдомской свиты («онколитовая» толща), р. Мая, пос. Нелькан. Юдомский комплекс, верхняя часть.

Описание. Изогнутые, реже прямые столбики высотой от нескольких сантиметров до 10—15 см с округлым поперечным сечением диаметром до 8—10 см. Столбики субвертикальные или наклоненные, в мелких биогермах расположенные веерообразно; реже коленчато-изогнутые. Ветвление наблюдается редко; дочерние столбики отходят от материнского под разными углами либо субпараллельны. Расстояние между столбиками колеблется в широких пределах. Облекание местами отсутствует.

Микроструктура определяется наличием различных по размеру сгустков темного пелитоморфного карбоната, сцементированных светлым тонкозернистым. Форма сгустков обычно округлая, округло-угловатая, овальная, реже неправильная, сильновытянутая либо рогульчатая. Размеры сгустков колеблются в широких пределах — от 0,025 до 0,375 мм, но обычно (83% замеренных сгустков²) составляют 0,05—0,20 мм (см. рис. 37).

Расстояние между сгустками соизмеримо с их диаметром или меньше его; часто сгустки тесно сближены, соприкасаются и образуют темную массу с губчатой текстурой, в которой контуры отдельных элементов различаются с большим трудом. Нередко внутренняя зона относительно более крупных сгустков осветлена по сравнению с очень тонкой (менее 0,03 мм) их периферической зоной, которая в таком случае отличается наиболее темной окраской, а иногда обнаруживает тонкое concentрическое сложение.

¹ Название дано по р. Ингили, в бассейне которой данная форма широко распространена.

² Произведено 440 замеров на десяти шлифах.

В теле строматолита неясно намечаются линзовидные и прерывистые слои толщиной от долей миллиметра до 2—3 мм, различающиеся плотностью расположения сгустков, а иногда и преобладающим их размером. Чередование этих слоев обуславливает общую нечеткую слоистость строматолита.

Сравнение. Преобладание столбов неправильной формы резко отличает описываемый вид от прочих боксоний. Разнятся они и по микроструктуре. Сгустки у *B. ingilica* крупнее, чем у *B. grumulosa* и *B. gracilis*. От *B. lissa*, имеющей также крупные сгустки, наша форма отличается отсутствием шестоватых слоев и менее четкой слоистостью.

Замечание. *B. ingilica* по форме столбика и прерывистому облеканию отличается от типичных боксоний. Однако общий характер микроструктуры описываемой формы сближает их, и мы условно включаем данную форму в состав группы *Voxonia*.

Материал. 14 образцов из шести обнажений.

Распространение и возраст. Верхняя подсвита (онколитовая толща) юдомской свиты Учуро-Майской плиты (реки Ингили, Мая у поселков Нелькан и Ципанда, приустьевая часть р. Аим), порохтахская свита (средняя часть) западного склона Алданского щита (р. Олекма). Юдомский комплекс, верхняя часть.

*Voxonia allahjunica*¹ Komar et Semikhatov

Табл. XIII, 1; табл. XIX, 3—5; табл. XX, 1

Voxonia allahjunica: Семихатов и др., 1967а, стр. 1119, рис. 1, 2.

Голотип. ГИН АН СССР, обр. 3590/2; нижняя часть верхней подсвиты юдомской свиты, р. Аллах-Юнь. Юдомский комплекс, верхняя часть.

Описание. Сравнительно мелкие субцилиндрические столбики с округлым поперечным сечением; диаметр 1—3 см. В пласте слагают небольшие биогермы, в которых столбики располагаются веерообразно или вертикально. Ветвление как путем простого распада материнского столбика на субпараллельные дочерние, так и более сложное, при котором в месте ветвления столбики слабо утолщаются и от этого утолщения под острыми углами расходятся два-три новых столбика. Межстолбиковое пространство обычно не более 1—2 см. Боковая поверхность столбиков совершенно гладкая, с многократным облеканием.

Микроструктура. Ее основным элементом являются мельчайшие округлые темные сгустки пелитоморфного карбоната. Размер их, как правило (89% имеющихся замеров²), не превышает 0,02 мм, а в виде исключения (11% замеров) составляет 0,030—0,035 мм (см. рис. 37).

Сгустки тесно сближены (расстояние между ними обычно меньше их диаметра) и разделяются участками очень тонкозернистого, относительно более светлого карбоната. Местами сгустки тесно прилегают друг к другу, теряя свои индивидуальные контуры, образуют темные тела неправильной лапчатой формы. Менее четко намечаются вытянутые полосы, отличающиеся относительно менее плотным расположением сгустков. Вместе с тем в теле строматолита, преимущественно в центральной части столбиков, наблюдаются линзовидные и четковидные прослойки, выполненные хорошо прозрачным мелкозернистым карбонатом. Толщина их колеблется в очень широких пределах (0,005—0,2 мм), гра-

¹ Название дано по р. Аллах-Юнь, из бассейна которого происходит голотип.

² Произведено 350 замеров сгустков на восьми шлифах.

ницы неправильные, мелкофестончатые, определяемые положением сгустков, слагающих темные слои (толщина 0,2—0,5 мм). Чередование тех и других обуславливает общую слоистость строматолита.

В краевой части столбика, в зоне толщиной около 0,10—0,15 мм, сгустки, слагающие темные слои, сильно уплотнены и создают «стенку», окружающую столбик.

Сравнение. *B. allahjunica* по наличию очень мелких сгустков, определяющих микроструктуру, близка к *B. grumulosa* и *B. gracilis*, но отличается от них прежде всего гораздо более мелкими размерами сгустков и отсутствием у них светлой оторочки. Кроме того, у описываемой формы нет инкрустационных и шестоватых слоев, присутствующих у *B. gracilis* и *B. lissa*, а облекание значительно более совершенное, чем у *B. grumulosa*. Последний признак, а также размер сгустков хорошо отличает *B. allahjunica* от *B. ingilica*.

Материал. Шесть образцов из двух обнажений.

Распространение и возраст. Верхняя подсвита (нижняя часть) юдомской свиты Юдомо-Майского прогиба (р. Аллах-Юнь), порохтахская свита (средняя часть) западного склона Алданского щита (водораздел рек Олекмы и Токко). В материале И. К. Королук и А. Д. Сидорова по Западному Прибайкалью — усатовская свита (р. Чуя) и верхняя подовита (верхняя часть) мотской свиты (р. Ада). Юдомский комплекс, верхняя часть.

ГРУППА *LINELLA* KRYLOV, 1967a

Linella: И. Н. Крылов, 1967a, стр. 37, 39.

Узловатые, бугристые, субцилиндрические или клубнеподобные столбики, нередко с пережимами и утолщениями. Ветвление сложное, облекание несовершенное, часто отсутствует.

Linella simica Krylov

Табл. XX, 2, 3; табл. XXI, 1, 2

Linella simica: Крылов, 1967a, стр. 41—43, табл. V, 1; табл. VI, 3—5; фиг. 21.

Голотип. ГИН АН СССР, № 3570/8, укская свита, правый берег р. Сим против г. Усть-Катав, Южный Урал.

Описание. Четко обособленные строматолитовые постройки, субвертикальные в биостромах и веерообразно расположенные в изолированных биогермах. В биостромах цилиндрические строматолитовые столбики диаметром до 8 см и с округлым поперечным сечением редко разветвляются на субпараллельные дочерние столбики меньшего диаметра. В изолированных биогермах, где диаметр столбиков обычно не превышает 2—3 см, ветвление характеризуется большей сложностью: столбики разветвляются на три-четыре дочерних столбика, расходящихся веерообразно, несколько расширяясь или сужаясь. При этом некоторые отростки, ответвляющиеся от материнского столбика под большим углом, слепо заканчиваются во вмещающей породе.

В биостромах строматолитовые столбики ровные, с мелкозубчатой боковой поверхностью, в биогермах — осложнены пологими бугорками. Облекание не совершенное, нередко отсутствует.

Микроструктура. Главным составным элементом микроструктуры являются темные округлые, овальные, реже линзовидные и угловатые сгустки пелитоморфного карбоната, неравномерно распределен-

ные в теле строматолита. Размер их колеблется в широких пределах: от 0,05 до 0,5 мм, а в редких случаях и более, но преобладают сгустки размером около 0,1—0,3 мм. Сгустки ориентированы по слоистости и обычно концентрируются в довольно четкие слои, которые прослеживаются от одного края столбика до другого не прерываясь, но меняя свою толщину от нескольких десятых долей миллиметра до 1,5—3,0 мм.

Темные слои разделены более светлыми слоями, менее выдержанными, сложенными тонкозернистым карбонатом. Толщина этих слоев, имеющих прихотливые очертания, достигает 2,0—2,5 мм, а их конфигурация всецело зависит от характера соотношения с темными сгустковыми слоями. Граница между ними, как правило, четкая, но иногда, видимо, в связи со вторичными процессами перекристаллизации, отмечается постепенный переход от светлого к темному сгустковому слою.

Сгустки в темных слоях распределены неравномерно и в отдельных его участках, образуя тела сложной конфигурации, теряют свои индивидуальные контуры. Такие участки сгущения и менее плотного расположения темных сгустков на общем фоне светлого тонкозернистого карбоната создают характерный сгустково-пятнистый рисунок микроструктуры.

Верхняя граница сгусткового слоя обычно более четкая и неровная, чем нижняя, местами фестончатая. Нижняя граница этого слоя довольно ровная, иногда несколько неясная.

В некоторых участках построек, а в редких случаях и на протяжении всей постройки, четкость деления на темные сгустковые и более светлые слои нарушается и микроструктура приобретает неслоистый сгустково-пятнистый характер.

Сравнение *L. simica* по микроструктуре очень близка к *L. ukka* Kryl. и определяемой И. Н. Крыловым (1967а, стр. 43, 52, 54) в тех же биогермах *Tungussia bassa* Kryl. Отличия названных форм состоят в преобладании более стройных ровных столбиков у *L. simica*. Учитывая, что названные формы часто указываются совместно и очень близки по своей микроструктуре, можно думать, что в дальнейшем, при изучении более полного материала их следует объединить в один вид, тем более что морфологические отличия их легко могут быть объяснены различным положением построек в биогерме.

З а м е ч а н и е. Изучение шлифов голотипа и топотипов *Linella simica* с Южного Урала и собранных нами образцов на р. Алдан показало, что, наряду с некоторым морфологическим различием, эти строматолиты обладают идентичной микроструктурой. Считая характер последней важнейшим диагностическим признаком для выделения формальных видов строматолитов, мы отождествляем наши экземпляры с уральскими.

М а т е р и а л. Пять образцов из двух обнажений.

Распространение и возраст. Укская свита Южного Урала, верхняя подсвита юдомской свиты северного склона Алданского щита (р. Алдан в районе устья р. Суннагин).

В материале И. К. Королюк и А. Д. Сидорова по Западному Прибайкалью — верхняя подсвита (верхняя часть) мотской свиты (р. Ада). Юдомский комплекс (в Сибири только верхняя часть).

Jurusania sibirica (Jakovlev)

Табл. XXI, 3—6

Gymnosolen sibiricus: Яковлев, 1934, стр. 589—590, рис. 1—3;*Jurusania sibirica*: Семихатов и др., 1967а, стр. 1120, рис. 1, 3;*Aldania sibirica*: Крылов, 1968, стр. 119, фиг. 5.

Голотип. Утерян.

Топотип. ГИН АН СССР, обр. 3590/3, верхняя часть юдомской свиты, р. Алдан в районе пос. Угино. Юдомский комплекс (верхняя часть).

Описание. Вертикальные, стройные субпараллельные столбики, нацело слагающие пласты-биостромы мощностью до 0,7 м. Столбики прямые, с округлым поперечным сечением. Диаметр каждого из них довольно выдержан, но изменяется от столбика к столбику в пределах 1,5—3,0 см. Расстояние между столбиками 0,3—1,5 см.

Боковая поверхность столбиков без облекания, довольно ровная или мелкозубчатая, иногда покрытая своеобразной более светлой пленкой. Отмечаются переходные мостики и участки слияния двух или нескольких соседних столбиков в результате перекрытия их единой пачкой микрослоев (толщиной в несколько сантиметров), которая выше вновь может распадаться на столбики. В основании биострома несколько соседних столбиков, как правило, объединяются одним общим цоколем.

Ветвление обычно простое, путем распада более широкого материнского столбика на два-три более узких субпараллельных. В очень редких случаях в месте разветвления отмечается довольно резкое отклонение одного из столбиков от обычного субвертикального положения и последующее его заметное расширение снизу вверх.

Микроструктура характеризуется наличием двух элементов.

1. Темных, несколько волнистых, в общем довольно тонких слоев, сложенных пелитоморфным или очень тонкозернистым карбонатом. Толщина их обычно (59% имеющихся замеров¹) составляет 0,10—0,15 мм, но может колебаться от 0,05 до 0,30 мм, причем слои толще 0,2 мм встречаются как исключение (12% замеров). По простираанию слои хорошо выдержаны; на некоторых участках соседние могут сближаться и даже сливаться, образуя единый более толстый слой, а затем вновь расходиться на довольно значительное расстояние. Благодаря этому слои имеют волнистый характер. Границы их со слоями второго типа обычно не вполне четкие.

2. Светлых невыдержанных по толщине, иногда линзовидных слоев, сложенных более светлым тонкозернистым карбонатом. Их толщина колеблется от 0,05 до 0,60 мм, но обычно составляет 0,10—0,30 мм (75% имеющихся замеров), так что в целом светлые слои в слоении строматолита преобладают над темными (рис. 38).

В светлых слоях на фоне тонкозернистого карбоната иногда присутствуют беспорядочно рассеянные округлые мелкие (0,02—0,08 мм) сгустки пелитоморфного карбоната. Подобные же сгустки могут наблюдаться и в межстолбиковом пространстве.

Сравнение. *J. sibirica* от прочих форм этой группы отличаются малой толщиной темных слоев, преобладанием в постройке светлых слоев, а также часто наблюдаемым объединением нескольких соседних столбиков единой пачкой микрослоев.

З а м е ч а н и е. Некоторые из описанных строматолитов, обладающие тесно сближенными поперечно-ребристыми столбиками, которые в боль-

¹ Произведено 180 пар замеров на восьми шлифах.

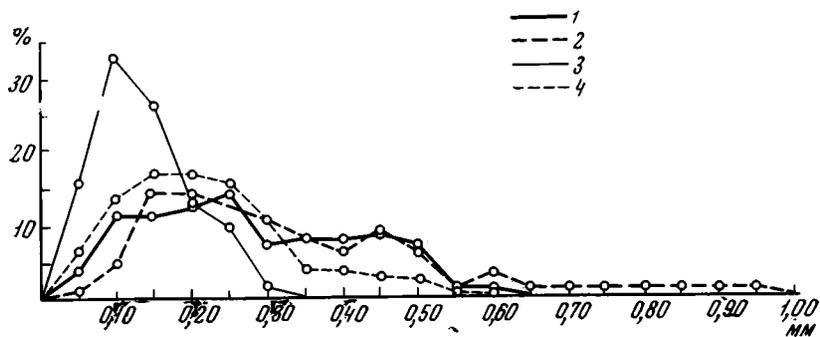


Рис. 38. Вариационные кривые толщины темных и светлых слоев у строматолитов группы *Jurusania* Kгу'.

1—2 — *J. judomica* (1 — темные слои, 2 — светлые слои); 3—4 — *Jurusania sibirica*; (3 — темные слои, 4 — светлые слои)

шом количестве отходят от общей пластовой корки-подушки, часто разветвляются у основания и более ровны в верхней части, И. Н. Крылов (1968, стр. 119) выделил в новую группу *Aldania*. Учитывая наличие всех переходных морфологических разностей между подобными постройками и представителями типичных *Jurusania* при идентичности их микроструктуры, мы не считаем возможным относить их к разным группам.

Материал. Десять образцов из трех обнажений.

Распространение и возраст. Верхняя подсвета юдомской свиты, р. Алдан у пос. Угино, обнажение в г. Алдан. В материале И. К. Корольюк и А. Д. Сидорова по Западному Прибайкалью — у кровли мотской свиты (р. Ада).

Jurusania judomica Komar et Semikhatov

Табл. XXII, 1—4

Jurusania judomica: Семихатов и др., 1967а, стр. 1120, рис. 1, 4.

Голотип. ГИН АН СССР, обр. 3590/4, нижня подсвета юдомской свиты Учуро-Майского района, р. Алдан, в 8 км выше устья р. Белой. Юдомский комплекс, нижняя часть.

Описание. Постройки представлены крупными, в плане сильно вытянутыми, овальными или округлыми столбами, в нижней части объединенными единым пластообразным цоколем. Высота столбов от 10—15 до 80—100 см, поперечное сечение меняется в пределах 5—15 см по короткой и 10—40 см по длинной оси. Столбики более или менее ровные, реже слабо искривленные или несколько расширяющиеся. Ветвление наблюдается очень редко и происходит путем простого распада широкого столбика на два более узких. Боковая поверхность без облекания, нередко окруженная как бы губчатой тонкой пленочкой.

В пластообразном цоколе слоистость слабоволнистая, унаследованная; мощность цоколя от нескольких сантиметров до 30—40 см. Соотношение толщины цоколя и высоты столбиков может варьировать в широких пределах.

Микроструктура столбов и цоколя определяется закономерным чередованием слоев двух типов.

1. Темные слабоволнистые слои, сложенные пелитоморфным карбонатом. Толщина их как в пределах одного слоя, так и от слоя к слою не выдержана и колеблется в широких пределах — от 0,05 до 0,8 и даже

Jurusania sibirica (Jakovlev)

Табл. XXI, 3—6

Gymnosolen sibiricus: Яковлев, 1934, стр. 589—590, рис. 1—3;

Jurusania sibirica: Семихатов и др., 1967а, стр. 1120, рис. 1, 3;

Aldania sibirica: Крылов, 1968, стр. 119, фиг. 5.

Голотип. Утерян.

Топотип. ГИН АН СССР, обр. 3590/3, верхняя часть юдомской свиты, р. Алдан в районе пос. Угино. Юдомский комплекс (верхняя часть).

Описание. Вертикальные, стройные субпараллельные столбики, нацело слагающие пласты-биостромы мощностью до 0,7 м. Столбики прямые, с округлым поперечным сечением. Диаметр каждого из них довольно выдержан, но изменяется от столбика к столбику в пределах 1,5—3,0 см. Расстояние между столбиками 0,3—1,5 см.

Боковая поверхность столбиков своеобразной более светлой пленкой. Отмечаются переходные мостики и участки слияния двух или нескольких соседних столбиков в результате перекрытия их единой пачкой микрослоев (толщиной в несколько сантиметров), которая выше вновь может распадаться на столбики. В основании биострома несколько соседних столбиков, как правило, объединяются одним общим цоколем.

Ветвление обычно простое, путем распада более широкого материнского столбика на два-три более узких субпараллельных. В очень редких случаях в месте разветвления отмечается довольно резкое отклонение одного из столбиков от обычного субвертикального положения и последующее его заметное расширение снизу вверх.

Микроструктура характеризуется наличием двух элементов.

1. Темных, несколько волнистых, в общем довольно тонких слоев, сложенных пелитоморфным или очень тонкозернистым карбонатом. Толщина их обычно (59% имеющихся замеров¹) составляет 0,10—0,15 мм, но может колебаться от 0,05 до 0,30 мм, причем слои толще 0,2 мм встречаются как исключение (12% замеров). По простираанию слои хорошо выдержаны; на некоторых участках соседние могут сближаться и даже сливаться, образуя единый более толстый слой, а затем вновь расходиться на довольно значительное расстояние. Благодаря этому слои имеют волнистый характер. Границы их со слоями второго типа обычно не вполне четкие.

2. Светлых невыдержанных по толщине, иногда линзовидных слоев, сложенных более светлым тонкозернистым карбонатом. Их толщина колеблется от 0,05 до 0,60 мм, но обычно составляет 0,10—0,30 мм (75% имеющихся замеров), так что в целом светлые слои в сложении строматолита преобладают над темными (рис. 38).

В светлых слоях на фоне тонкозернистого карбоната иногда присутствуют беспорядочно рассеянные округлые мелкие (0,02—0,08 мм) сгустки пелитоморфного карбоната. Подобные же сгустки могут наблюдаться и в межстолбиковом пространстве.

Сравнение. *J. sibirica* от прочих форм этой группы отличаются малой толщиной темных слоев, преобладанием в постройке светлых слоев, а также часто наблюдаемым объединением нескольких соседних столбиков единой пачкой микрослоев.

З а м е ч а н и е. Некоторые из описанных строматолитов, обладающие тесно сближенными поперечно-ребристыми столбиками, которые в боль-

¹ Произведено 180 пар замеров на восьми шлифах.

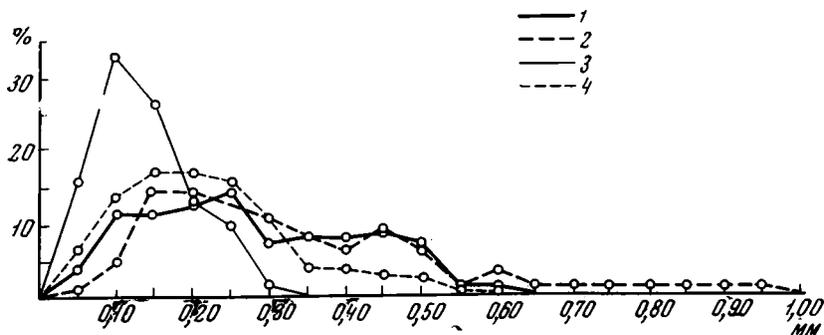


Рис. 38. Вариационные кривые толщины темных и светлых слоев у строматолитов группы *Jurusania* Kryt.

1—2—*J. judomica* (1—темные слои, 2—светлые слои); 3—4—*Jurusania sibirica*; (3—темные слои, 4—светлые слои)

шом количестве отходят от общей пластовой корки-подушки, часто разветвляются у основания и более ровны в верхней части, И. Н. Крылов (1968, стр. 119) выделил в новую группу *Aldania*. Учитывая наличие всех переходных морфологических разностей между подобными постройками и представителями типичных *Jurusania* при идентичности их микроструктуры, мы не считаем возможным относить их к разным группам.

Материал. Десять образцов из трех обнажений.

Распространение и возраст. Верхняя подсвета юдомской свиты, р. Алдан у пос. Угино, обнажение в г. Алдан. В материале И. К. Корольюк и А. Д. Сидорова по Западному Прибайкалью — у кровли мотской свиты (р. Ада).

Jurusania judomica Komar et Semikhatov

Табл. XXII, 1—4

Jurusania judomica: Семихатов и др., 1967а, стр. 1120, рис. 1, 4.

Голотип. ГИН АН СССР, обр. 3590/4, нижняя подсвета юдомской свиты Учуро-Майского района, р. Алдан, в 8 км выше устья р. Белой. Юдомский комплекс, нижняя часть.

Описание. Постройки представлены крупными, в плане сильно вытянутыми, овальными или округлыми столбами, в нижней части объединенными единым пластообразным цоколем. Высота столбов от 10—15 до 80—100 см, поперечное сечение меняется в пределах 5—15 см по короткой и 10—40 см по длинной оси. Столбики более или менее ровные, реже слабо искривленные или несколько расширяющиеся. Ветвление наблюдается очень редко и происходит путем простого распада широкого столбика на два более узких. Боковая поверхность без обложения, нередко окруженная как бы губчатой тонкой пленочкой.

В пластообразном цоколе слоистость слабоволнистая, унаследованная; мощность цоколя от нескольких сантиметров до 30—40 см. Соотношение толщины цоколя и высоты столбиков может варьировать в широких пределах.

Микроструктура столбов и цоколя определяется закономерным чередованием слоев двух типов.

1. Темные слабоволнистые слои, сложенные пелитоморфным карбонатом. Толщина их как в пределах одного слоя, так и от слоя к слою не выдержана и колеблется в широких пределах — от 0,05 до 0,8 и даже

Jurusania sibirica (Jakovlev)

Табл. XXI, 3—6

Gymnosolen sibiricus: Яковлев, 1934, стр. 589—590, рис. 1—3;*Jurusania sibirica*: Семихатов и др., 1967а, стр. 1120, рис. 1, 3;*Aldania sibirica*: Крылов, 1968, стр. 119, фиг. 5.

Голотип. Утерян.

Топотип. ГИН АН СССР, обр. 3590/3, верхняя часть юдомской свиты, р. Алдан в районе пос. Угино. Юдомский комплекс (верхняя часть).

Описание. Вертикальные, стройные субпараллельные столбики, нацело слагающие пласты-биостромы мощностью до 0,7 м. Столбики прямые, с округлым поперечным сечением. Диаметр каждого из них довольно выдержан, но изменяется от столбика к столбику в пределах 1,5—3,0 см. Расстояние между столбиками 0,3—1,5 см.

Боковая поверхность столбиков без облекания, довольно ровная или мелкозубчатая, иногда покрытая своеобразной более светлой пленкой. Отмечаются переходные мостики и участки слияния двух или нескольких соседних столбиков в результате перекрытия их единой пачкой микрослоев (толщиной в несколько сантиметров), которая выше вновь может распадаться на столбики. В основании биострома несколько соседних столбиков, как правило, объединяются одним общим цоколем.

Ветвление обычно простое, путем распада более широкого материнского столбика на два-три более узких субпараллельных. В очень редких случаях в месте разветвления отмечается довольно резкое отклонение одного из столбиков от обычного субвертикального положения и последующее его заметное расширение снизу вверх.

Микроструктура характеризуется наличием двух элементов.

1. Темных, несколько волнистых, в общем довольно тонких слоев, сложенных пелитоморфным или очень тонкозернистым карбонатом. Толщина их обычно (59% имеющихся замеров¹) составляет 0,10—0,15 мм, но может колебаться от 0,05 до 0,30 мм, причем слои толще 0,2 мм встречаются как исключение (12% замеров). По простиранию слои хорошо выдержаны; на некоторых участках соседние могут сближаться и даже сливаться, образуя единый более толстый слой, а затем вновь расходиться на довольно значительное расстояние. Благодаря этому слои имеют волнистый характер. Границы их со слоями второго типа обычно не вполне четкие.

2. Светлых невыдержанных по толщине, иногда линзовидных слоев, сложенных более светлым тонкозернистым карбонатом. Их толщина колеблется от 0,05 до 0,60 мм, но обычно составляет 0,10—0,30 мм (75% имеющихся замеров), так что в целом светлые слои в сложении строматолита преобладают над темными (рис. 38).

В светлых слоях на фоне тонкозернистого карбоната иногда присутствуют беспорядочно рассеянные округлые мелкие (0,02—0,08 мм) сгустки пелитоморфного карбоната. Подобные же сгустки могут наблюдаться и в межстолбиковом пространстве.

Сравнение. *J. sibirica* от прочих форм этой группы отличаются малой толщиной темных слоев, преобладанием в постройке светлых слоев, а также часто наблюдаемым объединением нескольких соседних столбиков единой пачкой микрослоев.

З а м е ч а н и е. Некоторые из описанных строматолитов, обладающие тесно сближенными поперечно-ребристыми столбиками, которые в боль-

¹ Произведено 180 пар замеров на восьми шлифах.

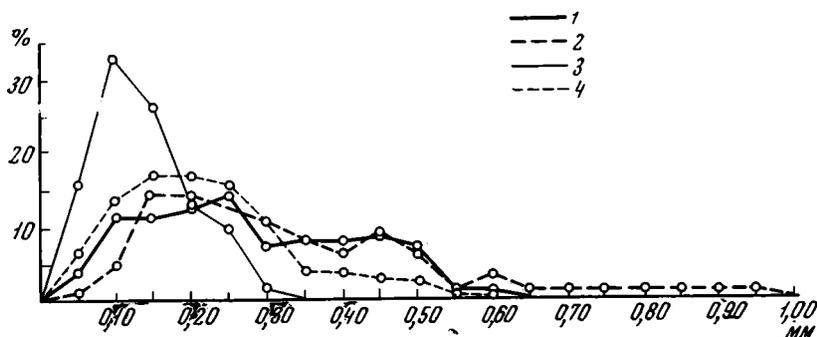


Рис. 38. Вариационные кривые толщины темных и светлых слоев у строматолитов группы *Jurusania* Kryl.

1—2—*J. judomica* (1—темные слои, 2—светлые слои); 3—4—*Jurusania sibirica*; (3—темные слои, 4—светлые слои)

шом количестве отходят от общей пластовой корки-подушки, часто разветвляются у основания и более ровны в верхней части, И. Н. Крылов (1968, стр. 119) выделил в новую группу *Aldania*. Учитывая наличие всех переходных морфологических различий между подобными постройками и представителями типичных *Jurusania* при идентичности их микроструктуры, мы не считаем возможным относить их к разным группам.

Материал. Десять образцов из трех обнажений.

Распространение и возраст. Верхняя подсвита юдомской свиты, р. Алдан у пос. Угино, обнажение в г. Алдан. В материале И. К. Корольюк и А. Д. Сидорова по Западному Прибайкалью — у кровли мотской свиты (р. Ада).

Jurusania judomica Komar et Semikhatov

Табл. XXII, 1—4

Jurusania judomica: Семихатов и др., 1967а, стр. 1120, рис. 1, 4.

Голотип. ГИН АН СССР, обр. 3590/4, нижняя подсвита юдомской свиты Учуро-Майского района, р. Алдан, в 8 км выше устья р. Белой. Юдомский комплекс, нижняя часть.

Описание. Постройки представлены крупными, в плане сильно вытянутыми, овальными или округлыми столбами, в нижней части объединенными единым пластообразным цоколем. Высота столбов от 10—15 до 80—100 см, поперечное сечение меняется в пределах 5—15 см по короткой и 10—40 см по длинной оси. Столбики более или менее ровные, реже слабо искривленные или несколько расширяющиеся. Ветвление наблюдается очень редко и происходит путем простого распада широкого столбика на два более узких. Боковая поверхность без обложения, нередко окруженная как бы губчатой тонкой пленочкой.

В пластообразном цоколе слоистость слабоволнистая, унаследованная; мощность цоколя от нескольких сантиметров до 30—40 см. Соотношение толщины цоколя и высоты столбиков может варьировать в широких пределах.

Микроструктура столбов и цоколя определяется закономерным чередованием слоев двух типов.

1. Темные слабоволнистые слои, сложенные пелитоморфным карбонатом. Толщина их как в пределах одного слоя, так и от слоя к слою не выдержана и колеблется в широких пределах — от 0,05 до 0,8 и даже

Jurusania sibirica (Jakovlev)

Табл. XXI, 3—6

Gymnosolen sibiricus: Яковлев, 1934, стр. 589—590, рис. 1—3;*Jurusania sibirica*: Семихатов и др., 1967а, стр. 1120, рис. 1, 3;*Aldania sibirica*: Крылов, 1968, стр. 119, фиг. 5.

Голотип. Утерян.

Топотип. ГИН АН СССР, обр. 3590/3, верхняя часть юдомской свиты, р. Алдан в районе пос. Угино. Юдомский комплекс (верхняя часть).

Описание. Вертикальные, стройные субпараллельные столбики, нацело слагающие пласты-биостромы мощностью до 0,7 м. Столбики прямые, с округлым поперечным сечением. Диаметр каждого из них довольно выдержан, но изменяется от столбика к столбику в пределах 1,5—3,0 см. Расстояние между столбиками 0,3—1,5 см.

Боковая поверхность столбиков без облекания, довольно ровная или мелкозубчатая, иногда покрытая своеобразной более светлой пленкой. Отмечаются переходные мостики и участки слияния двух или нескольких соседних столбиков в результате перекрытия их единой пачкой микрослоев (толщиной в несколько сантиметров), которая выше вновь может распадаться на столбики. В основании биострома несколько соседних столбиков, как правило, объединяются одним общим цоколем.

Ветвление обычно простое, путем распада более широкого материнского столбика на два-три более узких субпараллельных. В очень редких случаях в месте разветвления отмечается довольно резкое отклонение одного из столбиков от обычного субвертикального положения и последующее его заметное расширение снизу вверх.

Микроструктура характеризуется наличием двух элементов.

1. Темных, несколько волнистых, в общем довольно тонких слоев, сложенных пелитоморфным или очень тонкозернистым карбонатом. Толщина их обычно (59% имеющихся замеров¹) составляет 0,10—0,15 мм, но может колебаться от 0,05 до 0,30 мм, причем слои толще 0,2 мм встречаются как исключение (12% замеров). По простиранию слои хорошо выдержаны; на некоторых участках соседние могут сближаться и даже сливаться, образуя единый более толстый слой, а затем вновь расходиться на довольно значительное расстояние. Благодаря этому слои имеют волнистый характер. Границы их со слоями второго типа обычно не вполне четкие.

2. Светлых невыдержанных по толщине, иногда линзовидных слоев, сложенных более светлым тонкозернистым карбонатом. Их толщина колеблется от 0,05 до 0,60 мм, но обычно составляет 0,10—0,30 мм (75% имеющихся замеров), так что в целом светлые слои в сложении строматолита преобладают над темными (рис. 38).

