

СТРАТОТИП РИФЕЯ

СТРАТИГРАФИЯ

ГЕОХРОНОЛОГИЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

СТРАТОТИП РИФЕЯ

СТРАТИГРАФИЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ

(Труды, вып. 377)



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

МОСКВА

1983

Academy of Sciences of the USSR

Order of the Red Banner of Labor Geological Institute

**STRATOTYPE OF THE RIPHEAN
Stratigraphy. Geochronology**

Transactions, vol. 377

Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. М.: Наука, 1983. 184 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 377).

В книге освещена стратиграфия верхнего протерозоя Южного Урала и смежных территорий. Рассмотрено строение отложений главных подразделений общей шкалы рифея в стратотипе на Южном Урале и отложений венда этого региона; детально описаны типовые разрезы местных подразделений; существенно уточнена палеонтологическая характеристика рифея и венда; описаны разрезы рифея и венда Приуралья с привлечением новых материалов бурения и разрезы северных районов Урала. Даны полная сводка геохронологических данных по докембрию Урала, анализ важнейших дат и обоснование возраста рубежей подразделений рифея и венда. В книге подчеркнута принципиальное значение Уральского разреза для проблемы общей стратиграфии докембрия и построения его шкалы.

Текст сопровождается корреляционными таблицами, колонками, геологическими схемами, таблицами геохронологических данных.

Табл. 16, ил. 40, библиогр.: с. 176–182 (227 назв.).

Редакционная коллегия:

академик *А.В. Пейве* (главный редактор),
В.Г. Гербова, *В.А. Крашенинников*,
член-корреспондент АН СССР *П.П. Тимофеев*

Ответственные редакторы

В.М. Келлер, *Н.М. Чумаков*

Editorial board:

Academician *A.V. Peive* (Editor-in-Chief),
V.G. Gerbova, *V.A. Krashennnikov*,
Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences *P.P. Timofeev*

Responsibles editors

В.М. Keller, *Н.М. Chumakov*

ВВЕДЕНИЕ

Вторая книга серии работ, посвященных строению рифейского стратотипа на Южном Урале, содержит сведения по стратиграфии и геохронологии.

В первом разделе приведены послонные описания стратотипических разрезов рифея и венда Башкирского мегантиклинория, сведения о фашиальных изменениях, списки органических остатков для каждого подразделения стратиграфической шкалы. В заключительных главах рассматриваются вопросы корреляции рифейско-вендских отложений Волго-Уральской области, Среднего и Северного Урала со стратотипическим разрезом рифея Башкирского мегантиклинория. Все описание строится соответственно фитемам рифея, при этом за основу взята общая стратиграфическая шкала, принятая в 1977 г. на Всесоюзном совещании по общим вопросам расчленения докембрия в г. Уфе и утвержденная Межведомственным стратиграфическим комитетом в 1978 г.

Общая стратиграфическая последовательность свит и серий уральского стратотипа рифея изучалась на протяжении многих лет и в настоящее время не вызывает сомнений. Высказывавшиеся ранее предположения, что разрезы рифея свдвоены и что нижние серии представляют собой аналоги верхних горизонтов несколько иного фашиального облика, свойственного более восточной структурно-фашиальной зоне, оказались неверными. Глубокое бурение, проводившееся геологами-нефтяниками на Урале и в Волго-Уральской области, показало, что принятая в настоящее время стратиграфическая схема рифея верна и может быть взята за основу. Отдельные неясные вопросы стратиграфии представляют собой частные задачи исследований и, вероятно, будут разрешены в ближайшее время. К их числу относятся: 1) уточнение стратиграфии нижнерифейских образований Ямантауского антиклинория и корреляция их с типовым разрезом бурзания Бакало-Саткинского района; 2) описание стратиграфии вендских отложений, приобретающих особый тип строения и большую мощность по р. Зилим ниже сел. Толпарова; 3) выяснение деталей сопоставления глубоких буровых скважин Предуральского прогиба (Кабакново-62) с разрезами Горного Урала; 4) корреляция со стратотипом Башкирского мегантиклинория терригенных и вулканогенных отложений Уралтауского антиклинория. От решения этих частных задач не зависят наши общие представления о строении стратотипического разреза.

Вторым разделом настоящей книги является очерк, посвященный геохронологии. Автор его М.А. Гаррис приводит по радиометрическому датированию рифейского разреза новые и наиболее полные данные. При определении возраста осадочных толщ докембрия мы имели дело главным образом с датами, полученными калий-аргоновым методом. Если возрастные значения основаны на каких-либо других методах, то это специально оговорено в тексте. Особенно следует остановиться на датах, полученных калий-аргоновым методом по глаукониту. Уязвимость этих геохронологических дат хорошо известна. Применение их возможно лишь в том случае, когда мы имеем в вертикальном разрезе ряд определений, взаимно контролирующих один другой. Единичные глауконитовые даты не могут дать реального представления о возрасте вмещающих пород. При радиометрическом датировании по глаукониту и другим минералам мы нередко встречаемся с "омоложенными" значениями возраста. Поэтому некоторые калий-аргоновые даты, приводимые в настоящей работе, должны получить подтверждение другими методами радиометрического датирования.

Далеко не все места взятия проб глауконита, по которым в предшествующие годы давались радиометрические определения, удалось привязать к послонным разрезам. Обычно авторы, отбиравшие пробы в 60-х и 70-х годах, указывали только свиту. Поэтому лишь некоторые образцы, доставлявшиеся в последнее время, привязаны к пластам и пачкам послонных разрезов. Все приводимые в настоящей работе возрастные датировки пересчитаны в новых константах, принятых австралийской сессией Международного геологического конгресса (см. с. 145). Пересчитанные даты приведены в скобках за теми значениями возраста, которые были опубликованы геохронологами. Если пересчет не сделан, то это значит, что возрастное значение приводится в новых константах, которые используются всеми лабораториями нашей страны.

ВЕРХНИЙ ДОКЕМБРИЙ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ

ОБЩИЕ ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ И СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Отложения рифея и венда Башкирского мегантиклинория протягиваются широкой полосой вдоль западного склона Южного Урала от р. Уфы на севере до широтного течения р. Белой на юге. Общая протяженность этой полосы с севера на юг около 400 км; ширина ее изменяется от 125 км на широте хр. Каратау и г. Миньяра до 50–60 км в районе г. Златоуста. Вся эта полоса входит в горно-лесной район Башкирской АССР и Челябинской области.

Верхний докембрий здесь вскрывается вдоль многочисленных речных долин — притоков рек Белой, Сима и Юрюзани. Долины рек в этом районе глубоко врезанные, с многочисленными скальными выходами по берегам. Выходы плотных горных пород — кварцитов и известняков — видны часто; они слагают высокие обрывы и доступны для наблюдения. В то же время слабо уплотненные глинисто-алевролитовые толщи или рыхлые песчаники вдоль речных долин большей частью оказываются задернованными. Выходы их можно иногда встретить на склонах сопок, на водоразделах, а чаще всего, чтобы получить представление об их составе, приходится прибегать к горным выработкам и буровым скважинам.

Нередко твердые пачки разреза образуют на водораздельных пространствах отчетливые гребни, которые легко могут быть протрассированы по данным аэрофотосъемки из одной речной долины в другую. Особенно четко прослеживаются кварцевые песчаники зигальгинской свиты среднего рифея и зильмердакской свиты верхнего рифея.

Размах рельефа на рассматриваемой территории не очень велик. Высшая вершина района гора Ямантау близ г. Белорецка имеет высоту 1640 м, а горный массив Ирмель — 1582 м. Оба этих массива сложены зигальгинскими кварцитами. В то же время абсолютные отметки долины р. Белой в области Предуральяского прогиба обычно колеблются около 250 м. Как правило, относительный размах рельефа по пересечениям не превышает 300–350 м. При этих превышениях возникают вполне приемлемые условия для составления послонных разрезов, но не создается возможности для выяснения тектонических соотношений и анализа покровных перекрытий. Последние нередко приходится выводить не из непосредственных наблюдений, а из суммы фактов, в результате чего получается разноречивое толкование одних и тех же явлений.

Представления геологов о структуре Башкирского мегантиклинория различны. Согласно одной концепции, берущей начало от работ А.Д. Архангельского [1932], весь западный склон Южного Урала поделен крупными надвигами на структурно-фациальные зоны или полосы, по современной терминологии — пластины, которые определяют особенности тектоники рассматриваемого региона. Эта концепция получила наиболее яркое воплощение в современных работах М.А. Камалетдинова [1974, 1977] и его коллег. Согласно представлениям этих геологов, каждая пластина испытывала значительное перемещение, в результате чего нередко приведены в соприкосновение отложения одного и того же возраста, но различного фациального типа. Однако на практике мы видим, что такого фациального различия часто нет и разрез смежных пластин Башкирского мегантиклинория оказывается чрезвычайно сходным.

Вторая концепция тектоники Южного Урала берет начало от работ А.Н. Заварицкого [1923] и М.М. Тетяева [1938]. Основное значение в работах этих авторов придается складчатой структуре, осложняющейся надвигами; величина горизонтального перемещения по этим надвигам, как правило, незначительна. Добавим, что исключение составляют надвиги западного борта и центральной части Зилаирского мегасинклинория, по которым геосинклинальные толщи палеозоя, свойственные восточной структурно-фациальной зоне, надвинуты на расположенные западнее разновозрастные платформенные толщи. Примером их являются Асташский и Мурадымовский покровы и ряд других тектонических нарушений этой полосы [Казанцева, Камалетдинов, 1969]. Такого типа структуры на Башкирском мегантиклинории отсутствуют. Надвиги, осложняю-

щие здесь складчатую структуру, имеют значительную протяженность и тянутся иногда на десятки и первые сотни километров. Как правило, по простиранию они прерываются и рядом с ними кулисообразно возникают новые надвиги. Такие соотношения свидетельствуют о незначительной амплитуде их перемещений, тем более что по обе стороны от указанных разломов разрез протерозоя сохраняется примерно одинаковым. Исключение составляет крупный надвиг субмеридионального направления, обрамляющий с запада Каратаускую структуру, Инзерский синклиниорий и протягивающийся на юг до широтного колена р. Белой. Во фронтальной части этого надвига зильмердакские песчаники перекрывают расположенные на западе более молодые отложения (Нугушская пластина по М.А. Камалетдинову [1977]).

На геологической карте Башкирского мегантиклинория прослеживаются следующие наиболее крупные структурные формы, на которые нам все время придется ссылаться по ходу изложения.

1. Ямантауский антиклинорий, слагающий большую часть Башкирского мегантиклинория. На геологической карте сводовая его часть подчеркивается выходами на дневную поверхность нижнерифейских отложений. Западное крыло структуры крутое: местами пласты здесь стоят на головах; восточное – более пологое. На юге структура погружается: периклинальное ее замыкание видно вблизи пос. Верхний Авзян.

2. Южнее, на продолжении Ямантауского антиклинория, появляется кулисообразно расположенная сложно построенная система антиклинальных складок, рассеченных поперечными разломами. С севера на юг в эту систему входят Бретьакская, Аскардовская и Кургасская антиклинали (Юрматауский антиклинорий). В сводовой их части на дневную поверхность выведены отложения нижнего рифея; на крыльях видны зигальгинские образования.

3. Тараташский антиклинорий сложен в сводовой своей части дорифейскими отложениями; на крыльях его выходят отложения нижнего рифея, к югу, не доходя линии Куса – Магнитка, породы нижнего докембрия погружаются под более молодые отложения, и южнее, в Бакало-Саткинском районе, развита сложная система погружающихся к югу складок, сложенных породами саткинской и бакальской свит нижнего рифея.

4. Инзерский синклиниорий представляет собой сложно построенную широкую и пологую синклинальную складку. Детали ее строения хорошо видны по контуру распространения карбонатных свит верхнего рифея. Северным продолжением этой же синклинальной полосы является Бедерышинская синклиналь, но простирание ее здесь меняется с меридионального на северо-восточное.

5. Алатауский антиклинорий, имеющий чрезвычайно сложное строение, но отчетливо проявленный на геологической карте выходами рифейских пород, оконтуренных по периферии выходами ашинской серии венда. В северной части антиклинория выделяется несколько блоков, ограниченных надвигами. На одном из этих блоков заложена глубокая Кулгунинская скважина. На юге, в области широтного течения р. Белой, и на севере, по р. Инзер, видно периклинальное замыкание Алатауского антиклинория.

6. К северу от Алатауского антиклинория кулисообразно располагаются две антиклинальные складки – Трамшакская и Веселовская, имеющие очень крутые западные и более пологие восточные крылья.

7. Каратауский структурный комплекс представляет собой систему блоков и антиклинальных поднятий, осложненных надвигами. С севера это Каратауский блок, блок Воробьиных гор и Аджигардакская антиклиналь. Погружение этой складки в северо-восточном направлении видно у ст. Миньяр. Здесь мы имеем один из лучших разрезов миньярской свиты.

8. Сулеймановская антиклиналь (антиклиналь горы Вязовой) является одной из наиболее северных структур, в которой обнажаются породы от зильмердакской до ашинской свиты включительно.

Таково строение структур, входящих в состав Башкирского мегантиклинория.

Антиклинорий Уралтау является крупной антиклинальной структурой, протягивающейся в восточной части рассматриваемой площади на 350 км. Он имеет несимметричное строение и обрезан с востока крупным глубинным разломом. На западном крыле вскрываются свиты среднего и верхнего рифея, сложенные сильно измененными терригенными породами.

Между Башкирским мегантиклинорием и антиклинорием Уралтау располагается обширный Зилаирский мегасинклиниорий, выполненный породами палеозоя, выходы которого прерываются у г. Белорецка и снова появляются севернее, на простирании

структуры в Тирлянской синклинали. Центральная часть Зилаирского мегасинклинали представлена ультраосновными породами, слагающими горные массивы Крака. Некоторые геологи [Камалетдинов, 1974] считают, что эти массивы не имеют корней и находятся в покрове.

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Первое региональное описание рифейских толщ западного склона Южного Урала было сделано в 1889 г. Ф.Н. Чернышовым, который изучал их в пределах 139-го листа общей Геологической карты России. Возраст всех древних образований он считал девонским. Эта точка зрения была принята многими исследователями Урала и приводится в региональных описаниях различных его районов [Краснопольский, 1901, 1904; Штукенберг, 1899; Конюшевский, 1906; и др.].

В 1929–1930 гг. были проведены работы по геологической съемке западного склона Южного Урала, в которых принимал участие большой коллектив геологов. По результатам этих работ на конференции южноуральских геологов под руководством Д.В. Наливкина в конце 1930 г. была выработана общая последовательность древних отложений, которая включала свиты (снизу): зигальгинскую, бакальскую, саткинскую, зильмердакскую, катавскую, подинзерскую, инзерскую, миньярскую и ашинскую. Кварциты зигальгинской свиты считались самыми древними. Возраст всех свит оценивался Д.В. Наливкиным [1931] от среднего девона до ордовика. Этот вывод был сделан на основании корреляции ордовикских песчаников хр. Бакты с зигальгинской свитой [Горяинова и др., 1931]. Позднее, после посещения Бакальского железорудного района, О.П. Горяинова и Э.А. Фалькова [1935] пришли к выводу, что бакальская и саткинская свиты залегают в подзигальгинской части разреза. Поэтому названия этих свит, использовавшиеся для надзигальгинских отложений Зигазино-Комаровского района, были заменены соответственно на зигазино-комаровскую и авзянскую.

А.А. Блохин [1932] сообщает о нахождении около сел. Максютова по р. Белой песчаников с фауной ордовика. Эта находка имела большое значение для оценки возраста древних свит Урала, которые, следовательно, не могли быть моложе ордовикских отложений [Львов, Олли, 1935]. После этого возраст верхних подразделений уральского рифея обычно считался кембрийским, что нашло свое отражение на сводных геологических картах, издававшихся в эти годы.

В 1930–1940 гг. из печати выходят обстоятельные работы А.А. Блохина [1939], М.И. Гарана [1939, 1946], О.П. Горяиновой и Э.А. Фальковой [1933, 1935, 1937, 1940], А.И. Иванова [1937а, б, 1946, 1949] и А.И. Олли [1948], посвященные последовательному описанию разреза древних немых свит. Несколько в ином плане построена статья Г.Ф. Лунгерсгаузена [1947], в которой основное внимание обращено на реконструкцию палеогеографических обстановок во время накопления древних свит. Автор полагал, что часть этих свит формировалась в условиях холодного климата (тиллиты, следы морозного выветривания и др.). В результате этих работ на всей территории Башкирского мегантиклинория были выделены (снизу): айская, саткинская, бакальская, зигальгинская, зигазино-комаровская, авзянская, зильмердакская, катавская, инзерская, миньярская и ашинская свиты. А.И. Иванов [1937а] под зигальгинской свитой выделял машакскую, а в верховьях рек Большой и Малый Инзер — большеинзерскую, суранскую и юшинскую свиты.

В 1945 г. была опубликована работа Н.С. Шатского, в которой показано, что общая последовательность древних, доордовикских свит Уральской многоосинклинали отвечает крупному тектоническому циклу, в котором формационный ряд сходен с ранее установленным в тектонических циклах фанерозоя. Каждый такой цикл начинается эффузивно-осадочной толщей со спилитами, переходит выше в мощные серии сланцев, потом в обломочные и "флишоидные" толщи с карбонатными породами и заканчивается серией пестрых грубообломочных молассовых образований. Н.С. Шатский считал, что все древние свиты, от айской до ашинской включительно, отвечают законченному циклу осадконакопления, соответствующему зре или группе, которую он назвал рифейской по древнему названию Уральского хребта (Ripheus — Урал). Эквиваленты рифея (синий, белт, гиперборей и др.), но в менее полном выражении, указываются Н.С. Шатским на других материках.

В 1952 г. Б.М. Келлер предложил трехчленное деление рифея, подразделив рифейскую группу на нижний, средний и верхний рифей. Анализ возраста древних свит Урала

позволил автору сделать вывод, что вышележащая ашинская серия соответствует гдовско-ламинариговым слоям Русской платформы.

В конце 50-х годов стратиграфия рифея начала строиться с применением новых методов исследования. Первые результаты определений возраста по глаукоцитам калий-аргоновым методом, давшие по каратауской серии рифея значения порядка 700–800 млн. лет, позволили однозначно решить вопрос о ее возрасте [Казakov, Полевая, 1958]. Точка зрения ряда геологов [Львов, 1957; и др.], относивших эту серию к кембрийской системе, не могла после этих определений считаться правильной. Начатые в конце 50-х годов работы по этому направлению были углублены и расширены трудами М.А. Гаррис [1961а, 1964]. Одновременно с этим в стратиграфию докембрия Урала начал внедряться палеонтологический метод. Первые открытия и описания органических остатков, сделанные В.П. Масловым [1939] и С.Н. Наумовой [1951], сменились систематическим изучением и последовательной характеристикой их по всему стратиграфическому разрезу. С выходом из печати капитальных монографий с описанием и изображением фитолитов [Журавлева, 1964; Крылов, 1963; Раабен, 1975; Раабен, Забродин, 1972] все стратиграфические исследования начали проводиться с применением данных изучения этих остатков.

В 60–70-х годах в стратиграфию рифея Урала были внесены важные дополнения. Это прежде всего уточнение детальной стратиграфии нижнего рифея [Ленных, Петров, 1974; Парначев, 1977; и др.], машакской свиты среднего рифея [Ротарь, 1974, 1975]. Заново проработан разрез восточного крыла Башкирского мегантиклинория [Гарань, 1969а, б; Келлер, 1966; Ключихин и др., 1969; Козлов, 1973; Романов, 1979; Чумаков, 1978б]. Толща карбонатных пород верхнего рифея, выделявшаяся ранее в объеме миньярской свиты, была детально расчленена [Беккер, 1961, 1975], и из состава ее была выделена самостоятельная укская свита, имеющая особую палеонтологическую характеристику [Журавлева, 1967, 1968, 1980]. Формационный анализ рифейских отложений Южного Урала получил дальнейшее развитие в трудах Ю.Р. Беккера [1968а, б, 1975], Б.М. Келлера [1973б], Л.Ф. Солонцова и др. [1979]. В последние годы разрез рифея Урала был охарактеризован комплексами микрофоссилий – акритарх и ничтагых водорослей [Келлер, Янкаускас, 1980].

Новую и чрезвычайно ценную информацию для стратиграфии рифея дало глубокое бурение, проводившееся вначале в пределах Волго-Уральской нефтеносной области, а затем и на Урале. Описание разрезов, вскрытых этими скважинами, можно найти в трудах Л.Ф. Солонцова и др. [1966], А.А. Клевцовой [1977], А.А. Клевцовой и Т.В. Ивановой [1972], С.Г. Морозова и др. [1979], И.Е. Постниковой [1977] и других исследователей.

Общие итоги изучения докембрийских серий периодически подводились на межведомственных стратиграфических совещаниях. Для Урала такие совещания состоялись в 1956, 1963, 1967 и 1977 гг. Детальное рассмотрение результатов этих совещаний заняло бы слишком много места, поэтому мы остановимся на совещании 1967 г., которое как бы подвело итог многолетним дискуссиям, проводившимся на Урале между сторонниками различных направлений [Келлер, 1969]. Основная дискуссия на совещании 1967 г. велась по поводу корреляции и возраста доордовикских свит Приполярного Урала и вендских моласс Южного Урала. Изучение разрезов Приполярного Урала показало, что общее строение доордовикских отложений и их последовательность чрезвычайно сходны с верхнерифейскими свитами Башкирии. К.А. Львов допускал ранее прямую корреляцию этих разрезов, однако в последующем начал отстаивать их кембрийский возраст. В подтверждение этого делались ссылки на находки археоциат в маньинской свите Приполярного Урала, которые, по заключению А.Г. Вологодина, принадлежали к просто построенным одностенным формам, характерным для нижних горизонтов кембрийской системы. Последующая проверка показала ошибочность этих заключений; повторные сборы органических остатков из тех же отложений показали наличие здесь IV (юдомского) комплекса микрофитолитов при полном отсутствии кембрийских форм.

Что касается возраста вендских моласс (ашинской серии) Южного Урала, то одна группа геологов (И.Д. Соболев, Ю.П. Бердюгин и др.) относила их к кембрию на основании сопоставления ашинской серии с палеонтологически доказанными тереклинскими известняками, в то время как другая группа геологов, работавших на Южном Урале (М.И. Гарань и др.), считала их вендскими. Дискуссия о возрасте ашинской серии была продолжена на III Уральском стратиграфическом совещании 1977 г., где в итоге на кор-

реляционной схеме ей был придан возраст "венд и(или) кембрий". Уже позже нахождением Metazoa [Беккер, 1977, 1980а] и микрофоссилий [Янкаускас, 1978, 1980а-в; Келлер, Янкаускас, 1980] было доказано, что вендский возраст рассматриваемых отложений можно считать бесспорным.

В 1978 г. на Межведомственном совещании по стратиграфии докембрия была принята стратиграфическая шкала докембрия СССР. В этой шкале в докембрии выделены два важнейших стратиграфических подразделения — архей и протерозой с границей между ними 2500 млн. лет (2550 в новых константах). Протерозой разделен на две части — нижний и верхний с границей между ними 1650 (1620) млн. лет. В составе верхнего протерозоя выделены рифей и венд. Рифей разделен на четыре общих хроностратиграфических подразделения: бурзяний (R_1 — нижний рифей), юрматиний (R_2 — средний рифей, нижний возрастной рубеж 1400 (1350) млн. лет, а верхний — 1050 (1000) млн. лет), каратавий (R_3 — верхний рифей) и кудаш (R_4). Нижняя граница кудаша радиометрически не была датирована из-за отсутствия надежных дат, нижняя граница венда принята на уровне 650–680 млн. лет. Эта схема взята за основу в настоящем томе.

При выделении стратиграфических подразделений разного ранга авторы руководствовались Стратиграфическим кодексом СССР (временный свод правил и рекомендаций) 1977 г. Принятые в кодексе подразделения были дополнены еще одной единицей, входящей в свиту, которая была названа связкой и получила разъяснение в материалах к стратиграфическому кодексу, опубликованных в 1980 г. [Келлер, 1980]. Здесь говорится, что "связка — это местное стратиграфическое подразделение, которое представляет собой часть свиты, обладающее характерными литологическими особенностями. Связки заполняют весь объем свиты; совокупность их составляет целую свиту. Связка имеет свое собственное географическое название по наименованию типичной местности, где располагается ее стратотип" [с. 121–122].

Практика показывает, что выделение связок в свите особенно рационально, если количество их больше трех. Если их три или меньше, то свита вполне может быть разделена на нижнюю, среднюю и верхнюю подсвиты, хотя использование термина "связка" в этом случае также не является противозаконным. Положение здесь такое же, как и при подразделении серий. Серии могут быть разделены на свиты, но точно так же они могут делиться на подсерию. И то и другое деление является правомочным и применяется в геологической практике.

СТРАТИГРАФИЯ РИФЕЯ И ВЕНДА БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ

НИЖНИЙ РИФЕЙ (БУРЗЯНИЙ)

Отложения нижнего рифея наиболее полно представлены в пределах Челябинской области, где они слагают крылья Тараташского антиклинория, и в Башкирии, в осевой части Ямантауского антиклинория, а южнее широты пос. Авзян — в кулисообразно расположенных антиклинальных складках.

Нижний рифей Тараташского антиклинория

Отложения нижнего рифея слагают крылья Тараташского антиклинория, расположенного к северо-востоку от г. Златоуста. В осевой части этой структуры залегают дорифейские толщи нижнего протерозоя, сложенные разнообразными гнейсами, кристаллическими сланцами, кварцитами и магнетитовыми кварцитами, которые используются как железные руды. Вся эта серия пород имеет мощность до 3500 м и делится на две свиты — шигирскую и бельдишскую [Гарань, 1969а]. Отложения нижнего рифея на крыльях Тараташского антиклинория приурочены к горным массивам; наиболее высокими вершинами их являются горы Малый и Большой Миасс, Навыш, Липовая и др. Строение нижнего рифея на двух крыльях Тараташского антиклинория различно. На западном крыле в Аршинской структурно-фациальной зоне [Келлер, 1978] его отложения представлены относительно свежими породами с незначительной степенью постдиагенетических изменений. На восточном крыле (Кисеганская зона) мощность пород и их метаморфизм возрастают и разрез нижнего рифея становится трудно сопоставимым с западным. На южном погружении Тараташского антиклинория Кисеганская структурно-фациальная зона сближена с Аршинской и отделена от нее крупным разломом (рис. 1). В пределах Аршинской зоны обособляется несколько линейно вытянутых полос, разде-

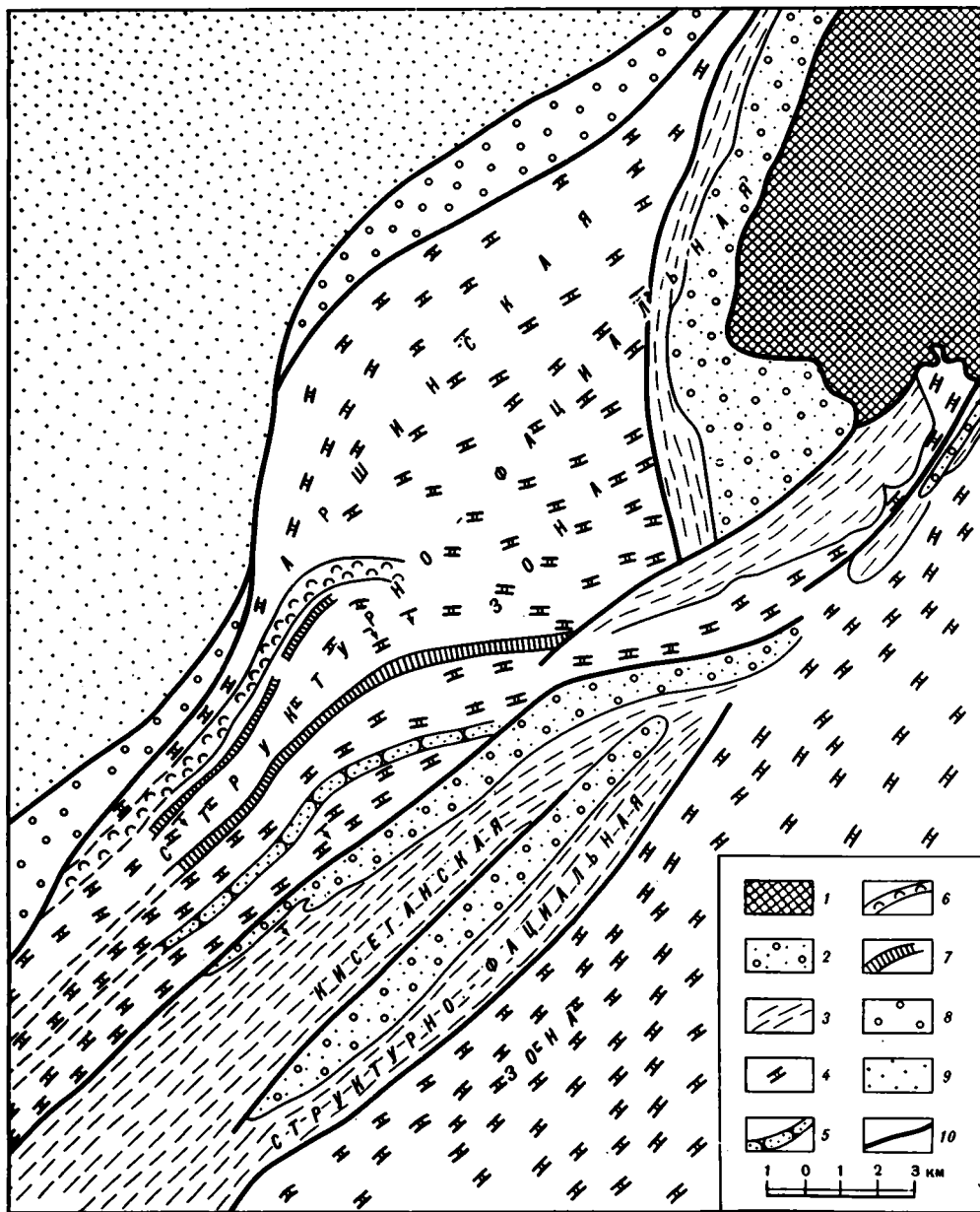


Рис 1. Геологическая схема района г. Кусы на Южном Урале

1 – дорифейские отложения (тараташская серия); 2–7 – нижний рифей: 2, 3 – айская свита (2 – песчаники и конгломераты, на севере с покровами базальтов; 3 – сланцы и алевролиты), 4–7 – саткинская свита (4 – доломиты; 5 – песчаники; 6 – строматолитовые доломиты; 7 – песчистые сланцы); 8 – верхний рифей, зильмердакская свита; 9 – палеозой; 10 – разломы

ленных разломами. В каждой такой полосе или блоке можно видеть фрагмент нижнерифейского разреза с четкой последовательностью пород от более древних, расположенных на западе, к более молодым, прослеживаемым на востоке.

Основным источником для познания геологии нижнерифейских отложений этого района являются труды М.И. Гараня, проводившего здесь геологическую съемку. Результаты наблюдений этого выдающегося ученого изложены в ряде статей и монографий и вошли в капитальные справочные руководства. Общая последовательность пород в пределах отдельных блоков, описанная М.И. Гаранем, сохранила свое значение и в наши дни. Изменения схемы, предложенной М.И. Гаранем, коснулись лишь стратиграфии нижней части айской свиты, сводный разрез которой был составлен из фрагментов, относя-

щихся к различным структурно-фациальным зонам (Аршинской и Кисеганской). Разрезы этих зон следует рассматривать отдельно.

Со времени выхода в свет работ М.И. Гараня [1939, 1946] в составе нижнего рифея принято выделять три свиты (снизу): айскую, саткинскую и бакальскую.

Айская свита

В пределах Аршинской структурно-фациальной зоны на западном крыле Тараташского антиклинория айская свита представлена двумя подсвитами. Нижняя из них, названная М.И. Гаранем навышской, хорошо обнажена и слагает наиболее высокие горные вершины района (Большой и Малый Миасс, Навыш и др.). Верхняя песчано-сланцевая подсвита представлена в естественных выходах менее полно и может быть изучена главным образом по горным выработкам.

Навышская подсвита является наиболее древней в составе айской свиты. По данным В.И. Ленных и В.И. Петрова [1978], на подстилающих отложениях Тараташского комплекса она залегает несогласно. В основании ее располагается дезинтегрированная и перемещенная кора выветривания. Приводимый ими разрез по скважинам, вскрывшим контакт айской свиты с подстилающими образованиями несколько севернее тракта Магнитка – Куса, имеет следующий вид.

1. Катаклазированные и рассланцованные гранитные мигматиты тараташского комплекса.

2. Грубые конгломераты и брекчии, состоящие из крупных (до 5 см) угловатых несортированных обломков различных тараташских пород, сцементированных серицит-хлоритовым материалом, мощность 80–100 м.

3. Грубообломочные несортированные полимиктовые гравелиты со слабо выраженной слоистостью.

Навышская подсвита, по материалам М.И. Гараня [1969б], В.И. Ленных и В.И. Петрова [1978], расчленяется нами на две связки.

Нижняя связка сложена главным образом полимиктовыми и аркозовыми песчаниками, гравелитами и конгломератами и имеет мощность от 100–150 до 250–350 м. Эта относительно твердая пачка образует в рельефе отчетливо выраженные гребни. Конгломераты представляют собой зеленовато-серые плотные породы, сложенные на 60–80% полуокатанным обломочным материалом. Гальки размером 1–6 см представлены жильным кварцем, полосчатыми гнейсами, гранитами, кварцитами, розовым и желтым калиевым полевым шпатом, а также различными сланцами. Изредка среди галек попадаются обломки красноватых кварцитов типа шокшинских. В.М. Чайка [1965] указывает на нахождение здесь галек гранитов рапакиви, однако нам не удалось повторить эти находки. Цемент конгломератов представлен кварцево-полевошпатовым песчаным материалом с примесью серицита, хлорита и эпидота.

Местами от подошвы к кровле пластов наблюдается постепенное уменьшение размеров галек и конгломераты переходят в гравелиты и песчаники. Последние состоят из зерен кварца, полевых шпатов, гранитов, гнейсов, кварцитов, порфиринов, чешуек мусковита и биотита. Цемент песчаников представлен кварцем с небольшой примесью глинистых частиц, серицита, хлорита и гидроокислов железа.