В светлых слоях на фоне тонкозернистого карбоната иногда присутствуют беспорядочно рассеянные округлые мелкие (0,02—0,08 мм) сгустки пелитоморфного карбоната. Подобные же сгустки могут наблюдаться и в межстолбиковом пространстве.

Сравнение. *J. sibirica* от прочих форм этой группы отличаются малой толщиной темных слоев, преобладанием в постройке светлых слоев, а также часто наблюдаемым объединением нескольких соседних столбиков единой пачкой микрослоев.

З а м е ч а н и е. Некоторые из описанных строматолитов, обладающие тесно сближенными поперечно-ребристыми столбиками, которые в боль-

¹ Произведено 180 пар замеров на восьми шлифах.

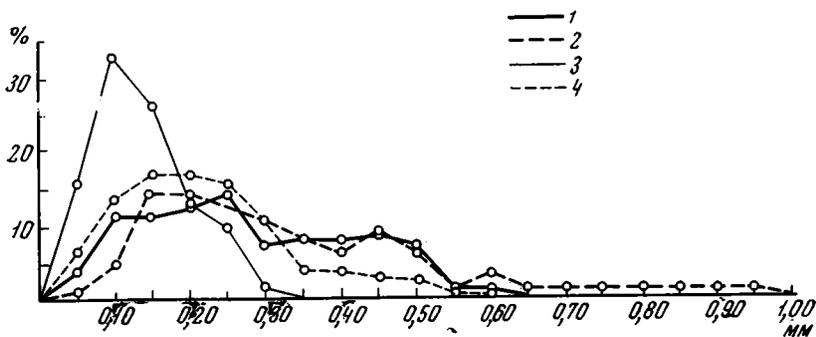


Рис. 38. Вариационные кривые толщины темных и светлых слоев у строматолитов группы *Jurusania* Kryl.

1—2 — *J. judomica* (1 — темные слои, 2 — светлые слои); 3—4 — *Jurusania sibirica*; (3 — темные слои, 4 — светлые слои)

шом количестве отходят от общей пластовой корки-подушки, часто разветвляются у основания и более ровны в верхней части, И. Н. Крылов (1968, стр. 119) выделил в новую группу *Aldania*. Учитывая наличие всех переходных морфологических различий между подобными постройками и представителями типичных *Jurusania* при идентичности их микроструктуры, мы не считаем возможным относить их к разным группам.

Материал. Десять образцов из трех обнажений.

Распространение и возраст. Верхняя подсвета юдомской свиты, р. Алдан у пос. Угино, обнажение в г. Алдан. В материале И. К. Корольюк и А. Д. Сидорова по Западному Прибайкалью — у кровли мотской свиты (р. Ада).

Jurusania judomica Komar et Semikhatov

Табл. XXII, 1—4

Jurusania judomica: Семихатов и др., 1967а, стр. 1120, рис. 1, 4.

Голотип. ГИН АН СССР, обр. 3590/4, нижня подсвета юдомской свиты Учуро-Майского района, р. Алдан, в 8 км выше устья р. Белой. Юдомский комплекс, нижняя часть.

Описание. Постройки представлены крупными, в плане сильно вытянутыми, овальными или округлыми столбами, в нижней части объединенными единым пластообразным цоколем. Высота столбов от 10—15 до 80—100 см, поперечное сечение меняется в пределах 5—15 см по короткой и 10—40 см по длинной оси. Столбики более или менее ровные, реже слабо искривленные или несколько расширяющиеся. Ветвление наблюдается очень редко и происходит путем простого распада широкого столбика на два более узких. Боковая поверхность без обложения, нередко окруженная как бы губчатой тонкой пленочкой.

В пластообразном цоколе слоистость слабоволнистая, унаследованная; мощность цоколя от нескольких сантиметров до 30—40 см. Соотношение толщины цоколя и высоты столбиков может варьировать в широких пределах.

Микроструктура столбов и цоколя определяется закономерным чередованием слоев двух типов.

1. Темные слабоволнистые слои, сложенные пелитоморфным карбонатом. Толщина их как в пределах одного слоя, так и от слоя к слою не выдержана и колеблется в широких пределах — от 0,05 до 0,8 и даже

1,0 мм, но наиболее обычна (85% имеющихся замеров¹) 0,1—0,5 мм (см. рис. 38). Темные слои то хорошо выдержаны и довольно ровные, то четковидные, слабоволнистые, а нередко распадаются на серию вытянутых в одну линию линз, в соответствии с чем структура меняется от пластинчатой к линзовато-пластинчатой и линзоватой.

Границы темных слоев не всегда четки, вероятно, за счет некоторой перекристаллизации их периферической зоны.

Элементы структуры темного слоя обычно неразличимы, и только в редких случаях в них намечаются тесно сближенные мельчайшие округлые, относительно более темные комочки.

2. Более светлые слои, сложенные мелкозернистым карбонатом. Форма их прихотлива и всецело определяется взаимным расположением темных слоев; толщина меняется от 0,1 до 1,5 мм, но в большинстве случаев (80% замеров) составляет 0,15—0,5 мм.

Сравнение. От типовой формы группы — *J. cylindrica* Kryl. и крайне близкой к ней по морфологии и микроструктуре *J. nivoensis* Raab. описываемая форма отличается отсутствием нижней осветленной зоны в темных слоях, характерной волнистостью их, большей толщиной светлых слоев, а также морфологией построек. На отличии *J. sibirica* от *J. judomica* мы останавливались выше.

Материал. 32 образца из 15 обнажений.

Распространение и возраст. Нижняя подсвита юдомской свиты Учуро-Майского района (реки Мая, Юдома и Белая; р. Алдан в районе Кыллахской гряды), нижняя часть харауетехской свиты Хараулахских гор (р. Лена), хатыспытская свита Оленекского поднятия (реки Дебенгда, Хорбусуонка). В материале И. К. Королюк и А. Д. Сидорова по Западному Прибайкалью — у основания карбонатной части мотской свиты (р. Ада) и в ее средней части (р. Куртун у пос. Топило), миньская свита (р. Чая). Юдомский комплекс, нижняя часть.

ГРУППА *PANISCOLLENIA* KOROLJUK, 1960

Paniscollenia emergens Комар

Табл. IX, 2; табл. XI, 4; табл. XXIII, 1—5

Paniscollenia emergens: Вл. А. Комар, 1966, стр. 96, 97, табл. XV, 4—6; табл. XX, 4.

Голотип. ГИН АН СССР, обр. 3577/21. Старореченская свита; восточный склон Анабарского массива (р. Большая Куонамка в районе устья р. Старой). Юдомский комплекс.

Описание. Куполовидные строматолитовые постройки с плоским основанием, расположенные на различном расстоянии друг от друга в пласте. Конфигурация построек в плане округлая, овальная или неправильная, со сложным фестончатым контуром. Высота их достигает 10—50 см, диаметр 10—90 см и более. Постройки в пласте или полностью разделены друг от друга вмещающей породой и имеют вид желваков, или соединены общими слоями в основании и в таком случае имеют общий протяженный цоколь.

Строматолитовые слои в нижней части постройки ровные или слабоволнистые, реже образуют бугры и впадины, а выше постепенно приобретают пологую выпуклость за счет некоторого утолщения в центральной части. К краю постройки слои либо утончаются и облекают боковую поверхность, либо слепо заканчиваются во вмещающей породе; часть слоев может вымолаживаться и проследиваться далее по пласту к соседним постройкам.

¹ Имеется 100 пар замеров на девяти шлифах.

Микроструктура определяется наличием мелких округлых или овальных темных сгустков пелитоморфного карбоната. Размеры их колеблются от 0,025 до 0,2 мм, но обычно (86% замеренных сгустков¹) они составляют 0,05—0,125 мм (рис. 39). Эти мелкие сгустки, сближаясь и сливаясь между собой, образуют более крупные (до 0,3—0,4 мм) сгустки, отличающиеся неправильной, обычно вытянутой, реже лапчатой формой.

Пространство между сгустками невелико и обычно не превышает 0,10—0,15 мм; оно выполнено относительно более светлым тонкозернистым карбонатом. Вместе с тем сгустки в теле строматолита распределены неравномерно, и в нем наблюдаются неясно ограниченные слои, несколько различающиеся по соотношению сгустков и цементирующего их карбоната; наличие их обуславливает общую слоистость строматолита.

В строматолитовых слоях (обычно более обогащенных сгустками), как правило, наблюдаются то более, то менее четко выраженные многочисленные светлые каналы, заполненные мелкозернистым карбонатом. Они имеют толщину 0,05—0,10 мм при длине до 1,5—2,0 мм и в общем однозначно ориентированы, протягиваясь примерно перпендикулярно к границе раздела строматолитовых слоев. Вместе с тем эти каналы слабо изгибаются, иногда разветвляются. Пронизывая строматолитовый слой, они разоблачают сгустки на сложные субвертикально вытянутые, иногда расщепляющиеся цепочки.

Сравнение. Описываемая форма по наличию мелких сгустков близка к *Paniscollenia magna* Ког., но отличается от нее менее четкой слоистостью, значительно большими размерами сгустков (последние у *P. magna* не превышают 0,06 мм) и наличием светлых каналов.

Материал. Более 80 образцов из 35 обнажений.

Распространение и возраст. Старореченская свита Анабарского массива (реки Котуйкан, Котуй, Кеняда, Большая и Малая Куонамка, Старая), хорбусуонкская серия Оленекского поднятия (реки: Хорбусуонка, Кютюнгде и др.), хараюетехская свита Хараулахского выступа (р. Лена), юдомская свита Учуро-Майского района (реки Мая, Ингили, Аим, Учур, Белая), порохтахская свита западного склона Алданского щита (реки Олекма, Токко), тинновская свита Патомского нагорья (р. Лена у пос. Нохтуйск). Юдомский комплекс.

ГРУППА *COLLENIELLA* KOROLJUK, 1960, EMEND. KOMAR, 1966

Colleniella singularis Komar

Табл. XI, 2, 3; табл. XII, 2—5; табл. XXIV, 1—5

Colleniella singularis: Комар, 1966, стр. 97—98, табл. XVI, 4, 5.

Голотип. ГИН АН СССР, обр. 3577/22, старореченская свита, южный склон Анабарского массива, р. Кеняда, Юдомский комплекс.

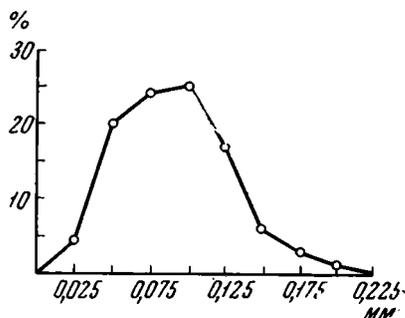


Рис. 39. Вариационная кривая величины сгустков у строматолитов *Paniscollenia emergens*

¹ Замерено 450 сгустков на 16 шлифах из юдомской, старореченской, хараюетехской и тинновской свит.

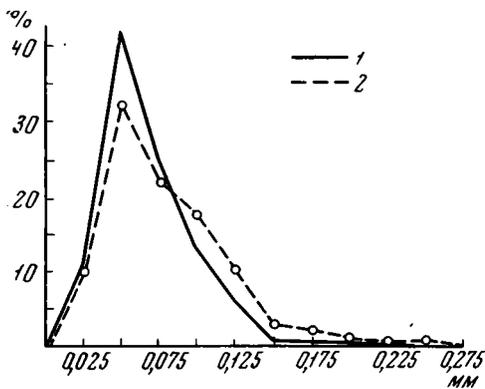


Рис. 40. Вариационные кривые толщины светлых и темных слоев у строматолитов *Colieniella singularis*

1 — темные слои; 2 — светлые слои

Описание. Уплотненные желвакообразные, караваеобразные либо пластообразные постройки шириной от 10—15 до 30—40 см и больше, высотой от нескольких сантиметров до 15—40 см. В пласте постройки могут располагаться на различных расстояниях одна от другой, но чаще сближены (2—20 см) и лишь в редких случаях полностью обособлены во вмещающей породе. Чаще соседние постройки объединены тем или иным количеством строматолитовых слоев, протягивающихся на большие расстояния. Строматолитовые микрослои очень четкие. В основании постройки они ровные, слабоволнистые, реже имеют неправильную

форму. Выше слои образуют отдельные унаследованные, реже унаследованные выпуклости и более узкие депрессии, амплитуда которых, как правило, возрастает вверх. Ширина выпуклых участков 3—6 см, депрессий — 0,5—2 см. В верхней части постройки сплошность строматолитовых слоев в депрессиях нередко нарушается, в результате чего образуются узкие (1—4 см) столбики, тесно приближенные друг к другу (0,5—1,5 см). В поперечном сечении они округлые, округло-угловатые, овальные, реже неправильные; высота их редко превышает 5—7 см. Боковая поверхность ровная, обычно без облекания, часты соединительные мостики.

Микроструктура четкая, определяется закономерным чередованием слоев двух типов.

1. Относительно более темные, несколько волнистые или ровные, хорошо выдержанные тонкие слои, сложенные пелитоморфным карбонатом. Толщина их обычно (91% имеющихся замеров¹) составляет 0,025—0,100 мм (рис. 40), причем основная масса слоев (67%) приходится на интервал 0,050—0,075 мм. В редких случаях (8%) встречаются слои толщиной 0,125—0,2 мм, в которых обычно удаётся распознать несколько тесно сближенных более тонких слоев. По простиранию такие более толстые слои иногда расщепляются на два-три слоя обычной толщины.

При хорошей сохранности видно, что темные слои состоят из прижатых друг к другу мельчайших (0,01—0,02, иногда до 0,06 мм) темных сгустков округлой формы, но обычно слои не обнаруживают деталей внутреннего строения. Темные слои нередко расположены зонально и образуют отдельные сгущения.

2. Более светлые слои, сложенные тонкозернистым карбонатом. Их толщина в зонах сгущения темных слоев колеблется в пределах 0,025—0,250 мм, но чаще (70% замеров) составляет 0,025—0,125 мм. Они обычно выдержаны, мало меняют свою толщину по простиранию и иногда содержат рассеянные мелкие сгустки, аналогичные описанным в составе темных слоев.

Сравнение. По микроструктуре *C. singularis* наиболее близка к *C. bella* Ког., описанной из нижнего кембрия Иркутского амфитеатра. Но у описываемой формы темные слои более толстые, чем у *C. bella*, и нередко обнаруживают сгустковую текстуру, а светлые слои более

¹ Замерена толщина 360 пар слоев на 15 шлифах.

тонкие. Резко различаются названные формы также наличием у *C. singularis* серий слоев, общих для нескольких построек, и случаями распада постройки в верхней части на столбики.

Материал. Более 60 образцов из нескольких десятков обнажений.

Распространение и возраст. Старореченская свита склонов Анабарского массива (реки Котуйкан, Котуй, Кеняда, Большая и Малая Куонамка, Старая и др.), туркутская свита Оленекского поднятия (реки Хорбусуонка, Кютюнгде), юдомская и порохтахская свиты склонов Алданского щита (реки Мая, Аим, Ингили, Учур, Олекма), тинновская свита Патомского нагорья (р. Лена). Юдомский комплекс. В материале И. К. Королюк и А. Д. Сидорова по Западному Прибайкалью — верхняя подсвита мотской свиты (р. Куртун у пос. Топило, реки Ада, Хидуса). Юдомский комплекс.

ГРУППА *GONGYLINA* KOMAR, 1966

*Gongylina nodulosa*¹ Komar et Semikhatov

Табл. XXV, 1—3

Gongylina nodulosa: Семихатов и др., 1967а, стр. 1120, табл. 1, 5.

Голотип. ГИН АН СССР, обр. 3590/5. Нижняя подсвита юдомской свиты Западного Приверхоянья; р. Чухоной. Юдомский комплекс.

Описание. Пластовые тела мощностью до 0,5 м и протяженностью до многих десятков метров, сложенные пологоволнистыми, хорошо выдержанными слоями. Унаследованность наслоений несовершенная. В вертикальном сечении некоторые пачки слоев образуют бугорки и впадины диаметром 1—5 см, иногда довольно резких очертаний, другие пачки почти горизонтальны или слабоволнисты.

Микроструктура определяется чередованием слоев двух типов.

1. Темные слабоволнистые протяженные слои, сложенные главным образом пелитоморфным карбонатом. Толщина каждого слоя сохраняется примерно постоянной, но от слоя к слою меняется в очень широких пределах (0,2—2 мм). При хорошей сохранности материала в продольных сечениях темных слоев, в свою очередь, различаются относительно более светлые и более темные, почти непрозрачные в шлифах участки. Более светлые имеют вид очень тонких (0,02—0,06 мм) извилистых, иногда как бы переплетающихся каналов, которые то линзовидно выклиниваются на сравнительно небольшом расстоянии, то протягиваются на 1—3 мм. Светлые каналы ориентированы по наслоению и разобщают слой на отдельные темные участки. Эти последние имеют веретеновидную, неправильно-удлиненную, округло-угловатую, реже округлую форму. Их величина обычно составляет 0,075—0,125 мм (67% имеющихся замеров²), но в целом колеблется в пределах 0,050—0,250 мм (рис. 41). По простиранию такие сгустки могут или сливаться, или, напротив, несколько расходиться, однако в общем образуют тесно сближенные и наслоенные друг на друга серии. Такая общая правильная картина наслоения местами нарушается тем, что светлые каналы, разделяющие темные сгустки, приобретают короткие линзовидные раздувы толщиной до 0,3 мм и более, за счет чего темные слои как бы раздвигаются и гофрируются. Чередование светлых и темных участков обуславливает общую волокнисто-узловую текстуру слоя.

При плохой сохранности материала элементы текстуры темного слоя не различаются, иногда темные его компоненты в результате перекры-

¹ От *nodulosa* (лат.) — узловатая.

² Замерены размеры 100 сгустков на четырех шлифах.

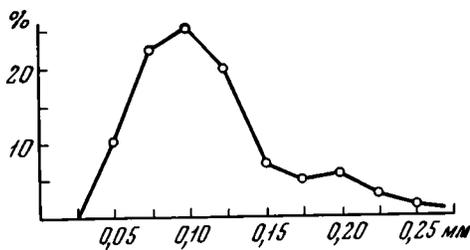


Рис. 41. Вариационная кривая величины сгустков у строматолитов *Gongylina nodulosa*

сталлизации постепенно поглощаются относительно более светлыми его элементами или светлыми слоями.

2. Светлые слои, сложенные тонкозернистым карбонатом, более толстые, чем темные, плохо выдержаны по простиранию, нередко плавно выклиниваются либо обрываются. Толщина их как в пределах одного слоя, так и от одного слоя к другому варьирует в широких пределах — от де-

сятых долей миллиметра до нескольких миллиметров.

В светлых слоях неравномерно рассеяны темные сгустки, по форме, размерам и составу аналогичные сгусткам пелитоморфного карбоната темных слоев. Количество этих сгустков иногда заметно возрастает в верхней и нижней периферических зонах светлых слоев, где они, заметно сближаясь, образуют вытянутые тела, по очертаниям и строению напоминающие темные слои.

Сравнение. От прочих гонгилин описываемая форма отличается толщиной темных слоев, размерами, взаимным расположением и формой слагающих их сгустков, а также наличием описанных выше каналов.

Материал. Десять образцов из восьми обнажений.

Распространение и возраст. Юдомская свита Учуро-Майского района (реки Мая, Юдома, Манакан, Чуханой). Юдомский комплекс.

*Congylina urbanica*¹ Komar et Semikhatov forma nova.

Табл. XIII, 3; табл. XXVI, 1—3

Голотип. ГИН АН СССР, обр. 3590/36, верхняя подсвита юдомской свиты северного склона Алданского щита (г. Алдан). Юдомский комплекс.

Описание. Постройка — пласт мощностью 15 см и значительной протяженности. Слоистость ясная, незакономерно слабо волнистая. Наслоение плохо унаследованное.

Микроструктура очень четкая, определяемая частым чередованием слоев двух типов.

1. Темные, хорошо выдержанные слои, состоящие из тесно сближенных в шлифе, плохо прозрачных округлых сгустков пелитоморфного карбоната. Размеры их колеблются от 0,14 до 0,070 мм, но сгустки крупнее 0,042 мм встречаются как исключение (6% замеров²; рис. 42). В слое сгустки также обычно расположены в один ряд, соприкасаются между собой и образуют четкие протяженные цепочки. Реже сгустки ориентированы беспорядочно. В соответствии с этим толщина темных слоев в большинстве случаев не превосходит диаметра сгустков.

2. Относительно более светлые, также хорошо выдержанные слои, сложенные тонкозернистым карбонатом, среди которого иногда наблюдаются отдельные сгустки, аналогичные описанным. Толщина этих слоев обычно составляет 0,03—0,05 мм и остается примерно выдержанной по простиранию одного слоя.

Периодически, через пять-шесть пар слоев, наблюдается один прерывистый, гораздо более толстый (до 0,1—0,15 мм) светлый слой, воз-

¹ Названная форма найдена в обнажении в г. Алдан.

² Произведено 150 замеров величины сгустков на одном шлифе.

никающий благодаря раскристаллизации и заполнению его вторичным светлым зернистым карбонатом. Наличие таких светлых слоев, разобщающих более тонкие светлые и темные слои примерно на одинаковые по толщине пачки, придает общему рисунку микроструктуры ярко выраженный зональный характер.

С р а в н е н и е. Четко выраженное однорядное расположение сгустков в темных слоях, малая толщина как темных, так и светлых слоев хорошо отличают данную форму от других гонгилин.

М а т е р и а л. Один образец из одного обнажения.

Р а с п р о с т р а н е н и е и в о з р а с т. Верхняя подсвита юдомской свиты северного склона Алданского щита (г. Алдан). Юдомский комплекс, верхняя часть.

Описанные виды строматолитов в Учуро-Майском районе приурочены только к юдомской свите. Лишь один из них (*Gongylina urbanica*) пока неизвестен в других районах, а

остальные имеют более широкое географическое распространение, встречаясь в ряде районов Сибири, а некоторые — и за ее пределами. При этом рассматриваемые виды вне юдомской свиты обычно встречаются не поодиночке, а в определенных сочетаниях, представляющих юдомский комплекс строматолитов. За пределами Учуро-Майского района наиболее полно комплекс представлен в мотской свите Западного Прибайкалья, где в его составе И. К. Королук и А. Д. Сидоров определяют пять форм: *Jurusania judomica*, *Jur. sibirica*, *Linella simica*, *Bexonia allahjuni-са* и *Colleniella singularis*.

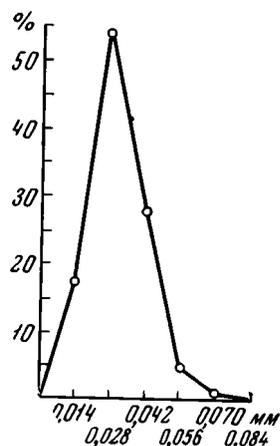


Рис. 42. Вариационная кривая величины сгустков у строматолитов *Gongylina urbanica*

Глава VI

ЮДОМСКИЙ КОМПЛЕКС И ЕГО РАСЧЛЕНЕНИЕ

Межрегиональной корреляции наиболее молодых горизонтов верхнего докембрия Сибири в последние годы в той или иной мере касались многие исследователи (Келлер, Соколов, 1962; Спизарский, 1962, 1963; Журавлева, Комар, 1962; Семихатов и др., 1963; Стратиграфия СССР, 1963; Коников, Маньковский, 1964; Мусатов, Волобуев, 1964; Соколов, 1964; Журавлева, 1964; Жарков, Хоментовский, 1965; Комар, 1966; Келлер и др., 1967; Нужнов, 1967; Хоментовский и др., 1967; и др.). В результате этих работ была установлена общая одновозрастность юдомской свиты Учуро-Майского района, старореченской свиты Анабарского массива, хорбусуонкской серии Оленекского поднятия, харауетехской свиты Хараулахского выступа и ряда других толщ в смежных районах Сибири. Известно, что все эти толщи стали рассматриваться как представители четвертого подразделения верхнего докембрия нашей страны, получившего название вендского (Келлер, Соколов, 1962; Соколов, 1964) или юдомского (Журавлева, Комар, 1962) комплекса.

Основными критериями для выделения и корреляции вендских или юдомских отложений служили: 1) сходство их стратиграфического и структурного положения под палеонтологически охарактеризованными нижними горизонтами нижнего кембрия; 2) наличие в них определенной ассоциации органических остатков (главным образом микрофитолитов, а также строматолитов), которая в ниже- и вышележащих отложениях сменяется иными ассоциациями; 3) близкие значения имеющихся весьма немногочисленных определений изотопного возраста, не выходящие за пределы 675 ± 25 — 570 ± 10 млн. лет; 4) наблюдаемое в ряде случаев сходство литологического состава.

Значение каждого из этих критериев для обособления и телекорреляции рассматриваемых толщ далеко не равноценно, и ведущая роль, несомненно, принадлежит биостратиграфическим данным. Однако на практике из-за недостатка других критериев решающая роль нередко отводилась структурным соотношениям свит. В результате¹ нижняя граница венда в Сибири стала датироваться резко различно, и в это подразделение оказались включенными заведомо разновозрастные толщи, одни из которых в свете современных данных действительно отвечают юдомской свите, а другие резко превосходят ее по объему и

¹ Подробнее этот вопрос рассмотрен в работах Б. М. Келлера и др. (1967), Б. М. Келлера и М. А. Семихатова (1968).

заходят в верхний рифей (тасеевская серия Енисейского кряжа) и даже в более глубокие части докембрия (карагасско-оселочная серия Присяянья и др.).

Эти ошибки во многом были предопределены объективными особенностями строения верхнего докембрия различных районов Средней Сибири, а в ряде случаев — неудачным выбором (Конилов, Маньковский, 1964; Жарков, Хоментовский, 1965) типовых разрезов. Как известно, в Средней Сибири выделяются две основные группы разрезов расширяемых толщ. Для одной из них, развитой на Севере Сибирской платформы, в Учуро-Майском и Туруханском районах, отчасти в Патомском нагорье, характерны преимущественно карбонатные отложения, относительно небольшие мощности, олигомиктовый состав присутствующих в небольшом количестве терригенных пород и обилие строматолитов и микрофитолитов. Верхняя граница возрастных аналогов юдомской свиты в ряде районов, как и в стратотипической местности, надежно маркируется появлением раннетоммотского (суннагинского и кенядинского) комплекса скелетной фауны, а нижняя обычно совпадает с поверхностью несогласия, срезающего верхнерифейские и более древние толщи.

Во второй группе разрезов, развитой на юго-западной и южной окраинах Сибирской платформы и в ее обрамлении (Присяянья, Енисейский кряж, Игарский район), аналоги юдомской свиты при настоящем уровне знаний выделяются лишь условно. Они входят в состав мощных, существенно терригенных, главным образом красноцветных толщ, которые содержат лишь редкие органические остатки и имеют единичные определения изотопного возраста. Границы юдомских и вендских отложений здесь проводятся весьма условно и неоднозначно в схемах различных авторов (Стратиграфия СССР, 1963; Жарков, Хоментовский, 1965; Анатольева и др., 1966; Семихатов, Хоментовский, 1964; Келлер и др., 1967; Волобуев и др., 1964; и др.). Положение этих границ обычно обосновывают различными историко-геологическими данными, и лишь в Игарском районе, благодаря находкам фауны нижних горизонтов томмотского яруса, подошва кембрия фиксируется объективно.

Рассмотрение аналогов юдомской свиты по всей Сибири не входит в нашу задачу. Ниже мы коснемся увязки типового подразделения комплекса лишь с богато палеонтологически охарактеризованными толщами некоторых районов распространения его разрезов первой группы. Это позволит не только подкрепить некоторые из предлагавшихся ранее схем сопоставления названных толщ (в частности, схему, принятую Уфимским совещанием 1967 г.), но и сделать дальнейший шаг вперед на пути расчленения юдомского комплекса на палеонтологической основе.

Детальной увязке разрезов юдомского комплекса Северной и Восточной Сибири во многом способствуют установленные выше закономерности размещения различных типов разрезов в стратотипической местности, которые отражают какие-то общие особенности геологического развития восточного края Сибирской платформы и ее обрамления. Следовательно, можно думать, что и на значительном удалении от Учуро-Майского района в одноименной структурной позиции разновозрастные толщи будут представлены гомофациальными отложениями. Это открывает возможности использовать для корреляции (при наличии палеонтологического контроля) и литостратиграфические данные.

Двигаясь вдоль восточного края Сибирской платформы к северу от последних выходов юдомской свиты в междуречье Белой и Тыры, мы встречаем возрастные аналоги этой свиты в пределах Хараулахского выступа. Здесь на палеонтологически доказанных верхнерифейских доломитах сизтачанской свиты с размывом залегает харауетехская свита, расчленяющаяся на три толщи (Коробов, 1963; Комар, 1966).

Нижняя терригенно-доломитовая толща мощностью 30 м содержит в основании 10-метровую пачку косослоистых кварцевых песчаников и гравелитов, которые выше сменяются тонкозернистыми серыми и розоватыми доломитами (5 м), а затем зеленоватыми и бордовыми мергелями и аргиллитами (15 м).

Средняя, 90-метровая терригенно-известняковая толща сложена главным образом плитчатыми темно-серыми и черными битуминозными доломитовыми известняками с 5-метровым пластом кварцевых песчаников в основании. Непосредственно выше этого пласта наблюдаются серые доломиты с *Voxonia grumulosa* Kom., а выше по разрезу — с *Jurusania judomica* Kom. et Semikh. Верхняя 250-метровая толща харауетехской свиты представлена светло-серыми и серыми мелкозернистыми грубоплитчатыми и массивными доломитами. В нижней ее части, где преобладают пористые разности, отмечаются прослой строматолитовых доломитов с *Paniscollenia emergens* Kom., а по всему разрезу — микрофитолиты *Vesicularites bothridioformis* (Krasnop.), *Ves. lobatus* Reitl., *Ves. concretus* Z. Zhur., *Vermiculithes irregularis* (Reitl.), *Osagia minuta* Z. Zhur. (Журавлева, 1964).

Стратиграфически выше с размывом залегают отложения тюсерской свиты. Они начинаются горизонтом зеленовато-серых песчаников и конгломератов изменчивой мощности (3—30 м), а выше следуют серые известняки (3 м) с фауной зоны *Ajacyathus sunnaginicus* — *Tiksithecalicis* и налегающие на них пестроцветные известняки и аргиллиты с фауной более высоких зон нижнего кембрия (Коробов, 1965; Журавлева, Коршунов, 1965; Миссаржевский, 1967). Несмотря на то, что в базальных слоях тюсерской свиты кембрийская фауна отсутствует, обычно принимается, что нижняя граница кембрия в Хараулахском выступе проходит по подошве этой свиты. В свете новых данных по Анабарскому массиву (см. ниже), вероятно, более правильно было бы проведение данной границы несколько выше, по подошве известняков с раннетомотскими ископаемыми, как это было принято в решениях Уфимского совещания по докладу В. В. Хоментовского, В. Ю. Шенфиля и М. С. Якшина¹.

Нахождение в доломитовой толще харауетехской свиты *Paniscollenia emergens* и перечисленных выше микрофитолитов доказывает принадлежность этой части свиты к юдомскому комплексу, а наличие в более низких ее горизонтах *Voxonia grumulosa* и *Jurusania judomica* позволяет видеть в них аналоги нижеюдомских отложений. Несомненное сходство в составе и последовательности напластований пород сравниваемых свит позволяет наметить их тесную увязку и на основании литостратиграфических данных.

Нетрудно видеть, что харауетехская свита по своему строению наиболее близка к разрезам юдомской свиты одноименного типа, в особенности к тем из них, которые характеризуют северо-западную часть Юдомо-Майского прогиба (район устья р. Малой Сахары — Кыллахская гряда — низовье р. Белой; рис. 43). В самом деле, в упомянутых разрезах выше базальных песчаников залегает доломитовая или известняково-доломитовая толща, которая перекрывается существенно терригенным горизонтом. Он играет роль одного из реперов при увязке среднемайского и юдомского типов разрезов (см. рис. 17) и в ряде мест содержит биогермы *Voxonia grumulosa*. Три перечисленных члена разреза юдомской свиты легко увязываются соответственно с нижней и верхней пачками базальной толщи харауетехской свиты и низами второй ее толщи (см. рис. 43). Выше в типовых разрезах наблюдается

¹ Ныне этот доклад опубликован в журнале «Геология и геофизика», 1969, № 3.

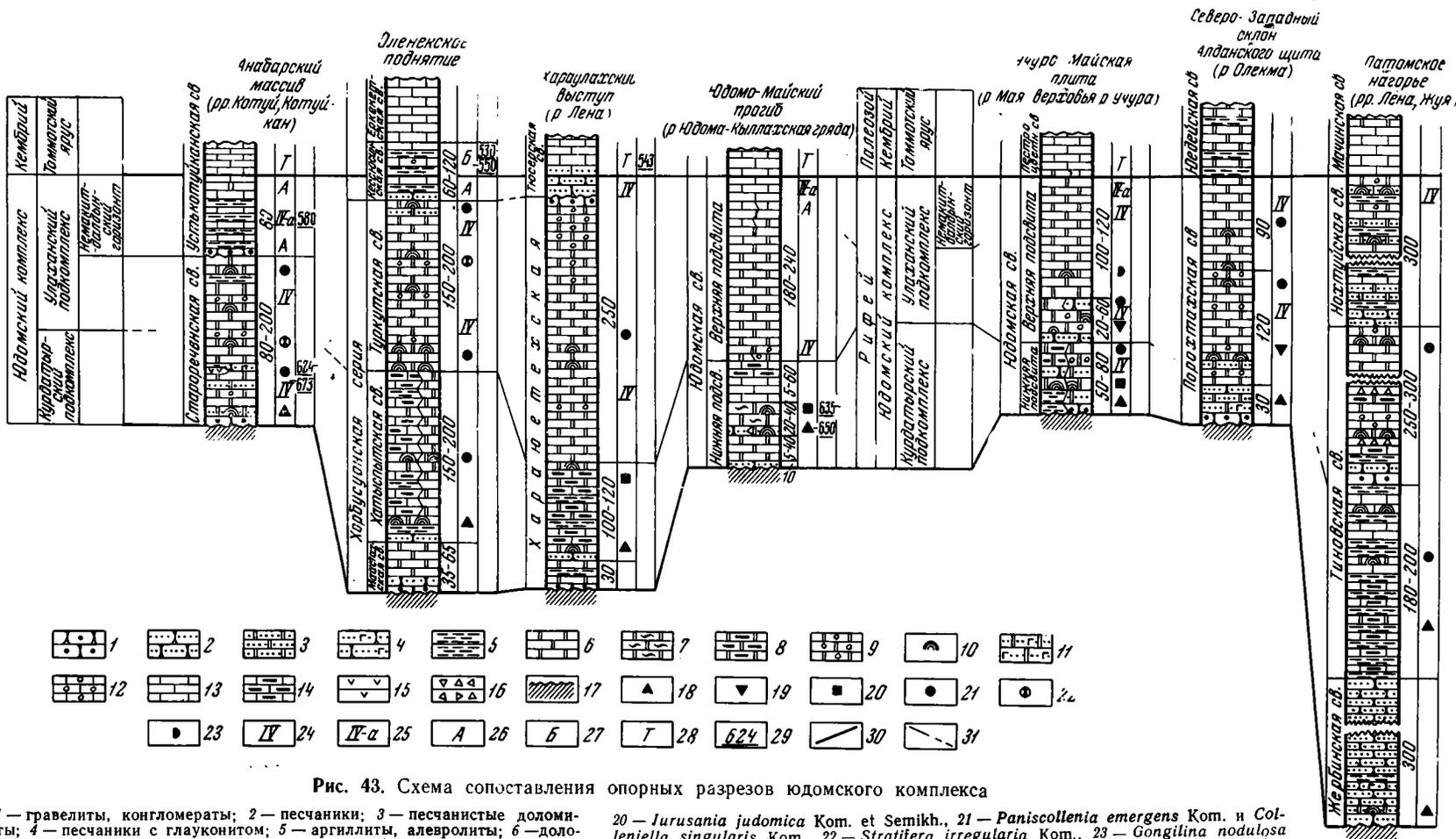


Рис. 43. Схема сопоставления опорных разрезов юдомского комплекса

1 — гравелиты, конгломераты; 2 — песчаники; 3 — песчаные доломиты; 4 — песчаники с глауконитом; 5 — аргиллиты, алевролиты; 6 — доломиты; 7 — кремнистые доломиты, лидиты; 8 — битуминозные доломиты; 9 — микрофитолитовые доломиты; 10 — строматолиты; 11 — доломиты с глауконитом; 12 — микрофитолитовые известняки; 13 — известняки; 14 — битуминозные известняки; 15 — линзы гипса; 16 — карбонатные брекчи; 17 — разновозрастные доюдомские отложения; 18—28 — находки органических остатков: 18 — *Boxononia granulosa* Kom., 19 — *Boxononia irregularis* Kom. et Semikh.,

20 — *Jurusania judomica* Kom. et Semikh., 21 — *Panicollenia emergens* Kom. и *Coleniella singularis* Kom., 22 — *Stratifera irregularia* Kom., 23 — *Gongilina nodulosa* Kom. et Semkh., 24 — четвертый (юдомский) комплекс микрофитолитов, 25 — *Nubecularites abustus* Zhur., 26 — *Anabarites trisulcatus* Miss. (на Анабарском массиве и водоросли *Epiphyton* и др.), 27 — *Latouchella* sp., *Anabarites tripartitus* Miss., 28 — фауна зоны *Ajaciocyathus surnaginicus* — *Tiksiheca licis* томмотского яруса; 29 — K-Ar возраст по глаукониту (в млн. лет); 30 — границы юдомского комплекса; 31 — границы подразделений юдомского комплекса

пестроцветная кремнистая пачка с *Jurusania judomica*, не имеющая го-мофациальных аналогов в хараюетехской свите. В составе последней на доломитах с *Voxonia grumulosa* залегают темные тонкоплитчатые доломитовые известняки с *Jurusania judomica*, внешне очень похожие на битуминозные породы, которые венчают нижнеюдомскую подсвиту в Юдомо-Майском прогибе и частично замещают собой пестроцветные кремнистые отложения. Стратиграфически выше в сравниваемых разрезах залегают чрезвычайно сходные мелкозернистые доломиты, заключающие большое количество микрофитоцитов.

Учитывая, что в Учуро-Майском районе юдомские отложения вверх постепенно переходят в слои с фауной зоны *Ajacyathus sunnaginicus*, а хараюетехские толщи отделены от тех же слоев размывом и пластом песчаников, можно думать, что наиболее высокие горизонты юдомской свиты не находят своих аналогов в составе хараюетехской, однако оценить эту разницу объемов при настоящем уровне знаний не представляется возможным.

Разобранное сходство в строении столь удаленных разрезов, конечно, не является случайностью и объясняется подобием палеоструктурного положения Хараулахского и Кыллахского выступов.

Более внутренним зонам Сибирской платформы отвечает разрез Оленекского поднятия. Здесь на палеонтологически и радиологически доказанных (Журавлева, 1964; Комар, 1966; Гаррис и др., 1964; Казаков и др., 1965) верхнерифейских и более древних отложениях с резким структурным несогласием (Леонов и др., 1965) располагается хорбусуонкская серия. Она расчленяется на три свиты: маастакскую, хатыспытскую и туркутскую, которые хорошо сопоставляются, соответственно, с нижней, средней и верхней толщами хараюетехской свиты Хараулахского выступа (Комар, 1966).

Нижняя, маастакская свита (35—65 м) представлена базальным горизонтом косослоистых, в основном кварцевых конгломератов, гравелитов и песчаников изменчивой мощности (2—30 м) и вышележащей пачкой однообразных желтых окремненных мелкозернистых доломитов (20—30 м).

Согласно залегающая выше хатыспытская свита в северо-восточных, типовых для нее разрезах представлена 160-метровой толщиной темных плитчатых битуминозных тонкозернистых известняков, содержащих прослой (до 5 м) серых доломитов. В основании свиты повсеместно прослеживается 2—4-метровый пласт косослоистых кварцевых песчаников, сменяющихся выше маломощной пачкой (6 м) алевролитов и глинистых мелкозернистых доломитов с многочисленными линзовидными биогермами *Voxonia grumulosa* Ком. В средней части свиты отмечаются *Jurusania judomica* Ком. et Semikh., *Paniscollenia emergens* Ком., а также определенные Б. С. Соколовым (1964) *Rangea* sp. В крайних юго-западных разрезах темные битуминозные известняки этой свиты полностью замещаются серыми массивными доломитами (Комар, 1966) подобно тому, как это имеет место в нижней части юдомской свиты при переходе от юдомских разрезов к среднемайским. В этих доломитах содержатся *Voxonia grumulosa* Ком., *Jurusania judomica* Ком. et Semikh.

Туркутская свита, венчающая разрез хорбусуонкской серии, представлена довольно мощной (150—200 м) толщиной однообразных серых и желтовато-серых грубоплитчатых мелкозернистых доломитов, среди которых преобладают косослоистые, пористые, микрофитоцититовые, строматолитовые, а в нижней части и песчанистые разновидности. Здесь содержатся *Paniscollenia emergens* Ком., *Colleniella singularis* Ком., *Stratifera irregularia* Ком. К этой же свите приурочены почти все находки четвертого комплекса микрофитоцитов: *Vesicularites bothrydioformis* (Красноп.), *Ves. lobatus* Reitl., *Vermiculites irregularis* (Reitl.)

и др. (Журавлева, 1964). В литературе имеются указания на то, что возраст глауконита из туркутской свиты составляет 675 млн. лет. Однако правильность привязки этого образца вызывает сомнения.

Стратиграфически выше с размывом залегают терригенно-карбонатные отложения кессюсинской свиты. Их возраст по глаукониту составляет 535—550 млн. лет. Они перекрываются еркекетской свитой, в основании содержащей богатый комплекс ископаемых средней части томотского яруса. В верхней, известняковой части кессюсинской свиты, по данным геологов СНИИГГиМСа, содержатся лишь редкие *Latouchella* sp. и *Anabarites tripartitus* Miss. (определения В. В. Миссаржевского), позволяющие говорить о раннетоммотском возрасте, а в нижней, терригенно-карбонатной ее части — *An. trisulcatus* Miss. Эти данные, а также геологические аналогии позволяют сопоставлять нижнюю часть кессюсинской свиты с наиболее высокими слоями докембрия Анабарского массива, выделяемыми под названием немакит-далдынского горизонта (см. ниже). Как уже говорилось, аналоги последнего по находкам *Al. trisulcatus* Miss. и *Nubecularites antis* Z. Zhur. намечаются в самой верхней части юдомской свиты. Что же касается нижележащей, основной по объему части последней, то она по всем признакам надежно увязывается с хорбусуонкской серией и отвечающей ей хараюетехской свитой. С нижнеюдомской подсвитой при этом по палеонтологическим данным (*Boxonia grumulosa*, *Jurusaniania judomica*) коррелируются маастакская и хатыспытская свиты. Эта корреляция имеет большое значение, так как показывает, что уровень находки *Rangea* sp. в типовых разрезах юдомского комплекса приходится на средние горизонты нижней подсвиты.

На склонах Анабарского массива к юдомскому комплексу относятся старореченская свита и немакит-далдынский горизонт. Упомянутая свита несогласно налегает на разновозрастные образования от кристаллических пород архея до палеонтологически доказанного верхнего рифея (Журавлева, Комар, 1962; Комар, 1964, 1966). Она представлена однообразной толщей светлых коричневатых, желтоватых и синеватых доломитов, в значительной мере строматолитовых. В ряде разрезов в ее основании наблюдается 5-метровый пласт косослончатых песчаников, которому в других участках отвечают линзы аргиллитов и конгломерато-брекчий. К нижней части свиты приурочена основная масса микрофитолитовых разновидностей доломитов, заключающих *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *Ves. lobatus* Reitl., *Ves. compositus* Z. Zhur., *Vermiculites tortuosus* Reitl., *Ver. irregularis* (Reitl.). Здесь же присутствуют единичные *Boxonia grumulosa* Kom. На р. Котуй на этом уровне встречены линзы и пласты сульфатов, а на р. Котуйкан — щели от выщелачивания кристаллов гипса.

В вышележащей части свиты широко распространены глинистые доломиты, мергели и аргиллиты, наиболее обильные в ее средней части. По всему разрезу развиты массовые *Paniscollenia emergens* Kom., *Coleniella singularis* Kom., *Stratifera irregularia* Kom. Изотопный возраст глауконита из нижних горизонтов старореченской свиты на р. Котуйкан составляет 624—673 млн. лет. Мощности меняются в пределах 45—200 м, в целом сокращаясь при приближении к северо-западному склону массива за счет выклинивания нижних горизонтов свиты (Миссаржевский, 1967).

На старореченской свите согласно или с местным размывом залегают мощная толща пестроокрашенных глинисто-карбонатных пород, которую ранее целиком относили к нижнему кембрию (Савицкий и др., 1959; Савицкий, 1962а, б; Журавлева, Комар, 1962; Комар, 1966), хотя В. Е. Савицкий (1962а) и отмечал, что суннагинский и коньядинский комплексы ископаемых появляются выше подошвы этих пестроцветных отложений. Их нижняя часть на северо-западном склоне Анабарского

массива была обособлена этим исследователем в качестве немакит-далдынского горизонта.

В опорном разрезе по р. Котуйкан немакит-далдынский горизонт, по данным В. В. Миссаржевского (1967), имеет мощность 80 м и представлен в нижней части (15—16 м) бордовыми и сиреневыми тонкоплитчатыми аргиллитами и глинистыми известняками, которые вверх по разрезу сменяются зеленоватыми и серыми известняками с редкими прослоями доломитов (55—57 м), а затем — маркирующей пачкой зеленовато-серых известняков (7—10 м). В основании горизонта прослеживается небольшой пласт (0,3—2,0 м) песчаных доломитов с линзами и прослоями глауконитовых кварцевых песчаников, заключающих редкую хорошо окатанную гальку светлых доломитов размером до 10 см. В немакит-далдынских известняках содержатся трубки *Anabarites trisulcatus* Miss., многочисленные микрофитолиты *Nubecularites abustus* Z. Zhur., *Nub. antis* Z. Zhur., *Nub. orbicularis* Z. Zhur., *Volvatella zonalis* Nag., сабеллитиды, сближаемые в последнее время (Соколов, 1965а) с погонофорами, а в верхних 5—10 м, по данным Л. Г. Вороновой, и водоросли *Epiphyton inopinatus* Voron., *Girvanella problematica* Nich. et Ether., *Renalcis* sp. Ссылки на находки здесь гастропод и других ископаемых работами В. В. Миссаржевского не подтвердились. В 17—18 м от подошвы встречены столбчатые, а в 55—60 м — пластовые строматолиты плохой сохранности. Глауконит из основания горизонта, по сообщению Г. А. Казакова, имеет возраст 580 млн. лет.

На немакит-далдынские отложения согласно или со следами размыва налегают пестроцветные известняки основания томмотского яруса, которые в изобилии содержат многочисленные ископаемые, типичные для зоны *Ajacyathus sunnaginicus*—*Tiksitheca licis*, открывающей собой томмотский ярус. Таким образом, в разрезах западного склона Анабарского массива непосредственно ниже подошвы томмотского яруса в верхней части юдомского комплекса выделяется немакит-далдынский горизонт с определенной палеонтологической характеристикой. Стратиграфическое положение этого горизонта и содержащиеся в нем органические остатки позволяют коррелировать его с верхней частью верхнеюдомской подсвиты, которая местами также включает *Anabarites trisulcatus* Miss. и *Nubecularites antis* Z. Zhur. Однако наметить положение нижней границы аналогов этого горизонта в разрезе юдомской свиты при современном уровне знаний не удается. Старореченская свита по составу заключенных в ней ископаемых и стратиграфическому положению уверенно сопоставляется с нижележащей, основной частью юдомской свиты (см. рис. 43), хотя строгих доказательств синхронности нижних границ этих свит нет. Наличие в основании старореченской свиты *Voxonia grumulosa* Kom. позволяет предположить, что на склонах Анабарского массива присутствуют аналоги как нижней, так и верхней подсвит юдомской свиты.

Важной особенностью рассмотренных выше разрезов является то, что они венчаются палеонтологически охарактеризованными отложениями нижней зоны томмотского яруса. Это четко определяет кровлю юдомского комплекса как наиболее молодого подразделения докембрия.

Другой существенной их особенностью является возможность биостратиграфического расчленения юдомского комплекса. Учитывая появление немакит-далдынской ассоциации форм у кровли комплекса и особенности вертикального распределения строматолитов, мы можем говорить о трехчленном его делении. Такое деление с различной степенью достоверности устанавливается в типовых разрезах комплекса, на Оленекском поднятии, Анабарском массиве и отчасти на Хараулахе. Этот факт в сочетании с приводившимися радиологическими данными лиша-

ет должного основания недавно высказанные мнения о соответствии юдомской свиты лишь немакит-далдынскому горизонту (Савицкий и др., 1968) и о разновозрастности юдомской свиты, с одной стороны, и хорбусуонкской серии, старореченской и хараюетехской свит, — с другой (Салоп, 1968; Савицкий и др., 1968). Учитывая приведенные данные, можно судить не только об общей одновозрастности перечисленных свит, но и о сходстве или различии их стратиграфических объемов.

В прочих районах развития существенно карбонатных юдомских отложений в Средней Сибири ископаемые базальной зоны томмотского яруса пока не найдены и наиболее древние остатки скелетной фауны относятся к довольно высоким горизонтам нижнего кембрия. Следствием этого является неясность положения верхней границы юдомских отложений в упомянутых разрезах.

К западу от Учуро-Майского района, в бассейне р. Олекмы, аналогом юдомской свиты обычно считается порохтахская свита (Журавлева, Комар, Чумаков, 1961; Стратиграфия СССР, 1963; Журавлева, 1964; Нарожных, Работнов, 1965; и др.). Она залегает на дикимдинских доломитах с *Vesicularites flexuosus* Reitl., *Vermiculites angularis* Reitl. и *Glebosites glebosites* Reitl., считающихся среднерифейскими (Журавлева, 1964), и перекрывается толщей пестроцветных доломитов и мергелей. Последняя сопоставляется с пестроцветной свитой р. Алдан и сверху ограничена известняками с фауной нижней части ленского яруса нижнего кембрия.

В составе порохтахской свиты выделяются три пачки. Нижняя из них, мощностью 20—30 м, сложена серыми и красно-бурными кварцевыми песчаниками, постепенно сменяющимися выше желтовато-серыми песчанистыми и коричневатыми битуминозными доломитами с глауконитом. Средняя пачка, мощность которой оценивается в 80—120 м, представлена желтовато-серыми грубоплитчатыми и массивными тонкозернистыми доломитами, среди которых встречаются окремненные, а также микрофитолитовые и строматолитовые разности. Верхняя пачка, мощностью 50—90 м, сложена желтовато- и коричневатосерыми яснозернистыми толстоплитчатыми доломитами с прослоями тонкоплитчатых афанитовых разностей.

Органогенные доломиты порохтахской свиты на р. Олекме содержат микрофитолиты *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *Vermiculites angularis* (Reitl.), *Verm. tortuosus* Reitl. (Журавлева, 1964), *Radiosus ovalis* Nar., *Medularites lineolatus* Nar., *Med. ovatus* Nar. (Нарожных, Работнов, 1965), а в средней пачке строматолиты *Boxonia ingilica* Kom. et Semikh., *Paniscollenia emergens* Kom. Кроме того, с левобережья р. Олекмы из терригенно-карбонатных отложений этой же свиты по сборам В. Н. Гурова нами определены *Boxonia grumulosa* Kom., а в карбонатных — *B. allahjunica* Kom. et Semikh., не имеющие более точной привязки к разрезу.

Перечисленные органические остатки несомненно свидетельствуют о принадлежности порохтахской свиты к юдомскому комплексу. С меньшей уверенностью может быть решен вопрос о том, соответствует ли эта свита полному объему юдомской свиты или только верхней ее подсвите. Наличие в средней части порохтахской свиты *Boxonia ingilica* — характерной формы базальных слоев верхнеюдомской подсвиты, появление в песчаниках на левобережье р. Олекмы нижнеюдомской *B. grumulosa*, а также несомненное сходство состава и строения нижней пачки рассматриваемой свиты с нижнеюдомской подсвитой западных разрезов учурского типа — все это склоняет нас в пользу второго предположения. С ним хорошо согласуется и структурная позиция олекминского разреза юдомского комплекса в окраинной зоне плиты. Из сказанного следует, что принимаемая ныне корреляция порохтахской свиты с юдом-

скими доломитами р. Алдан, которые отвечают лишь верхней части комплекса, требует уточнения.

В расположенных западнее разрезах Патомского нагорья к юдомскому комплексу обычно относили жербинскую и тинновскую свиты. В последнее время в него включают также и нохтуйскую свиту, а нижний кембрий условно начинают мачинской свитой, сложенной сероцветными известняками и доломитами (Жарков, Хоментовский, 1965; и др.).

Жербинская свита залегает согласно или с местным разрывом (Чумаков, 1959; Журавлева и др., 1959) на палеонтологически охарактеризованных (микрофитолиты, строматолиты) верхнерифейских известняках хольчской свиты и представлена плотными кварцевыми глауконитовыми песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов, а в нижней части и доломитов. Мощность свиты 200—300 м; изотопный возраст собранного в ней глауконита по новым определениям составляет 585, 590, 599 и 602 млн. лет (Гаррис и др., 1964; Казаков и др., 1965; Жарков, Хоментовский, 1965), тогда как сделанные ранее определения показывали меньшие значения.

Тинновская свита (около 500 м) сложена преимущественно темными, часто строматолитовыми и микрофилитовыми известняками и доломитами, заключающими в средней части прослой и пачки алевролитов и песчаников. Пестроцветные мергели, песчаники и известняки вышележащей нохтуйской свиты (около 300 м) ранее (Журавлева и др., 1959; Журавлева, 1964; и др.) сопоставлялись с пестроцветной свитой нижнего кембрия. Однако присутствие в них микрофитолитов *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.) и *Vermiculites tortuosus* Reitl. позволило М. А. Жаркову и В. В. Хоментовскому (1965) включить эти отложения в состав данного комплекса. В тинновской свите содержатся микрофитолиты *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *Ves. lobatus* Reitl., *Ves. concretus* Z. Zhur., *Vermiculites tortuosus* Reitl., *Verm. irregularis* (Reitl.) и строматолиты *Paniscollenia emergens* Kom., а в нижней части — *Boxonia grumulosa* Kom. В прослоях доломитов среди жербинских песчаников по р. Жуе по сборам Т. А. Дольник нами определена *Boxonia grumulosa* Kom. Находки *B. grumulosa* Kom. и согласное залегание жербинской свиты на палеонтологически доказанных верхнерифейских отложениях позволяют считать, что жербинская, тинновская и нохтуйская свиты отвечают всему объему юдомского комплекса, хотя имеющиеся определения изотопного возраста жербинских глауконитов и противоречат этому.

В более южных районах Сибири, в Западном Прибайкалье, к юдомскому комплексу в последнее время относят песчаники ушаковской свиты, коррелирующиеся с жербинскими, а также вышележащие терригенно-карбонатные отложения мотской свиты и соответствующих ей миньской и более молодой усатовской свит (Жарков, Хоментовский, 1965; Соколов, 1967б; и др.). Новые данные по строматолитам из упомянутых свит (материалы И. К. Королюк и А. Д. Сидорова) позволяют не только подтвердить юдомский возраст мотской свиты, но и наметить аналоги ниже- и верхнеюдомских отложений в разрезе Западного Прибайкалья. В самом деле, в нижней части карбонатной толщи мотской свиты (р. Ада и р. Куртун у пос. Топило) и в миньской свите р. Чай содержится типичная нижеюдомская *Jurusania judomica* Kom. et Semikh., а в вышележащей части мотской свиты по р. Ада и в усатовской свите заключены характерные для верхнеюдомских отложений *Boxonia allanjanica* Kom. et Semikh., *Jurusania sibirica* (Jak.) и *Linella simica* Kryl. В миньской свите, кроме того, определена *Boxonia grumulosa* Kom.

Помимо рассмотренных выше районов, в которых мы можем с той или иной степенью уверенности говорить о границах, объеме и палеонтологическом расчленении юдомского комплекса, известен ряд других

регионов, в которых имеющиеся данные позволяют лишь констатировать наличие юдомских толщ. Среди таких регионов мы остановимся только на двух: Приколымском поднятии и юго-восточной части Восточного Саяна, в которых интересующие нас отложения хорошо охарактеризованы строматолитами.

На Приколымском поднятии юдомские отложения были достоверно установлены Вл. А. Комаром и Р. С. Фурдуем (1969) лишь в самое последнее время. Здесь к ним могут быть отнесены нижняя и средняя части коркодонской серии (района устья р. Коркодон), которая ранее отождествлялась с горбуновской свитой и считалась сперва силурийской, а затем условно была сопоставлена с юдомской свитой (Николаев, 1956, 1959; Пепеляев, 1959, 1962; Стратиграфия СССР, 1963).

В основании этой серии, отделяясь разломом от более древних отложений, залегают темно-серые массивные тонкозернистые доломиты (150 м), содержащие *Gongylina nodulosa* Kom. et Semikh., а также *Vesicularites varians* Z. Zhur. Выше они сменяются пестроцветными сланцеватыми алевролитами и аргиллитами с 10-метровым пластом сливных кварцитов в средней части (60—80), а затем — однообразными светло-серыми микрозернистыми доломитами (200) с *Paniscollenia emergens* Kom., *Colleniella singularis* Kom., *Vesicularites enormis* Z. Zhur. Стратиграфически выше с постепенным переходом следуют пестроцветные мергели, известняки и аргиллиты (120 м), которые в средней части содержат *Chancelloria* sp., *Lenatheca* sp., *Trapezotheca* sp., *Sulcavitidae* gen. et sp. ind., *Circothecidae* gen. et sp. ind., позволяющие относить вмещающие отложения к пограничным горизонтам между томмотским и атдабанским ярусами.

Нетрудно видеть, что по составу и последовательности три нижележащие толщи коркодонской серии напоминают юдомскую свиту крайних северо-восточных ее разрезов (р. Белая).

В пределах юго-восточной части Восточного Саяна (Боксонский район) вопросы выделения юдомских (вендских) толщ и определения их границ (особенно верхней) разными исследователями в последние годы трактуются весьма различно (Додин, Журавлева, 1963; Зайцев, Смирнов, 1965; Конилов, Маньковский, 1964; Семихатов, Хоментовский, 1964; Семихатов, Серебряков, 1967). Не вдаваясь в обсуждение этих вопросов, отметим, что безусловно юдомскими здесь являются отложения большей части верхней подсвиты боксонской свиты, которые вверх по разрезу постепенно переходят в палеонтологически охарактеризованные известняки базайхского горизонта (средняя часть томмотского яруса) (Семихатов, Серебряков, 1967). Вблизи основания верхнебоксонские доломиты содержат *Voxonia gracilis* Kor., *Colleniella hemisphaericus* Kor., *Columnaefacta elongata* Kor. Последняя форма известна и несколько ниже по разрезу, у кровли нижнебоксонской свиты, где ей сопутствуют *Sacculia ovata* Kor., *Planocollina serrata* Kor., *Conophyton circulus* Kor. (Королюк, 1960; Комар и др., 1965).

За пределами Сибири известны только два разреза, в которых наличие возрастных аналогов юдомской свиты доказывается как микрофитолитами, так и строматолитами. Это разрез уксской свиты Южного Урала и скважина Осиповичи в Белоруссии, хотя ни в одном из этих разрезов нет палеонтологических данных о положении нижней границы кембрия.

Укская свита Южного Урала (Беккер, 1958; Келлер, 1966а) залегает с размывом на миньярских доломитах, которые содержат характерные верхнерифейские формы строматолитов и микрофитолитов (Крылов, 1963; Журавлева, 1964; Забродин, 1967) и датированы по глаукониту в нижней своей части 760 и 813 млн. лет, а в верхней — 667—733 млн. лет (Гаррис и др., 1964). В основании уксских отложений за-

легают аргиллит-алевролитовая пачка с подчиненными прослоями песчаников с глауконитом (150—200 м), а выше — известняково-доломитовая пачка (60—70 м). В ее нижней части содержатся *Vesicularites botrydioformis* (Красноп.), *Ves. concretus* Zhur., *Vermiculites irregularis* Reitl., *Nubecularites abustus* Z. Zhur. и ряд новых форм (Забродин, 1967), а выше расположены строматолитовые известняки с *Linella ukka* Krgl., *L. simica* Krgl. и др. (Крылов, 1967а). Изотопный возраст уксских глауконитов лежит в пределах 612—665 млн. лет (13 определений). Наличие среди этих датировок относительно «древних» цифр (648—665 млн. лет), а также регионально-стратиграфические данные (Келлер, 1966а) приводят к выводу, что укская свита относится к нижней части юдомского комплекса. Вместе с тем обращает на себя внимание присутствие здесь *L. simica*, которая в типовых разрезах комплекса тяготеет к его верхним горизонтам. Если данные о приуроченности этой формы лишь к очень узкому интервалу разреза подтвердятся, то должен быть поставлен вопрос о том, что в составе укской свиты в какой-то мере представлены и верхнеюдомские отложения.

В разрезе скважины Осиповичи юдомские строматолит *Boxonia grumulosa* Kom. и микрофитолиты *Vesicularites concretus* Z. Zhur., *Ves. reticulatus* Nar., *Ves. lobatus* Reitl., *Nubecularites abustus* Z. Zhur., *Volvatella zonalis* Nar., *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur. (Журавлева, Чумаков, 1968) определены на глубине 536—538 м из горизонта алевролитов и песчанистых доломитов. Этот горизонт, принадлежащий средней части пинской свиты, в рассматриваемой скважине с размывом перекрывается тиллитами волинской серии, т. е. лежит стратиграфически ниже подошвы отложений, обычно относимых к венду. С другой стороны, стратиграфическое положение упомянутой ассоциации строматолитов, которая по наличию *Boxonia grumulosa* и *Vesicularites reticulatus* может быть сближена с нижнеюдомской, хорошо гармонирует с выводом Н. М. Чумакова о том, что в Северной Европе тиллиты приурочены к средней части четвертого стратиграфического подразделения верхнего докембрия.

Находки упомянутых органических остатков лишней раз свидетельствуют о том, что остатки бесскелетных животных, которые содержатся в вендских толщах Русской платформы и широко используются для корреляции этих толщ с эдиакарием Австралии (Соколов, 1964, 1965), лежат в пределах вертикального распространения юдомского комплекса строматолитов и микрофитолитов.

Разнообразные органические остатки, содержащиеся в породах юдомского комплекса, естественно подразделяются на четыре разнородные ассоциации: строматолиты, микрофитолиты, акритархи и животные неясного систематического положения. Оставляя две последние группы вне нашего рассмотрения, отметим только, что в юдомской свите, помимо ранее известных (Вологдин, Маслов, 1960; Миссаржевский, 1967) остатков животных (*Suvorovella*, *Majaella*, *Anabarites trisulcatus* Miss.), нами обнаружены следы жизнедеятельности червей (табл. XIII, 4, 5).

Ассоциация юдомских микрофитолитов (IV комплекс, по З. А. Журавлевой, 1962, 1967, 1968 и др.) имеет важнейшее значение для обособления и корреляции рассматриваемых подразделений на палеонтологической основе. К перечисленным выше 19 формам, определенным З. А. Журавлевой в типовых разрезах по нашему материалу, в разных районах добавляются: *Raliosus ovalis* Nar., *Medularites lineolatus* Nar., единичные *Glebosites glebosites* Reitl. из порохтахской свиты р. Олекмы (Нарожных, Работнов, 1965), *Osagia minuta* Z. Zhur., указываемая З. А. Журавлевой (1964) из хараюетехской свиты, а В. Е. Забродиным и из юдомской, ряд новых форм озагий, описанных В. Е. Забродиным из уксской свиты и ее аналогов на Шпицбергене, и некоторые другие.

Детальный анализ этой ассоциации не входит в наши задачи; этот вопрос является темой специального исследования З. А. Журавлевой.

В строматолитовое сообщество юдомского комплекса, кроме описанных выше *Boxonia grumulosa* Kom., *B. allahjunica* Kom. et Semikh., *B. ingilica* Kom. et Semikh., *Lenella simica* Kryl., *Jurusania judomica* Kom. et Semikh., *J. sibirica* (Jak.), *Paniscollenia emergens* Kom., *Colleniella singularis* Kom., *Gongylina nodulosa* Kom. et Semikh., *G. urbanica* Koh. et Semikh., присутствующих в стратотипической местности, мы включаем ряд других форм, происходящих из толщ безусловно относимых к названному комплексу. Это *Stratifera irregularia* Kom. из старореченской свиты, *Linella ukka* Kryl. из укской свиты, *Boxonia gracilis* Kor., *Collumnaefacta elongata* Kor., *Colleniella hemisphaerica* Kor. из верхней под-свиты боксонской свиты. Таким образом, рассматриваемое сообщество включает в себя 15 формальных видов строматолитов, относящихся к восьми формальным родам.

Иногда в состав юдомской ассоциации строматолитов включаются (Крылов, 1967а; Келлер, Семихатов, 1968) также *Linella avis* Kryl. и *Conophyton gaubitza* Kryl. из чичканского горизонта Северного Тянь-Шаня, *Patomia ossica* Kryl. из курганской свиты Тянь-Шаня и малокаройской серии Малого Каратау, *Sacculia ovata* Kor., *Conophyton circulis* Kor. и *Planocollina serrata* Kor. из подбокситовой части боксонской свиты. Толщи, заключающие эти строматолиты, относятся к юдомскому комплексу недостаточно уверенно, лишь по какому-нибудь одному из обычно применяемых для корреляции критериев. Поэтому только что перечисленные формы мы из дальнейшего рассмотрения исключаем.