Верхняя связка навышской подсвиты представлена покровами грахибазальтов, перемежающимися с пестроцветными и красноцветными конгломератами, гравелитами, кварцевыми и аркозовыми песчаниками и алевролитами. Среди этих пород особенно примечательны среднезернистые красновато-коричневые песчаники, состоящие в значительной степени из зерен микроклина.

По данным В.И. Ленных и В.И. Петрова [1978], в составе вулканогенных пород навышской подсвиты айской свиты преобладают эффузивы – лавы, лавовые брекчии, флюидалные лавы; эффузивно-осадочные породы представлены туффитами; жильные и субвулканические породы – щелочными диабазами и редкими телами дацитовых порфиринов. Указанные исследователи в непрерывных разрезах насчитывают до 15 покровов эффузивов основного состава мощностью от 7–10 до 40–50 м. Между отдельными потоками отмечаются пачки терригенных пород (мощностью от 0,5–1 до 5–7, редко 10–15 м) – песчаников, алевролитов, гравелитов и конгломератов, содержащих вулканические бомбы, гальку и глыбы палеобазальтов. Перемежаемость лавовых покровов с осадочными и вулканогенно-осадочными породами, содержащими бомбовые горизонты, наличие вишневых, бурых и красноцветных миндалекаменных и шлаковых

зон в кровле и подошве отдельных потоков свидетельствуют о наземно-континентальной обстановке и эффузивной природе айских вулканитов. Мощность верхней связки варьирует от 200 до 450 м, а общая мощность навышской подсветы — от 300 до 700–800 м.

Верхняя песчано-сланцевая подсвета айской свиты в рассматриваемой зоне сложена темными глинистыми сланцами с прослоями полимиктовых песчаников и алевролитов. Общая ее мощность на западном крыле Тараташского антиклинория у с. Аршинки достигает 1200 м.

В Кисеганской структурно-фациальной зоне, соответствующей восточному крылу Тараташского антиклинория, лучшие разрезы айской свиты вскрываются по р. Ай и ее притокам. Плотные песчаники и конгломераты, хорошо противостоящие выветриванию, слагают горы Липовую, Луковую, Чудинку, Шатриху и др. Эти терригенные толщи приурочены к нижней половине айской свиты, верхняя часть свиты, как и на западном крыле антиклинория, представлена главным образом сланцами. Основываясь на данных М.И. Гараня [1946, 1969а], в низах разреза здесь можно выделить липовскую и чудинскую подсветы, сложенные песчаниками и конгломератами, а выше — кисеганскую и сунгурскую подсветы, представленные главным образом сланцами. Подобное расчленение айской свиты признается в настоящее время всеми исследователями. В то же время соотношение нижних двух подсвет между собой нуждается в дополнительном обосновании. Все они выходят в разобщенных районах, и мы не можем их наблюдать в одном разрезе. Это обстоятельство следует иметь в виду при описании данных подразделений.

Липовская подсвета представлена кварцево-полевошпатовыми и аркозовыми песчаниками (рис. 2) и прослоями гравелитов и конгломератов. Среди песчаников встречаются прослои алевролитов, углисто-глинистых сланцев и реже доломитов.

Наиболее полным является разрез по правому берегу р. Ай, там, где река прорезает отроги горы Липовой. Здесь в 2425 м к юго-востоку от горы Луковой нами был описан следующий разрез отложений, падающих на северо-запад ($290-300^\circ$, $\angle 50-75^\circ$):

Мощность, м

1. Песчаники полевошпато-кварцевые (кварца 90–95%), разнозернистые, косослоистые, с гальками жильного кварца и включениями зеленоватых алевролитов 90
2. Песчаники полевошпато-кварцевые, грубо- и среднезернистые, толстослоистые, с косою слоистостью дельтового типа 170
3. Задерновано 50
4. На левом берегу р. Ай выше устья Студеного Ключа разрез наращивается чередованием известковых плитчатых алевролитов (до 2–3 м) и пелитоморфных светло-серых доломитов (до 3–4 м) 54
5. Задерновано 75
6. Песчаники кварцевые, мелкозернистые, с примесью углистого и глинистого материала, иногда с доломитовым цементом; песчаники с градационной слоистостью чередуются с прослоями песчаных доломитов (1–1,5 м) 68
7. Песчаники кварцевые, мелкозернистые, известковистые, с редкими тонкими прослоями углистых сланцев, алевролитов и гравелитов 64
8. Чередование полимиктовых и кварцевых песчаников, известковистых, серых, алевролитов того же облика и состава и темных, почти черных углисто-глинистых сланцев 29

Далее следуют сланцы кисеганской подсветы.

Мощность липовской подсветы в приведенном разрезе 600 м.

Чудинская подсвета слагает горы Чудинку, Шатриху, Ерохину, Барсучью, Острую Сопку и др. Несмотря на значительную площадь распространения, подсвета обнажена недостаточно и представительных ее разрезов нет. Она сложена преимущественно кварцито-песчаниками, полимиктовыми и полевошпато-кварцевыми песчаниками, гравелитами и конгломератами, подчиненное значение имеют известковистые песчаники, кварцево-серицитовые и кварцево-хлоритовые сланцы с прослоями доломитов и известняков. Мощность чудинской подсветы 500 м.

Особенно большой интерес представляют конгломераты, обнажающиеся на склонах гор Чудинка, Барсучья, Острая Сопка и детально изученные и описанные в статье В.М. Чайки [1965], а позже К.Э. Якобсоном и А.П. Казаком [1978], которые высказывали предположения о ледниковой природе этих конгломератов. В составе галек различаются кварциты и кварцевые песчаники, граниты, розовые полевые шпаты, кварц, диабазы. Гальки обычно слабо окатаны, но без характерной ледниковой штриховки и утугообразной формы. Вся толща, по-видимому, отвечает переработанным делювиальным отложениям.



Р и с 2. Кварциты айской свиты на горе Липовой



Р и с 3. Выходы темных глинистых сланцев айской свиты по правому берегу р. Аймеждуг.Кусой и сел. Медведевка

В составе нижних подразделений айской свиты местами отмечается ритмичное чередование алевролитов, глинистых и углистых сланцев, аркозовых и полимиктовых песчаников (северо-восточный склон горы Ерохиной, юго-западные отроги горы Чудинка, южная часть горы Шатриха). Мощность ритмичных пачек здесь достигает 25–40 м. Нижние члены ритмов — песчаники, которые выше сменяются углисто-глинистыми алевролитами, а последние — сланцами того же состава.

Кисеганская подсвита представлена темными филлитовидными сланцами (рис. 3), переслаивающимися с полимиктовыми и кварцевыми алевролитами, реже песчаниками того же состава.

Кисеганская подсвита лучше всего вскрыта по берегам р. Ай у северо-восточных отрогов Кисеганских гор, где можно наблюдать поставленные "на голову" (падение слоис-

тости северо-запад, 300° , $\angle 75-80^\circ$) темно-серые и черные углисто-глинисто-кварцевые алевролиты и сланцы, чередующиеся с прослоями (от 1 до 3 см, иногда до 20–30 см) алевролитов и песчаников, быстро выклинивающимися по простиранию. Общая мощность кисеганской подсвиты в районе Кисеганских гор около 500 м.

Выше М.И. Гаранем выделялась сунгурская подсвита, сложенная филлитовидными углисто-серицитоглинистыми и кварцево-серицитоглинистыми сланцами черного цвета мощностью до 300 м. Подсвита имеет ограниченное распространение в пределах Змеиных гор и горы Сунгур. С подстилающей кисеганской подсвитой связана постепенным переходом: по существу граница определяется исчезновением из разреза прослоев алевролитов и песчаников, типичных для подстилающих отложений и отсутствующих в сунгурской подсвите. Самостоятельность подсвиты не может считаться доказанной. Возможно, это местный фациальный тип кисеганской подсвиты.

Кисеганская и сунгурская подсвиты рассматривались М.И. Гаранем в составе верхней половины айской свиты. Наиболее распространенными в их составе являются: углисто-серицитоглинистые и кварцево-серицитоглинистые филлитовидные сланцы (аргиллиты) черного или темно-серого цвета. Породы однородны по составу и отличаются полной бескарбонатностью. Они образуют пачки мощностью в несколько десятков метров, чередующиеся с пачками переслаивания тех же сланцев, алевролитов и песчаников.

В верхах айской свиты по правому берегу р. Навыш (между городами Кусой и Магниткой) встречены акритархи, среди которых Т.В. Янкаускасом определены *Protosphaeridium* sp., *Leiominuscula minuta* Naum., *Symplastosphaeridium undosum* Yank., *Kildinella* aff. *hyperboreica* Tim., *K. cf. tschaponica* Tim. Этот обедненный комплекс видов, вероятно, связан с неблагоприятными фациальными условиями этого времени [Келлер, Янкаускас, 1980].

Общая мощность айской свиты колеблется от 1700 до 2200 м.

Саткинская свита

Саткинская свита сложена главным образом доломитами. Подчиненное значение в ней занимают прослои известняков, а также углисто-глинистых и известковистых сланцев. В самой верхней части свиты в районе г. Кусы располагаются песчаные известняки и песчаники, положение которых в разрезе трактуется различно.

Строение саткинской свиты на двух крыльях Тараташского антиклинория различно. На западном крыле (в Аршинской зоне) мы имеем дело с наиболее "свежими" породами. Здесь М.И. Гаранем [1946] выделены две подсвиты — нижнекусинская и верхнекусинская. На южном погружении антиклинория и на восточном крыле преобразования пород свиты становятся более значительными, в разрезе появляются кристаллические магнезиты, разрабатываемые в многочисленных карьерах. К этой области относятся три верхние подсвиты саткинской свиты. Соотношение их с подсвитами, развитыми в районе г. Кусы, пока нельзя считать точно установленным. С кусинского разреза, как наиболее полного и представительного, мы начнем описание саткинской свиты. Общая последовательность развитых здесь пород дана на прилагаемой колонке (см. рис. 6). Нижняя часть разреза вскрывается по правому берегу р. Ай выше железнодорожного моста. Здесь карбонатные породы саткинской свиты однообразно падают на восток ($90-100^\circ$) под углом $40-50^\circ$, постепенно выходя к внешней части моноклинали, вскрывающейся вдоль дороги из Кусы в Сатку. Нормальная последовательность отложений прерывается в средней части разломом, проходящим немного южнее скалы Аргус на р. Ай, отделяющим строматолитовые доломиты от пачки пестроцветных сланцев и доломитов, тянущихся вдоль правого берега реки. Здесь саткинская свита может быть подразделена на три толщи; нижняя и средняя в общих чертах совпадают с нижнекусинской и верхнекусинской подсвитами М.И. Гараня [1969б]. Верхняя, меховая подсвита выделена Б.М. Келлером [1978].

Послойный разрез нижнекусинской подсвиты, описанный В.И. Козловым по правому берегу р. Ай, начиная от крупного разлома, проходящего у железнодорожного моста, имеет следующий вид:

Мощность, м

1. Доломиты серые, пелитоморфные, толстослоистые и массивные, слабо окремененные. В доломитах отмечаются тонкие (до 1 мм) примазки глинистого материала и линзы черных и белых кремней до 2 см толщиной. Изредка встречаются пластовые строматолиты *Paniscollenia satka* Kom. и *Gongulina differentiata* Kom. В основании и верхней части слоя встречены пластовые тела диабазы. 200

2. Известняки серые, пелитоморфные, массивные или толстослоистые (10–15 см). В нижней части слоя в 5 см от основания имеются прослои до 0,5 см толщиной тонкослоистых доломитов, а в 10 м – прослой (3–5 см) темных углисто-глинистых филлитовидных сланцев 80
3. Чередование темно-серых пелитоморфных известняков, темно-серых и черных углисто-глинистых сланцев, зеленовато-серых кварцевых алевролитов. В переслаивании преобладают известняки, иногда брекчиевидные. В последнем случае граница слоев неровная, причудливо изгибающаяся, с карманами, выступами и округлыми облеканиями. Алевролиты тонкослоистые за счет наличия слойков (1–2 мм), обогащенных черным углистым материалом 130
4. Плитчатые пелитоморфные зеленовато-черные известняки. В нижнюю часть слоя внедряются дайки диабазов шириной до 9 м 20
5. Слоистые пелитоморфные доломиты, иногда слабо битуминозные, с глинистыми примесями по плоскостям напластования 270
6. Серые массивные толстослоистые доломиты со строматолитами *Kussiella kussiensis* Kryl. 50
7. Плитчатые доломиты, чередующиеся с кварцевыми алевролитами. 30
8. Доломиты массивные, толстослоистые, со строматолитами *Kussiella kussiensis* Kryl. Вверху – доломиты глинистые и не содержат строматолитов. 68
9. Алевролиты кварцевые, сиреневого цвета, с мелкими блестками слюды по плоскостям напластования. В 1,5 и 2,5 м от основания алевролиты содержат прослой (0,4–0,6 м) светлых доломитов; более тонкие (1–2 см) прослойки доломитов отмечаются в алевролитах и выше 13

Слои 1–8 были выделены М.И. Гаранем в нижнекусинскую подсвиту. Преобладающими в составе ее являются серые доломиты с подчиненными пачками известняков и аргиллитов. В верхней части подсвиты располагается выдержанный пласт массивных доломитов, переполненных строматолитами. Наиболее часто встречающейся формой является здесь *Kussiella kussiensis* Krylov. В.А. Комар из нижнекусинской подсвиты в районе ст. Кусы в выемке железной дороги определил также *Paniscollenia satka* Kom. и *Craetia melodia* Kom. По сборам А.Ф. Пискунова из нижнекусинских отложений разреза р. Ай ниже скалы Аргус, в Улином Камне и смежных выходах З.А. Журавлева определила *Radiosus tenebricus* Z. Zhur. (обр. 1256), *R. kotuicanicus* Z. Zhur. (обр. 2626), *Glebosites magnus* Nar. (обр. 2598, 2444, 2098), *Volvatella biljachica* Milst. (обр. 2636), *Vesicularites rotundus* Z. Zhur. (обр. 2636, 2424, 3208). Этот комплекс видов широко распространен в отложениях нижнего рифея СССР.

Общая мощность нижнекусинской подсвиты достигает 850 м.

Вышележащие отложения в работах большинства авторов обособляются как верхнекусинская подсвита, и вся саткинская свита района г. Кусы делится на две части. Как мы увидим, к этим двум подсвитам может быть добавлена третья, меховая подсвита.

К верхнекусинской подсвите относится толща, состоящая из доломитов с прослоями темных доломитистых аргиллитов и редкими пачками пестроцветных кварцевых алевролитов. В подсвите выделяются следующие слои (номера слоев совпадают с обозначенными на колонке, см. рис. 6) :

- 5*Алевролиты и сланцы пестроцветные. 20
6. Доломиты светло-серые, слоистые, плотные. 40
7. Доломиты слоистые, нередко скорлуповатые, с линзами и пластами темных кремней (рис. 4, 5), со строматолитами и микрофитолитами 80
8. Доломиты синевато-серые, плотные, с подчиненными пачками аргиллитов; хорошие обнажения этих пород видны по левому берегу р. Ай против г. Кусы 450
9. Зеленовато-серые и красновато-коричневые слюдястые алевролиты и сланцы с тонкими прослоями кварцевых песчаников, развиты по правому берегу р. Ай выше впадения р. Кусы 30–40
10. Доломиты с многочисленными пластовыми телами диабазов, выходящие вдоль дороги на с. Медведевка 120
11. Сланцеватые аргиллиты с редкими прослоями темных, почти черных доломитов с линзами черных кремней 140

*Слой 9 предыдущего разреза.

В слое 7 приведенного разреза В.А. Комаром обнаружены строматолиты *Paniscollenia satka* Kom. и *Gongylina diferenciata* Kom.; из этих же слоев З.А. Журавлева по сборам В.А. Комара указывает *Osagia pulla* Z. Zhur., *Volvatella biljachia* Milst., *Glebosites magnus* Nar., *Vesicularites rotundus* Z. Zhur. (обр. 128-76, 131-76, 140-76, коллекция В.А. Комара).

Общая мощность верхнекусинской подсвиты достигает 930 м.

Самым верхним подразделением саткинской свиты кусинского района является ме-



Р и с 4. Выходы саткинской свиты у г. Кусы ниже городского кладбища

ховая подсвита, развитая на горе Меховой и вдоль тракта на Медведевку. В составе ее обособляются:

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| 12. Песчаники кварцевые, плотные | 100 |
| 13. Песчанистые доломиты с окатанными зернами кварца и многочисленными микрофитолитами, среди которых Э.А. Журавлева определила <i>Osagia pulla</i> Z. Zhur., <i>Vesicularites rotundus</i> Z. Zhur., <i>Volvatella biljachica</i> Milst., <i>Glebosites magnus</i> Nar., <i>Radiosus tenebricus</i> Z. Zhur. (обр. 102-76, 174-76, коллекция В.А. Комара | 400 |

Общая мощность меховой подсвиты 500 м.

Общая мощность саткинской свиты по р. Кусе около 2300 м.