Среди строматолитов, встреченных в безусловно юдомских отложениях, *Linella* Kryl. и *Colleniella* Kor. появляются в данном комплексе, причем первая форма здесь же и заканчивает свое развитие, а вторая связывает это подразделение с кембрийскими отложениями. В юдомское время, вероятно, появляется и *Paniscollenia* Kor., которая имеет широкое распространение также и в кембрии. Правда, И. К. Королюк (1960) по полевой фотографии определила представителя данного рода в среднерифейской (Семихатов, 1962) свите буровой Туруханского района, но не описала его. Между тем эти строматолиты резко отличаются от всех прочих панисколлений, и вопрос об их принадлежности к тому или иному роду может быть решен только на основе палеонтологического описания.

Большое количество родов строматолитов, присутствующих в юдомском комплексе, встречается и в нижележащих толщах. Род *Boxonia* — один из наиболее широко распространенных в рассматриваемых отложениях, а также *Jurusania* Kryl. появляются в верхнем рифее (Комар, 1966; Крылов, 1963); *Stratifera* Kor. и *Gongylina* Kom. известны по крайней мере с нижнего рифея (Комар, 1966; Нужнов, 1967), а *Collumnaefacta* Kor. описана в среднем рифее (Королюк, 1960). В то же время такие типичные верхнерифейские роды, как *Gymnosolen* Steinm., *Minjaria* Kryl., *Inzeria* Kryl., не переходят в юдомские толщи.

При сравнении юдомских строматолитов с кембрийскими следует иметь в виду, что последние изучены несравненно хуже первых. Поэтому приводимые ниже данные безусловно неполны. Имеющиеся материалы показывают, что юриозании, линеллы, гонгилины не поднимаются в кембрий, тогда как стратиферы и боксонии, наряду с уже упоминавшимися коллениеллами и панисколлениями, связывают юдомский комплекс с кембрием. Вместе с тем в основании последнего появляются весьма своеобразные новые роды строматолитов: *Ilicta* Sid., *Shancharia* Kor., *Lino-collina* Kor. и др. (Королюк, 1960; Сидоров, 1960; и др.).

Из сказанного следует, что по родовому составу юдомская ассоциация строматолитов более тесно связана с верхнерифейской, чем с кемб-

рийской. Однако при этом мы должны отдавать себе ясный отчет в условности подобных заключений, так как они основаны на анализе категорий формальной классификации.

Что же касается видового состава юдомских строматолитов, то он оказывается совершенно специфичным. На границе верхнего рифея и юдомского комплекса в составе общих для них родов наблюдается полное изменение их видового состава, а также пышный расцвет боксоний. Наряду с этим отмечается общее сокращение количества строматолитов и уменьшение среди них относительной роли столбчатых форм.

Характерной особенностью всех строматолитов юдомского комплекса является господство среди них видов со сгустковой микроструктурой. Подобные виды существовали и ранее среди представителей различных групп (*Baicalia rara* Semikh., *Gymnosolen furcatus* Kom., *Gongyligna differens* Semikh. и др.), но не они определяли лицо строматолитовой ассоциации доюдомских толщ. Важно подчеркнуть, что юдомские виды строматолитов обнаруживают заметное усложнение в микроструктуре — в сгустках появляются светлые ядра или оторочки вокруг них (*Boxonia gracilis* Kog., *B. grumulosa* Kom. и др.), впервые устанавливается четкое однорядное расположение сгустков по слою (*Gongyligna urbanica* Kom. et Semikh.), среди темных слоев обнаруживаются как бы переплетающиеся жгутоподобные образования (*G. nodulosa* Kom. et Semikh.). Все это вряд ли можно целиком объяснить лучшей сохранностью материала из наиболее высоких горизонтов докембрия. Отмеченные особенности четко обособляют юдомскую строматолитовую ассоциацию от таковых из более древних толщ.

В то же время нельзя согласиться с выводом И. Н. Крылова (1967а) о том, что строматолиты юдомского комплекса и близких к нему толщ (*Linella* Kryl. и др.) характеризуются более сложной ветвистостью по сравнению с верхне- и среднерифейскими. Среди юдомских ветвящихся строматолитов присутствуют *Boxonia* Kog., *Jurusania* Kryl. — роды, известные в более низких частях рифея и не отличающиеся сложностью ветвления. Что же касается *Linella* Kryl., то она ветвится ничуть не сложнее, чем средне-верхнерифейские *Tungussia* Semikh., *Kotuikania* Kom. и др. Следует также отметить, что само понятие «сложность ветвистости» является весьма неопределенным.

Ни один из перечисленных выше видов строматолитов не переходит также в кембрийские отложения. Однако представителей кембрийской и юдомской ассоциаций строматолитов связывает широкое развитие в них форм со сгустковыми микроструктурами. Это хорошо устанавливается, в частности, в непрерывном разрезе, вскрывающем отложения юдомского комплекса (жербинская, тинновская и нохтуйская свиты) и нижнего кембрия (мачинская свита) на р. Лене в районе пос. Нохтуйск. Вместе с тем в кембрии происходит дальнейшее сокращение размеров биогермов и роли столбчатых строматолитов; на первый план выходят пластовые и желваковые формы, отличающиеся изменчивыми морфологическими и неясными диагностическими признаками. С точки зрения И. К. Королюк и А. Д. Сидорова (1965), это резко отличает кембрийские строматолиты от более древних и позволяет отнести их к двум различным этапам развития данных образований — этапу расцвета (рифейские) и этапу угасания (кембрийские).

Приведенные данные показывают, что юдомская ассоциация строматолитов, обнаруживая определенную связь с более древними и более молодыми их ассоциациями, вместе с тем является весьма специфичной, позволяющей хорошо обособлять юдомские отложения от подстилающих и перекрывающих толщ. Возрастные рамки распространения этих строматолитов, согласно имеющимся довольно скудным радиологическим данным, определяются изохронами 675 ± 25 и 570 ± 10 млн. лет (Келлер,

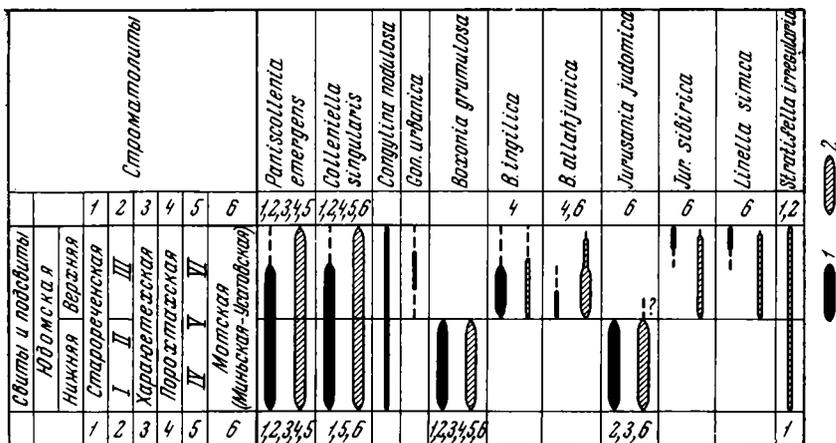


Рис. 44. Вертикальное распространение формальных видов строматолитов в разрезах юдомского комплекса

1 — в типовых разрезах; 2 — в других разрезах Сибири. Римскими цифрами обозначены свиты: I — маастахская, II — хатыспытская, III — туркутская, IV — жербинская, V — тинновская, VI — нохтуйская. Арабские цифры на схеме — стратиграфические подразделения, в которых встречен данный вид: 1 — старореченская свита Анабарского массива, 2 — хорбусуонкская серия Оленекского поднятия, 3 — хараюетехская свита Хараулахского выступа, 4 — порохтахская свита бассейна р. Олекмы, 5 — жербинская, тинновская и нохтуйская свиты Патомского нагорья, 6 — мотская, миньская и усадовская свиты Прибайкалья

Семихатов, 1968) и хорошо совпадают с возрастными рамками типового подразделения комплекса.

Юдомские строматолиты во всех описанных регионах сохраняют присутствие им в типовых разрезах особенности вертикального распространения. *Paniscollenia emergens* и *Colleniella singularis* развиты по всему разрезу рассматриваемых отложений, *Jurusania judomica* и очень широко распространенная на площади *Bacconia grumulosa* везде тяготеют к нижней их части, тогда как *B. allahjunica*, *B. ingillica*, *Jurusania sibirica*, а в Сибири и *Linella simica* — только к верхней (рис. 44). Следует отметить, что последние две формы, в стратотипической местности приуроченные лишь к самым верхним горизонтам верхнеюдомских отложений, в Прибайкалье известны и в нижней части последних совместно с *Bacconia allahjunica*.

Последовательная смена двух названных ассоциаций юдомских строматолитов в настоящее время установлена в Учуро-Майском районе, в Западном Прибайкалье и в бассейне р. Олекмы. Вместе с тем в ряде районов, отстоящих далеко один от другого, первая из этих ассоциаций приурочена к нижним, а вторая — к верхним горизонтам юдомских толщ¹. Все это открывает возможности расчленения комплекса по строматолитам на две части (Семихатов, Комар, Серебряков, 1967а).

В типовом районе двум упомянутым частям комплекса отвечают две подсвиты юдомской свиты. Эти две части, в соответствии с названиями отвечающих им литостратиграфических подразделений, могут быть

¹ Возможно, что в Южном Прибайкалье (материалы И. К. Королюк и А. Д. Сидорова) *Jurusania judomica* поднимается в нижние горизонты отложений с верхнеюдомскими строматолитами. Эта форма встречена здесь (р. Куртун, пядь Аяккан) в нижней части верхней толщи мотской свиты, из другого разреза которой известны *Jur. sibirica*, *Linella simica*, *Bacconia allahjunica*.

названы курдатырским и улаханским подкомплексами юдомского комплекса. Их граница за пределами Учуро-Майского района, как уже говорилось, трассируется по подошве третьей пачки хараетехской свиты, по подошве туркутской свиты и в средней части старореченской свиты, а в бассейне р. Олекмы, очевидно, совпадает с подошвой второй пачки порохтахской свиты (см. рис. 43). В Западном Прибайкалье та же граница может быть намечена в кровле миньской свиты и вблизи основания верхней толщи мотской. Нахождение *B. grumulosa* в пинских отложениях Белоруссии позволяет думать, что двучленное деление рассматриваемого подразделения по строматолитам будет иметь и более широкое значение. Учитывая другие группы органических остатков (появление у кровли улаханского подкомплекса *Anabarites trisulcatus*, эпифитонов, гирванелл, изменения в составе микрофитоцитов), можно говорить о трехчленном делении юдомского комплекса на палеонтологической основе. Тем самым мы впервые получаем возможность оценивать стратиграфический объем юдомских толщ различных регионов.

С этих позиций важно рассмотреть широко распространившееся в последнее время мнение о том, что вендские толщи Русской платформы и их аналоги в других регионах по структурным данным расчленяются на два подразделения, которые обычно называют «нижний венд» и «верхний венд». Наиболее ярко эта точка зрения выражена в решениях Уфимского совещания по стратиграфии пограничных отложений докембрия и кембрия и в обзорной работе Б. С. Соколова (1967); свое отражение она получила и в других публикациях (Келлер и др., 1965; Келлер, 1966а и др.).

Выше мы видели, что почти во всех описанных в данной работе районах развития юдомских толщ в них действительно выделяются определенные структурные подразделения, но объем их в различных районах оказывается разным. Так, на Анабарском массиве и Оленекском поднятии естественная граница внутри юдомского комплекса проходит по границе немакит-далдынского горизонта, тогда как в Учуро-Майском районе и Патомском нагорье эти горизонты разреза неразрывно слиты друг с другом, зато известную структурную самостоятельность приобретает нижнеюдомская подсвита и ее аналоги, не выходящие на присводовую часть Алданского щита. Что же касается разрезов Белоруссии, то здесь от уровня появления юдомских ископаемых до подошвы кембрия наблюдаются две ясные историко-геологические границы: одна в основании волинской серии и другая в ее кровле. Мнения о том, с какой из них связаны наиболее существенные изменения структурного плана, расходятся (Брунс, 1963; Соколов, 1964; Якобсон, 1966), а каких-либо данных для идентификации этих несогласий с наблюдаемыми в Сибири нет. Все это лишний раз показывает невозможность обособления и корреляции относительно дробных стратиграфических подразделений на основании одних лишь структурных данных.

Особый интерес представляет вопрос о соотношении объемов юдомского и вендского комплексов. Обычно принимается, что «юдомский комплекс и его стратиграфические эквиваленты, несомненно, принадлежат венду и очень часто описываются именно под этим названием, хотя прямых доказательств точного возрастного соответствия нижней границы юдомского комплекса и основания венда Европейской части СССР нет» (Соколов, 1967а, стр. 42), тогда как верхняя их граница, определяемая подошвой кембрия, коррелируется вполне надежно. С другой стороны, высказывались и более определенные мнения о том, что юдомская свита и ее аналоги являются стратиграфическими эквивалентами венда (Келлер, 1967; Соколов, 1967б). Упомянутая выше находка юдомских микрофитоцитов и строматолитов в полесских отложениях Белоруссии заставляет поставить вопрос о том, что юдомский комплекс по своему

объему, вероятно, превосходит венд стратотипической местности (Журавлева, Чумаков, 1968; Келлер, Семихатов, 1968).

Как известно, венд был выделен Б. С. Соколовым (1952) первоначально лишь в объеме одной валдайской серии Русской платформы (гдовских и ламинаритовых слоев), но впоследствии (Соколов, 1958) его объем был увеличен за счет включения нижележащей волынской серии. Именно такой объем венда (волыньские и валдайские отложения) устанавливался позднее Б. М. Келлером и Б. С. Соколовым (1962; Соколов, 1964, 1967а) в стратотипической местности данного подразделения — в северо-западной (прибалтийской) части Русской платформы, и лишь по сопоставлениям в него включались некоторые серии, оказавшиеся более древними, например пачелмская серия Русской платформы (Соколов, 1964). Последующие работы доказали доволыньский возраст пачелмской серии, но тем не менее решением стратиграфического совещания по верхнему протерозою восточных районов Русской платформы (Казань, 1965 г.) эта серия была включена в состав венда. В таком же расширенном виде понимается в последнее время венд и на западном склоне Урала (Келлер, 1966а). Иначе говоря, даже на Русской платформе и Южном Урале имеются три различных понимания объема венда, два из которых относятся к стратотипической местности. Это в значительной мере объясняется тем, что объем и границы венда в типовых разрезах устанавливались и уточнялись на основании лишь историко-геологических критериев, так как уровень, отвечающий подошве волынской серии, пока не имеет биостратиграфического обоснования. Все сказанное приводит к выводу о том, что с точки зрения своего палеонтологического обоснования и однозначного понимания объема юдомский комплекс имеет несомненные преимущества перед вендским.

Стратиграфический ранг четвертого подразделения верхнего докембрия и его место в общей стратиграфической шкале неоднократно обсуждались в печати. За последние годы по этому вопросу были высказаны по существу все возможные точки зрения. Упомянутое подразделение трактовали как первую систему палеозоя (Келлер, Соколов, 1962) или фанерозоя (Соколов, 1967а), как базальные слои (Журавлева, Комар, 1962) или первое подразделение палеозоя (Брунс, 1963; Якобсон, 1966; и др.), как переходные слои от рифея к кембрию (Стратиграфия СССР, 1963), как самостоятельное подразделение верхнего протерозоя (Келлер, 1964; Гаррис и др., 1964; Обручев, 1964; и др.) или верхнего докембрия (Журавлева, 1964; Комар, 1966; Соколов, 1967б), как часть верхнего рифея (Раабен, 1967) и, наконец, как стратиграфическое подразделение, подчиненное рифею (Соколов, 1964, 1965б; Келлер, 1966б; Семихатов, 1964, 1966; Забродин, 1967) и выделяющееся в качестве завершающей, или терминальной, его фитемы (Келлер, 1966б; Келлер, Семихатов, 1968). Не повторяя здесь аргументацию последней точки зрения, отметим, что именно эту точку зрения мы считаем наиболее соответствующей современным палеонтологическим данным, которые только и могут иметь решающее значение в подобных общих вопросах стратиграфии.

Суммируя все сказанное, подчеркнем, что юдомский комплекс представляет собой четкое самостоятельное стратиграфическое подразделение, которое выделяется на палеонтологической основе в верхней части рифея и прослеживается на больших площадях в различных структурно-фациальных зонах. Его границы изотопными методами датируются 675 ± 25 и 570 ± 10 млн. лет. Типом комплекса является основная по объему часть одноименной свиты, лежащая ниже подошвы зоны *Ajacicynthus sunnaginicus* — *Tiksitheca licis*, принимаемой в качестве первой единицы фанерозойской стратиграфической шкалы. В соответствии с объемом типового подразделения кровля юдомского комплекса маркируется появлением определенного сообщества скелетных ископаемых,

характерного для названной зоны, а подошва определяется сменой верхнерифейской ассоциации строматолитов и микрофитолитов новой ассоциацией этих органических остатков.

В Средней Сибири юдомский комплекс по строматолитам подразделяется на два подкомплекса (курдатырский и улаханский), наиболее полно обоснованные в стратотипической местности; с учетом данных по другим группам ископаемых (черви, микрофитолиты, водоросли) в ряде районов намечается двучленное деление верхнего из них на палеонтологической основе. Установленные таким путем подразделения на сегодня являются наиболее дробными биостратиграфическими единицами докембрия, которые могут быть выделены и прослежены в межрегиональном масштабе. Длительность их оценивается в несколько десятков миллионов лет и, таким образом, оказывается соизмеримой с длительностью систем фанерозоя.

Богатство палеонтологической характеристики, ясность соотношений с древнейшими слоями нижнего кембрия, реальная возможность более дробного биостратиграфического расчленения, однозначное понимание объема, хорошая изученность и доступность стратотипических разрезов, вскрытых в прекрасных естественных обнажениях,— все это выдвигает юдомский комплекс на совершенно особое место среди всех подразделений, выделявшихся в верхней части верхнего докембрия. Сказанное заставляет нас предложить избрать в качестве типа верхней фитемы единой стратиграфической шкалы рифея СССР не вендский комплекс (венд) Русской платформы, а юдомский комплекс (юдомий) юго-восточной Сибири.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев В. Р., Павлова Е. Е. 1961. Новые данные по стратиграфии верхних горизонтов позднедокембрийских и нижнепалеозойских отложений юго-восточной окраины Сибирской платформы (автореф. докл.).— Бюлл. МОИП, отд. геол., 36 (5).
- Анатольева А. И., Жарков М. А., Советов Ю. К. 1966. О корреляции красноцветных толщ венда и низов нижнего кембрия юго-западной окраины Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, 166, № 2.
- Архангельская Н. А., Григорьев В. Н. 1960. Условия образования солеродных зон в морских водорослях на примере нижнекембрийского эвапоритового бассейна Сибирской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Архангельская Н. А., Григорьев В. Н., Зеленев К. К. 1960. Фации нижнекембрийских отложений южной и западной окраин Сибирской платформы.— Труды ГИН АН СССР, вып. 33.
- Афанасьев Г. Д., Багдасарян Г. П., Боровиков Л. И., Виноградов А. П., Гаррис М. А. и др. 1964. Геохронологическая шкала в абсолютном летосчислении по данным лаборатории СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных.— В кн. «Абсолютный возраст геологических формаций». М., изд-во «Наука».
- Бабаян Г. Д., Бархатов Г. В., Бобров А. К. и др. 1960. Геологическое строение и нефтегазоносность Якутской АССР. М., Гостоптехиздат.
- Бахвалов А. П. 1932. Геологический очерк юго-западной части Алданского золотоносного района. М.— Л., Цветметиздат.
- Башарин А. К. 1967. Восточно-Верхоянская эпикратонная геосинклиналь. М., изд-во «Недра».
- Башарин А. К., Иващенко Р. У., Коршунов В. И., Мешкова Н. П. 1968. Стратиграфия нижнекембрийских отложений междуречья Юдома — Белая (Восточная Якутия).— Геол. и геофиз., № 6.
- Башарин А. К., Самозванцев В. А. 1964. Стратиграфия верхней части позднего докембрия бассейна р. Юдома.— Геол. и геофиз., № 11.
- Беккер Ю. Р. 1958. О стратиграфическом положении уксских отложений на Южном Урале.— Докл. АН СССР 122, № 5.
- Беэр А. А. 1965. Юдомо-Майский прогиб и его восточное обрамление в верхнем протерозое и нижнем палеозое.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Бобин Е. С., Лермонтова Е. В. 1940. О древнепалеозойских движениях в восточной части Сибирской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Бобров А. К. 1960. Геологическое строение Якутской АССР и перспективы нефтегазоносности.— Труды Всес. нефт. геол.-развед. ин-та, вып. 163.
- Ботвинкина Л. Н. 1954. О начале циклов осадконакопления в угленосных толщах.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Ботвинкина Л. Н. 1955. Некоторые закономерности изменения палеогеографии и строения угленосных отложений свит S^3_2 и S^6_2 Донецкого бассейна.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 30, вып. 3.
- Брунс Е. П. 1963. Северо-западные, центральные и северные районы.— В кн. «Стратиграфия СССР, т. 2. Верхний докембрий». М., Госгеолтехиздат.
- Виноградов А. П. 1959. Химическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР.
- Виноградов А. П., Тугаринов А. И. 1961. Геохронология докембрия.— Геохимия, № 9.

- Виноградов А. П., Тугаринов А. И. 1964. Проблемы геохронологии докембрия Восточной Азии.— В кн. «Абсолютный возраст геологических формаций». М., изд-во «Наука».
- Волобуев М. И., Зыков С. И., Мусатов Д. И., Ступникова Н. И. 1964. Стратиграфия и магматические комплексы Енисейского кряжа по геологическим и геохронологическим данным.— В кн. «Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы». М., изд-во «Недра».
- Вологдин А. Г. 1962. Древнейшие водоросли СССР. М., Изд-во АН СССР.
- Вологдин А. Г., Маслов А. Б. 1960. О новой группе ископаемых организмов из низов юдомской свиты Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, 134, № 3.
- Воронихин Н. Н. 1932. К познанию флоры и растительности водорослей пресных водоемов Крыма.— Бот. ж., № 3.
- Воронов Б. Г., Комар Вл. А., Семихатов М. А., Шаповалова И. Г. 1966. Корреляция разрезов верхнего докембрия Западного Приверхоянья и Учуро-Майского района.— Докл. АН СССР, 171, № 4.
- Гаррис М. А., Казаков Г. А., Келлер Б. М., Полевая Н. И., Семихатов М. А. 1964. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей, венд).— В кн. «Абсолютный возраст геологических формаций». (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3). М., изд-во «Наука».
- Григорьев В. Н., Семихатов М. А., Серебряков С. Н. 1969. О происхождении доломитов юдомского комплекса Средней Сибири.— Докл. АН СССР, 184, № 2.
- Дзевановский Ю. К. 1939. Разрез кембрийских отложений северной окраины Алданской плиты и прилегающей к ней складчатой области.— Докл. АН СССР, 24, № 2.
- Дзевановский Ю. К. 1943. Существует ли протерозой на востоке Алданской плиты.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Дзевановский Ю. К. 1946. Геологическое строение Якутии в свете новых данных.— Материалы ВСЕГЕИ, общая серия, сб. 7.
- Дзевановский Ю. К. 1961. Кембрийские отложения Алданского щита и история их формирования.— В кн. «Кембрийская система, ее палеогеография и проблема нижней границы». М., Изд-во АН СССР.
- Дзевановский Ю. К., Кирилов А. С. 1941. Стратиграфия и тектоника правобережья р. Юдомы, Якутская АССР.— Сов. геология, № 6.
- Дзевановский Ю. К., Чернышева Н. Е. 1950. Кембрийские отложения Верхнего Приангарья, их фауна и положение в общем разрезе кембрия центральных частей Сибирской платформы (Якутия). Иркутск.
- Додин А. П., Журавлева И. Т. 1963. Стратиграфия синийских и нижнекембрийских отложений бассейна р. Сархой в Восточном Саяне.— Геол. и геофиз., № 6.
- Драгунов В. И. 1958. К вопросу о выделении и расчленении синийских отложений на Сибирской платформе.— В кн. «Труды межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. 1956 г. Доклады по стратиграфии докембрийских отложений». М.— Л., Изд-во АН СССР.
- Ельянов А. А., Моралов В. М. 1961. Новые данные о возрасте ультраосновных и щелочных пород Алданского щита.— Докл. АН СССР, 141, № 3.
- Жарков М. А., Хоментовский В. В. 1965. Основные вопросы стратиграфии нижнего кембрия и венда юга Сибирской платформы в связи с соленосностью.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 40 (1).
- Журавлева З. А. 1962. Онколиты и микропроблематика рифейских и нижнекембрийских отложений Сибири.— В кн. «Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докладов». Новосибирск.
- Журавлева З. А. 1964. Онколиты и катаграфии рифея и нижнего кембрия Сибири и их стратиграфическое значение.— Труды ГИН АН СССР, вып. 114.
- Журавлева З. А. 1967. Онколиты и катаграфии вендского (юдомского) комплекса и нижнего кембрия.— В кн. «Всесоюзное совещание по стратиграфии пограничных отложений докембрия и кембрия. Тезисы докладов». Уфа.
- Журавлева З. А. 1968. Диагностические признаки онколитов и катаграфий и распределение их в разрезе рифея Южного Урала.— Труды ГИН АН СССР, вып. 188.
- Журавлева З. А., Комар Вл. А. 1962. К стратиграфии рифея (синия) Анабарского массива.— Докл. АН СССР, 144, № 1.
- Журавлева З. А., Комар Вл. А., Чумаков Н. М. 1959. Стратиграфические соотношения патомского комплекса с осадочными отложениями западного и северного склонов Алданского щита.— Докл. АН СССР, 128, № 5.
- Журавлева З. А., Комар Вл. А., Чумаков Н. М. 1961. Строение и возраст отложений, относимых к толбинской свите (юго-восточная Якутия).— Докл. АН СССР, 140, № 3.

- Журавлева З. А., Комар Вл. А., Чумаков Н. М. 1962. Корреляция верхнего докембрия восточной и северной частей Сибирской платформы и ее обрамления.— В кн. «Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докладов». Новосибирск.
- Журавлева И. Т., Коршунов В. И. 1965. Стратиграфия нижнего кембрия Хараулахских гор.— Геол. и геофиз., № 11.
- Журавлева З. А., Чумаков Н. М. 1968. Катаграфии, онколиты и строматолиты из позднего докембрия восточной Белоруссии.— Докл. АН СССР, 178, № 3.
- Забродин В. Е. 1965. Диагностические признаки озагий и биометрические методы их изучения.— В кн. «Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов». Новосибирск.
- Забродин В. Е. 1967. Микрофитолиты рифея Урала и Шпицбергена.— Автореф. канд. дисс., М.
- Зайцев Н. С., Смирнов А. Д. 1965. Восточный Саян.— В кн. «Стратиграфия СССР. Кембрийская система». М., изд-во «Недра».
- Зверев В. Н. 1913. Краткий отчет о геологических исследованиях в долине р. Алдана.— Изв. Геол. ком., 32, № 4.
- Зверев В. Н. 1914. Геологические исследования в долине реки Ман и низовьях Алдана.— Изв. Геол. ком., 33, № 9.
- Зеленов К. К. 1957. Литология нижнекембрийских отложений северного склона Алданского массива.— Труды ГИН АН СССР, вып. 8.
- Зеленов К. К., Журавлева И. Т., Кордэ К. Б. 1955. К строению алданского яруса кембрия Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, 102, № 2.
- Зленко Н. Д. 1961. Позднесинийские интрузии центрального типа восточной окраины Алданского щита.— Труды ВАГТ, вып. 7.
- Иванов А. И. 1934. Геологический очерк бассейна верхнего течения р. Учур.— Труды Научно-исслед. ин-та геол. и минералогии, вып. 6.
- Казачков Г. А., Кнорр К. Г., Прокофьева Л. Н. 1965. Абсолютный возраст докембрийских осадочных пород Оленекского поднятия Восточной Сибири.— Геохимия, № III.
- Каледда Г. А. 1955. К вопросу о перекристаллизации карбонатных пород.— В кн. «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 2. Львов, изд-во Львовск. ун-та.
- Каледда Г. А. 1958. Некоторые замечания к вопросу об эпигенезе осадочных пород.— Труды МГРИ, 33.
- Калимулин С. М. 1961. К стратиграфии позднесинийских отложений восточной окраины Алданского щита.— Труды ВАГТ, вып. 7.
- Калиненко В. О. 1952. Геохимическая деятельность бактериальной колонии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Келлер Б. М. 1964. Рифейская группа.— В кн. «Геология докембрия» (Международ. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 10). М., изд-во «Недра».
- Келлер Б. М. 1966а. Вендский комплекс Урала.— Сов. геология, № 5.
- Келлер Б. М. 1966б. Подразделения единой шкалы докембрия.— Докл. АН СССР, 171, № 6.
- Келлер Б. М. 1967. Вендская фитема и принципы ее выделения.— В кн. «Всесоюзное совещание по стратиграфии пограничных отложений докембрия и кембрия. Тезисы докладов». Уфа.
- Келлер Б. М., Казаков Г. А., Крылов И. Н., Нужнов С. В., Семихатов М. А. 1960. Новые данные по стратиграфии рифейской группы (верхний протерозой).— Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Келлер Б. М., Королев В. Г., Крылов И. Н. 1965. К расчленению верхнего протерозоя Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Келлер Б. М., Семихатов М. А. 1968. Опорные разрезы рифея материков.— В кн. «Итоги науки». М. Всес. ин-т научно-техн. информации.
- Келлер Б. М., Семихатов М. А., Чумаков Н. М. 1967. Верхний протерозой Сибирской платформы и ее обрамления.— В кн. «Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири». Красноярск.
- Келлер Б. М., Соколов Б. С. 1962. Вендский комплекс — первое подразделение палеозойской группы.— В кн. «Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докладов». Новосибирск.
- Кирусенко Т. С. 1959. Материалы по стратиграфии и тектонике Сетте-Дабана.— Труды Якутск. фил. АН СССР, сб. 4.
- Комар Вл. А. 1961. Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение.— В кн. «Совещание по разработке стратиграфических схем Якутской АССР. Тезисы докладов». Л.

- Комар Вл. А. 1962. Стратиграфия верхнего докембрия Анабарского массива.— В кн. «Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докладов». Новосибирск.
- Комар Вл. А. 1964. Столчатые строматолиты рифея севера Сибирской платформы.— Ученые записки НИИГА, серия палеонт. и биостратигр., вып. 6.
- Комар Вл. А. 1966. Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение.— Труды ГИН АН СССР, вып. 154.
- Комар Вл. А., Воронов Б. Г., Семихатов М. А., Серебряков С. Н. 1968. Новые данные о строении Кыллакской гряды (Западное Приверхоенье).— Докл. АН СССР, 183, № 3.
- Комар Вл. А., Раабен М. Е., Семихатов М. А. 1965. Конофитоны рифея СССР и их стратиграфическое значение.— Труды ГИН АН СССР, вып. 131.
- Комар Вл. А., Семихатов М. А. 1965. Диагностическое и стратиграфическое значение микроструктур верхнедокембрийских столчатых строматолитов.— В кн. «Всероссийский симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов». Новосибирск.
- Комар Вл. А., Фурдуй Р. С. 1969. Юдомский комплекс и нижний кембрий Приколывского поднятия.— Докл. АН СССР, 184, № 4.
- Конников А. З., Маньковский В. К. 1964. К проблеме позднего докембрия Восточной Сибири и Дальнего Востока.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 107.
- Копелиович А. В. 1965. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы.— Труды ГИН АН СССР, вып. 121.
- Копелиович А. В., Крылов И. Н. 1960. О структурах растворения в строматолитах.— Докл. АН СССР, 135, № 3.
- Кордэ К. Б. 1954. Кембрийские водоросли из окрестностей с. Богучаны на р. Ангаре.— В кн. «Вопросы геологии Азии», т. I. М., изд-во АН СССР.
- Коробов М. Н. 1963. Нижний кембрий Хараулаха.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Королюк И. К. 1956. Доломитовые породы ленского яруса кембрия Иркутского амфитеатра.— В кн. «Типы доломитовых пород и их генезис». Труды ГИН АН СССР, вып. 4.
- Королюк И. К. 1960. Строматолиты нижнего кембрия и протерозоя Иркутского амфитеатра.— Труды Ин-та геол. и разработки горючих ископ. АН СССР, 1.
- Королюк И. К. 1963. Строматолиты верхнего докембрия.— В кн. «Стратиграфия СССР, т. 2. Верхний докембрий». М., Госгеолтехиздат.
- Королюк И. К. 1966. Микропроблематика рифея и нижнего кембрия Прибайкалья и Ангаро-Ленского прогиба.— В кн. «Вопросы микропалеонтологии», вып. 10. М., изд-во «Наука».
- Королюк И. К., Сидоров А. Д. 1965. Строматолиты и микропроблематика Прибайкалья.— В кн. «Всероссийский симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов». Новосибирск.
- Коршунов В. И., Нужнов С. В., Сысоев В. А. 1968. Раннепалеозойские отложения Алданской антеклизы и проблема верхней границы протерозоя и нижней границы кембрия.— Материалы по геол. и полезным ископ. Якутской АССР, вып. 18. Якутск.
- Коршунов В. И., Сысоев В. А. 1968. Пограничные слои нижнего кембрия северо-востока Алданской антеклизы.— Материалы по геол. и полезным ископ. Якутской АССР, вып. 18. Якутск.
- Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Парфенов Л. М. и др. 1962. Карта дскембрийской тектоники Сибири масштаба 1 : 5 000 000. Объяснительная записка. Новосибирск.
- Крылов И. Н. 1963. Столчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии позднего докембрия.— Труды ГИН АН СССР, вып. 69.
- Крылов И. Н. 1965. О закономерностях изменчивости морфологических признаков строматолитов в биогермах.— В кн. «Всероссийский симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов». Новосибирск.
- Крылов И. Н. 1967а. Рифейские и нижнекембрийские строматолиты Тянь-Шаня и Каратау.— Труды ГИН АН СССР, вып. 171.
- Крылов И. Н. 1967б. Строматолиты пограничных слоев докембрия и нижнего кембрия.— В кн. «Всероссийское совещание по стратиграфии пограничных отложений докембрия и кембрия. Тезисы докладов». Уфа.
- Крылов И. Н. 1968. Значение строматолитов для проблемы границы докембрия и палеозоя.— В кн. «Геология докембрия». (Международ. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол.). Л., изд-во «Наука».