К югу от г. Кусы, в районе г. Сатки, разрез свиты становится более мощным (до 3500 м). Среди доломитов на нескольких уровнях встречаются залежи магнезита гидротермально-метасоматического генезиса. Разрез этот изучался М.И. Гаранем [1937, 1969а]. Новые данные по его строению содержатся в статье Л.В. Анфимова и его соавторов. Описание разреза (рис. 6) мы начнем снизу вверх, с половинкинских филлитовидных сланцев, которые, по мнению большинства геологов, лежат на верхнекусинской подсвите.

Половинкинская подсвита состоит из серицито-кварцево-глинистых и углисто-серицито-глинистых филлитовидных сланцев черного и темно-серого цвета, в нижней и верхней частях содержащих прослой глинистых доломитов.

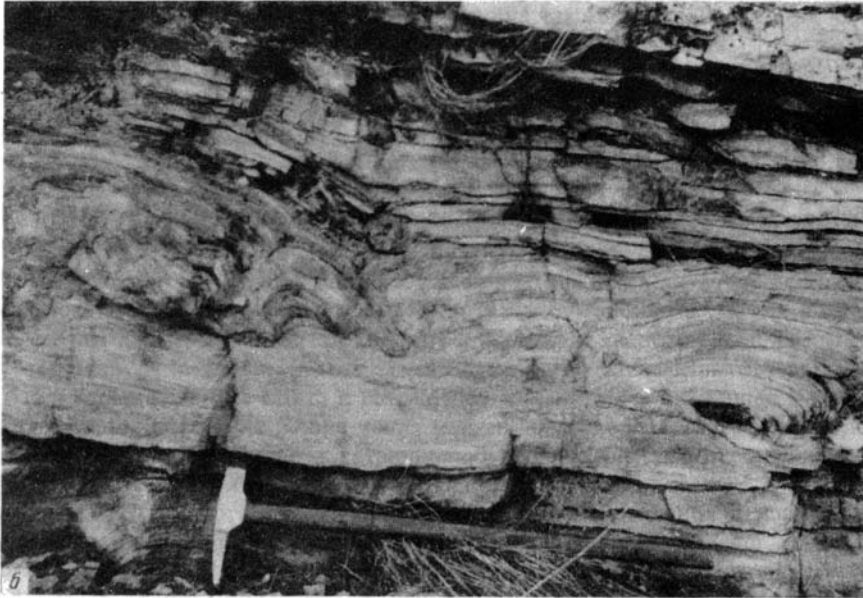
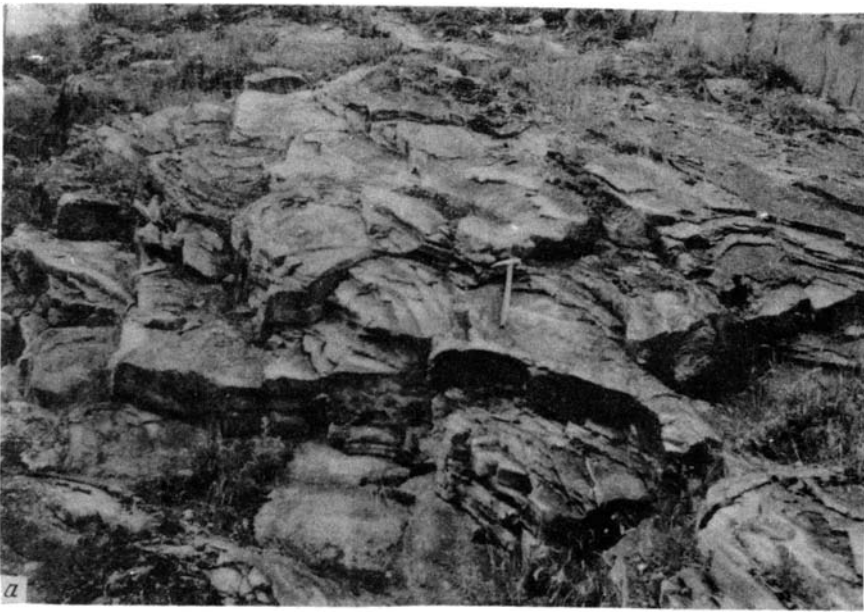
Сланцы состоят из тонкообломочного кварцевого материала, черного углисто-глинистого вещества, серицита, хлорита и мелких зерен полевого шпата.

Доломиты пелитоморфные серые и темно-серые почти нацело состоят из мелких зерен доломита с примесью кварца и углисто-глинистого материала, серицита и редких зерен полевого шпата и пирита; местами отмечаются зерна (1-2 мм) радиально-лучистого халцедона, замещающего карбонаты.

Мощность половинкинской подсвиты 200-300 м.

Нижнесаткинская подсвита сложена доломитами, их песчанистыми и глинистыми разностями с прослоями мергелей и углисто-глинистых сланцев. По литологическому составу подсвита разделена М.И. Гаранем [1969а] на две толщи (связки) - нижнюю и верхнюю.

Нижняя связка состоит из нормальных по составу доломитов и их песчанистых разностей. Они обычно светло- или темно-серого цвета, с подчиненными прослоями мергелей и доломитовых песчаников. В районе г. Сатки В.А. Комар обнаружил в этих отложениях *Sonophyton garganicus* Kom. В восточных по отношению к г. Сатке районах, по мере увеличения терригенного материала доломиты переходят в мелкозерни-



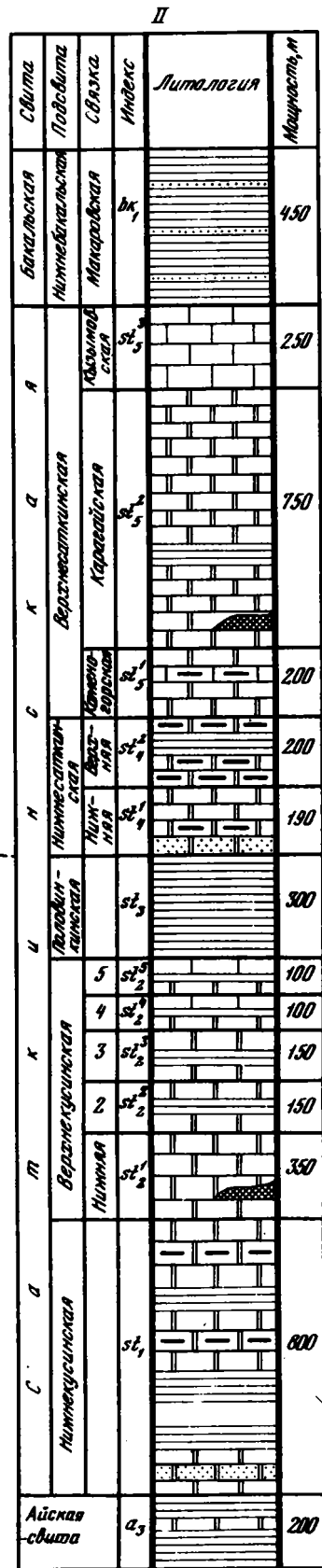
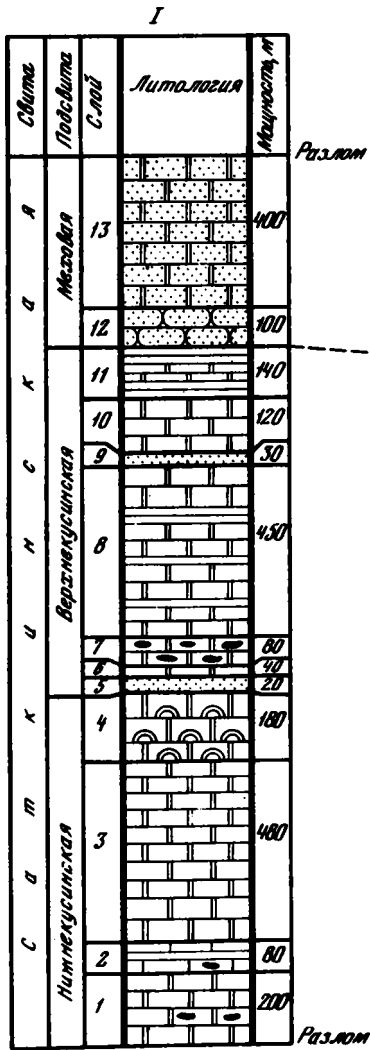
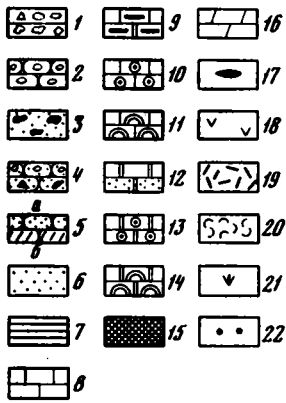
Р и с. 5. То же местонахождение. Пласт доломита с пластовыми окременными строматолиитами
a — общий вид пласта; *б* — детали его строения в поперечном разрезе

Р и с 6. Стратиграфические колонки саткинской свиты

I — район г. Кусы, по Б.М.Келлеру, 1978 г.; *II* — район городов Сатки и Бакала, по Л.В. Анфимову, Б.Д. Бусыгину и Л.Е. Деминой, 1980 г.

Условные обозначения к рис. 6, 9, 11, 20, 22, 24, 26–28

1 — брекчии; *2* — конгломераты; *3* — тиллитоподобные конгломераты; *4* — гравелиты; *5* — песчаники и кварциты: *a* — кварцевые, *б* — аркозовые; *6* — алевролиты; *7* — аргиллиты и глинистые сланцы; *8* — известняки; *9* — известняки и доломиты глинистые; *10* — известняки с онколитами; *11* — известняки со строматолиитами; *12* — доломиты и песчаные доломиты; *13* — доломиты с онколитами; *14* — доломиты со строматолиитами; *15* — магнезиты; *16* — мергели; *17* — кремни; *18, 19* — эффузивы: *18* — основные, *19* — кислые; *20* — туфы; *21* — глаукониты; *22* — фосфориты



тые песчаники, в которых обломочного материала до 50% (кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза); отмечается примесь углисто-глинистого вещества и чешуек серицита. Мощность связки около 200 м.

Верхняя связка в основном состоит из глинистых доломитов и сланцевых доломитовых мергелей с прослоями песчаных доломитов, мергельных и углисто-глинистых сланцев. Мощность связки 100–200 м, а общая мощность нижнесаткинской подсвиты 300–400 м.

Верхнесаткинская подсвита почти целиком состоит из доломитов и только в самой верхней части сложена известковистыми доломитами и известняками. Местами карбонатные породы содержат незначительные по мощности прослои сланцеватых доломитовых мергелей и мергельных сланцев. Средняя мощность 500–600 м, максимальная, вероятно, превышает 800–850 м.

Подсвита расчленяется на связки (снизу) каменногорскую, карагайскую и кызымовскую.

Каменногорская связка – доломиты темно-серые, тонко- и мелкозернистые, с частыми, хотя и маломощными прослоями мергелистых доломитов, доломитовых мергелей, мергельных и углисто-глинистых филлитовидных сланцев. Мощность связки 150–200 м.

Карагайская связка – доломиты темно-серые до черных, от мелкозернистых до среднезернистых и крупнозернистых, толстослоистые, с характерной брекчиевидной текстурой, переслаивающиеся с плитняковыми доломитами. Местами содержат прослои небольшой (0,5–5 м) мощности серых и черных мергельных сланцев. Мощность связки 350–500 м, местами до 750 м.

Плитняковые и частью толстоплитчатые кристаллическизернистые мраморовидные доломиты этой связки обладают ритмическислоистой (полосчатой) текстурой, обусловленной чередованием белых, серых, темно-серых и черных слоев карбоната толщиной от долей сантиметра до 1–2 см; часто слои отличаются не только цветом, но и структурой, что связано с послойной перекристаллизацией породы.

Массивные доломиты с толстопластовой отдельностью имеют брекчиевидную текстуру и состоят из обломков, плиточек или правильных брусочков того же доломита, различно ориентированных в цементирующей их доломитовой массе. Брекчиевидные разновидности карбонатных пород являются внутрiformационными образованиями, возникшими в результате диагенетических изменений осадка и незначительного подводного его размыва.

Карагайские доломиты в большинстве случаев характеризуются постоянством химического состава. Темно-серый и черный цвет этих пород обусловлен примесью углстого вещества органического происхождения. Доломиты местами содержат включения вторичного белого доломита в виде послойных и секущих жилок мощностью от нескольких миллиметров до 1,5 см, а также гнездообразных выделений. С жильным вторичным доломитом местами связано выделение кварца, пирита, иногда талька – стеатита, редко сфалерита и железного блеска. К этой толще и частью к карагайской приурочены все месторождения кристаллического магнетита Саткинского района.

Кызымовская связка – известняки, известковистые доломиты и частью доломиты. Мощность около 100–250 м. Кызымовские известняки, подобно карагайским доломитам, имеют резко выраженную плитняковую и толстопластовую отдельность, слоистую и брекчиевидную текстуру, темно-серую и черную окраску.

Для плитняковых известняков характерна ритмическислоистая структура, обусловленная чередованием прослоев серой, темно-серой и черной окраски. Брекчиевидные разновидности этих пород, переслаивающиеся с плитняковыми известняками, состоят из известняковых брусковидных обломков длиной 1–4 см, погруженных в мелкозернистую массу доломита и известковистого доломита.

В верхней части саткинской свиты в районе г. Бакала (скв. 2133, интервал 945–1010 м) Т.В. Янкаускасом обнаружены многочисленные сфероморфные акритархи, среди которых преобладают *Protosphaeridium flexuosum* (Tim.), *Symphlassosphaeridium undosum* Yank., *Leiominuscula minuta* Naum., а также одиночные клетки, близкие к роду *Gunflintia*. Реже встречаются *Turuchanica Ternata* Tim., *Eomarinata striata* Yank., различные лейосферидии *Satka favosa* Yank., *Micrhystridium* sp. и др.

Корреляция кусинского и саткинского разрезов саткинской свиты связана с известными трудностями (см. рис. 6). Маркирующие для саткинского района аргиллиты половинкинской свиты в разрезе г. Кусы надежно не выделяются. Возможно, что этому

уровню отвечает слой 11 кусинского разреза, в котором преобладают глинистые породы. Выше него располагается мховая подсвета, сложенная песчаниками и песчанистыми доломитами. Появление песчанистых доломитов в Саткинском районе можно видеть выше аргиллитов половинкинской свиты. Все эти данные, скорее всего, говорят в пользу корреляции двух разрезов, предложенной на рис. 6. Если она верна, то из этого следует, что в разрезе у г. Кусы отсутствует вся верхняя часть саткинской свиты. Вывод этот не нов; он подробно аргументирован М.И. Гаранем, но новые данные позволяют внести в прежние построения уточнения.

Несмотря на принадлежность к древним образованиям, породы саткинской свиты претерпели незначительные изменения. Они полностью прошли стадию глубинного катагенеза и частично подверглись метагенезу [Анфимов и др., 1980]. По данным этих авторов, текстуры пород саткинской свиты весьма разнообразны: седиментогенные (слоистая, массивная, оолитовая), диагенетические (брекчиевидная), катагенетические (полосчатая, пятнистая, брекчиевая, стилолитовая), метагенетические (прожилковая, гнездовая, сланцевая).

Бакальская свита

В районах городов Сатки и Бакала наблюдаются более молодые свиты разреза нижнего рифея. Здесь саткинская карбонатная свита согласно перекрывается бакальской свитой мощностью свыше 1300 м, состоящей из двух подсвит — нижнебакальской и верхнебакальской.

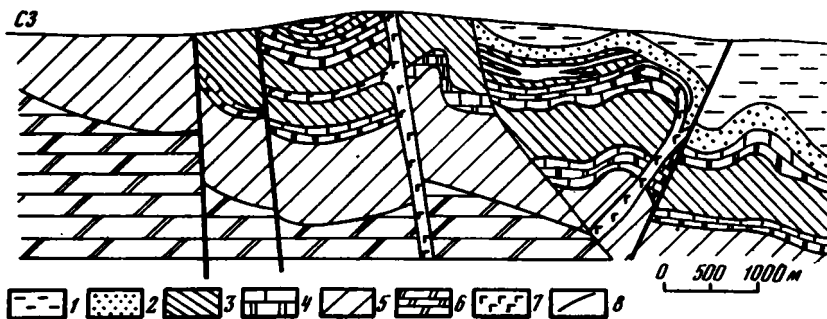
Стратиграфия этих отложений наиболее детально изучена в районе Бакальских железорудных месторождений [Гарань, 1963а, 1969а, б; Старостина, 1962; Сергеев, 1963]. На геологической схеме и профиле, приложенных к работе О.П. Сергеева, видно, что бакальская свита вместе с покрывающими среднерифейскими толщами образует сложную систему складок, погружающихся на юго-запад (рис. 7). Между бакальской свитой и перекрывающими зигальгинскими песчаниками среднего рифея установлено отчетливое несогласие. Верхние горизонты бакальской свиты, как правило, размыты, и полную последовательность обнажений можно видеть лишь в немногих местах (гора Буландиха).

Разрез бакальской свиты, по данным О.П. Сергеева, имеет следующий вид.

Нижнебакальская (макаровская) подсвета представлена черными и темно-серыми филлитовидными сланцами и алевролитами мощностью 400–450 м.