- Леонов Б. Н., Битерман И. М., Натапов Л. М. 1965. Особенности тектонического развития Оленекского поднятия в позднем докембрии.— Докл. АН СССР, 161, № 5.
- Леонович А. А. 1937. Геологические исследования в Аяно-Мафском районе (бассейн среднего течения р. Мая) и пересечение хр. Джугджур.— Материалы по геол. и полезным ископ. Дальневосточного края, вып. 68.
- Лермонтова Е. В. 1951. Нижнекембрийские трилобиты и брахиоподы Восточной Сибири. М., Геолгиздат.
- Маслов В. П. 1952. Карбонатные желваки органического происхождения.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 27, вып. 4.
- Маслов В. П. 1960. Строматолиты (их генезис, метод изучения, связь с фациями и геологическое значение на примере ордовика Сибирской платформы).— Труды ГИН АН СССР, вып. 41.
- Маслов В. П. 1961. Водоросли и карбонатоосаждение.— Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Махаев В. Н. 1939. К стратиграфии кембрия бассейна р. Маи.— Докл. АН СССР, 24, № 2.
- Меннер В. В. 1962. Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит.— Труды ГИН АН СССР, вып. 65.
- Миссаржевский В. В. 1967. Зональная стратиграфия древнейших отложений кембрия Сибирской платформы.— Автореф. канд. дисс. М.
- Миссаржевский В. В., Розанов А. Ю. 1963. К вопросу о нижней границе кембрия.— Изв. АН СССР, серия геол., № 11.
- Миссаржевский В. В., Розанов А. Ю. 1965. Органический мир пограничных слоев кембрия и докембрия и принципы проведения нижней границы кембрия и палеозоя.— В кн. «Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов». Новосибирск.
- Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С., Деньгин Э. В., Штех Г. И. 1964. Тектоническое строение Якутской АССР. М., изд-во «Наука».
- Моралев В. М. 1959. Возраст ультраосновных и щелочных пород Алданского щита.— Докл. АН СССР, 127, № 1.
- Моралев В. М., Ставцев А. Л. 1961. Основные черты тектоники восточной окраины Алданского щита и сопредельных областей.— Труды ВАГТ, вып. 7.
- Мусатов Д. И., Волобуев М. И. 1964. Сопоставление стратиграфических схем докембрия и кембрия Енисейского кряжа и некоторых других районов обрамления Сибирской платформы.— В кн. «Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы». М., изд-во «Недра».
- Нарожных Л. И. 1965. Онколиты и катаграфии рифейских и юдомских отложений Учуро-Майского района.— В кн. «Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов». Новосибирск.
- Нарожных Л. И. 1967. Онколиты и катаграфии юдомской свиты Учуро-Майского района.— Докл. АН СССР, 173, № 4.
- Нарожных Л. И., Работнов В. Т. 1965. Стратиграфия и новые формы органических остатков рифея (синия) и юдомского комплекса северного склона Алданского щита.— Докл. АН СССР, 160, № 4.
- Некрасова О. И. 1955. Литология ниже- и среднекембрийских отложений разреза Амгинской опорной скважины (Восточная Сибирь).— Труды ВСЕГЕИ, 4.
- Николаев А. А. 1956. К стратиграфии древних осадочно-метаморфических свит Приколымья.— Материалы по геол. и полезным ископ. Северо-Востока СССР, вып. 10. Магадан.
- Николаев А. А. 1959. Схема стратиграфии докембрия, нижнего и среднего палеозоя Северо-Востока СССР.— Труды Совещания по стратиграфии Северо-Востока СССР. Магадан.
- Нужнов С. В. 1961. Синийские (рифейские) отложения восточных склонов Алданского щита.— Труды ВАГТ, вып. 7.
- Нужнов С. В. 1967. Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М., изд-во «Наука».
- Нужнов С. В., Ярмолюк В. А. 1959. Поздний докембрий юго-восточной окраины Сибирской платформы.— Сов. геология, № 7.
- Нужнов С. В., Ярмолюк В. А. 1963. Верхний докембрий юго-восточной окраины Сибирской платформы.— В кн. «Стратиграфия СССР. Верхний докембрий». М., Госгеолтехиздат.
- Обручев С. В. 1964. Основные подразделения протерозоя в СССР.— В кн. «Геология докембрия». (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 10). М., изд-во «Недра».

- Пепеляев Б. В. 1959. Схема стратиграфии докембрия, нижнего и среднего палеозоя Приколымья.— Труды Совещания по стратиграфии Северо-Востока СССР. Магадан.
- Пепеляев Б. В. 1962. Стратиграфия докембрия Приколымского поднятия.— В кн. «Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докладов». Новосибирск.
- Покровская Н. В. 1954. Стратиграфия кембрийских отложений юга Сибирской платформы.— В кн. «Вопросы геологии Азии», т. 1. М., Изд-во АН СССР.
- Покровская Н. В. 1961. О ярусном расчленении кембрия.— В кн. «Кембрийская система, ее палеогеография и проблема нижней границы». М., Изд-во АН СССР.
- Покровская Н. В., Чернышева Н. Е. 1965. Юго-восточная часть Сибирской платформы (Алданская антеклизы, Березовский прогиб, северная часть Прибайкало-Саянского прогиба).— В кн. «Стратиграфия СССР. Кембрийская система». М., изд-во «Недра».
- Полевая Н. И., Казаков Г. А. 1962. Возрастное расчленение и корреляция древних немых отложений по отношению Ar^{40}/K^{40} в глауконитах.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 12.
- Пыхова Н. Г. 1967. Комплексы микрофоссилий из нижнекембрийских и докембрийских отложений Восточной Сибири.— В кн. «Всесоюзное совещание по стратиграфии пограничных отложений докембрия и кембрия. Тезисы докладов». Уфа.
- Раабен М. Е. 1967. Верхний рифей как подразделение общеевропейской шкалы докембрия.— Докл. АН СССР, 177, № 4.
- Работнов В. Т., Нарожных Л. И. 1961. К стратиграфии нижнекембрийских отложений Учуро-Майского района.— Материалы по геол. и полезным ископ. Якутской АССР, вып. 7. Якутск.
- Равич М. Г. 1944. Литология кембрийских отложений северного склона Алданского массива.— Ученые записки Якутского гос. пед. ин-та, вып. 1.
- Рейтлингер Е. А. 1959. Атлас микроскопических органических остатков и проблематики древних толщ Сибири.— Труды ГИН АН СССР, вып. 25.
- Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири (Ленинград, 1956 г.). Л., Госгеолтехиздат, 1959.
- Розанов А. Ю. 1966. Проблема нижней границы кембрия.— В кн. «Итоги науки. Общая геология, стратиграфия 1963—1964». М., ВИНТИ.
- Розанов А. Ю., Миссаржевский В. В. 1966. Биостратиграфия и фауна нижних горизонтов кембрия.— Труды ГИН АН СССР, вып. 148.
- Савицкий В. Е. 1957. О строении и объеме алданского яруса на севере Сибирской платформы.— Информ. бюлл. НИИГА, вып. 1.
- Савицкий В. Е. 1962а. Материалы к стратиграфии кембрийских отложений северной и западной периферии Анабарской антеклизы.— Труды НИИГА, 136.
- Савицкий В. Е. 1962б. О соотношении кембрия и верхнего докембрия Анабарского щита.— В кн. «Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докладов». Новосибирск.
- Савицкий В. Е., Демочкидов К. К., Соболевская Р. Ф., Кабаньков В. Я., Лазаренко Н. П. 1959. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы.— Труды НИИГА, 101.
- Савицкий В. Е., Щеглов А. П., Винкман М. К., Гинцингер А. Б., Егорова Л. И. 1968. Проблема верхней границы докембрия Средней Сибири.— В кн. «Геология докембрия». (Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол.). Л., изд-во «Наука».
- Салоп Л. И. 1968. Докембрий СССР.— В кн. «Геология докембрия». (Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол.). Л., изд-во «Наука».
- Самозванцев В. А., Самозванцева З. М. 1961. Стратиграфия нижнекембрийских отложений юго-восточной окраины Алданского щита в свете новых данных.— Труды ВАГТ, вып. 7.
- Семихатов М. А. 1962. Стратиграфия рифейских и нижнекембрийских отложений Енисейского кряжа и распределение в них столбчатых строматолитов.— Труды ГИН АН СССР, вып. 68.
- Семихатов М. А. 1964. К проблеме протерозоя.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Семихатов М. А. 1966. К проблеме общей стратиграфической шкалы докембрия.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Семихатов М. А., Комар Вл. А., Нужнов С. В. 1963. Расчленение и сопоставление основных разрезов рифея Сибири.— В кн. «Материалы по региональной стратиграфии СССР». М., Госгеолтехиздат.
- Семихатов М. А., Комар Вл. А., Серебряков С. Н. 1967а. Новые данные о строматолитах юдомской свиты и ее аналогов.— Докл. АН СССР, 175, № 5.

- Семихатов М. А., Комар Вл. А., Серебряков С. Н. 1967б. Типы разрезов юдомской свиты юго-восточной Сибири.— Докл. АН СССР, 174, № 3.
- Семихатов М. А., Серебряков С. Н. 1967. Венд и нижний кембрий юго-восточной части Восточного Саяна.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Семихатов М. А., Хоментовский В. В. 1964. Геологические предпосылки бокситоносности отложений вендского комплекса Манского синклинория (Восточный Саян).— Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 3.
- Серебряков С. Н. 1968. О вещественном составе строматолитовых биогермов рифея Восточной Сибири.— Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Сидоров А. Д. 1960. Новый нижнекембрийский строматолит Восточной Сибири.— Палеонт. ж., № 4.
- Соколов Б. С., 1952. О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Соколов Б. С. 1958. Проблема нижней границы палеозоя и древнейшие отложения доиндийских платформ Евразии.— Труды ВНИГРИ, вып. 126.
- Соколов Б. С. 1964. Вендский комплекс (венд) и проблема границы докембрия и палеозойской группы.— В кн. «Геология докембрия». (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 10). М., изд-во «Недра».
- Соколов Б. С. 1965а. Древнейшие отложения раннего кембрия и сабеллидиты.— В кн. «Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов». Новосибирск.
- Соколов Б. С. 1965б. Палеонтология докембрия и органический мир к началу фанерозоя (вступительное слово).— В кн. «Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов». Новосибирск.
- Соколов Б. С. 1967а. Поздний докембрий и палеозой Сибири (некоторые общие вопросы стратиграфии).— Геол. и геофиз., № 10.
- Соколов Б. С. 1967б. Развитие органического мира на рубеже докембрия и кембрия и вендо-кембрийская граница.— В кн. «Всесоюзное совещание по стратиграфии пограничных отложений докембрия и кембрия. Тезисы докладов». Уфа.
- Соколов Б. С., Дзевановский Ю. К. 1957. О стратиграфическом положении и возрасте осадочной толщи докембрия.— Сов. геология, № 55.
- Спижарский Т. Н. 1962. О границе кембрия и докембрия.— В кн. «Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докладов». Новосибирск.
- Спижарский Т. Н. 1963. О границе кембрия и докембрия.— Сов. геология, № 8.
- Ставцев А. Л. 1965. Новые принципы создания тектонической терминологии (на примере описания структур юго-восточной части Сибирской платформы для позднего докембрия).— Сов. геология, № 4.
- Столяр М. Р. 1964. Геология и золотоносность Учуро-Чульбинского района Якутской АССР.— Труды Научно-исслед. ин-та геол. и минералогии, вып. 5.
- Стратиграфическая классификация, терминология и номенклатура. 1965. М., изд-во «Недра».
- Стратиграфический словарь СССР. 1956. М., Госнаучтехиздат.
- Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат. 1963.
- Стратиграфия СССР. Кембрийская система. М., изд-во «Недра», 1965.
- Страхов Н. М. 1951. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов (опыт сравнительно-литологического исследования).— Труды Ин-та геол. наук, вып. 124, геол. серия (№ 45).
- Страхов Н. М. 1956. О типах и генезисе доломитовых пород.— В кн. «Типы доломитовых пород и их генезис».— Труды ГИН АН СССР, вып. 4.
- Страхов Н. М. 1963. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат.
- Суворова Н. П. 1954. О ленском ярусе нижнего кембрия Якутии.— В кн. «Вопросы геологии Азии», т. 1. М., Изд-во АН СССР.
- Сулиди-Кондратьев Е. Д., Козлов В. В. 1966. О тектонической природе основных структурных элементов востока Сибирской платформы.— Геотектоника, № 2.
- Сысоев В. А. 1966. О хиолитах юдомской свиты северо-восточной части Алданской антеклизы.— Докл. АН СССР, 166, № 4.
- Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. 1966. Докембрийская геохронология материалов. М., изд-во «Недра».
- Тугаринов А. И., Ступникова Н. И., Зыков С. И. 1965. К геохронологии юга Сибирской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.

- Флерова О. В. 1941. Нефтеносность кембрийских отложений Лено-Алданского бассейна. М.—Л., Гос. научно-техн. изд-во нефтяной и горно-топливной лит.
- Херасков Н. П. 1963. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры Земной коры.—Труды ГИН АН СССР, вып. 91.
- Хоментовский В. В., Репина Л. Н. 1965. Нижний кембрий стратотипического разреза Сибири. М., изд-во «Наука».
- Хоментовский В. В., Шенфильд В. Ю., Якшин М. С. 1967. Юдомский комплекс Средней Сибири.—В кн. «Всесоюзное совещание по стратиграфии пограничных отложений докембрия и кембрия. Тезисы докладов». Уфа.
- Чернов Г. А. 1966. Силурийские строматолиты поднятия Чернова (Большеземельская тундра).—В кн. «Стратиграфия и палеонтология северо-востока Европейской части СССР». М.—Л., изд-во «Наука».
- Чернышева Н. Е. 1955. Стратиграфия кембрийских отложений юго-восточной окраины Сибирской платформы.—Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 7.
- Чернышева Н. Е. 1957. К вопросу о расчленении кембрийских отложений Сибирской платформы.—Сов. геология, сб. 55.
- Чибрикова Е. В. 1963. Условия формирования спорово-пыльцевых комплексов и их использование для восстановления обстановки седиментации и палеогеографии.—Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Чумаков Н. М. 1959. Стратиграфия и тектоника юго-западной части Вилюйской впадины.—В кн. «Тектоника СССР», т. 4. М., изд-во «Наука».
- Шатский Н. С. 1952. О границе между палеозоем и о рифейских отложениях Русской платформы.—Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Швецов М. С. 1958. О некоторых вторичных изменениях известняков.—Труды МГРИ, 33.
- Яковлев Г. И. 1934. О находке мурманского рода *Gymnosolen* в нижнем кембрии Восточной Сибири.—Докл. АН СССР, новая серия, 2, № 9.
- Якобсон К. Э. 1966. К вопросу о границе между протерозоем и палеозоем на западе Русской платформы (по данным структурного анализа).—Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Ярмолюк В. А. 1946. Протерозой восточной части Алданской плиты. Материалы по геол. и полезным ископ. Дальнего Востока. Хабаровск.
- Ярмолюк В. А. 1956. Схема стратиграфии докембрия и кембрия Учуро-Майского района.—В кн. «Совещание по стратиграфии Дальнего Востока. Тезисы докладов». Хабаровск.
- Ярмолюк В. А. 1962. Синийские отложения Хабаровского края.—В кн. «Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докладов». Новосибирск.
- Black M. 1933. The Algae sediments of Andros Island. Bahamas. Trans. Philos. Roy. Soc. London, Ser. B, 222.
- Choubert G. 1958. Adoudounien et la Precambrien III dans l'Anti-Atlas.—Colloq. internat. Centre nat. rech. scient. Paris, 27 juin- 4 juillet 1957. Les relations entre Precambrien et Cambrien. Problemes des series intermediaires.
- Dalrymple D. W. 1965. Calcium carbonate deposition associated with blue-green algal mats, Baffin Bay, Texas.—Publis. Inst. Marine Sci., v. 10.
- Hommeril P., Rioult M. 1965. Etude de la fixation des sediments meubles par deux algues marines: *Rhodothamniella floridula* (Dillwyn) J. Feldm. et *Microcolens chthonoplastes* Thur.—Marine Geol., N 3.
- Hupé P. 1958. Essai de corrélation de quelques formations cambriennes et infracambriennes.—Colloq. internat. Centre nat. rech. scient. Paris, 27 juin- 4 juillet 1957. Les relations entre Precambrien et Cambrien. Problemes des series intermediaires.
- Monty C. L. V. 1967. Distribution and structure of recent stromatolitic algal mats. Eastern Andros Island, Bahamas.—Ann. Soc. géol. Belgique, N 1—3.
- Radwański A., Szulczewski M. 1966. Jurassic stromatolites of the Villany mountains (Southern Hungary).—Ann. Univ., Sci., Budapest. Sec. geol., 9.
- Szulczewski M. 1968. Stromatolity jurajskie w Polsce.—Acta geol. polon., 38, N 1.

**ТАБЛИЦЫ I—XXVI
И ОБЪЯСНЕНИЯ К НИМ**

Т а б л и ц а I

1. Микрозернистый доломит с равномернозернистой структурой. Черные точки — пирит. Шлиф С-100/5, увел. 40, без анализатора. Нижняя * подсвета, терригенно-карбонатная пачка; р. Мая у пос. Нелькан.
2. Тонкозернистый доломит с равномернозернистой мозаичной структурой и незначительной примесью зерен кварца и пирита. Шлиф С-163/4, увел. 40, без анализатора. Нижняя подсвета, базальная терригенная пачка; р. Юдома, урочище Нууччалаах.
3. Мелкозернистый доломит с пятнами тонкозернистого доломита, замутненного органическим веществом. Шлиф 906/2, увел. 40, без анализатора. Нижняя подсвета, нижняя карбонатная пачка; р. Юдома выше устья р. Кирбин.
4. Среднезернистый пористый неравномернозернистый доломит с участками мелкозернистого доломита. Шлиф 627/5, увел. 40. Верхняя * подсвета, пачка искристых доломитов; р. Мая у пос. Усть-Юдома.
5. Неровный контакт участков мелкозернистого (темное) и тонко-мелкозернистого доломитов. Внутри темного поля — участки мелкозернистого доломита, близкого к среднезернистому. Микротрещины выполнены органическим веществом. Видно постепенное разведение и замещение мелкозернистого доломита более крупнозернистыми разностями. Шлиф 895/5, увел. 20, без анализатора. Нижняя подсвета, нижняя карбонатная пачка; р. Юдома у устья рч. Тыаллаах.
6. Слабо кальцитизированный средне- и грубозернистый доломит с неравномернозернистой структурой. Некоторые кристаллы доломита внутри частично замещены кальцитом. Шлиф 1515/1, увел. 40. Верхняя подсвета, пачка искристых доломитов; р. Мая у устья р. Томмутинжа.

Т а б л и ц а II

1. Идиоморфные кристаллы аутигенного кварца в поровом пространстве среднезернистого доломита с неравномернозернистой структурой. Участками видны следы зонального роста кристаллов кварца. Шлиф 627/1, увел. 40, без анализатора. Верхняя подсвета, пачка искристых доломитов; р. Мая, у пос. Усть-Юдома.
2. Поровое пространство в мелкозернистом доломите, частично выполненное идиоморфными кристаллами кварца, а затем залеченное монокристаллом кальцита. Шлиф М-42-1-3, увел. 20, без анализатора. Верхняя подсвета, пачка искристых доломитов; р. Аим в 3 км ниже р. Братыйа.
3. Халцедон колломорфной структуры в поровом пространстве среднезернистого доломита с неравномернозернистой структурой. Шлиф 557/8А, увел. 40, с анализатором. Верхняя подсвета, пачка искристых доломитов; верховья рч. Абыламакон.
4. Натечный карбонат в поровом пространстве среднезернистого доломита с неравномернозернистой структурой. Видно волнистое крестовидное угасание отдельных натечков. Шлиф 31-7-6, с анализатором. Верхняя подсвета, пачка искристых доломитов; р. Манакан.

Т а б л и ц а III

1. Доломитистый мелкозернистый известняк с идиоморфными зернами кварца. Шлиф-окрашен. Белые расплывчатые участки — мелкозернистый доломит (около 15%).

* Здесь и далее имеются в виду нижняя и верхняя подсветы юдомской свиты.

- Шлиф 935/7А, увел. 40, без анализатора. Нижняя подсвита, базальная карбонатная пачка; р. Аллах-Юнь у урочища Чертово Улово.
2. Смешанная известково-доломитовая нечеткослоистая порода. Шлиф окрашен. Темное — тонко-мелкозернистый кальцит, светлое — мелкозернистый доломит. Шлиф 935/6, увел. 40, без анализатора. Нижняя подсвита, базальная карбонатная пачка; р. Аллах-Юнь у урочища Чертово Улово.
 3. Известковый битуминозный доломит. Зерна доломита (около 70%) и кальцита одинаковой тонкозернистой размерности цементируются органическим веществом. Шлиф 731/3А, увел. 40, без анализатора. Нижняя подсвита, пачка битуминозных известняков, Кыллахская гряда; р. Көрби.
 4. Кремнисто-доломитовая порода, состоящая из крипто-микрозернистого халцедона, в котором рассеяны кристаллы и агрегаты микро-тонкозернистого доломита (30—35%). Шлиф 930/2, увел. 40, с анализатором. Нижняя подсвита, пачка битуминозных кремнистых доломитов; р. Аллах-Юнь у устья р. Чагды.
 5. Кремнисто-глинисто-карбонатная порода с пятнистым железистым цементом. Кремнезем представлен шестоватыми до игловидных аутигенными кристаллами кварца, а также округлыми корродированными зернами кварца неясного происхождения. Шлиф 151-М, увел. 40, с анализатором. Нижняя подсвита, кремнистая пачка; р. Белая, в 4 км выше устья р. Мутула.
 6. Кремнисто-доломитовая порода, представленная тонкозернистым доломитом (около 70%), как бы сцементированным крипто-микрозернистым халцедоном. Шлиф 151-М (второй шлиф из той же пачки), увел. 40, с анализатором.

Т а б л и ц а I V

1. Онколитовый (*Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Volvatella zonalis* Nar.)¹ песчаный доломит. Зерна кварца и онколиты имеют близкие размеры независимо от наличия или отсутствия у последних обломочного ядра. Шлиф М-8, увел. 20, без анализатора. Нижняя подсвита, терригенно-карбонатная толща; р. Учур у устья р. Бердякит.
2. Катаграфические известняки. Рыхлае скопления *Vesicularites concretus* Z. Zhur. разделены полосами крустификационного кальцита. Шлиф 892/4, увел. 20, без анализатора. Верхняя подсвита, известняковая пачка; р. Юдома у рч. Юргююр.
3. Онколитовый доломит, сложенный *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur. округлой и неправильной формы. Перекристаллизация в желвачках начинается со светлых онколитовых микрослоев. Шлиф 400/1А, увел. 40, без анализатора. Верхняя подсвита, онколитовая толща; р. Мая в районе пос. Анм.
4. Синтетический желвак, образованный при облекании единой биогенной оболочкой нескольких мелких онколитов *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur. Шлиф 858/46, увел. 40, без анализатора. Верхняя подсвита, онколитовая толща; р. Ингили ниже рч. Аян-Колях.

Т а б л и ц а V

1. Разрушение сближенных участков желваков *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur. Шлиф 818/6, увел. 40, без анализатора. Верхняя подсвита, онколитовая толща; р. Ингили у устья р. Таранак.
2. Онколитовый (*Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur.) доломит. Видны захороненные обломки желвачков и перемычки первичного цемента между сближенными онколитами. Шлиф 818/56, увел. 30, без анализатора. Верхняя подсвита, онколитовая толща; р. Ингили у устья р. Таранак.
3. Катаграфический песчаный доломит с локально сохранившимися от перекристаллизации скоплениями *Vesicularites rectus* Z. Zhur. Характерна сложная форма кластических зерен кварца, обусловленная их регенерацией. Шлиф М-75-35, увел. 20, без анализатора. Верхняя подсвита, онколитовая толща; р. Мая в районе протоки Дьеле.
4. Контакт катаграфических и хемогенных доломитов. Везикуляриты лучше сохранились непосредственно у контакта в месте их максимального скопления. Шлиф 906/1, увел. 40, без анализатора. Нижняя подсвита, нижняя доломитовая пачка; р. Юдома выше устья р. Кирбин.

¹ Микрофитолиты здесь и далее определены З. А. Журавлевой.

Т а б л и ц а VI

1. Эпигенетическое растворение сближенных онколитовых желваков. Шлиф 76-16-6, увел. 40, без анализатора. Кровля нижней подсветы; р. Учур против устья р. Артын.
2. Стяжения перекристаллизации, заключающие различные формы онколитов и катаграфий и разделенные извилистыми капиллярными трещинами с двойным рядом крустификационных каемок. Шлиф-С-107/А, увел. 20, без анализатора. Верхняя подсвета, онколитовая толща; р. Ляки в районе устья р. Юкатели.
3. Стяжения перекристаллизации. Видна сложная форма стяжений и вписывание их контуров. Шлиф С-174/7, увел. 20, без анализатора. Верхняя подсвета, онколитовая толща; р. Юдома у водомерного поста.
4. То же, увел. 40. Видны выступы вокруг микрофитолитов и западины между ними. Стяжение окружено тонкой, местами многослойной полосой криптозернистого доломита.

Т а б л и ц а VII

1. Участок первичного цемента, окруженный многослойной каймой криптозернистого доломита. Шлиф М-75-35, увел. 20, без анализатора. Верхняя подсвета, онколитовая толща; р. Мая у протоки Дьеле.
2. То же. Шлиф С-112/6, увел. 20, без анализатора.
3. Капиллярная трещина в породе, окруженная многослойной каемкой криптозернистого карбоната. Шлиф 818/4А, увел. 20, без анализатора. Верхняя подсвета, онколитовая толща; р. Ингили у устья р. Таранак.
4. Поры, образованные, вероятно, в результате выщелачивания скоплений катаграфий. Вокруг пор — полоса криптозернистого доломита. Шлиф 858/4Г, увел. 40, без анализатора. Верхняя подсвета, онколитовая толща; р. Ингили ниже устья рч. Аля-Колях.
5. Стяжения перекристаллизации, разделенные капиллярными трещинами, зонами перекристаллизации и выщелачивания. Шлиф С112/4, увел. 20, без анализатора. Верхняя подсвета, онколитовая толща; р. Ляки в районе устья р. Юкатели.

Т а б л и ц а VIII

1. Локальный прорыв оболочки микрофитолита с образованием залива и усобразных выступов. Шлиф С-102/1, увел. 40, без анализатора. Верхняя подсвета, онколитовая толща; р. Ляки в районе устья р. Юкатели.
2. Разрушение части микрофитолитов, заключенных в стяжении, перекристаллизация. Шлиф С-112/1, увел. 40, без анализатора. Верхняя подсвета, онколитовая толща; р. Ляки в районе устья р. Юкатели.
3. Далеко зашедший процесс вторичной переработки стяжения. Видны округлые пятна на месте уничтоженных перекристаллизацией микрофитолитов. Шлиф 947/7Б, увел. 20, без анализатора. Нижняя подсвета, базальная карбонатная пачка; р. Аллах-Юнь в районе устья р. Малой Сахары.
4. Общая перекристаллизация онколитов, приведшая к полному уничтожению их структуры, но уступающая по интенсивности перекристаллизации цемента. Шлиф 818/6А, увел. 40, без анализатора. Верхняя подсвета, онколитовая толща; р. Ингили у устья р. Таранак.
5. Сохранение сближенных везикуляритов в сильно перекристаллизованных доломитах. Шлиф 896/2Б, увел. 40, без анализатора. Основание верхней подсветы; р. Юдома у устья р. Тыллаах.

Т а б л и ц а IX

1. Доломитистый мелкозернистый кварцевый песчаник с отдельными онколитами, заключенный между столбиками строматолитов. Шлиф М-52-11, увел. 4, без анализатора. Нижняя подсвета, терригенно-доломитовая толща; р. Аим выше устья р. Муотакан.
2. Характер взаимоотношения строматолита *Panicollenia emergens* Кот. с полевошпат-кварцевым нечеткослоистым песчаником с доломитовым и регенерационным кварцевым цементами. Шлиф 3590/28, увел. 8, без анализатора. Нижняя подсвета, терригенно-доломитовая пачка; р. Белая в районе устья р. Тарыннаах.
3. Неравномерное распределение обломочного материала в межстолбиковом пространстве и в столбиках *Voxonia grumulosa* Кот. Шлиф 3590/38, увел. 4, без анализатора. Нижняя подсвета, терригенно-доломитовая пачка; р. Белая у устья р. Тарыннаах.

4. Характер контакта строматолита *Voxonia grumulosa* Ком. и мелкозернистого полевошпат-кварцевого песчаника с регенерационным кварцевым, реже пленочным доломитовым цементом. Шлиф 3590/13, увел. 6, без анализатора. Порохтахская свита; междуручье Олекмы и Токко. Сборы В. Н. Гурова.

Т а б л и ц а X

1. Контакт строматолита *Voxonia grumulosa* Ком. с мелко-среднезернистыми полевошпат-кварцевыми песчаниками с доломитовым цементом. В песчаниках обломки строматолитовых слоев и переходный мостик между строматолитовыми столбиками. Некоторые слои песчаников могут быть прослежены в теле строматолита. Шлиф 3590/38, увел. 6, без анализатора. Нижняя подсвита, терригенно-доломитовая пачка; р. Белая у устья р. Тарыннаах.
2. Контакт строматолита *Voxonia grumulosa* Ком. с полевошпат-кварцевым песчаником с регенерационным цементом. Шлиф 3590/13, увел. 20, без анализатора. Порохтахская свита; междуручье Олекмы и Токко. Сборы В. Н. Гурова.
3. Микроструктура строматолита *Voxonia grumulosa* Ком., образованная округлыми сгустками доломита со светлой каймой. Темные участки — те же, но более плотно упакованные сгустки. В центре шлифа — зона, сложенная однородным мелкозернистым доломитом с отдельными обломками кварца. Шлиф 3590/11, увел. 40, без анализатора. Нижняя подсвита, пачка песчаных доломитов; р. Алдан в 12 км выше устья р. Белой.
4. То же, с анализатором.

Т а б л и ц а XI

1. Приуроченность кластического материала к отдельным темным слоям строматолита *Voxonia grumulosa* Ком. Шлиф 3590/13, увел. 20, без анализатора. Порохтахская свита; междуручье Олекмы и Токко. Сборы В. Н. Гурова.
2. Западни в слоистости строматолита *Colleniella singularis* Ком., выполненные мелкозернистым доломитом, сходным с доломитом, слагающим светлые слои. Шлиф 3590/31, увел. 20, без анализатора. Нижняя подсвита, терригенно-доломитовая толща; р. Аим в 3 км. ниже устья рч. Братыйа.
3. То же. Шлиф 3590/39, увел. 20, без анализатора. Туржутская свита; Оленекское поднятие, р. Хорбусуонка.
4. Приуроченность кластического материала к светлым слоям строматолита *Paniscolenia emergens* Ком. Шлиф 3590/28, увел. 20, без анализатора. Нижняя подсвита, песчанисто-доломитовая пачка; р. Белая в районе устья т. Тарыннаах.

Т а б л и ц а XII

1. Приуроченность кристаллов пирита к темным слоям перекристаллизованного строматолита. Шлиф 958/12, увел. 40, без анализатора. Нижняя подсвита, карбонатно-терригенная пачка; р. Белая в районе устья р. Тарыннаах.
2. Однородный скрытозернистый доломит между постройками *Colleniella singularis* Ком. хорошей сохранности. Белые точки — поры выщелачивания. Шлиф 3590/37, увел. 4, без анализатора. Верхняя подсвита, онколитовая толща; р. Мая ниже устья р. Аим. Сборы И. М. Фердмана.
3. Участок того же строматолита. Увел. 20.
4. Строматолит *Colleniella singularis* Ком., переработанный вторичными процессами. Белые точки — поры выщелачивания. В межстолбиковом пространстве мелко-среднекристаллический доломит. Шлиф 3590/40, увел. 4, без анализатора. Туркутская свита; Оленекское поднятие, р. Хорбусуонка.
5. Участок того же строматолита, увел. 20.

Т а б л и ц а XIII

1. Перекристаллизация участков светлых и частично темных слоев строматолита *Voxonia allahjunica* Ком. et Semikh., связанная с секущими жилками выполнения. Перекристаллизованные зоны сложены мелко-среднекристаллическим, а темные — скрытозернистым доломитом. Шлиф 3590/2, увел. 20, без анализатора. Основание верхней подсвиты; р. Аллах-Юнь у устья р. Чагды.

2. Общая перекристаллизация строматолита, приведшая к уничтожению (правый верхний угол) слоистости. Шлиф 958/12, увел. 20, без анализатора. Нижняя подсвета, карбонатно-терригенная пачка; р. Белая в районе устья р. Тарыннаах.
3. Перекристаллизация части светлых слоев строматолита *Gongylina urbanica* Kom. et Semikh., связанная с секущими жилками выполнения и создающая характерный вторичный рисунок микроструктуры. Шлиф 3590/6, увел. 20, без анализатора. Верхняя подсвета; обнажение в г. Алдан.
4. Ход червя в тонкозернистых известняках. Видна характерная внутренняя текстура и зона уплотнения осадка. Шлиф 731/5, увел. 20, без анализатора. Нижняя подсвета, пачка коричневатого-серых известняков; р. Алдан, в 12 км ниже устья р. Белой.
5. То же, увел. 40.

Т а б л и ц а XIV

1. Среднезернистый монокварцевый песчаник с регенерационным цементом. Шлиф 857/5, увел. 40, с анализатором. Нижняя подсвета; р. Ингили ниже р. Аян-Колях.
2. Среднезернистый полевощпат-кварцевый песчаник с железистым и регенерационным цементом. Шлиф М-81, увел. 40, без анализатора. Нижняя подсвета, базальная терригенная толща; р. Белая в районе устья р. Суурдах.
3. Резко разномозернистый полевощпат-кварцевый песчаник с регенерационным цементом. Шлиф 350/1, увел. 20, с анализатором. Нижняя подсвета, базальная терригенная пачка; р. Кэрби.
4. Мелкозернистый полевощпат-кварцевый песчаник с железистым и кварцевым регенерационным цементом. Шлиф П-65, увел. 40, а — с анализатором, б — без анализатора. Нижняя подсвета, базальная терригенная пачка; р. Аим выше устья р. Муотакан.

Т а б л и ц а XV

1. Крупнозернистый кварцевый алевролит с регенерационным цементом. Шлиф 817/5, увел. 20, с анализатором. Верхняя подсвета, основание онколитовой толщи; р. Ингили у устья р. Таранак.
2. Тонко-среднезернистый слабопесчаный доломит с неравномернозернистой структурой. Шлиф 904/2, увел. 20, без анализатора. Основание верхней подсветы; р. Юдома выше устья р. Кирбини.
3. Доломитистый неравномернозернистый кварцевый песчаник. Зерна кварца базально погружены в тонко-мелкозернистый доломитовый матрикс. Шлиф М-52, увел. 20, с анализатором. Нижняя подсвета, терригенно-карбонатная толща; р. Аим выше устья р. Муотакан.
4. Крупнозернистый кварцевый песчаник с пленочно-поровым тонко-мелкозернистым доломитовым цементом. Шлиф 399/1, увел. 20, с анализатором. Верхняя подсвета, онколитовая толща; р. Мая в районе пос. Аим.

Т а б л и ц а XVI

1—6. *Voxonia grumulosa* Комар.

1—3 — характер ветвления и бокового ограничения столбиков (продольное сечение, пришлифовка): 1 — обр. 3590/6, нижняя подсвета юдомской свиты, р. Большой Аим у устья р. Таас; 2 — обр. 3577/32, хатыспытская свита, Оленекское поднятие, р. Кютюнгде; 3 — обр. 3590/7, нижняя подсвета юдомской свиты, р. Большой Аим в районе устья р. Ярмарка-Хапчана. 4—6 — микроструктура (шлифы, увел. 20): 4 — обр. 3590/8, нижняя часть старореченской свиты, Анабарский массив, нижнее течение р. Котуйкан; 5 — обр. 3590/9, хатыспытская свита, Оленекское поднятие, р. Хорбусуонка в районе устья р. Хатыспыт; 6 — обр. 3590/10, нижняя часть харауетехской свиты, Хараулахский выступ, р. Лена ниже пос. Чекуровка.

Т а б л и ц а XVII

1—6. *Voxonia grumulosa* Комар.

Микроструктура (шлифы, увел. 20): 1 — обр. 3590/11, нижняя подсвета юдомской свиты, Кыллахская гряда, р. Алдан, в 12 км выше устья р. Белой; 2 — обр. 3590/12, нижняя подсвета юдомской свиты, р. Мая около протоки Дьеле; 3 — обр. 3590/6,

нижняя подсвита юдомской свиты, р. Большой Аим у устья р. Таас; 4 — обр. 3590/7, нижняя подсвита юдомской свиты, р. Большой Аим в районе устья р. Ярмарка-Хапчана; 5 — обр. 3590/13, нижняя часть порохтакской свиты, водораздел Олекмы и Токко; 6 — обр. 3590/14, нижняя часть тинновской свиты, р. Лена около пос. Нохтуйск.

Т а б л и ц а XVIII

- 1, 2. *Voxonia grumulosa* Komar.
Микроструктура (шлифы, увел. 20): 1 — обр. 3590/15, миньская свита, Северо-Байкальское нагорье, р. Чая; 2 — обр. 3590/15, верхняя часть полесской серии. Белоруссия, скв. Р-3 Осиповичи.
3. *Voxonia ingilica* Komar et Semikhatov.
Голотип — обр. 3590/1. Микроструктура (шлиф, увел. 20), верхняя подсвита юдомской свиты, р. Мая, пос. Нелькан.

Т а б л и ц а XIX

- 1, 2. *Voxonia ingilica* Komar et Semikhatov.
Микроструктура (шлифы, увел. 20): 1 — обр. 3590/16, верхняя подсвита юдомской свиты, р. Мая около пос. Аим; 2 — обр. 3590/17, средняя часть порохтакской свиты, р. Олекма.
- 3—5. *Voxonia allahjunica* Komar et Semikhatov.
3 — голотип, обр. 3590/2, характер бокового ограничения столбика и микроструктура (шлиф, увел. 8), верхняя подсвита юдомской свиты, р. Аллах-Юнь выше устья р. Чагда; 4 — обр. 3590/18, характер бокового ограничения столбика и микроструктура (шлиф, увел. 8), средняя часть порохтакской свиты, водораздел Олекмы и Токко; 5 — тот же образец, микроструктура (шлиф, увел. 40).

Т а б л и ц а XX

1. *Voxonia allahjunica* Komar et Semikhatov.
Голотип, обр. 3590/2, микроструктура (шлиф, увел. 40), верхняя подсвита юдомской свиты, р. Аллах-Юнь у устья р. Чагда.
- 2, 3. *Linella simica* Krylov.
Микроструктура (шлифы, увел. 8): 2 — обр. 3590/19, верхняя подсвита юдомской свиты, р. Алдан в 5,5 км ниже устья р. Суннагин; 3 — обр. 3590/20, средняя часть укской свиты, Южный Урал, р. Баса, около пос. Кулмас.

Т а б л и ц а XXI

- 1, 2. *Linella simica* Krylov.
Обр. 3590/19, верхняя подсвита юдомской свиты, р. Алдан в 5,5 км ниже устья р. Суннагин: 1 — форма столбиков, характер их ветвления и бокового ограничения (продольное сечение, шлифовка); 2 — микроструктура и характер бокового ограничения столбика (шлиф, увел. 8).
- 3—6. *Jurusania sibirica* (Jakovlev).
Топотип, обр. 3590/3, верхняя подсвита юдомской свиты, р. Алдан в районе пос. Угино. 3, 4 — характер ветвления и боковое ограничение столбиков (продольное сечение): 3 — шлифовка; 4 — выветрелая поверхность; 5 — характер бокового ограничения и микроструктура столбика (шлиф, увел. 8); 6 — микроструктура (шлиф, увел. 8).

Т а б л и ц а XXII

- 1—4. *Jurusania judomica* Komar et Semikhatov.
Микроструктура (шлифы, увел. 8): 1 — обр. 3590/21, нижняя часть хатыспытской свиты, Оленекское подняtie, р. Хорбусуонка; 2 — голотип, обр. 3590/4, нижняя подсвита юдомской свиты, Кыллахская гряда, р. Алдан в 8 км выше устья р. Белой; 3 — обр. 3590/22, нижняя подсвита юдомской свиты, р. Юдома в 7 км выше устья р. Кирбии; 4 — обр. 3590/23, нижняя подсвита юдомской свиты, р. Юдома в 0,7 км ниже устья р. Тыллаах.

Т а б л и ц а XXIII

1—5. *Panicollenia emergens* Komar.

1 — обр. 3590/24, продольное сечение постройки (пришлифовка), старореченская свита, Анабарский массив, р. Котуй выше устья р. Уран-Юрях; 2—5 — микроструктура (шлифы, увел. 8): 2 — обр. 3590/25, юдомская свита, р. Учур у устья р. Талаа; 3 — обр. 3590/26, тинновская свита, р. Лена около пос. Нохтуйск; 4 — обр. 3590/27, старореченская свита, Анабарский массив, р. Большая Куонамка в 2 км выше устья р. Талахта; 5 — обр. 3590/28, юдомская свита, р. Белая в 0,7 км к северо-востоку от устья р. Тарыннаах.

Т а б л и ц а XXIV

1—5. *Colleniella singularis* Komar.

1 — обр. 3590/29, продольное сечение постройки (пришлифовка), старореченская свита, Анабарский массив, р. Котуй в 6 км выше Большого Порога; 2, 3 — характер бокового ограничения столбиков в верхней части постройки и микроструктура (шлифы, увел. 8): 2 — обр. 3590/30, старореченская свита, Анабарский массив, р. Котуй в районе устья р. Уран-Юрях; 3 — обр. 3590/31, юдомская свита, р. Большой Аим в 3 км ниже устья р. Братыйа; 4, 5 — микроструктура (шлифы, увел. 8): 4 — обр. 3590/32, тинновская свита, р. Лена около пос. Нохтуйск; 5 — обр. 3590/33, юдомская свита, р. Мая в 2 км выше устья р. М. Кандык.

Т а б л и ц а XXV

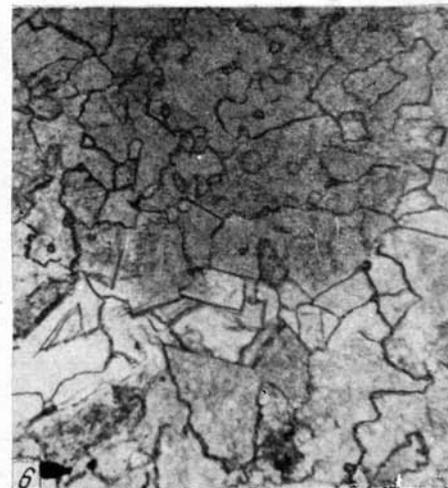
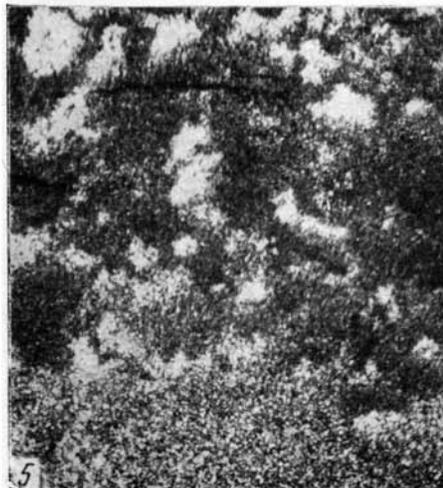
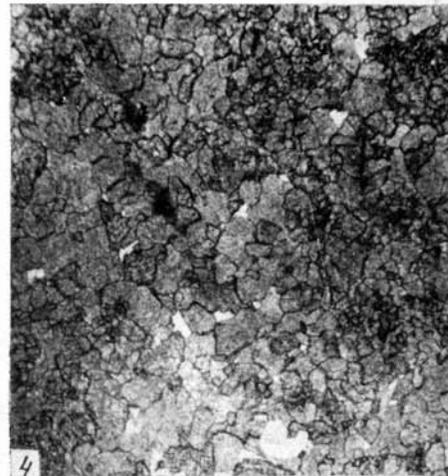
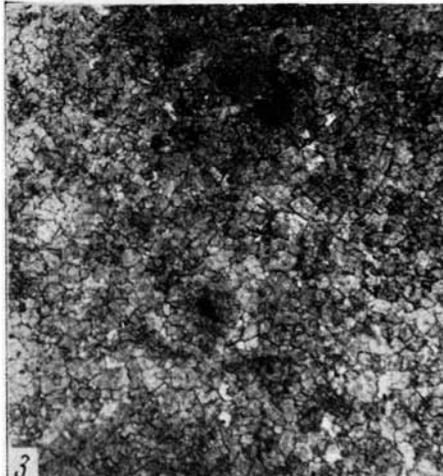
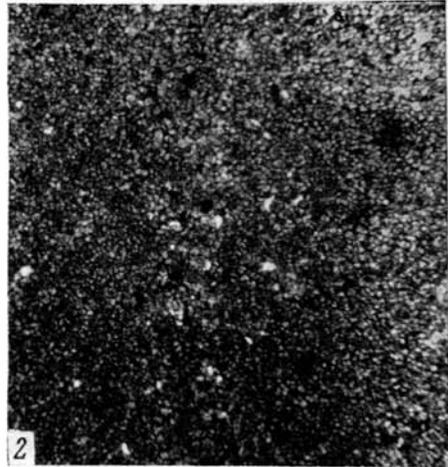
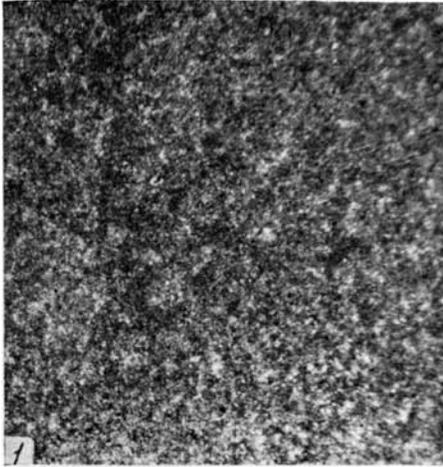
1—3. *Gongylina nodulosa* Komar et Semikhatov.

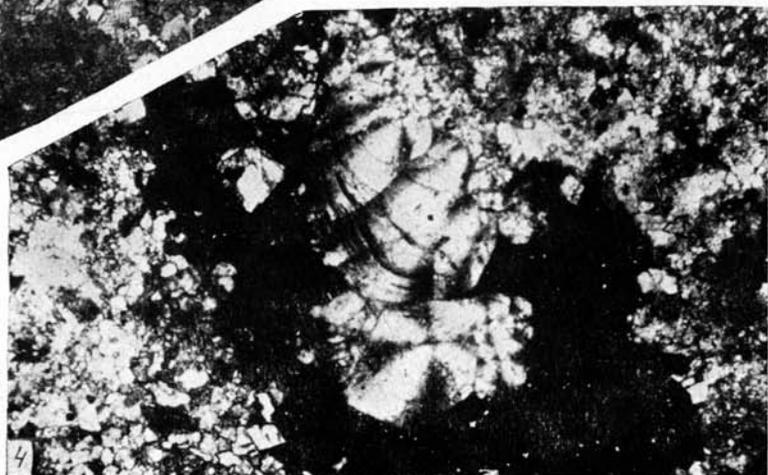
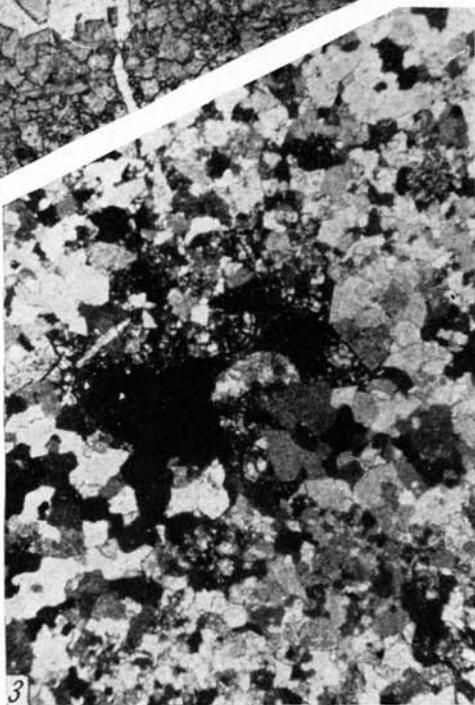
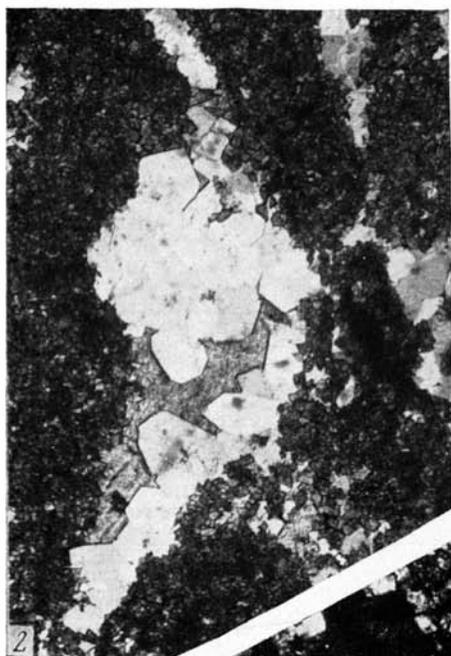
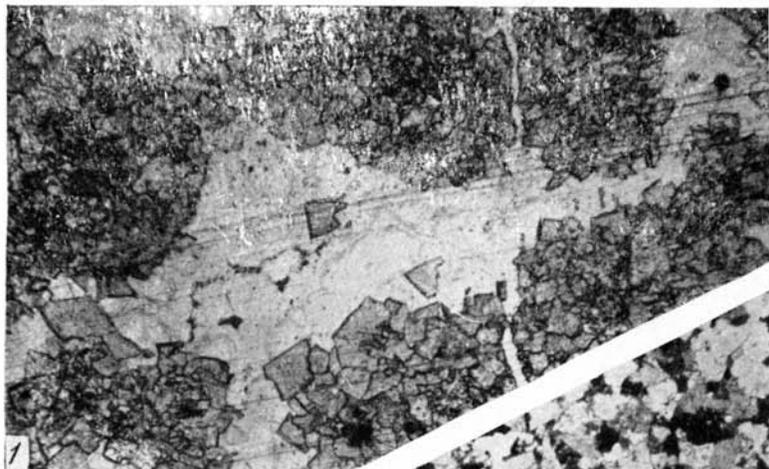
Микроструктура (шлифы, увел. 8): 1 — обр. 3590/5, нижняя подсвита юдомской свиты, р. Чухоней; 2 — обр. 3590/34, верхняя подсвита юдомской свиты, р. Юдома около устья р. Улахан-Ылатыгы; 3 — обр. 3590/35, юдомская свита, р. Манакан.

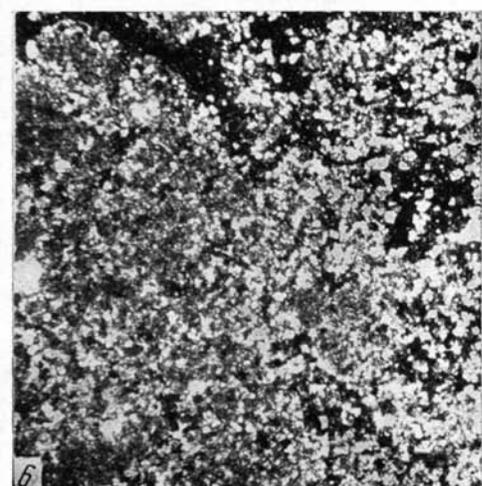
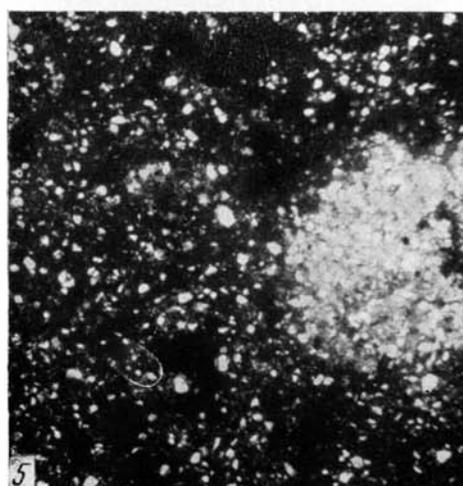
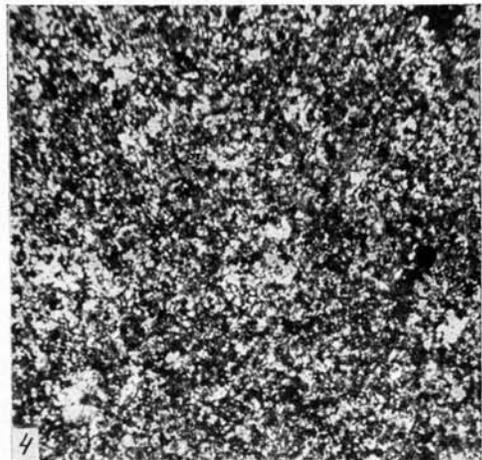
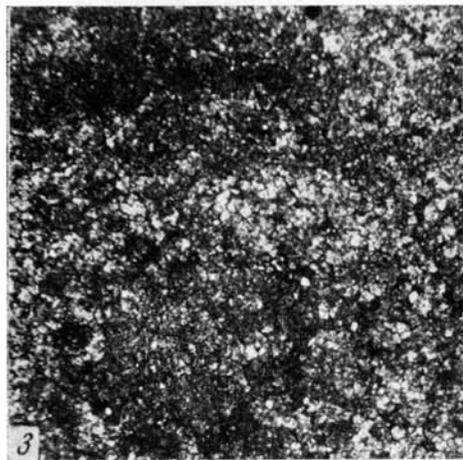
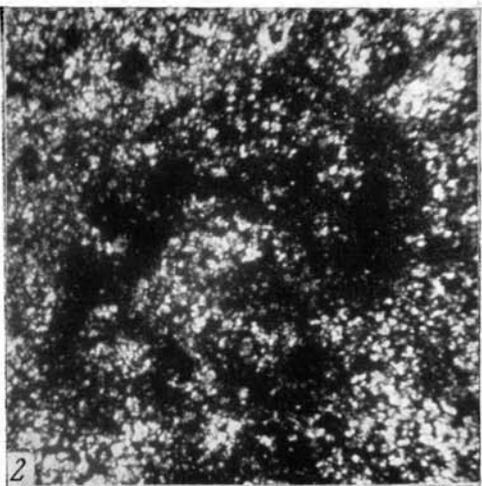
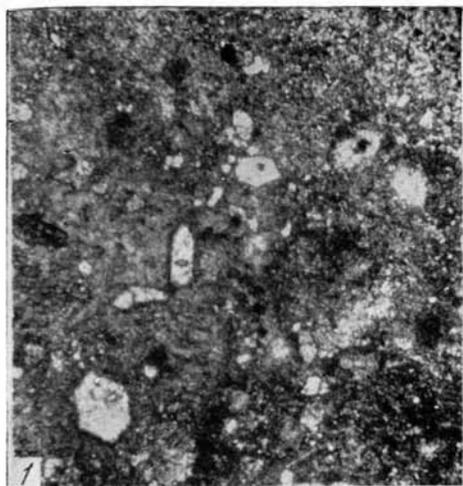
Т а б л и ц а XXVI

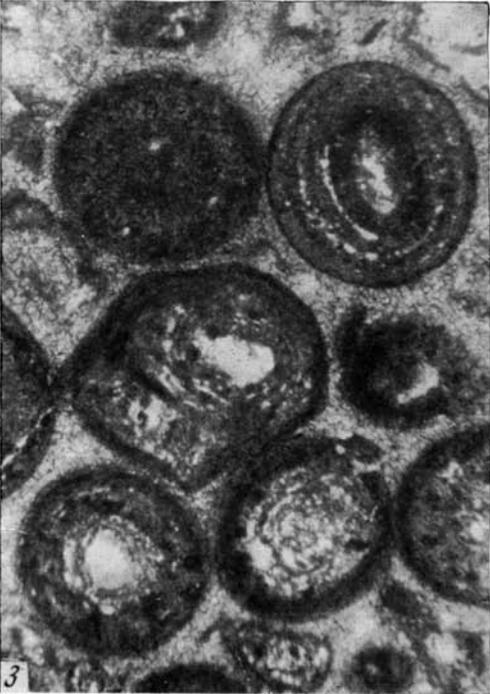
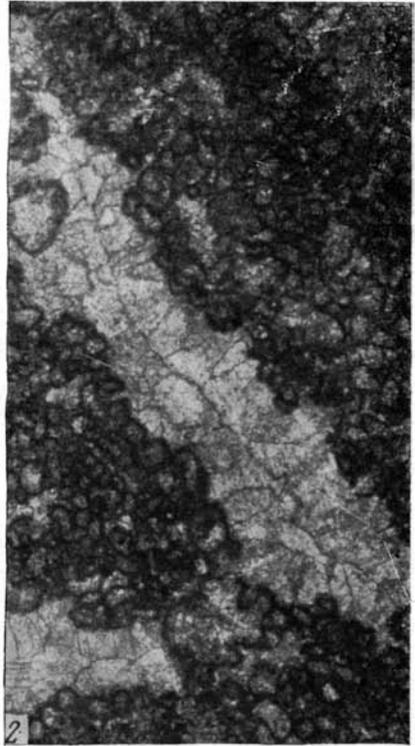
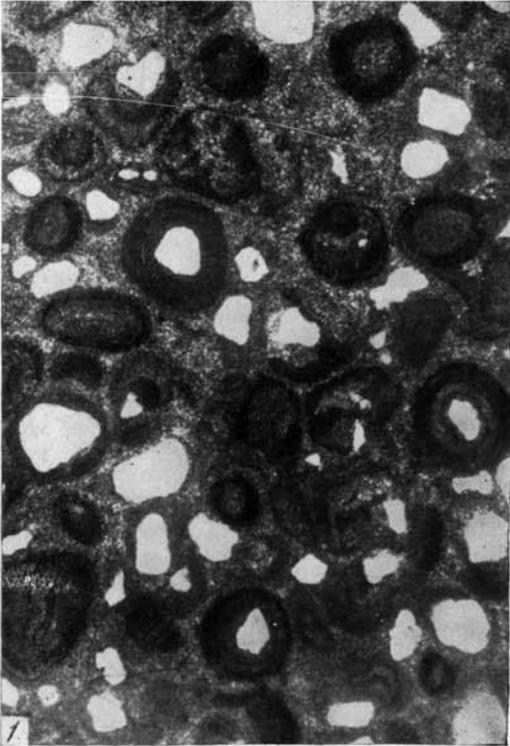
1—3. *Gongylina urbanica* Komar et Semikhatov forma nova.

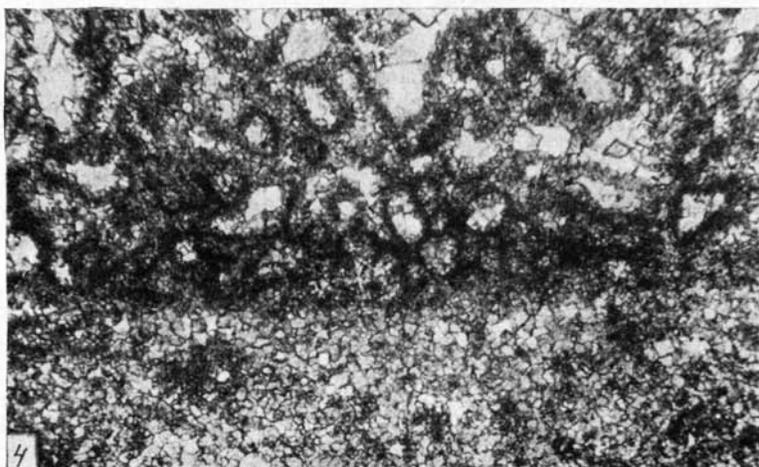
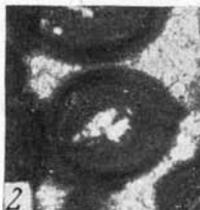
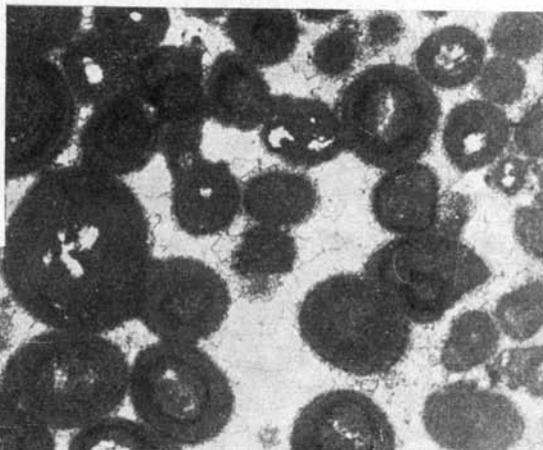
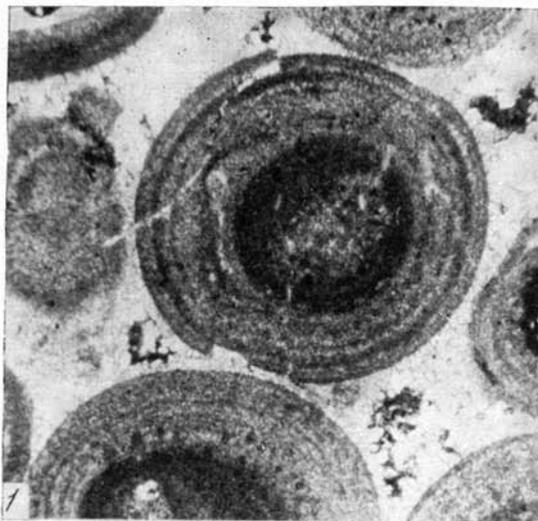
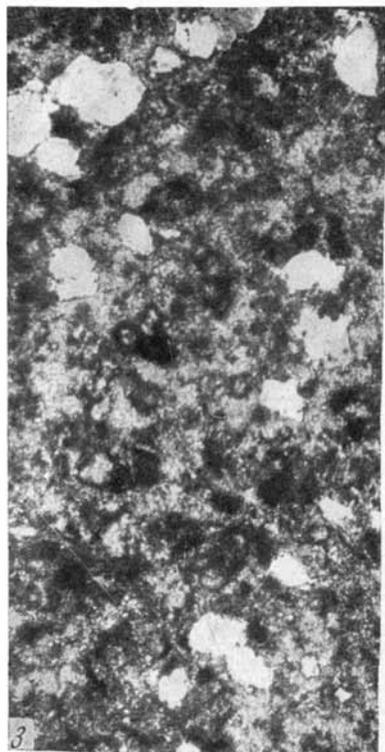
Голотип. Обр. 3590/36. Микроструктура (шлифы): 1, 2 — увел. 40; 3 — увел. 20. Верхняя подсвита юдомской свиты, обнажение в г. Алдан.