Верхнебакальская подсвета имеет более сложное строение и делится на следующие связки:

| | Мощность, м |
|--|-------------|
| 1. Березовская связка — тонкослоистые пелитоморфные известняки с небольшой примесью терригенного материала. На севере в верхней части связки располагается линза (мощностью до 25 м) биогермных известняков со строматолитами, прослеженная по простиранию на 3–4 км . | 80 |
| 2. Иркутская связка — ритмичнослоистые серицито-глинистые и кварцевые сланцы с прослоями желтовато-серых алевролитов и черных пелитовых пород. Иногда породы косослоистые | 120–350 |
| 3. Шуйдинская связка — серые массивные кристаллические доломиты, переходящие в тонкослоистые. Встречаются внутриформационные брекчи и кольцевые трещины усыхания. Содержание терригенной примеси достигает 3–5%, местами повышаясь до 15–20%. В низах связки располагается 1,5-метровый прослой со строматолитами. К связке приурочены прослой кристаллических магнезитов, сланцев и линзы кварцитов до 5–8 м, а также пластообразные и линзовидные сидеритовые залежи | 100–120 |
| 4. Надшуйдинская связка — чередование массивных серых известняков и кварцево-серицитовых сланцев | 30–40 |
| 5. Гаевская связка — биогенные конофитоновые известняки, имеющие вид цилиндрических "поленьев" диаметром от 5 см до 1–1,5 м, тесно прижатых одно к другому. Оси цилиндров наклонены к поверхности пласта под углом 60–70°, промежутки между ними заполнены темным песчано-глинистым материалом. Содержание терригенной примеси в известняках 8–12% | 40–60 |
| 6. Надгаевская связка — серицито-кварцево-глинистые сланцы, переходящие в черные филлиты. | 70 |
| 7. Шиханская связка — светло- и темно-серые известняки, массивные и слоистые, с червячковой текстурой. Количество пелитового материала колеблется от 3–4 до 30–50% | 80–100 |
| 8. Надшиханская связка — черные филлитовидные сланцы с прослоями темно-серых известняков (10–15 м) в средней части. | 60–70 |
| 9. Верхнебакальская связка — серые доломитизированные строматолитовые известняки с прослоями филлитизированных сланцев. К связке приурочены многочисленные залежи железных руд | 100–200 |
| 10. Буландихинская связка — темные серицито-глинистые сланцы с пластом песчаника (2–3 м) в основании. Выше песчаного пласта — строматолитовые известняки (1–2 м). | |



Р и с. 7. Геологический профиль района г. Бакала, по О.П. Сергееву [1963], упрощено

1, 2 – средний рифей: 1 – сланцы зигазино-комаровской свиты, 2 – песчаники зигальгинской свиты; 3–6 – нижний рифей: 3 – сланцы верхней подсвиты бакальской свиты, 4 – известняки и доломиты верхней подсвиты бакальской свиты, 5 – сланцы нижней подсвиты бакальской свиты, 6 – известняки и доломиты саткинской свиты; 7 – диабазы; 8 – разломы

Общая мощность верхнебакальской подсвиты 900 м.

В районе г. Бакала в шуйдинской (?) связке И.Н. Крыловым [1975] описаны строматолиты *Conophyton cylindricus* (Grab.), *Con. lituus* Masl., *Jacutophyton* sp., а в верхнебакальской связке – *Gaya ircuskanica* Kryl. Здесь же определены микрофитолиты *Osagia pulla* Z. Zhur., *Vesicularites rotundus* Z. Zhur. [Забродин, 1972б, с. 36, 97] и *Radiosus kussiensis* Zabr., *R. arlanensis* Zabr., *R. simplex* Zabr. В скважинах Бакальского железорудного месторождения (Буландихинская-1815) в интервале 135–680 м Т.В. Янкаускасом обнаружены многочисленные акритархи, среди которых преобладают *Symplastosphaeridium undosum* Yank., *Turuchanica ternata* Tim., *Leiominuscula minuta* Naum., *Protosphaeridium flexuosum* Tim., *Satka favasa* Yank. и единичные формы родов *Kildinella*, *Synsphaeridium*, *Stictisphaeridium* и др.

Детальное расчленение бакальской свиты дано М.И. Гаранем для центральной части Бакальского района. К западу и особенно к востоку карбонатные толщи верхней подсвиты бакальской свиты (березовская, нижнебакальская, среднебакальская и верхнебакальская) постепенно выклиниваются. В восточной части Бакальского района (долины рек Сибирки и Малой Сатки) карбонатно-сланцевая бакальская свита фациально замещается сланцево-песчанистыми образованиями корельской толщи, являющейся восточной фацией бакальской свиты. Корельская толща представлена полевошпато-кварцевыми песчаниками, чередующимися с черными и темно-серыми углисто-серицитоглинистыми и кварцево-серицитоглинистыми филлитовидными сланцами и филлитами [Гарань, 1969а, с. 84].

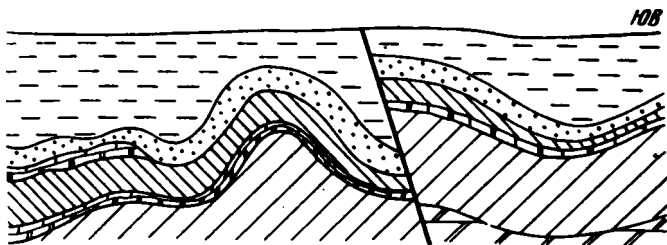
Нижний рифей Ямантауского антиклинория

Нижнерифейские отложения широко распространены также в сводовой части Ямантауского антиклинория в бассейне р. Большой Инзер. В составе их А.И. Иванов [1937б, 1956] выделил три мощные и сложно построенные свиты (снизу) – большеинзерскую, суранскую и юшкинскую, являющиеся возрастными аналогами соответственно айской, саткинской и бакальской свит Бакало-Саткинского района [Гарань, 1959а; Иванов, 1956; Келлер, 1978].

Большеинзерская свита

Большеинзерская свита залегает в основании разреза в сводовой части Ямантауского антиклинория и протягивается на 30 км при ширине выходов от 0,5–1 до 3 км. Лучший ее разрез расположен по р. Большой Инзер, отдельные выходы можно наблюдать по рекам Бзяк и Кургашля у д. Исмакаево. Свита сложена преимущественно кварцевыми и полевошпато-кварцевыми песчаниками, глинистыми сланцами (часто углистыми) с прослоями и пачками алевролитов, доломитов и известняков. Основание свиты не вскрыто.

Наиболее полное представление о составе большеинзерской свиты и характере переслаивания слагающих ее пород дает разрез по правому берегу р. Большой Инзер в 3 км ниже устья руч. Суран. Здесь в скалах с запада на восток (снизу вверх) обнажены:



Мощность, м

1. Доломиты крупнокристаллические, темно-серые, слабглинистые и песчанистые. 25
2. Песчаники полевошпато-кварцевые, мелкозернистые, с прослоями (от 0,03 до 0,5 м) темно-серых глинистых алевроитистых сланцев 15
3. Неравномерное переслаивание слоев по 7–15 см мощностью: а) тонкоплитчатых зеленовато- и темно-серых глинистых сланцев (мощность прослоев от 5–7 до 15 см) и б) песчаников, таких же, как в слое 2 (мощность прослоев от 8 до 15–20 см) 1
4. Песчаники полевошпато-кварцевые, мелко- и среднезернистые, средне-грубослоистые, плитчатые, с несколькими прослоями глинистых сланцев, с алевролитовой примесью кварца и полевого шпата 5,6
5. Ритмичное чередование: а) песчаников кварцевых, мелкозернистых, темно-серых (мощность от 10 до 120 см), б) углисто-глинистых сланцев темно-серых, тонкоплитчатых (мощность от 3–5 до 15 см) и в) слюдяных кварцевых алевролитов (мощность от 15 до 30 см). Преобладает простое ритмичное чередование описанных пород 6,4
6. Известняки пелитоморфные, серые, слабопесчанистые и углистые 3,4
7. Доломиты пелитоморфные, серые 0,5
8. Известняки мелкокристаллические, серые 0,5
9. Чередование песчаников, алевролитов и сланцев, близкое к описанному в слое 5 6,4
10. Брекчия, состоящая из обломков плитчатых карбонатных пород размером до 1–1,5 см; цемент базальный, состоящий из кварцевого песчаника мелко- и среднезернистого, серого 0,1
11. Ритмичное чередование песчаников, алевролитов и сланцев, близкое к описанному в слое 5 15
12. Известняки глинистые, мелкокристаллические, тонкослоистые, серые и темно-серые 6,5
13. Доломит пелитоморфный, тонкослоистый, серый 0,6
14. Ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов и сланцев, близкое к описанному в слое 5 10

Подобный ритмичный характер переслаивания песчаников, алевролитов, глинистых сланцев и карбонатных пород при мощности ритмов от 0,2 до 7, редко 10 м сохраняется на последующих 700 м разреза свиты. Нередко среди этих пород обособляются прослой и пакки мелкокристаллических или пелитоморфных доломитов и известняков мощностью от 0,5 до 10 м.

По литологическому составу большеинзерская свита делится на три связи – нижнюю, среднюю и верхнюю.

Нижняя связка (250 м) представлена кварцевыми песчаниками мелкозернистыми, серыми и светло-серыми, прослоями известковистыми; отмечаются прослой доломитов и известняков пелитоморфных, темно-серых и серых; единичны прослой темно-серых кварцевых алевролитов и углисто-кварцево-глинистых сланцев. В известняках единичны микрофитоциты *Osagia libidinosa* Z. Zhur., характерные для нижнего рифея (обр. 155-18, коллекция В.И. Козлова).

Средняя связка (850 м) сложена кварцевыми и полевошпато-кварцевыми песчаниками, преимущественно среднезернистыми, серыми, с прослоями (0,1–1,2 м) черных и темно-серых углисто-кварцево-глинистых сланцев и кварцевых алевролитов; единичны прослой (до 1 м) доломитов и известняков пелитоморфных, серых и редко- и мелкогалечных конгломератов.

Верхняя связка (250 м) представлена переслаиванием кварцевых и реже полевошпато-кварцевых песчаников (преобладают) средне- и мелкозернистых, серых; доломитов и известняков пелитоморфных, серых и темно-серых и углисто-кварцево-глинистых сланцев алевроитистых, черных и темно-серых.

Общая мощность большеинзерской свиты около 1350 м.

В составе большеинзерской свиты преобладают песчаники, имеющие полевошпато-кварцевый, кварцевый, полимиктовый состав и неравномернозернистое строение. Это серые или зеленовато-серые породы, большей частью грубоплитчатые, с четкой градационной слоистостью; отмечается тонкая, средняя, крупная, диагональная косая

и пологая волнистая слоистость, изредка асимметричная, есть и массивные разности. Обломочная часть в песчаниках составляет от 40 до 60, реже 75% объема породы и представлена кварцем (60–70, реже 85%), полевым шпатом (от 1 до 2–3, реже 10%), присутствуют (от ед. зн. до 1%) циркон, турмалин, биотит, мусковит, апатит, сфен и рудный минерал; обломки пород единичны и состоят из кварцитов, реже песчаников и глинистых сланцев. Степень окатанности обломочного материала различная: наряду с хорошо окатанными и полуокатанными встречаются угловатые и даже (иногда) остроугольные обломки. Цемент (от 30 до 40% породы) поровый, соприкосновения, местами базальный карбонатно (65–90%) -серицитом (от 3–5 до 15%) -кварцевого (от 5 до 20%) или кварцево (30%) -серицитового (70%) состава. Песчаники в значительной степени претерпели постдиагенетические изменения: структура их blastosammitovaya, с элементами регенерационной, иногда гранобластовая. Структура цемента лепидогранобластовая; отмечается развитие инкорпорационных структур и грануляция кварца; полевой шпат часто замещен серицитом или гидробиотитом.

Алевролиты по составу и облику близки к описанным выше песчаникам и отличаются от них размерностью и уменьшением количества обломочного материала, наличием более тонкой слоистости, большей известковистостью и присутствием различного количества примеси углистого материала.

Среди песчаников отмечаются редкие маломощные (от 0,1–0,3 до 0,8 см) прослои конгломератов. Хорошо окатанная галька размером до 3–5 см в них представлена серыми полимиктовыми песчаниками, изредка встречаются валуны тех же пород диаметром до 35 см. Есть два прослоя брекчий мощностью 0,5 и 1,3 м. Полуугловатые и угловатые обломки (размером до 2 см) состоят из доломитов и глинистых сланцев темно-серого и серого цвета. Цементированы они известковистыми песчаниками полевошпато-кварцевого состава. Карбонатные обломки за счет более интенсивного выветривания и выщелачивания рельефно выделяются на выветрелой поверхности пласта четкими углублениями – “дырами”. Конгломераты и брекчии внешне очень напоминают аналогичные образования в айской свите (разрезы в районе гор Чудинка, Барсучья, Шатриха и др.).

Карбонатные породы в большеинзерской свите представлены известняками и доломитами. Известняки обычно серого или темно-серого цвета, тонко- и среднеслоистые или массивные, часто доломитизированные, мелкокристаллические или пелитоморфные. Структура их большей частью гранобластовая, текстура параллельно-слоистая или массивная. Породы состоят из мелких зерен кальцита и редко доломита, обогащены терригенной примесью (от 1 до 10%) мелких зерен кварца и плагиоклаза, углистого и углисто-глинистого вещества. Доломиты темно-серые, большей частью массивные, структура их кристаллическизернистая, текстура массивная. Они почти нацело состоят из доломита (размер зерен от 0,5 до 0,8 мм) и редких мелких (до 0,08 мм) зерен кварца, реже плагиоклаза.

К югу от р. Большой Инзер состав пород большеинзерской свиты изменяется: в ней почти полностью исчезают карбонатные породы и увеличивается количество углистых и углисто-глинистых сланцев, образующих пачки мощностью до 30–50 м.

Суранская свита

Свита впервые выделена А.И. Ивановым (1937а). В нижней и верхней частях она сложена карбонатными породами, а в средней – сланцами (часто углистыми) серицитоглинистого и серицитокварцевого состава, алевролитами и песчаниками. Свита слагает обширные площади в районе хребтов Малый Ямантау, Караташ, Юша и Юрматау, характеризуется слабой обнаженностью. Фрагменты разреза ее можно наблюдать по рекам Большой и Малый Инзер, Суран, Ишля, в районе поселков Исмакаево и Аскарново.

С подстилающей большеинзерской и перекрывающей юшинской свитами суранские отложения связаны постепенным переходом [Иванов, 1937б]. По литологическому составу суранская свита разделяется на связки (снизу): миньякскую, бердагуловскую, ангастакскую, сердаукскую и лапыштинскую, также связанные между собой постепенными переходами.

Миньякская связка сложена преимущественно доломитами и известняками с единичными маломощными прослоями полевошпато-кварцевых песчаников и углисто-глинисто-карбонатных сланцев. Миньякские отложения слагают узкие полосы к западу и востоку от площади выходов большеинзерской свиты и характеризуются слабой обнажен-

ностью, так как к полосе их распространения приурочен слабо всхолмленный рельеф с мягкими сглаженными формами. Фрагменты разреза связки можно наблюдать по правому берегу р. Большой Инзер ниже устья руч. Суран, выше устья руч. Юша и у устья р. Сюрюнзяк, а также по руч. Черному — левому притоку р. Миньяк.

На правом берегу р. Большой Инзер, в 3,5 км ниже устья руч. Суран, непосредственно на кварцевых песчаниках большеинзерской свиты согласно с резким контактом залегают:

Мощность, м

- | | |
|---|----|
| 1. Известняки мелкокристаллические, темно-серые, тонкослоистые, с тонкими слойками углисто-глинистого материала | 7 |
| 2. Доломиты пелитоморфные, темно-серые, песчаные | 12 |
| 3. Известняки мелкокристаллические, серые и темно-серые | 48 |

Далее к юго-востоку задерновано, и более молодые слои миньякской связки изучены А.В. Ключихиным в 1972 г. при бурении скважин в урочище Старый Миньяк. Здесь вскрыты мелкозернистые темно-серые пелитоморфные известняки, темно-серые глинистые и алевролиты доломиты, иногда с прослоями углисто-глинистых и карбонатных сланцев. Реже встречаются пачки мелкозернистых песчаников, чередующихся с глинистыми доломитами (до 14 м).

Суммарная мощность миньякской связки оценивается в 300—350 м.

Бердагуловская связка представлена глинистыми и углисто-глинистыми сланцами, часто известковистыми, алевролитами, известняками, песчаниками и доломитами. Перечисленные породы ритмично чередуются между собой; переходы между ними чаще всего постепенные. Связка слагает значительные площади в ядре Бердагуловской и на крыльях Ишлинской антиклиналей. Обнаженность рассматриваемых отложений по площади слабая, отдельные фрагменты разреза можно наблюдать на р. Малый Инзер у д. Бердагулово и в районе руч. Сайбартан, на р. Большой Инзер в 8 км выше устья руч. Суран, в районе д. Гадьльшино, на р. Сюрюнзяк у пос. Ишля, на р. Ишля и у руч. Интурат. На подстилающих отложениях бердагуловская связка залегают согласно с постепенной сменой карбонатных пород карбонатно-терригенными; нижняя часть разреза сложена пачкой переслаивания доломитов, углисто-глинистых сланцев и алевролитов.

Наиболее полный разрез бердагуловской связки описан на левом берегу р. Большой Инзер в 8 км выше устья руч. Суран, где с запада на восток (снизу вверх) обнажены следующие слои, падающие на восток (90° , $\angle 40-60^\circ$):

Мощность, м

- | | |
|---|----|
| 1. Углисто-глинистые сланцы черные, тонкослоистые | 15 |
| 2. Алевролиты кварцевые, коричневатые-серые, с редкими прослоями глинистых сланцев | 56 |
| 3. Чередование кварцевых зеленовато-серых тонкослоистых алевролитов и глинистых и углисто-глинистых сланцев, образующих прослой до 3-5 см толщиной. Слоистость в породах большей частью тонкая, параллельная, реже линзовидная, волнистая или косая | 70 |
| 4. Тонкое переслаивание алевролитов и коричневатых-серых сидеритов с примесью глинистого и алевролитового, преимущественно кварцевого материала | 25 |
| 5. Углисто-глинистые сланцы черные, тонкослоистые, тонкоплитчатые | 8 |
| 6. Известняки серые, глинистые, пелитоморфные, в средней части слоя переходящие в мергели | 65 |
| 7. Темно-серые тонкослоистые карбонатно-глинистые сланцы с прослоями (2-3 см) глинистых известняков | 18 |
| 8. Серые слоистые пелитоморфные мелкокристаллические доломиты с прослоями известняков (от 5 до 15 см) | 10 |
| 9. Чередование темно-серых алевролитов углисто-глинистых сланцев, карбонатных углисто-глинистых сланцев, кварцевых алевролитов и серых пелитоморфных известняков | 60 |

Видимая мощность бердагуловской связки в приведенном разрезе составляет 330 м, в пределах Ямантауского антиклинория она меняется от 400 до 450 м.

Как видно из приведенного разреза, преобладающими породами в бердагуловских отложениях являются алевролиты и глинистые сланцы. Алевролиты преимущественно кварцевые (до 90—95%), тонкослоистые, с частым чередованием светлых кварцевых и темных глинистых слойков. Сланцы глинистые и углисто-глинистые тонкослоистые, состоящие из гидрослюдисто-глинистого и углисто-глинистого материала, нередко карбонатные. Реже встречаются прослой глинистых известняков, в разной степени доломитизированных (5—10% $MgCO_3$), мелкокристаллических или пелитоморфных. Во многих разностях известняка присутствует глинистое вещество (до 5—7%), образующее сгустки и пятна. Наряду с параллельной слоистостью в известняках наблюдается косая и волнистая слоистость.

Ангастакская связка сложена преимущественно сланцами серицито-глинистыми, серицито-кварцевыми, часто с хлоритом, мергелями, филлитизированными алевролитами с прослоями известняков, доломитов и очень редко песчаников. На бердагуловской связке ангастакская залегает согласно и связана с ней постепенным переходом. Нижняя ее граница проводится по исчезновению примеси углистого материала; ангастакские сланцы становятся более слюдястыми, грубослоистыми, иногда даже массивными.

Ангастакские отложения пользуются сравнительно широким распространением на крыльях Айгирской, Бердагуловской, Ишлинской и Аскараровской антиклиналей, но обнаженность их неравномерная. Большая часть площади задернована, и лишь кое-где отмечаются разрозненные коренные выходы; по долинам рек Малый и Большой Инзер, Ишля, Суран, Сюрюняк, Малый Нугуш, Алакуян и другим имеются фрагменты разрезов, дающие представление о составе и строении подсыты.

Один из относящихся к верхней части ангастакских отложений разрез обнажен на левом берегу р. Большой Инзер в 4 км восточнее руч. Суран, где с запада на восток снизу вверх залегают следующие слои, падающие на юго-восток (110° , $\angle 70-80^\circ$):

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| 1. Серые слоистые доломитовые мергели | 20 |
| 2. Темно-серые глинистые алевритистые сланцы | 2 |
| 3. Мергели доломитовые, с тонкими (2–5 мм) прослоями алевролитов и глинистых сланцев по плоскостям напластования | 16 |
| 4. Серые и зеленовато-серые тонкоплитчатые кварцевые алевролиты | 4 |
| 5. Зеленовато-серые глинистые известково-доломитистые сланцы с редкими маломощными (1–6 мм) прослойками сланцев темно-серого цвета | 38 |
| 6. Чередование тонких прослоев: а) алевролитов кварцевых, зеленовато-серых, б) сланцев глинистых, серовато-зеленых | 80 |
| 7. Доломитовые мергели | 20 |
| 8. Чередование алевролитов и сланцев, близкое к описанному в слое 6 | 35 |
| 9. Пелитоморфные глинистые тонкослоистые доломиты | 15 |
| 10. Серые и темно-серые кварцевые алевролиты с тонкими (1–2 мм) светло-серыми карбонатными слоями | 40 |
| 11. Тонкое переслаивание: а) алевролитов, б) глинистых доломитов, в) доломитовых мергелей и г) слабоизвестковистых аргиллитов; мощность переслаивающихся слоев 1–3 мм, редко 1–2 см, цвет пород серый, светло- или зеленовато-серый | 7 |

Самая верхняя часть разреза ангастакской связки вскрыта шурфами на левом склоне долины р. Большой Инзер в 4 км к югу от д. Лапышты. Здесь стратиграфически выше пачки переслаивания 11-го слоя чередуются между собой кварцевые алевролиты и глинистые сланцы.

Общая мощность ангастакской связки в разрезе по левому берегу р. Большой Инзер составляет 600 м.

Как видно из приведенного разреза, в сложении ангастакской связки преобладают сланцы глинистые пелитовой и алевро-пелитовой структуры, сланцеватой и слоистой текстуры. Они состоят из слабо поляризующей микролистоватой мелкочешуйчатой массы гидрослюдь, хлорита и серицита, крипнокристаллического кварца и микроскопических зерен турмалина, апатита, рутила, сагенина, лейкоксена и рудного минерала.

Алевролиты обычно кварцевого состава, серого или зеленовато-серого цвета, часто известковистые, слоистые. Содержание обломочного материала составляет 60–80%, представлен он в основном кварцем, редко плагиноклазом, турмалином, биотитом, рутилом.

Мергели серые, разноплитчатые, пелитоморфной, мелкозернистой или алевритовой структуры, линзовидной пятнистой или слоистой текстуры. Они состоят из доломита (40–50%), кальцита (от 2–4 до 5–8%), кварца (30–40%), гидрослюдь+хлорита+серицита (5–10%). Отдельные прослои мергелей содержат примесь углистого материала.

Известняки и доломиты обычно серые, массивные или слоистые. Основная масса их сложена пелитоморфным или слабо перекристаллизованным кальцитом или доломитом с примесью микрозерен кварца (2–5%), чешуек серицита (2–3%) и (иногда) плагиноклаза.

Сердаукская связка представлена преимущественно глинистыми и углисто-глинистыми сланцами с прослоями алевролитов, песчаников, известняков и доломитов. Она пользуется сравнительно небольшим распространением в виде узких полос в крыльях Кузьелгинской, Бердагуловской и Ишлинской антиклиналей и на западном крыле

Лапыштинской синклинали. Обнажена связка плохо, разрозненные фрагменты ее разреза можно наблюдать по рекам Малый Инзер, Нарка, Манява, Калган-Безмен, Ишля и др.

Один из лучших разрезов сердаукской связки находится на правом берегу р. Манявы в 240 м ниже д. Нижняя Манява.

Мощность сердаукской связки в рассматриваемом районе 116 м при мощности связки в полосе ее распространения от 100 до 200 м.

Лапыштинская связка сложена почти исключительно известняками и доломитами. Наибольшим распространением она пользуется в сводовой части Аскардовской антиклинали и в крыльях Юрмагауского антиклинория; от широты пос. Исмакаево лапыштинская связка непрерывной узкой (до 600 м) полосой прослежена до пос. Айгир и севернее, в крыле Кузьелгинской антиклинали. В полосе распространения связки преобладает слабо всхолмленный рельеф с мягкими сглаженными формами. Разрозненные коренные выходы есть только в бортах поперечных долин рек и ручьев (Малый Инзер, Кузьелга, Багарышта, Малый Нугуш, Лучкин Ключ, Танаситкан и др.). С подстилающей сердаукской лапыштинская связка имеет постепенные переходы.

Полные разрезы лапыштинской связки в рассматриваемой полосе отсутствуют. Отдельные фрагменты разреза видны на восточном крыле Айгирской антиклинали по р. Малый Инзер, где в скальных выходах вскрывается толща пелитоморфных глинистых доломитов и известняков с тонкими прослоями черных глинистых сланцев. Доломиты эти серого или зеленоваго-серого цвета, мелкокристаллические и пелитоморфные. Они состоят из доломита (60–80%), кальцита (10–20%), а также из кварцевого, углистого или глинистого материала. Те же примеси содержат известняки (до 90% CaCO₃). Глинистые и углисто-глинистые сланцы состоят из пелитового материала кварцево-серицитового состава с отдельными более крупными чешуйками серицита.

Общая мощность лапыштинских отложений достигает 300 м.

В южной части рассматриваемой площади В.В. Радченко в 1973 г. при бурении скважин на Аскардовской антиклинали описан следующий разрез лапыштинской связки (снизу):

| | Мощность, м |
|--|-------------|
| 1. Доломиты мелкокристаллические, серые | 52 |
| 2. Карбонатно-глинистые сланцы темно-серые, с отдельными прослоями зеленоваго-серых доломитов | 5 |
| 3. Доломиты среднекристаллические, светло-серые. | 45 |
| 4. Доломиты пелитоморфные, серые, в верхней части темно-серые, с тонкими (от 1 до 3 мм) прослойками черных карбонатных глинисто-углистых сланцев | 72 |
| 5. Доломиты пелитоморфные, темно-серые, с тонкими (от 1–2 до 5 мм) прослоями глинисто-углистых сланцев | 43 |
| 6. Тонкое переслаивание глинистых сланцев и глинистых доломитов | 1 |
| 7. Ритмичное переслаивание: а) алевроито-глинистых сланцев светло-серых и б) углисто-глинистых сланцев темно-серых | 10 |

Слой 7, по всей видимости, относится к юшинской свите.

Суммарная мощность вскрытой здесь части разреза лапыштинской связки около 220 м.

В лапыштинской связке суранской свиты М.А. Федонкиным [1974; Радченко, Федонкин, 1974] указываются строматолиты *Kussiella kussiensis* Maslov и микрофитолиты *Osagia pulla* Z. Zhur., *Vesicularites rotundus* Z. Zhur., *Glebosites magnus* Nar., *Osagia suranica* Fed., *Volvatella primaria* Fed., *Vesicularites nugushensis* Fed.

В.В. Радченко и М.А. Федонкиным [1974] в сводовой части Аскардовской антиклинали в доломитах лапыштинской связки собраны микрофитолиты, определенные как *Osagia pulla* Z. Zhur., *Vesicularites rotundus* Z. Zhur., *Glebosites magnus* Nar.

Ю шинская свита

Сложена преимущественно серицито-глинистыми и углисто-глинистыми сланцами, кварцевыми и полевошпато-кварцевыми песчаниками. Распространена она в крыльях Ямантауского антиклинория, протягиваясь на западе широкой полосой по левобережью р. Малый Инзер от д. Кузьелги на севере до д. Дубинской на юге.

На востоке ширина полосы распространения свиты несколько уже и она тянется от пос. Ишля на юг по западному склону хр. Большой Шатак до широты р. Багряшки, а затем срезается тектоническими нарушениями.

Юшинская свита обнажена недостаточно: разрозненные гривковые выходы встречаются в полосе преимущественного распространения устойчивых к выветриванию

песчаников; там, где в разрезе преобладают сланцы, обнажения практически отсутствуют. Отдельные фрагменты разреза можно наблюдать по рекам Малый Инзер (ниже д. Кузьелги), Нарка, Багарышта, Юша, ручьям Малая и Большая Кургаза и некоторым другим. С подстилающей суранской свитой она связана постепенным переходом, что наблюдалось на правом берегу р. Кузьелги у южной окраины одноименной деревни.

По литологическому составу юшинская свита подразделяется [Иванов, 1937б] на три толщи (связки) — вязовскую, багарыштинскую и сухинскую, связанные постепенными переходами. Общая мощность свиты колеблется от 800 до 1100–1200 м и определяется глубиной предмащакского размыва.

Вязовская связка сложена глинистыми и углисто-глинистыми сланцами, существенно кварцевыми алевролитами с прослоями песчаников того же состава. Она развита в районе деревень Лапышты и Татлы на крыльях Юшинской синклинали полосой до 600 м, на крыльях Аскардовской антиклинали при ширине площади распространения 600–800 м.

Обнаженность связки плохая, так как по контакту ее с лапыштинской связкой суранской свиты, как правило, развиты коры выветривания с залежами инфильтрационных бурых железняков. Отдельные обнажения связки можно наблюдать в районе д. Исламбаево, на правом берегу рек Малый Нугуш, Лапышта, Татлы и в некоторых других местах. Наиболее полный разрез подсвиты вскрыт В.В. Радченко в 1973 г. профилем скважин на широте с. Аскардова. Так, по скв. 108 снизу вверх вскрыты:

Мощность, м

| | |
|---|------|
| 1. Чередование черных углисто-глинистых сланцев и доломитизированных известняков (пачка, переходная между суранской и юшинской свитами) | 22,7 |
| 2. Чередование кварцевых алевролитов (5–10 мм) и темно-серых углисто-глинистых сланцев (1–3 мм) | 3,5 |
| 3. Полосчатые глинистые сланцы | 6 |
| 4. Чередование алевролитов и кварцевых слюдистых песчаников | 8,8 |
| 5. Кварцевые песчаники с мелкими чешуйками мусковита | 8,2 |
| 6. Кварцевые алевролиты с прослоями углисто-глинистых сланцев и (редко) слюдистых кварцевых песчаников | 24,8 |
| 7. Кварцевые полосчатые алевролиты | 3 |
| 8. Зеленовато-серые глинистые сланцы | 1,5 |
| 9. Бурые железняки с реликтами кварцевых алевролитов | 0,5 |
| 10. Алевролиты кварцевые, темно-коричневые | |

Видимая мощность связки в скважине 80 м, а общая мощность вязовской связки около 150–300 м.

Преобладающими в разрезе связки являются серицито-глинистые сланцы, представляющие собой полосчатые грубосланцевые породы, состоящие из слабо поляризующего пелитового материала с чешуйками серицита. Мелкозернистые песчаники и алевролиты существенно кварцевые, с цементом базальным или выполнения пор. В первом случае обломочный материал составляет 40–60%, во втором — 80–90%. Состоит он из кварца (90–95 и до 100%) с размером зерен от 0,1 до 0,25 мм, окатанной или угловатой формы, с незначительной примесью полевого шпата, глинистых сланцев и песчаников. Изредка в вязовской свите встречаются прослой пелитоморфных известняков до 0,15 м мощности. Такие прослой можно видеть в выемках железной дороги Белорецк — Чишмы на левом берегу руч. Дубинского.

Багарыштинская связка представлена ритмичным чередованием кварцевых и полевошпато-кварцевых песчаников и алевролитов и серицито-глинистых и углисто-глинистых сланцев. Связка слагает крылья или ядра мелких складок, осложняющих пологую Юшинскую синклинали (район ст. Юша и д. Ильмяшкino). Значительные по площади выходы (при ширине полосы распространения 1–1,5 км) связки приурочены к крыльям Аскардовской и ядру Кургасской антиклиналей (верховья руч. Майгашты). Переход от подстилающей вязовской связки постепенный, граница проводится по появлению в разрезе песчаников.

В разрезе правого берега р. Малый Инзер в 800 м ниже устья р. Кузьелги обнажены следующие слои, падающие на юго-запад (200° , $\angle 50^\circ$) (снизу):

Мощность, м

| | |
|--|----|
| 1. Переслаивание: а) серых мелкокристаллических известняков, б) черных серицито-глинистых сланцев, в) кварцевых алевролитов и песчаников; мощность слоев от 5 до 40 см | 5 |
| 2. Песчаники кварцевые, переслаивающиеся с алевролитами и глинистыми сланцами, мощность прослоев от 1–5 до 30 см | 18 |

| | |
|---|-----|
| 3. Темно-серые глинистые сланцы | 1,3 |
| 4. Светло-серые мелкозернистые кварцевые песчаники | 1 |
| 5. Серые песчанистые известняки с прослоями (0,2–0,5 см) темных глинистых сланцев. | 0,8 |
| 6. Ритмичное чередование серицито-глинистых сланцев и бурых известчовистых кварцевых песчаников | 5 |
| 7. Песчаники кварцевые, мелкозернистые, с прослоями алевролитов того же состава | 5,6 |
| 8. Черные серицито-глинистые сланцы | 0,2 |
| 9. Ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов, глинистых сланцев (мощность прослоев 0,2 м) | 3,1 |

Мощность описанной части разреза около 40 м, а мощность всей багарыштинской связки на площади распространения колеблется от 300 до 400 м.

Преобладающими в разрезе связки являются песчаники, обычно серые или зеленовато-серые, с параллельной или косой слоистостью. В составе их преобладает кварц (97–99%), отмечаются полевой шпат (до 3%), единичные обломки глинистых и углисто-глинистых сланцев и кварцитов. Цемент этих песчаников поровый, гидрослюдястый или серицитовый. В полевошпато-кварцевых разностях содержание полевого шпата увеличивается до 7–10%. Встречаются также обломки кварцитов (до 1%), серицито-глинистых сланцев и их углистых разностей. Размер зерен обломочного материала колеблется от 0,1 до 0,25, редко 0,5 мм.