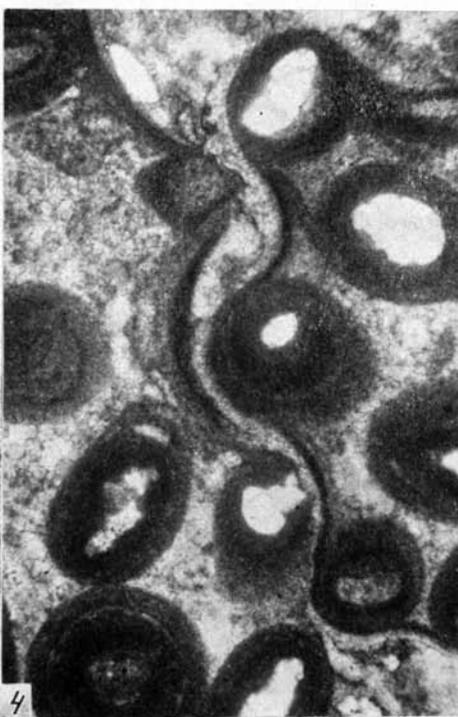
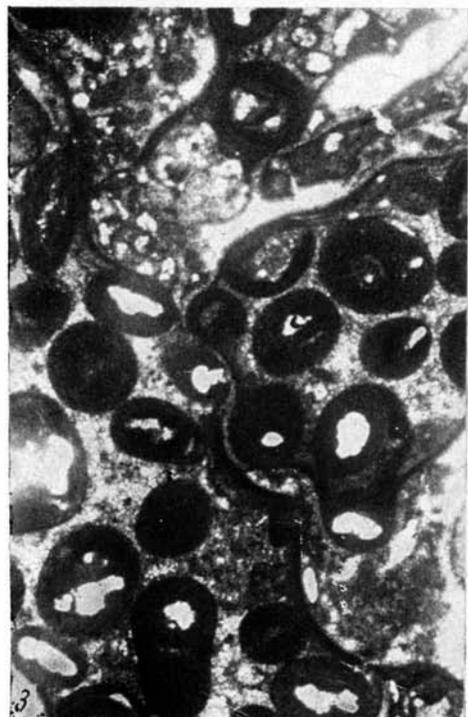
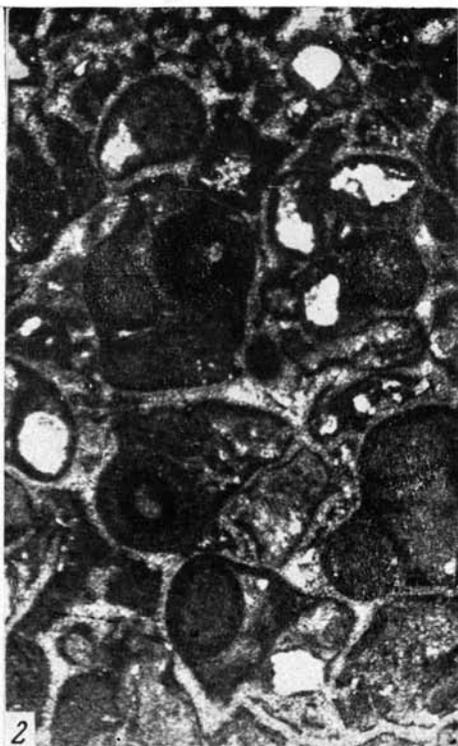


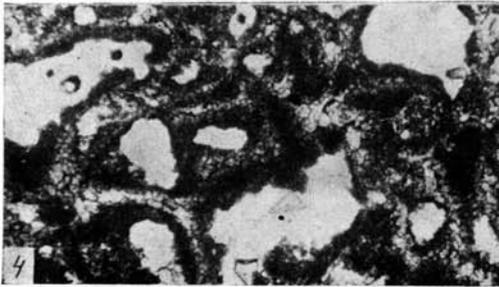
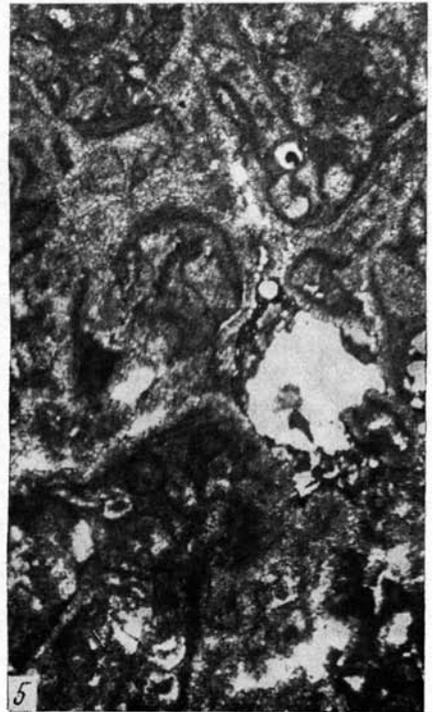
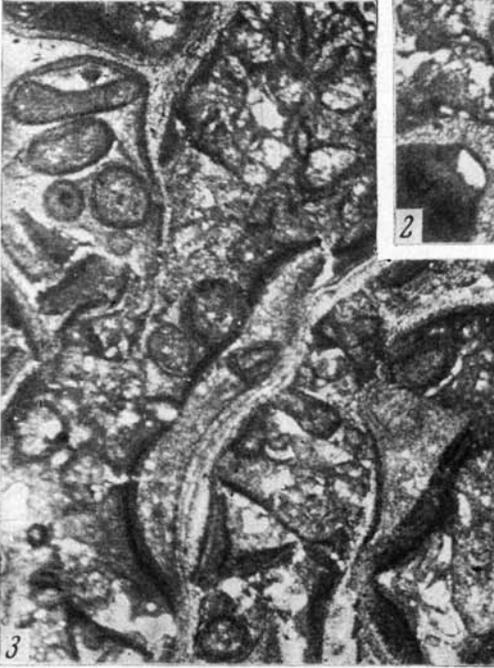
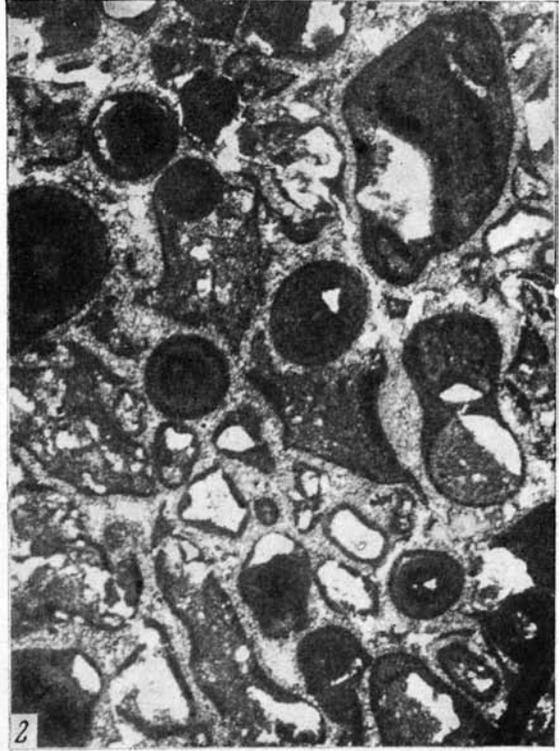


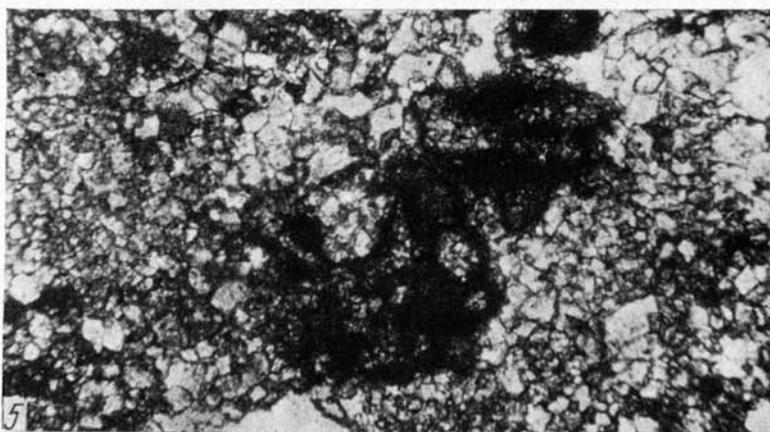
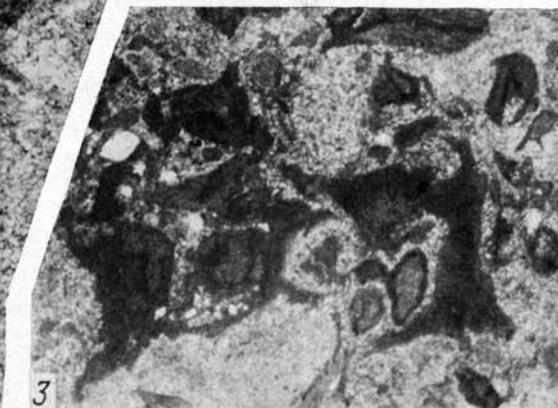
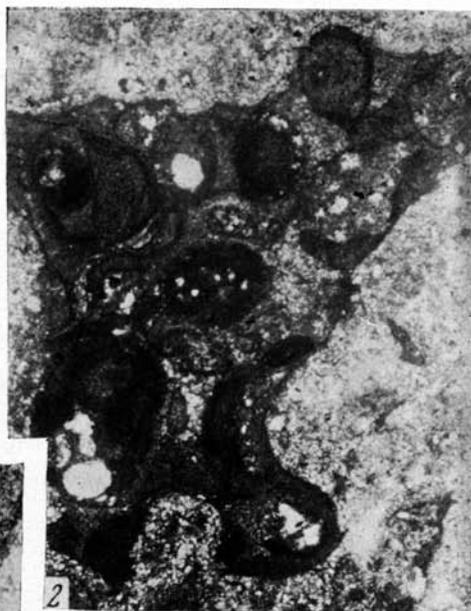


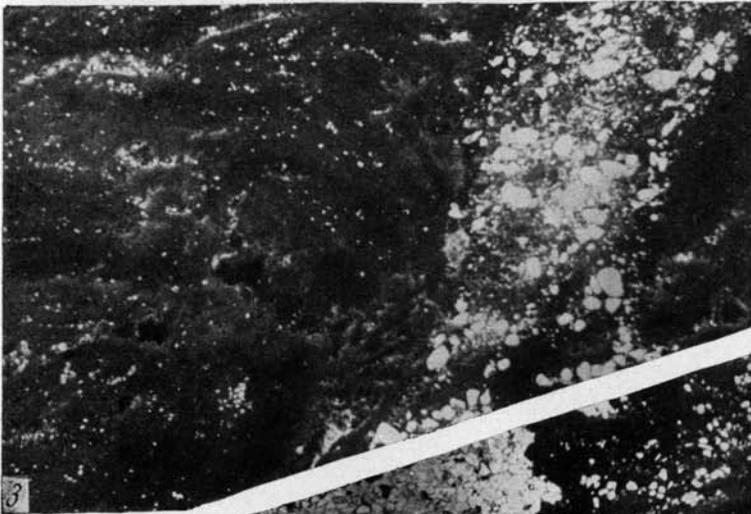
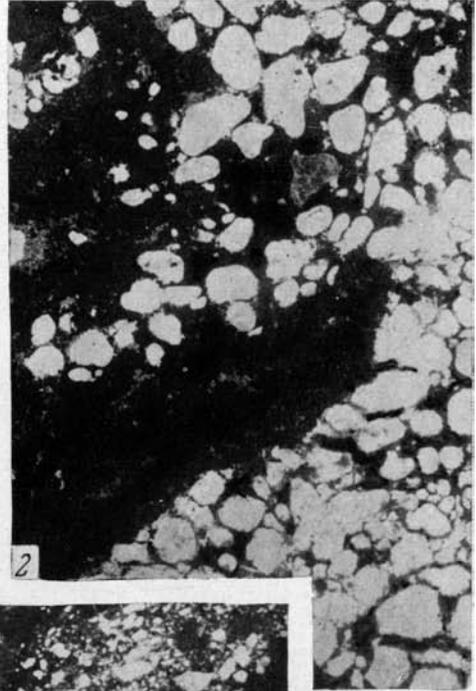


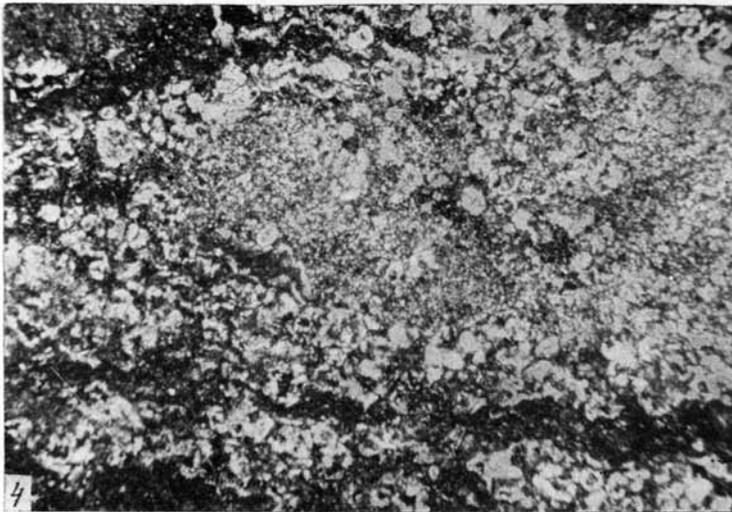
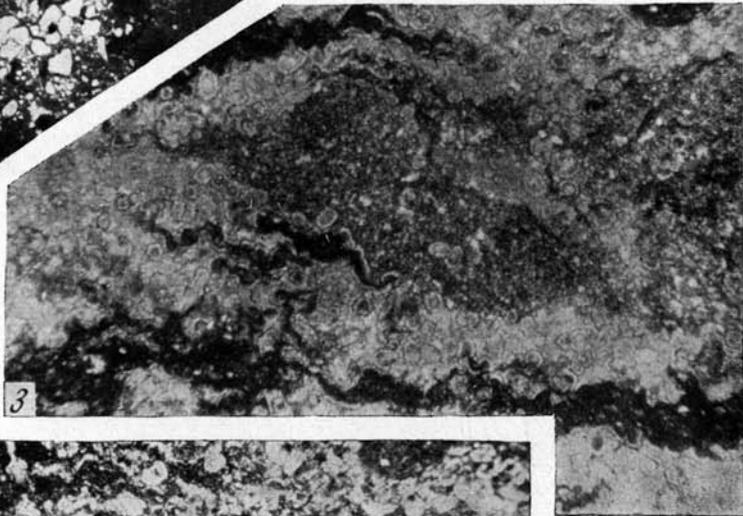
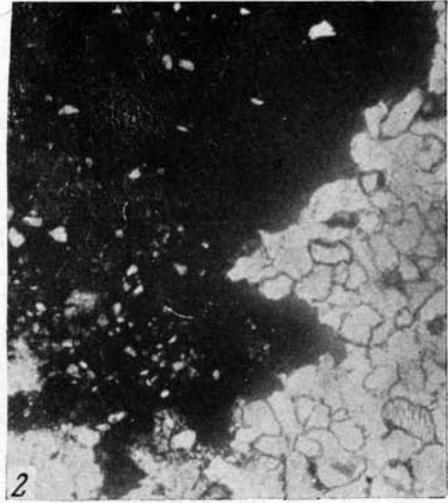


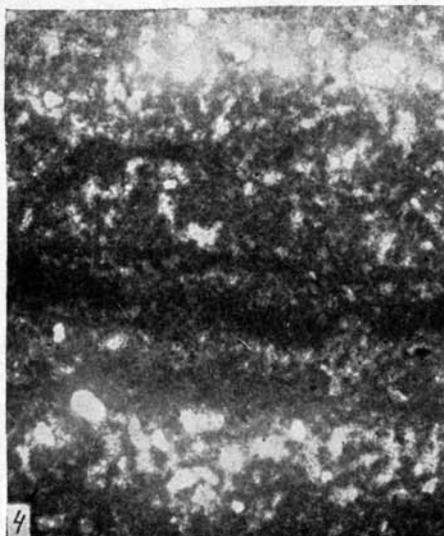
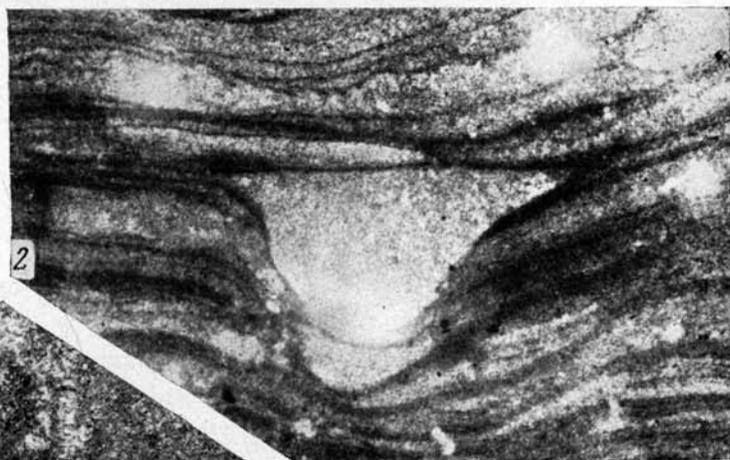
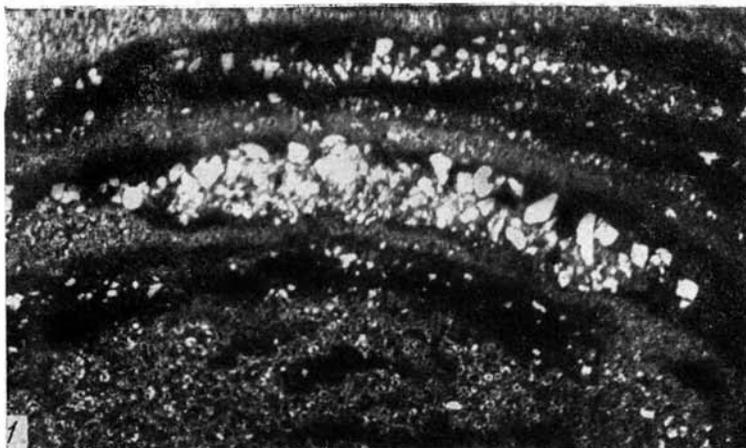


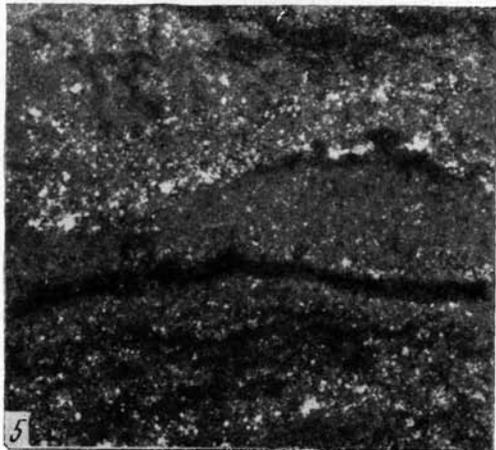
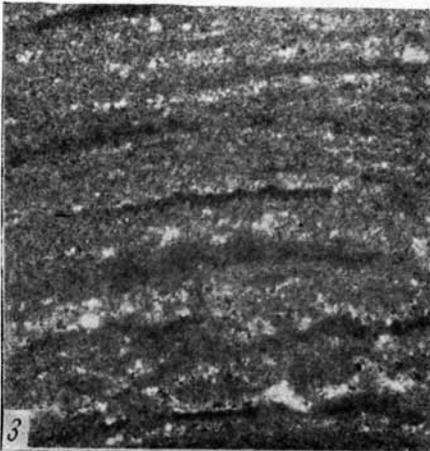
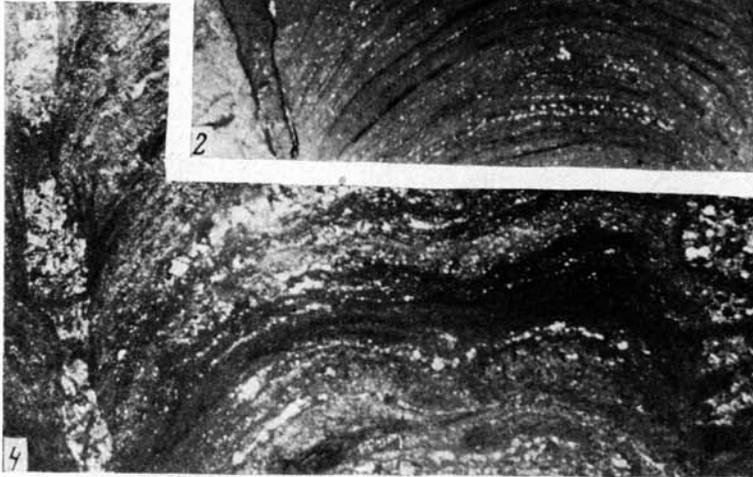
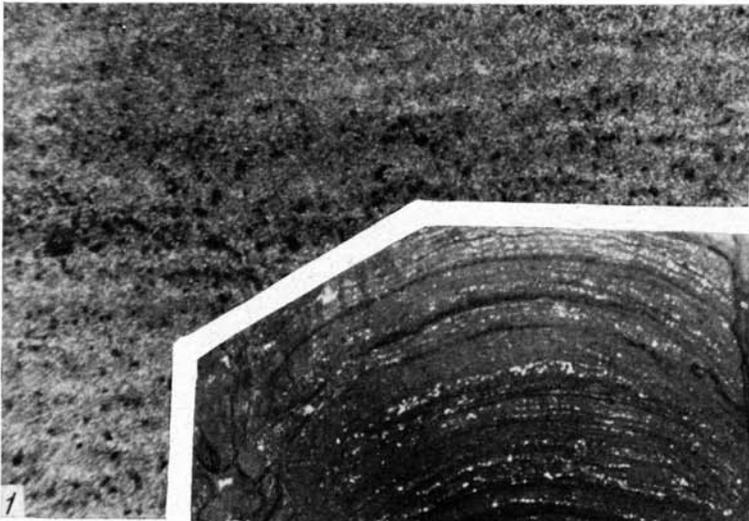


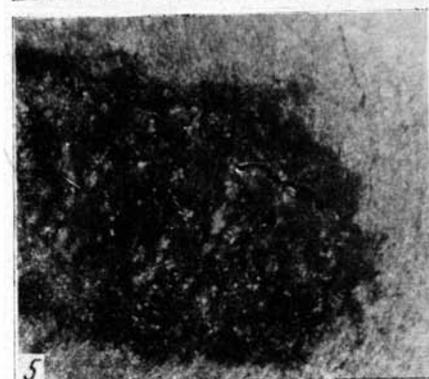
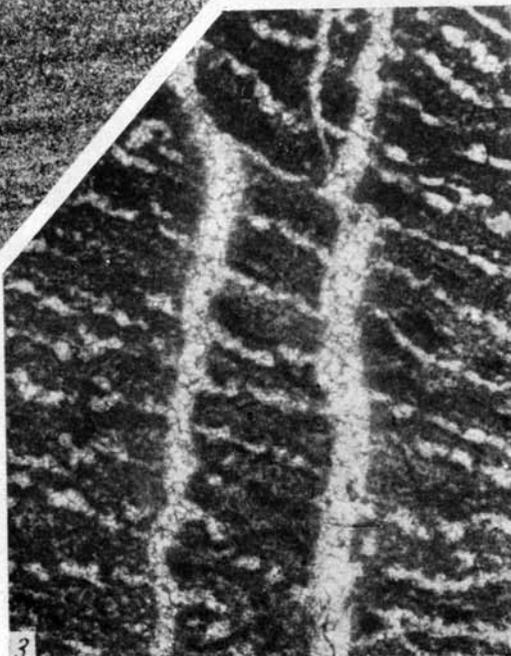
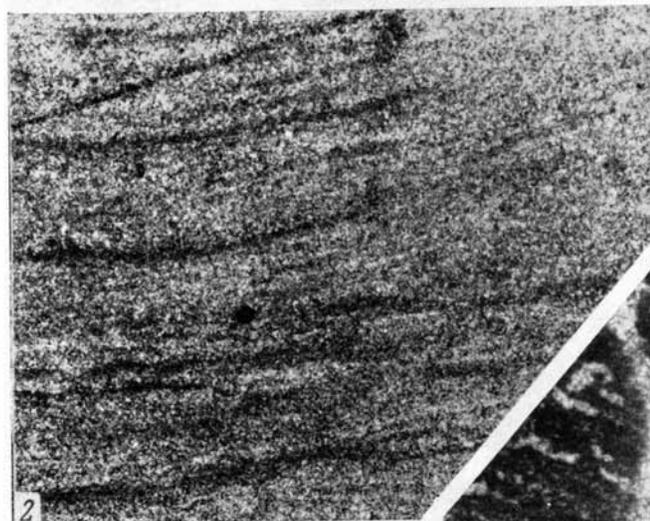
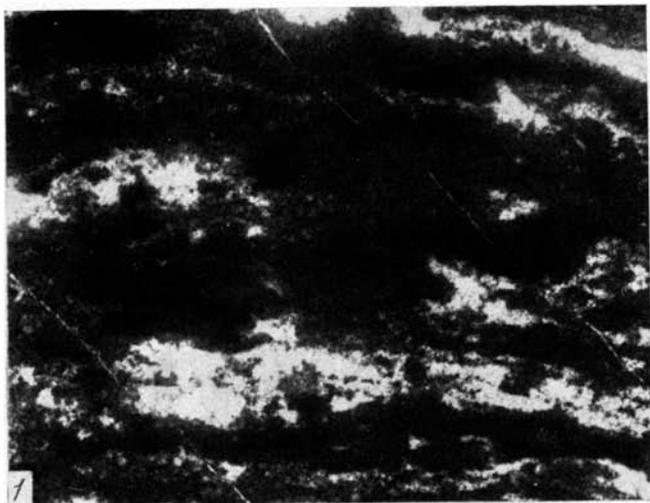


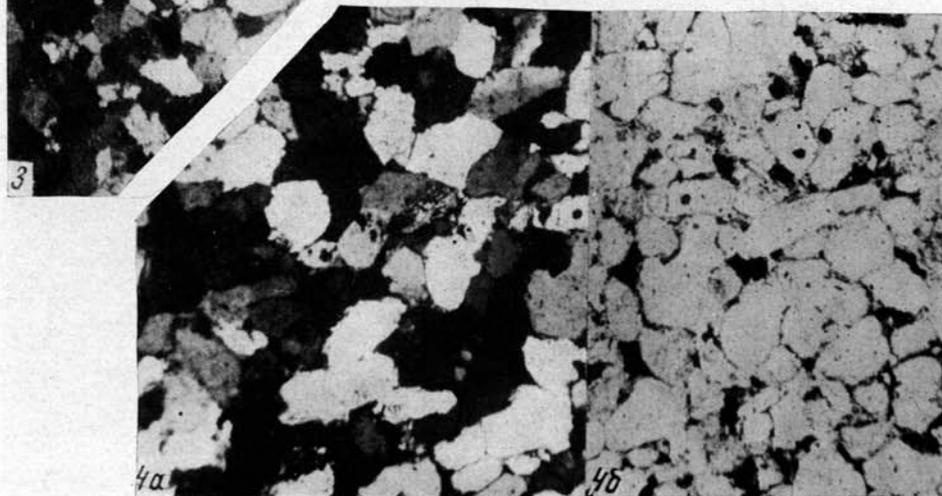
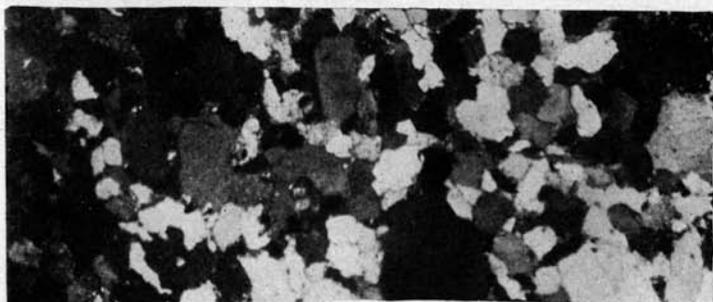
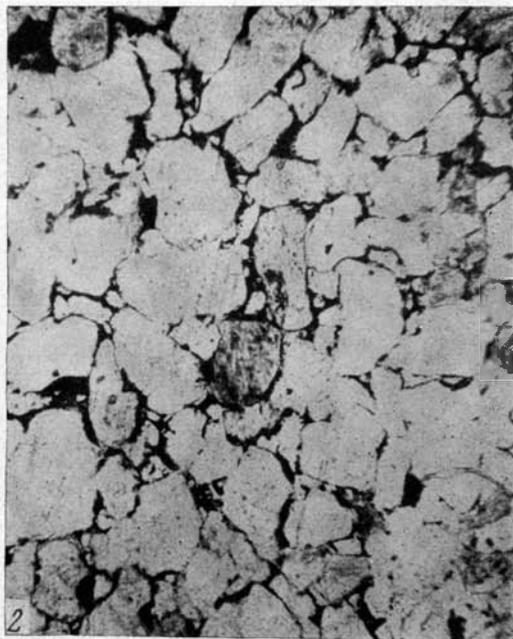
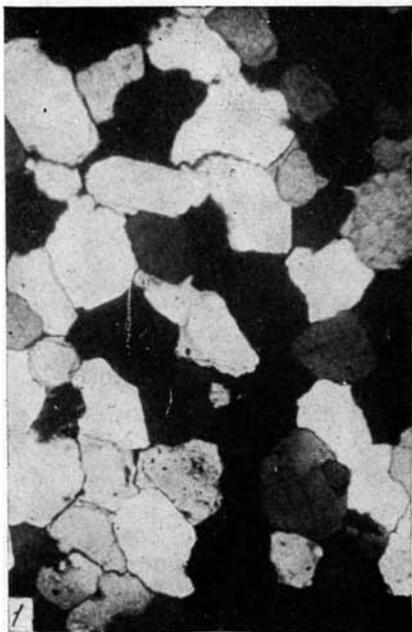


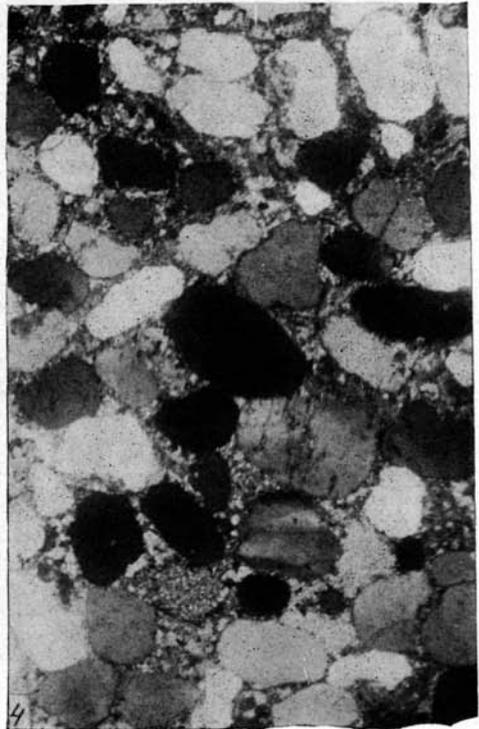
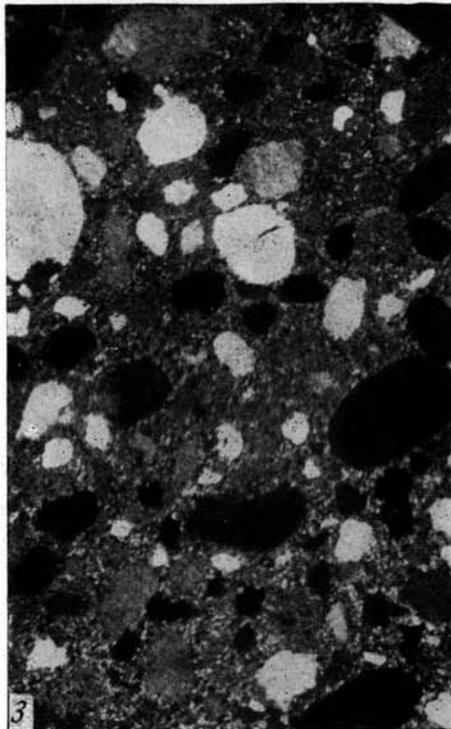
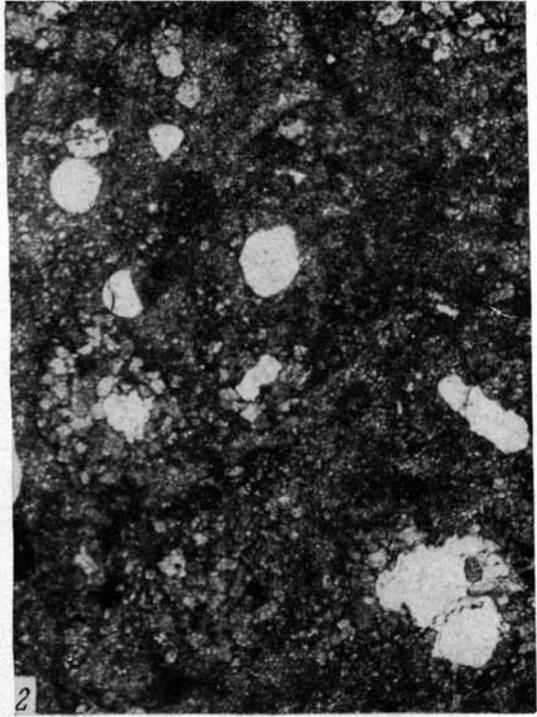
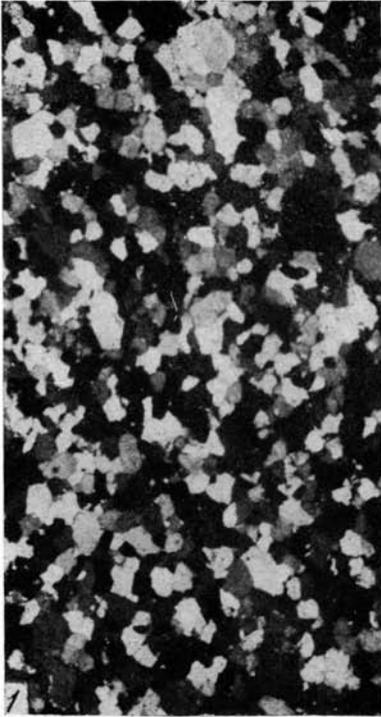