Глинистые сланцы зеленовато- или темно-серые, тонкослонные, часто углистые, состоят из слабо поляризующего гидрослюдясто-глинистого или гидрослюдясто-кварцевого агрегата, содержащего игольчатый рутил (сагенил).

Известняки образуют небольшие тонкие прослои обычно серого цвета, слоистые за счет наличия тонких слоев, обогащенных глинистым, углистым или углисто-глинистым материалом. В них присутствует алевролитовый материал (от 1 до 3, редко 5%) кварцевого состава.

Описанные породы багарыштинской связки образуют ритмичное переслаивание флишевого типа. В основании ритмов нередко присутствуют более грубозернистые разности песчаников, иногда гравелитов, содержащих продукты размыва подстилающих пород.

Сухинская связка сложена серицито-глинистыми и серицито-кварцевыми сланцами и алевролитами с прослоями песчаников. Незначительные выходы этих отложений имеются в верховьях р. Малый Инзер и в сводовой части Кургасской антиклинали.

В.В. Радченко в 1973 г. по скважине, пробуренной в ядре Кургасской антиклинали, приводит следующий разрез сухинской связки (снизу):

Мощность, м

| | |
|---|------|
| 1. Ритмичное переслаивание светлых кварцевых алевролитов и темных глинистых сланцев | 33 |
| 2. Глинистые тонкополосчатые сланцы | 11,8 |
| 3. Серые мелкозернистые кварцевые песчаники | 12,7 |
| 4. Переслаивание мелкозернистых кварцевых песчаников с темными глинистыми сланцами | 1,5 |
| 5. Кварцевые мелкозернистые песчаники | 2,0 |
| 6. Зеленовато-серые глинистые полосчатые сланцы | 24 |

Мощность вскрытой части сухинской связки в приведенном описании около 120 м, а в целом по площади она колеблется от 150 до 300 м и определяется глубиной предмашакского размыва.

Состав сланцев, алевролитов и песчаников сухинской связки, по существу, аналогичен составу одноименных разновидностей пород багарыштинской связки. В целом для сухинской связки характерна четкая горизонтальная слоистость и обогащенность пород слюдястым материалом. В северном направлении в связке отмечаются незначительные фашиальные изменения, выражающиеся в некотором уменьшении грубозернистых пород, так как в разрезах по западному склону хр. Большой Шатак и по р. Малый Катав в составе связки преобладают глинистые и углисто-глинистые сланцы с подчиненными прослоями алевролитов.

Юшинская свита завершает разрез бурзяния Ямантауского антиклинория, отложения которого хорошо коррелируются с разрезом нижнего рифея южного погружения Тараташского антиклинория. Имеющаяся биостратиграфическая характеристика разреза и проведенные нами исследования состава минералов тяжелой фракции проб-протокочек из айской (52 пробы) и большеинзерской (45 проб) свит стратотипических разрезов подтвердили правомерность принятой корреляции. Действительно: 1) руково-

дцями минералами в составе тяжелой фракции для айской и большеинзерской свит являются циркон и апатит; 2) для этих свит близки цвет циркона, его форма, степень окатанности, количественное соотношение циркона, турмалина и апатита и их внутренняя структура; 3) комплекс акцессорных минералов и особенности внутреннего строения циркона и апатита дают основание считать, что большеинзерская и айская свиты образовались за счет размыва одних и тех же пород — гнейсов, гранито-гнейсов, в меньшей степени кислых, основных и ультраосновных пород. Продукты размыва последних шире распространены в айской свите, где содержание хромшпинелидов в отдельных пробах достигает 30%.

Наибольшие отличия заключаются в строении верхней терригенной свиты, которая на севере содержит пачки карбонатных пород со строматолитами, в то время как в Ямантауском антиклинории и южнее она представлена преимущественно толщей темно-цветных песчано-глинистых пород, содержащих карбонатные прослои в нижней и верхней частях разреза.

В более западных структурах Южного Урала отложения нижнего рифея не выведены на дневную поверхность и могут быть изучены по данным глубокого бурения. Наиболее информативные результаты дает для этих целей скважина, пробуренная на восточном крыле Алатауской структуры у тракта Стерлитамак — Белорецк в районе сел. Кулгунина. В этой скважине отложения нижнего рифея вскрыты на глубине от 3142 до 5010 м. Разрез этих отложений представляется следующим [Андреев и др., 1981].

1. Старосаитовская свита (глубина 5010—4696 м) делится на: а) песчаники сиреневые и розоватые, кварцитовидные; состоят из кварца с примесью (5—7%) полевых шпатов; встречаются прослои коричневато-серых алевролитов, мощность 182 м; б) темно-бурые, вишневые и темно-серые аргиллиты мощностью 104 м. Общая мощность свиты 286 м.

2. Юшинская свита (глубина 4696—3140 м) состоит из чередования аргиллитов и алевролитов. Аргиллиты углистые, черные, слюдястые, доломитизированные. Алевролиты, образующие прослои и линзы в аргиллитах, имеют кварцево-полевошпатовый состав, глинистые доломитизированные. Мощность свиты 1556 м.

На нескольких уровнях в юшинской свите встречены микрофоссилии, определенные Т.В. Янкаускасом:

1) в интервале 3948—3951 м — многочисленные *Symplassosphaeridium undosum* Jank. и единичные *Satka aff. favosa* Jank.;

2) в интервале 3895,6—3898,7 м — *Syplassosphaeridium undosum* Jank. (много), *Kildinella ternata* Tim (много) и единичные *K. tsohapomica* (Tim.), *K. aff. ripheica* (Tim.), *K. minuta* (Naum.);

3) в интервале 3629,5—3632,3 м — многочисленные *Brevitrichoides burzjanicus* Jank., *Symplassosphaeridium undosum* Jank., *Kildinella ternata* Tim., *K. minuta* Naum., *K. aperta* (Schop.), *K. hyperboreica* Tim. и единичные *Satka favosa* Jank., *Kildinella ripheica* Tim.

Несмотря на то что в нижнем рифее встречаются богатые и разнообразные комплексы фитолигов, для выделения в нем дробных биостратиграфических горизонтов данных пока недостаточно. И.Н. Крылов, детально изучивший строматолиты в Бакало-Саткинском районе, счел возможным выделить в составе нижнего рифея два стратиграфических горизонта: саткинский с *Kussiella kussiensis* (Maslov) и *Gongylina diferenciata* Kom. и бакальский с *Conophyton cylindricus* (Maslov) и *Gaia irkuskanica* Krylov. З.А. Журавлева, изучавшая микрофитолиги Южного Урала, говорит о едином нижнерифейском их комплексе [Стратотип рифея. . ., 1982]. Возможно, это связано с недостаточной изученностью фитолигов саткинской свиты, которые более подробно были изучены для нижней ее части в районе г. Кусы и почти неизвестны в окрестностях г. Сатки, где вскрыты верхние горизонты саткинской свиты. Поэтому пока нам приходится говорить о комплексе саткинских микрофитолигов в целом. Перечисленные форм, входящих в этот комплекс, можно найти на предыдущих страницах.

Радиометрические данные, относящиеся к нижнему рифею Урала, невелики. Возраст пород дорифейского фундамента, полученный разными методами, несколько древнее 1800 млн. лет [Нижняя граница рифея. . ., 1978, с. 42]. Rb-Sr возраст наиболее молодых гранитов, прорывающих породы фундамента, равен 1608—1591 и 1573 млн. лет, габбро-диабазов траптовой формации, не затрагивающих айскую свиту, — от 1588 до 1612 млн. лет. Возраст щелочных базальтоидов айской свиты 1540 млн. лет. Сат-

кинская свита в районе пос. Бердяуш прорывается гранитами-рапакиви, по поводу возраста которых шла длительная дискуссия. Последние данные А.А. Краснобаева и его соавторов [1981] показывают, что по данным Rb-Sr изохронного метода и U-Pb определениям по цирконам возраст массива равен 1359 млн. лет, а прорывающих его сиенитов — 1329 млн. лет. Все эти даты показывают, что возраст нижнего рифея находится в пределах 1650–1350 млн. лет.

СРЕДНИЙ РИФЕЙ (ЮРМАТИНИЙ)

Образования юрматинской серии пользуются широким распространением на Южном Урале, слагая значительные площади в пределах западного и восточного крыльев Башкирского мегантиклинория (хребты Машак, Ерик-Таш, Нары, Зигальга, Шатак, горы Ямантау, Иремель и др.). Об объеме серии до последнего времени велись оживленные дискуссии. Одни исследователи начинали юрматинскую серию с зигальгинской свиты и выделяли при этом самостоятельную машакскую [Ожиганов, 1964; Гарань, 1969б] или шатакскую [Романов, 1973] серию; другие — выделяли машакские отложения в одноименную свиту в составе юрматинской серии [Келлер, 1952; Ротарь, 1974; Козлов, 1973]. М.Е. Раабен [1957] и Н.А. Румянцева [1960, 1964] предлагали исключить машакскую свиту из состава дозигальгинских образований. В настоящее время на основании несогласного залегания машакских образований на подстилающей юшинской свите нижнего рифея и постепенного перехода их в зигальгинскую свиту [Ротарь, 1974; Швецов, 1974] машакская свита включена в состав юрматиния и считается началом одноименного седиментационного цикла.

Не менее сложным является вопрос о верхней границе серии. По данным предыдущих исследователей [Горяинова, Фалькова, 1937; Соколов, 1947; Олли, 1948; и др.], зильмердакская свита каратауской серии перекрывает подстилающие отложения с размывом и угловым несогласием. Однако результаты геологосъемочных работ последних лет свидетельствуют о недостаточной обнаженности зоны контакта и широком развитии здесь разрывных нарушений, что не позволяет твердо установить характер взаимоотношения зильмердакских отложений с нижележащими породами. В разрезе по левому берегу р. Тюльмень у подножия хр. Белягуш выше реветских доломитов авзянской свиты В.И. Козловым выделена тюльменская связка, свидетельствующая о постепенном переходе между зильмердакской и авзянской свитами. Аналогичное соотношение указанных свит описано ранее О.П. Горяиновой на р. Зилим.

На основании вышеизложенного мы допускаем, что граница среднего и верхнего рифея на Южном Урале в одних случаях согласная, в других — несогласная.

Машакская свита

Машакская свита представлена основными и кислыми эффузивами, их туфами и туфобрекчиями, песчаниками, конгломератами, углисто-глинисто-кварцевыми сланцами общей мощностью свыше 2000 м.

Впервые свита была выделена А.И. Ивановым в 1934 г. [Иванов, 1937б] на хр. Машак, где ее разрез считается стратотипическим. Дозигальгинские вулканогенно-осадочные образования хр. Большой Шатак К.А. Львов и А.И. Олли [1935] выделили в шатакскую свиту, а аналогичные отложения восточной части Златоустовского района М.И. Гарань выделил в кувашскую свиту. Одновозрастность машакской, шатакской и кувашской свит достаточно убедительно была доказана работами М.И. Гараня [1946, 1969б] и А.И. Иванова [1937б]. Последующие детальные исследования на хр. Большой Шатак подтвердили одновозрастность машакской и шатакской свит, позволили провести почти послонную корреляцию разрезов свиты на хребтах Машак и Большой Шатак.

Машакская свита слагает значительные площади в пределах восточного крыла Ямантауского антиклинория (хребты Машак, Шакитар, Белятур, Юша, Большой Шатак, Нары, горы Ямантау, Калпак, Маяк и др.). Здесь она залегает со стратиграфическим перерывом и угловым несогласием (до 40–60°) на различных горизонтах юшинской свиты. Соотношение это видно в естественных обнажениях на р. Малый Катав, на водоразделе рек Большая и Малая Казавда [Ротарь, 1974], на юго-западном окончании горы Каинтубе в 800 м от вершины, вблизи седловины, отделяющей ее от горы Дуансун-

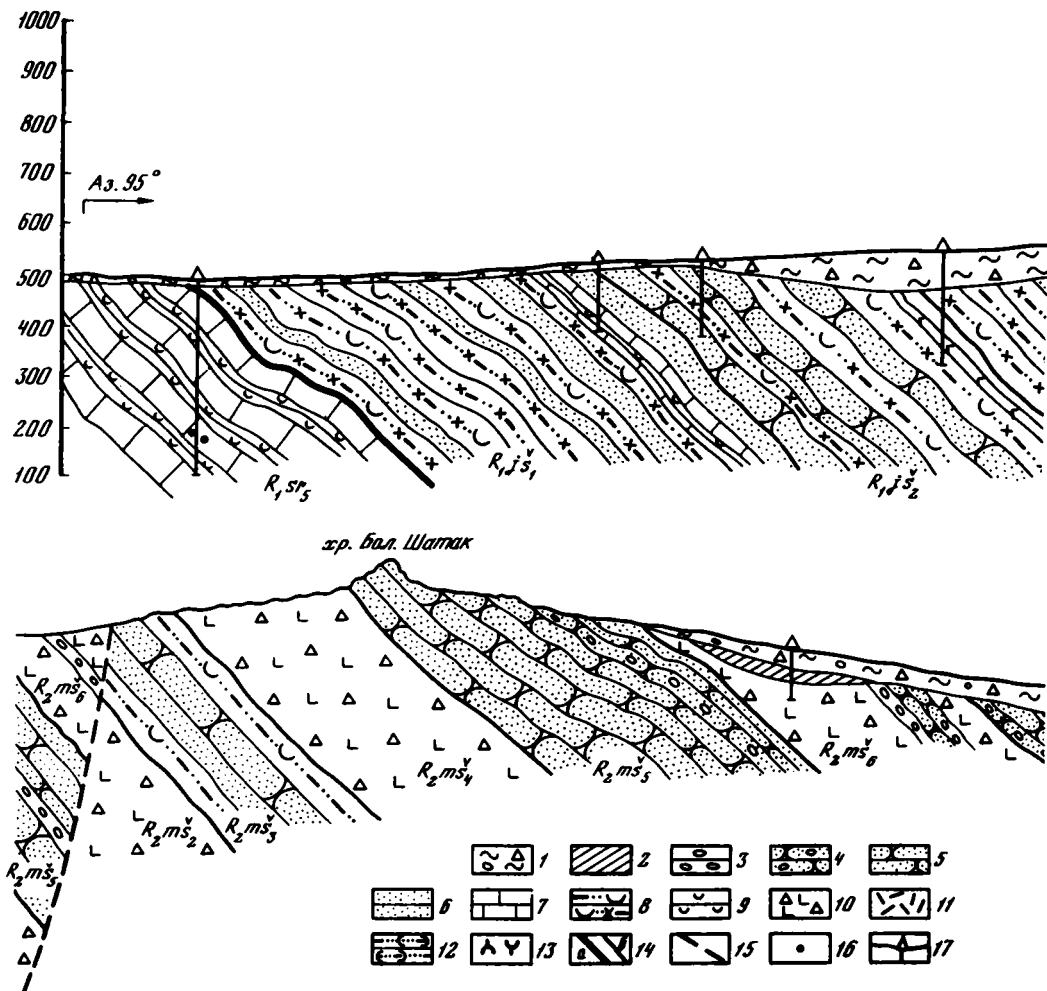


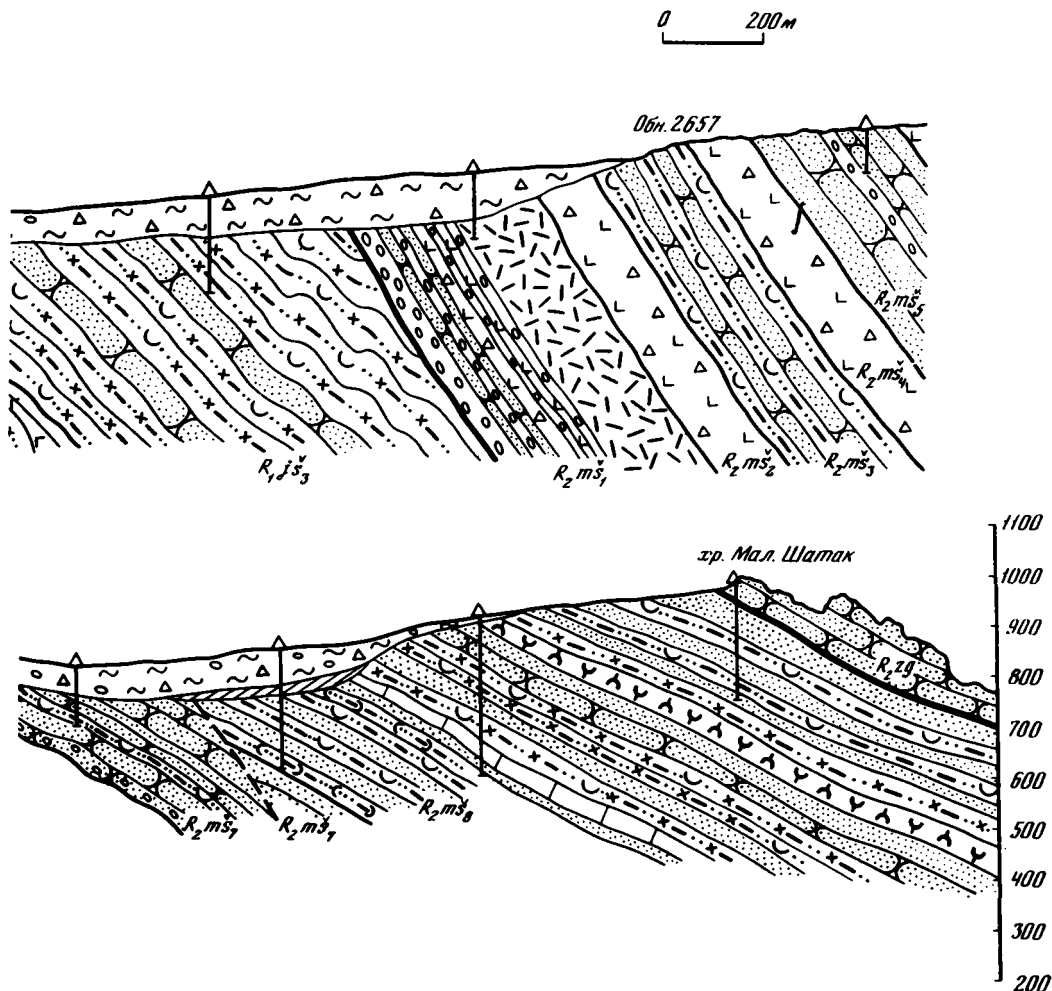
Рис. 8. Разрез восточного крыла Ямантауского антиклинория по хребтам Большой и Малый Шатак в 6 км севернее пос. Верхний Авзян. Составил А.Ф. Ротарь

1 – четвертичные отложения; 2 – кора выветривания; 3 – конгломераты; 4 – гравелиты; 5 – кварцито-песчаники и песчаники; 6 – алевролиты; 7 – известняки; 8, 9 – сланцы: 8 – серицит-хлорит-кварцевые и углистые, 9 – доломитовые; 10 – брекчиевые лавы основного состава; 11 – липариты, дациты; 12 – туфоалевролиты; 13 – кремнистые туффиты; 14 – границы: а – стратиграфических подразделений, б – слоев; 15 – разломы; 16 – места сбора микрофилитов; 17 – буровые скважины

ган, на западном склоне хр. Большой Шатак [Беккер и др., 1979]. Соотношение машакской свиты с зигальгинской видно в обнажениях на горе Большой Ямантау [Ротарь, 1974; Беккер и др., 1979] и на хр. Базал вблизи горы Кязаташ. Здесь описан согласный контакт и постепенный переход между свитами и тем самым доказан дозигальгинский возраст машакской свиты.