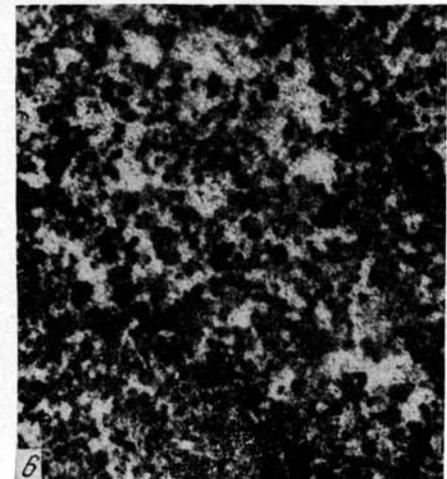
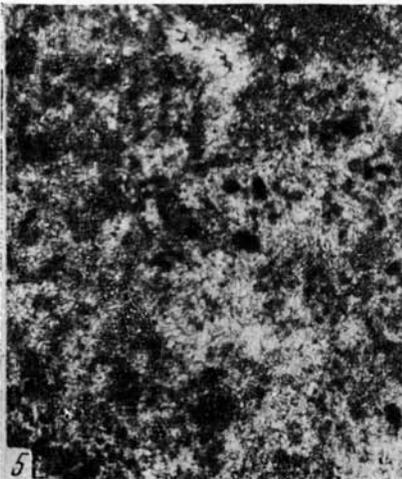
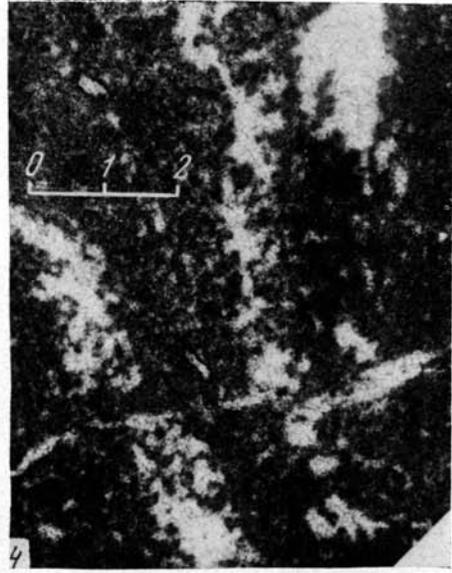


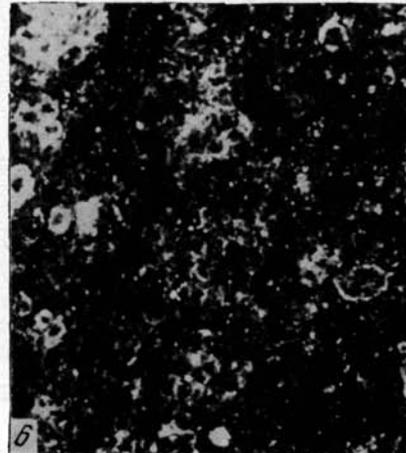
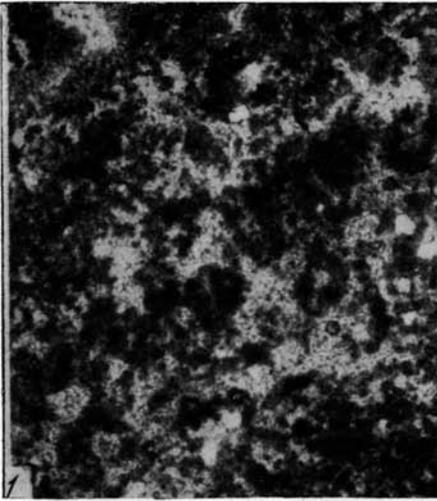


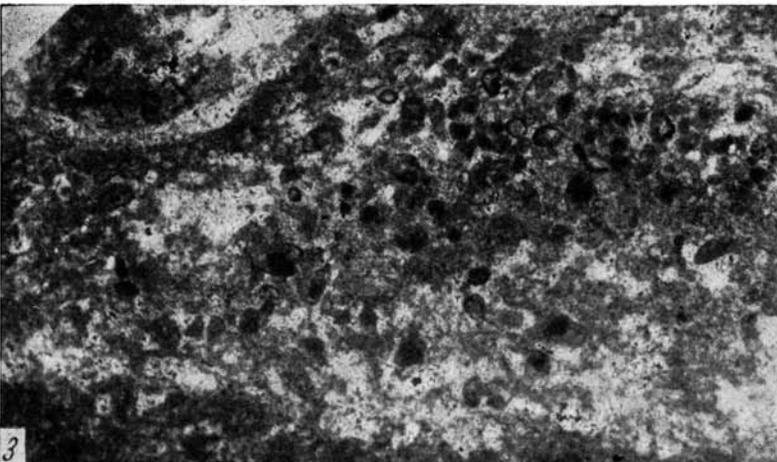
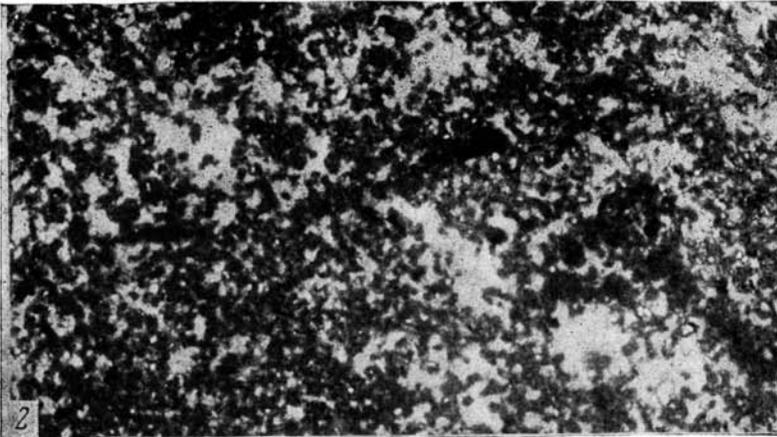
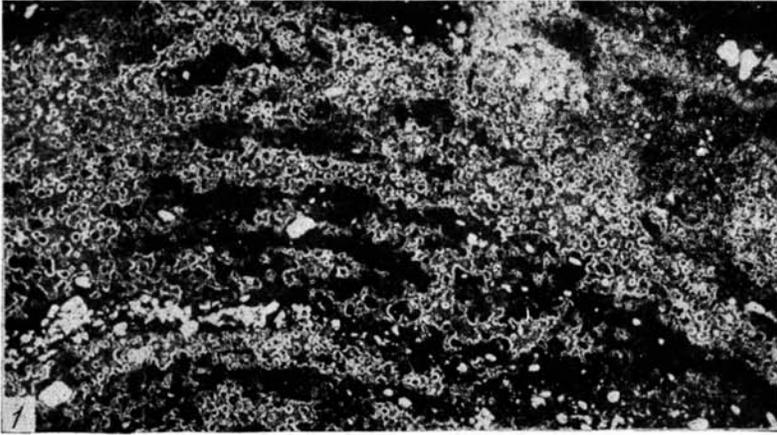


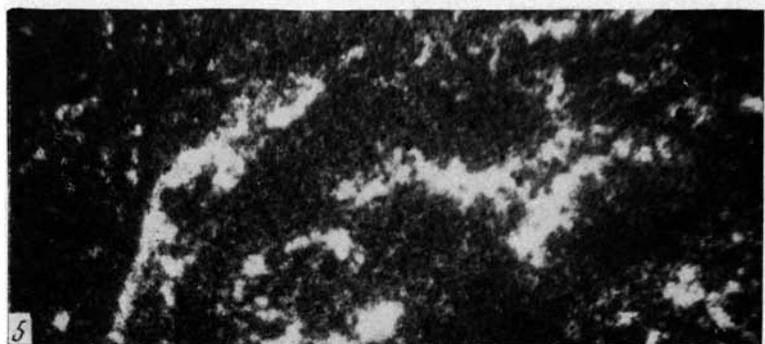
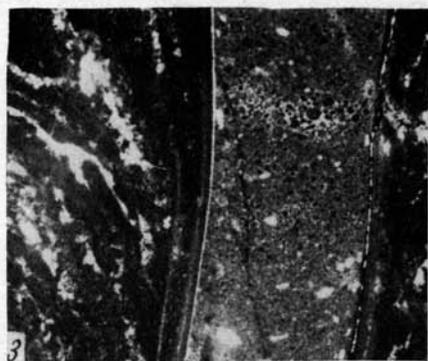
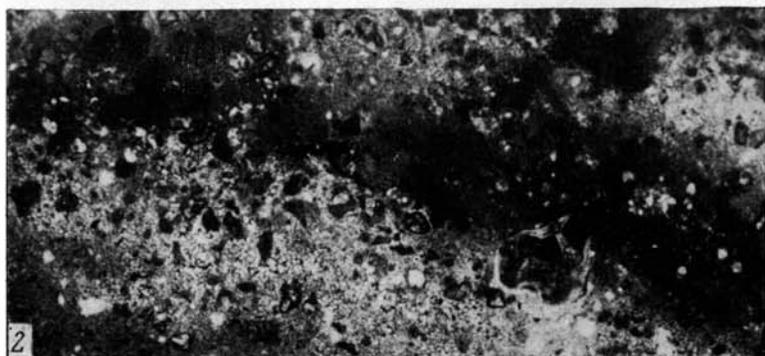
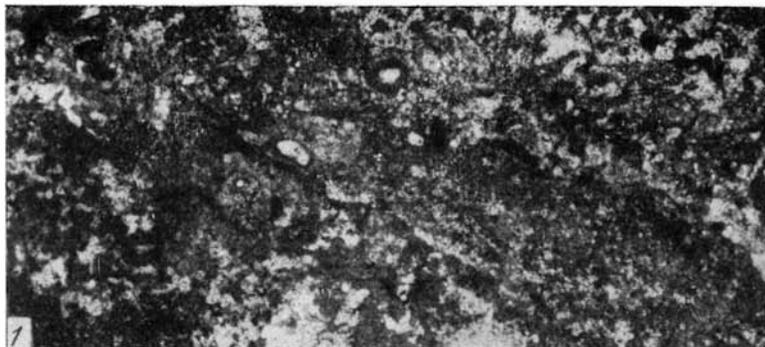


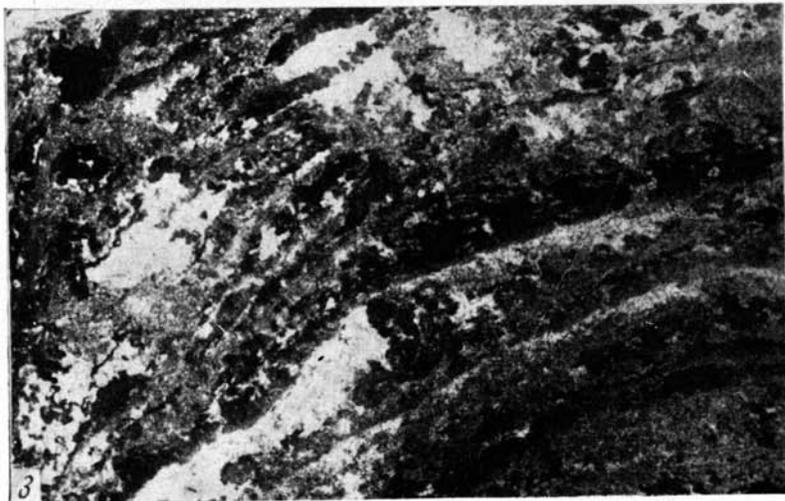
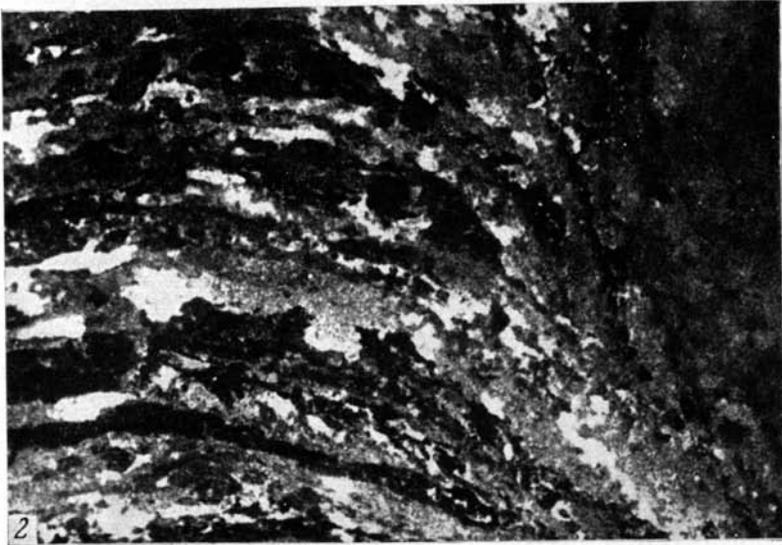
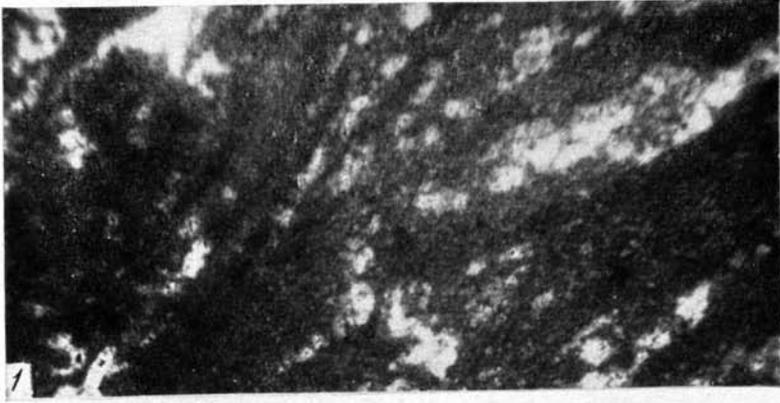


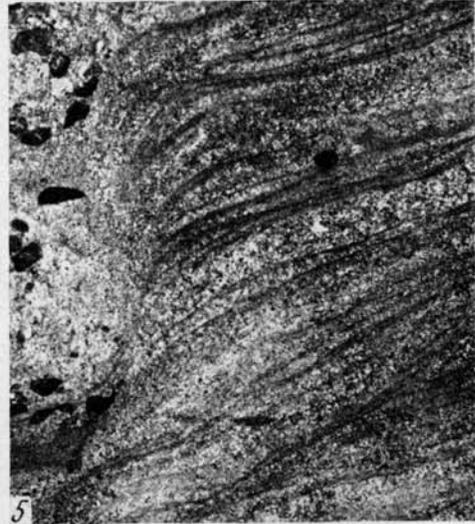
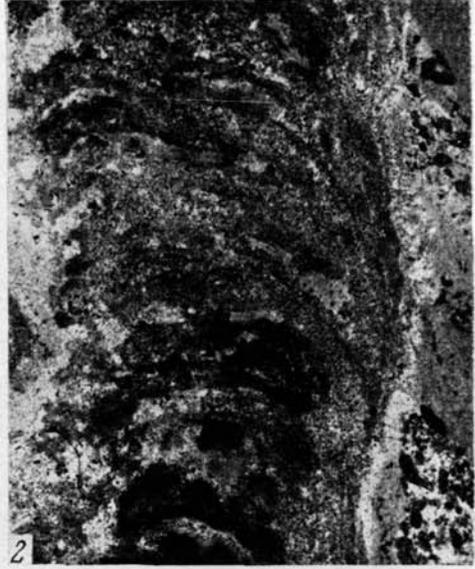


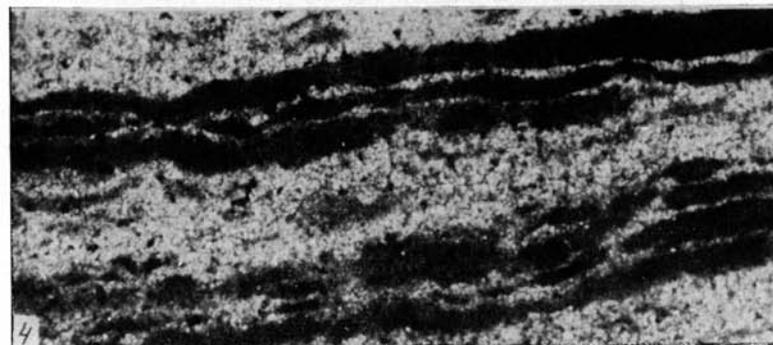
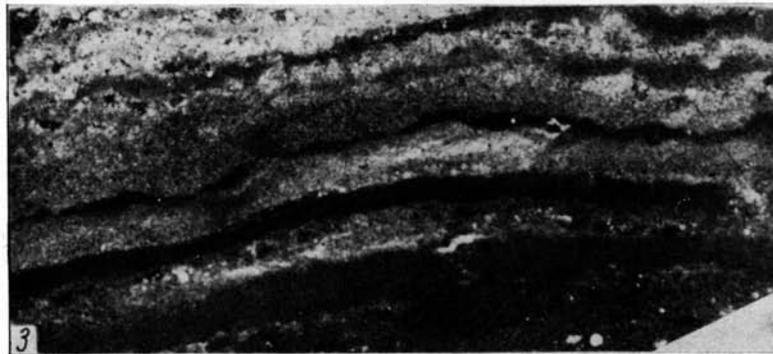
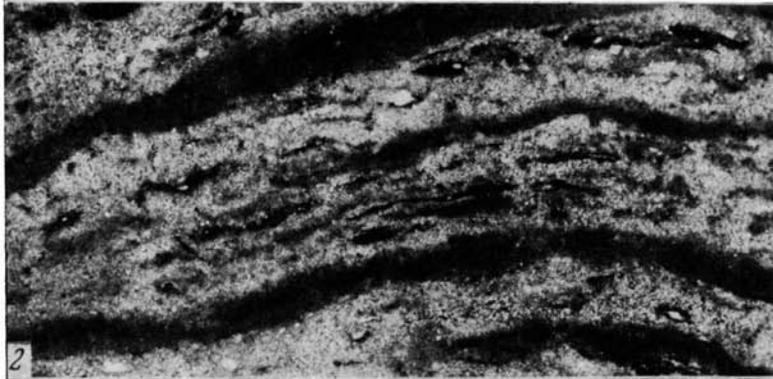
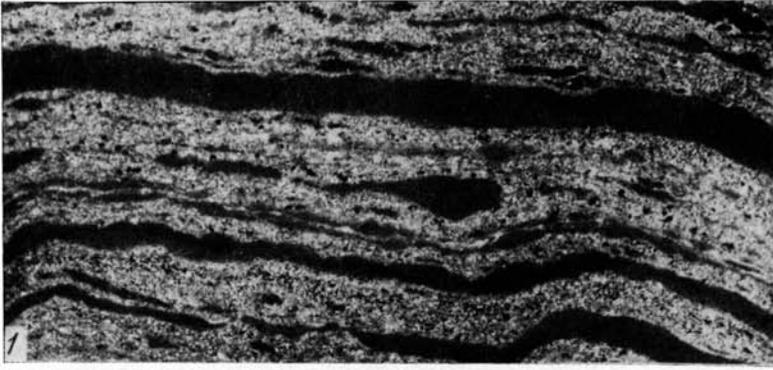


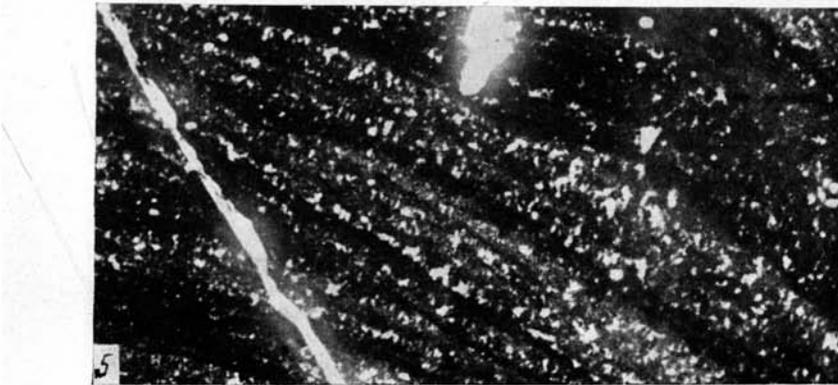


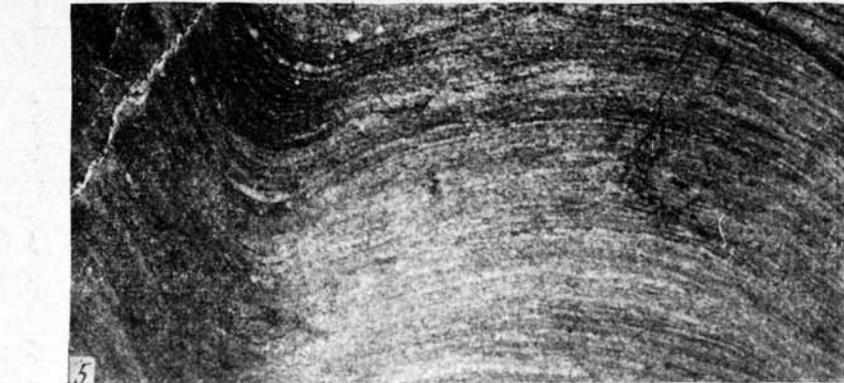
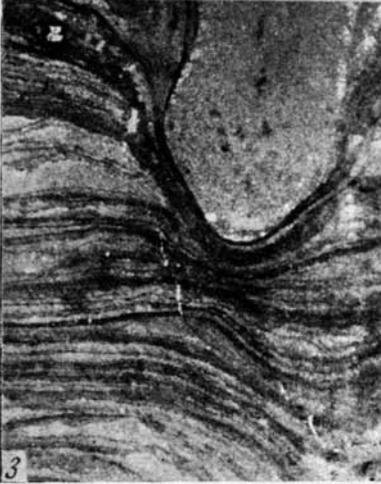


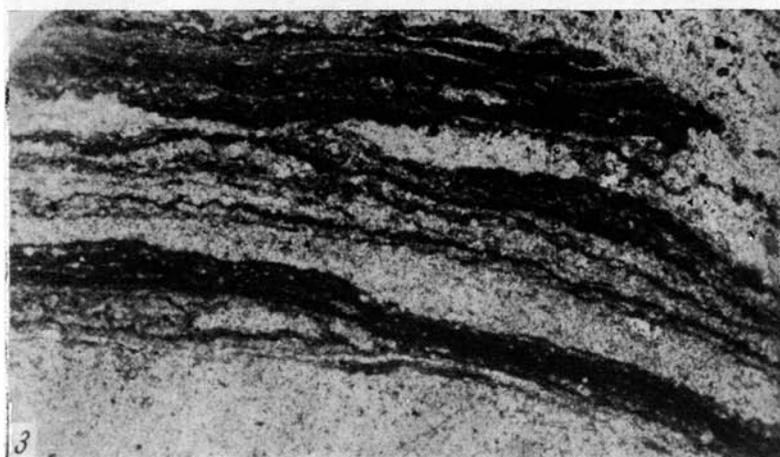
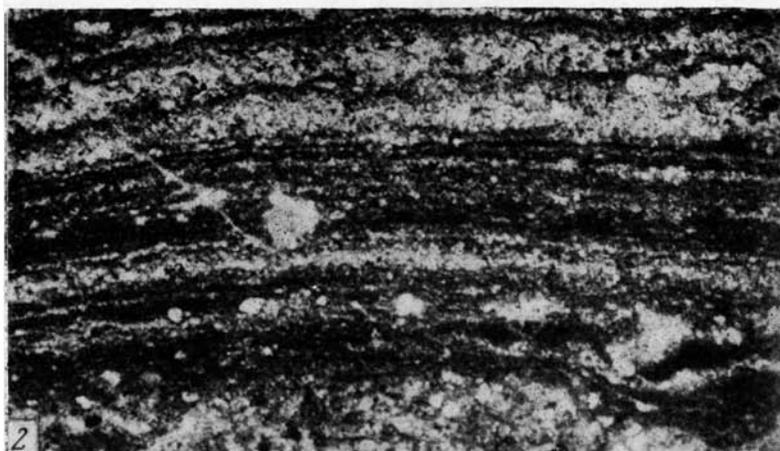
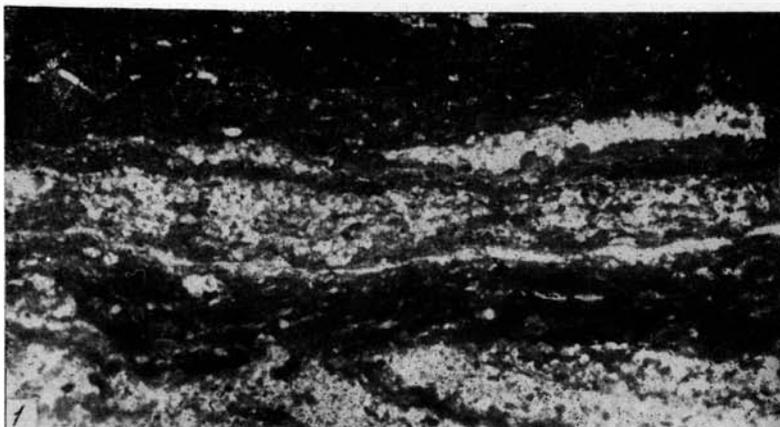


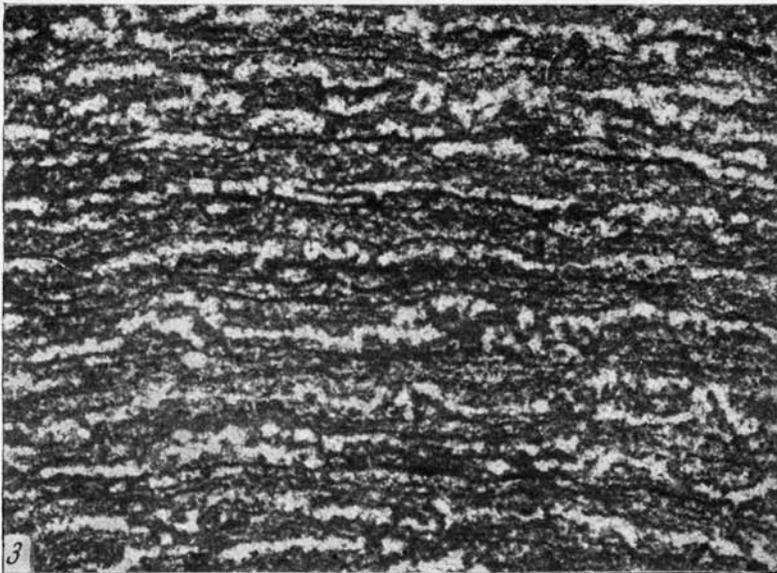
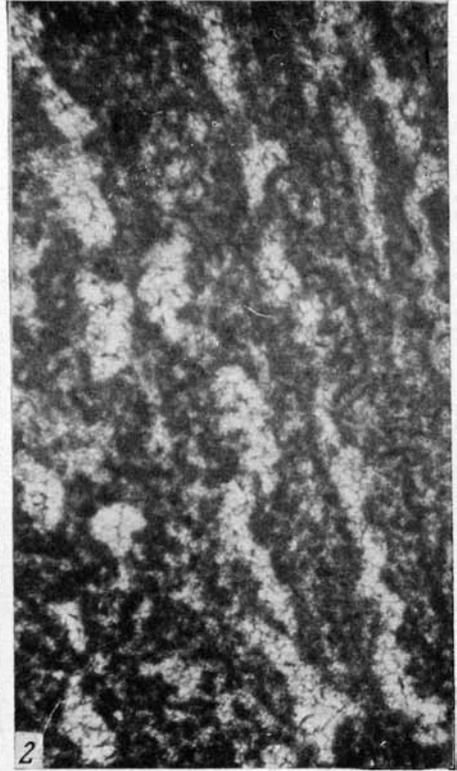
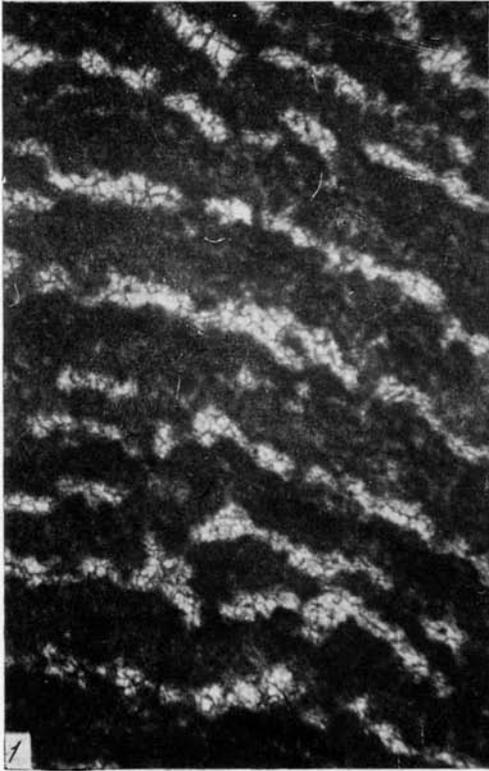












ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	5
Глава I. Обзор развития взглядов на строение и возраст юдомской свиты	10
Глава II. Описание разрезов и возраст юдомской свиты	21
Нижняя граница юдомской свиты	22
Описание типов разрезов юдомской свиты	26
Юдомский тип разрезов	26
Суордахский тип разрезов	41
Верхнемайский тип разрезов	48
Среднемайский тип разрезов	52
Учурский тип разрезов	68
Алданский тип разрезов	72
Сопоставление типов разрезов юдомской свиты	74
Верхняя граница, палеонтологическая характеристика и возраст юдомской свиты	79
Глава III. Основные типы пород юдомской свиты	90
Карбонатные породы	90
Хемогенные карбонатные породы	91
Неяснозернистые доломиты	91
Яснозернистые доломиты	93
Известняки и доломитовые известняки	98
Кремнисто-карбонатные породы	101
Фитогенные карбонатные породы	104
Микрофитолитовые доломиты	104
Строматолитовые доломиты и известняки	112
Обломочные терригенные породы	120
Обломочные породы с кварцевым, гидрослюдисто-хлоритовым и железистым цементом	120
Обломочные породы с карбонатным цементом и песчаные доломиты	123
Глава IV. Особенности строения и формирования юдомской свиты	129
Анализ мощностей	126
Особенности вертикального строения юдомской свиты	132
Фациальная изменчивость и особенности формирования юдомской свиты	135
Раннеюдомское время	135
Позднеюдомское время	142
Некоторые закономерности локализации строматолитов и микрофитолитов юдомской свиты	148
Глава V. Строматолиты юдомского комплекса	157
Глава VI. Юдомский комплекс и его расчленение	174
Литература	191
Таблицы I—XXVI и объяснения к ним	199

CONTENTS

	Pages
Introduction	5
Chapter I. Review of the evolution of concepts on the structure and age of Judomian suite	10
Chapter II. Description of sequences and the age of the Judomian suite	21
Lower boundary of the Judomian suite	22
Description of sequence types of the Judomian suite	26
Judomian type of sequences	26
Suordakh type of sequences	41
Upper Maya type of sequences	48
Middle Maya type of sequences	52
Uchur type of sequences	68
Aldan type of sequences	72
Correlation of types of sequences of the Judomian suite	74
Upper boundary, paleontological characteristic and age of the Judomian suite	79
Chapter III. The main rock types of the Judomian suite	90
Carbonaceous rocks	90
Chemogenic carbonaceous rocks	91
Indistinctly granular dolomites	91
Distinctly granular dolomites	93
Limestones and dolomite limestones	98
Siliceous-carbonate rocks	101
Phytogenic carbonaceous rocks	104
Microphytolitic dolomites	104
Stromatolitic dolomites and limestones	112
Detrital terrigenous rocks	120
Detrital rocks with quartzylhydromicachloritic and ferruginous cement	120
Detrital rocks with carbonaceous cement and arenaceous dolomites	123
Chapter IV. Structural and formational peculiarities of the Judomian suite	126
Thickness analysis	126
Peculiarities of the vertical structure of the Judomian suite	132
Facies variability and formation peculiarities of the Judomian suite	135
Early Judomian time	135
Late Judomian time	142
Certain regularities of localization of stromatolitis and microphytolites of the Judomian suite	148
Chapter V. Stromatolites of the Judomian complex	157
Chapter VI. Judomian complex and its subdivision	174
Bibliography	191
Plates I—XXVI	1