Еще в 1937 г. А.И. Иванов разделил машакскую свиту на три подсвиты – ерикташскую, шакитарскую и кувышскую. В результате более детальных работ А.Ф. Ротарь [1974] выделил в составе машакской свиты хр. Машак восемь подсвит (связок): кузьелгинскую, казавдинскую, быковскую, калпакскую, куянтаускую, каранскую, шакитарскую и ямантаускую. В общих чертах шесть нижних связок отвечают ерикташской подсвите А.И. Иванова, седьмая, шакитарская связка сохраняет прежний объем, самая верхняя, ямантауская связка соответствует кувышской подсвите.

В настоящее время В.И. Козлов также предлагает делить машакскую свиту на три подсвиты. Три нижние связки А.Ф. Ротаря он включает в нижнемашакскую подсвиту, три следующие – в среднемашакскую, две верхние – в верхнемашакскую подсвиту. Насколько это деление окажется жизненным – покажет будущее.



В последнее время восьмичленная схема деления машакской свиты была применена А.Ф. Ротарем и З.М. Ротарь [1982] к району хр. Большой Шатак, где ими были выделены все подразделения, установленные на хр. Машак (рис. 8). Ввиду своей доступности и хорошей обнаженности разрез хр. Большой Шатак может быть предложен в качестве гипостратотипа машакской свиты, поэтому в дальнейшем изложении мы уделим ему основное внимание.

Рассмотрим теперь последовательно подразделения машакской свиты.

1. Кузьелгинская связка сложена в основании конгломератами, а выше липаритовыми, липарит-дацитовыми и фельзитовыми порфиритами, их туфами туфобрекчиями, а также кварцево-серицитовыми породами. В районе хр. Большой Шатак в составе кузьелгинской связки выделяются три пачки: 1) переслаивание конгломератов и кварцито-песчаников (85 м); 2) чередование конгломератов, кварцито-песчаников и лавовых покровов основного состава (194 м); 3) липариты, липарито-дациты и дациты с прослоями туфов кислого состава (183 м). Послойный разрез кузьелгинской связки в 3 км южнее горы Ямантау приведен в работе А.Ф. Ротаря [1974]. Здесь общая мощность связки достигает 350 м.

2. Казавдинская связка сложена эффузивными породами основного состава — диабазами и диабазовыми порфиритами с редкими прослоями туфов основного состава. В районе хр. Большой Шатак в нижней части связки располагаются миндалекаменные и афировые диабазы, а в верхней — диабазы с обилием миндалин и обломками основ-

ных и кремнистых пород. Мощность связки на хр. Машак 200–250 м, на хр. Большой Шатак возрастает до 230–300 м.

3. Быковская связка включает на хр. Большой Шатак две пачки: нижнюю, сложенную переслаиванием углисто-глинисто-кварцевых сланцев и алевролитов (130 м), и верхнюю, представленную кварцито-песчаниками (88 м). Общая мощность на хр. Машак 150 м, на хр. Большой Шатак превышает 200 м.

4. Капкакская связка сложена диабазами и диабазовыми порфиритами с прослоями их туфов и туфобрекчий. На западном склоне горы Капкаташ (хр. Большой Шатак) в составе связки выделяется до 14 лавовых покровов основного состава мощностью от 4 до 45 м. Покровы разграничены пачками кремнистых туфитов мощностью до 2 м; встречаются также прослойки и пачки пепловых туфов. Общая мощность связки около 250 м, на юге она сокращается до 150 м.

5. Кунянтауская связка на севере сложена кварцито-песчаниками, а в верхах – конгломератами; на западном склоне хр. Машак имеются прослойки углистых филлитов. Конгломераты здесь достигают мощности 100 м, но в более южных районах (гора Кусейматау) уменьшаются до 3 м. Окатанная галька представлена главным образом кварцито-песчаниками. В районе хр. Большой Шатак связка сложена переслаиванием кварцито-песчаников и туфопесчаников. Имеются прослойки алевролитов. Конгломераты встречаются неповсеместно, мощность их не превышает 10 м. Общая мощность связки 500 м.

6. Каранская связка сложена диабазами и диабазовыми порфиритами, в верхах отмечается пачка туфов и туфопесчаников, углистых сланцев и песчаников. На хр. Большой Шатак среди лавовых покровов основного состава протягивается характерный маркирующий пласт конгломерата. Мощность от 450 (широта горы Катушка) до 570 м (гора Капкаташ).

7. Шакитарская связка сложена главным образом кварцито-песчаниками с редкими мало мощными пачками алевролитов и туфопесчаников. В нижней части связки преобладают кварцито-песчаники сиреневых и розовых тонов, в верхах они имеют зеленовато-серую окраску. Для песчаников характерны косяя слоистость и волноприбойные знаки. Общая мощность связки на хр. Большой Шатак 502 м.

8. Ямантауская связка сложена туфосланцами кислого и основного состава с прослоями углистых сланцев, туфопесчаников, липаритовых порфиритов и туфитов. Породы окрашены в коричневый и фиолетовый цвет. На западном склоне хр. Малый Шатак среди пород связки имеется прослойка известняка, вскрытый скважиной на глубине 246–285 м. На двух уровнях из него собраны микрофитолиты, определенные З.А. Журавлевой:

1) на глубине 247,3–247,5 м встречены *Radiosus tenebricus* Z. Zhur., *R. ovale* Zabr., *R. nekulechus* Milst., *R. kotuicanicus* Milst., *R. kussienseis* Zabr.;

2) на глубине 276,7–277,5 м – *Osagia libidinosa* Z. Zhur., *O. uchurica* Nar., *O. kotuicanica* Milst., *Radiosus kussienseis* Zabr., *R. tenebricus* Z. Zhur.

Все указанные формы обычно встречаются в нижнем рифее. Эти данные могут свидетельствовать в пользу того, что граница нижнего и среднего рифея не совпадает с региональным перерывом в основании машакской свиты, а проходит значительно выше, возможно, по подошве зигальгинской свиты. Для принятия окончательного решения по этому вопросу нужны дополнительные данные, в частности микрофитологическая характеристика машакской и зигальгинской свит. Общая мощность машакской свиты на хр. Большой Шатак равна 2300–2400 м.

Анализ материалов геологических съемок последних лет показывает, что машакская свита по простиранию с севера на юг испытывает значительные фациальные изменения, выражающиеся в соотношении терригенных и вулканогенных образований и изменении мощности пород. В районе горы Ямантау машакская свита имеет мощность около 1500–2300 м, из них примерно 80% составляют вулканогенные образования основного и кислого состава, а конгломераты имеют суммарную мощность около 150 м [Ротарь, 1974]. В районе хр. Большой Шатак машакская свита имеет мощность 2300–2400 м, вулканиды здесь составляют в ряде разрезов 30–50%, а суммарная мощность конгломератов колеблется от 100 до 150–200 м. В южной части Ямантауского антиклинория (Курагасская антиклиналь) свита сложена более тонкозернистыми породами и эффузивы играют подчиненную роль, конгломератов здесь почти не отмечается. Изменения в фациальном составе осадочных толщ машакской свиты в восточном направлении выражаются постепенным переходом от грубообломочных толщ к песчано-

сланцевым. Отмечается закономерная приуроченность очагов вулканизма к зоне Зюраткульского глубинного разлома, ибо по мере удаления от него к западу или востоку вулканогенные породы замещаются вулканогенно-осадочными и осадочными. Среди магматических образований свиты выделяются эффузивные, жерловые и субвулканические фации.

На северо-западном склоне горы Ямантау видно, как на туфы и туфопесчаники ямантауской связки машакской свиты согласно налегают кварцито-песчаники зигальгинской свиты. Такие же соотношения можно наблюдать на западном склоне хр. Малый Шатак, где контакт машакской и зигальгинской свит вскрыт скважиной, которая прошла 22 м по песчанникам зигальгинской свиты и с 22 до 41 м вскрыла переслаивание туфов, алевролитов и туфосланцев зеленовато-серого и вишневого цвета со светлыми кварцито-песчаниками [А.Ф. Ротарь, З.М. Ротарь, 1982].

Зигальгинская свита

Зигальгинская свита впервые была выделена при геологосъемочных работах коллективом южноуральских геологов [Горяинова и др., 1931]; название дано по хр. Зигальга.

На восточном крыле Ямантауского антиклинория зигальгинская свита согласно залегает на машакской свите. На западном крыле структуры, где машакская свита падает из разреза, зигальгинская свита трансгрессивно перекрывает юшинскую свиту нижнего рифея. В Бакало-Саткинском районе она с перерывом и угловым несогласием залегает на нижнерифейской бакальской свите.

При поисково-съемочных работах 30—40-х годов были четко установлены основные литологические особенности свиты. Помимо кварцевых песчаников, кварцитовидных их разновидностей и кварцитов, в свите в меньшей степени содержатся алевролиты и глинистые сланцы, часто углистые; встречаются редкие линзы конгломератов. Как уже отмечалось, кварцевые песчаники служат прекрасной маркирующей толщей, прослеживаемой в крыльях Тараташского, Ямантауского и Юрматуского антиклинориев. Свита имеет сравнительно широкое распространение. Выходы ее пород почти всегда приурочены к наиболее возвышенным хребтам (Зигальга, Кумардак, Нары, Караташ, Базал, Юрматая, Малый Шатак, Шуйда, Иркутскан и др.) и к обособленным горам (Ямантау, Шикташ, Машак и др.). На перечисленных хребтах и горах можно наблюдать большей частью изолированные скалы, которые при широком развитии крупноглыбового делювия (курумов и "каменных рек") не позволяют составить полный разрез свиты.

Из-за недостаточной обнаженности в различных районах Южного Урала зигальгинская свита расчленяется на неодинаковое количество толщ (подсвит). Часть исследователей выделяла в ее составе три толщи [Горяинова, Фалькова, 1940; Олли, 1948]: нижнюю (светлые мелко- и среднезернистые кварцитовидные песчаники и кварциты), среднюю (кварциты и кварцитовидные песчаники белые и светло-серые) и верхнюю (тонко-слоистые кварцитовидные песчаники с подчиненными прослоями и пачками темно-серых и черных серицито-кварцевых сланцев, часто углистых). М.И. Гарань [1946, 1963а] и А.И. Иванов [1946] расчленили зигальгинскую свиту на три подсвиты, из которых нижняя и верхняя сложены кварцитовидными песчаниками и кварцитами, а средняя — сланцами. Последующие поисково-съемочные работы в 50—70-х годах показали, что более правильным было расчленение зигальгинской свиты, предложенное М.И. Гаранем [1946, 1963а] и А.И. Ивановым [1949], хотя оно может быть проведено непоследовательно. Наибольший интерес в этом отношении представляют разрезы центральной части Ямантауского антиклинория (гора Ямантау, хр. Машак и южные отроги хребтов Большой и Малый Шатак), где сравнительно легко картируются все три подсвиты зигальгинской свиты.

Нижняя подсвита зигальгинской свиты представлена кварцевыми и кварцитовидными песчаниками, кварцито-песчаниками, кварцитами и единичными прослоями конгломератов и глинистых сланцев.

Ею сложены гребни хребтов Зигальга, Машак, Нары, Караташ, Базал и Масим, западный склон горы Ямантау. Нижняя граница подсвиты совпадает с подошвой зигальгинской свиты и охарактеризована выше.

Наиболее полный разрез подсвиты был описан А.Ф. Ротарем в 1971 г. на западном склоне горы Ямантау, где стратиграфически выше туфопесчаников машакской свиты

в моноклинальном залегании (преимущественное падение слоистости на юго-восток, 110° , $\angle 20-25^\circ$) обнажены (снизу):

Мощность, м

1. Кварцитовидные песчаники светло-серые, мелко- и среднезернистые, толстослоистые и массивные, в основании с прослоем (0,3 м) желтовато-зеленых туфосланцев 37
2. Кварцито-песчаники серые, среднезернистые, толстослоистые, местами косослоистые 8
3. Кварцитовидные песчаники светло-серые и серые, средне- и мелкозернистые, слоистые, со знаками ряби 11
4. Кварцито-песчаники серые, среднезернистые, слабо ожелезненные, прослоями косослоистые . . . 17
5. Кварцито-песчаники светло-серые, мелко- и среднезернистые, слабослоистые, массивные . . . 67
6. Кварцитовидные песчаники серые и темно-серые, мелкозернистые, толстослоистые и массивные 4
7. Кварцито-песчаники светло-серые, мелко- и среднезернистые, разноплитчатые, местами косослоистые 57
8. Кварцито-песчаники серые, среднезернистые, массивные и толстослоистые, прослоями косослоистые 29
9. Задержано по мощности 10
10. Кварцито-песчаники серые, мелко- и среднезернистые, неравномернослоистые, есть знаки ряби и косая слоистость. В верхней части слоя имеются прослой (от 2–3 мм до 1 см) зеленовато-серых глинисто-кварцевых сланцев 7

Видимая мощность подбиты в этом разрезе 250 м, а по площади она колеблется от 100 до 300 м [Гарань, 1969а; Иванов, 1949].

Имеющиеся материалы по составу и строению зигальгинской свиты в разрезах в районе г. Бакала, у железнодорожной станции Двойниши, на хребтах Кумардак, Инзерские Зубчатки, Малый Ямантау, Нары и других свидетельствуют о выдержанности состава нижней подбиты. Главную роль в строении ее играют кварцевые песчаники, кварцитовидные разности их и кварциты, составляющие от 80 до 97% общей мощности отложений. Это обычно белые, светло-серые, серые, редко розовато-серые и красные (от примеси гидроокислов железа) породы, плотные, крепкие, почти сливные. В верхней части разреза за счет содержания значительного количества углистого материала они становятся темно-серыми и даже черными и имеют тонкослоистую текстуру. Обычно же породы толсто- и среднеслоистые, иногда косослоистые, поверхности слоев ровные, часто на них наблюдаются прекрасно сохранившиеся знаки ряби, волнений и течений, а также трещины усыхания.

Песчаники почти нацело (96–98%) состоят из кварца с незначительной примесью (2–3%) серицита и хлорита, гидроокислов железа и единичных зерен циркона, турмалина, рутила и апатита. Обломочный материал (90–95% породы) обычно хорошо окатанный, мелко-, реже среднезернистый. Цемент песчаников составляет не более 5–10% объема породы и представлен серицитом, хлоритом, углисто-глинистым веществом. Характерной особенностью песчаников подбиты является наличие волнистой, перекрестной и мульдобразной слоистости с параллельным и равномерным расположением слоев; встречается косая слоистость. В пределах Бакальского рудного поля, на хребтах Нары и Базал в основании свиты отмечаются конгломераты, образующие прослой мощностью от 0,1–0,5 до 1–3 м. Галька большей частью хорошо окатана и состоит из кварцитов, кварца и темных филлитовидных сланцев. Размер гальки от 1–2 до 5–8, иногда 10–15 см. Цемент конгломератов кварцево-серицито-хлоритовый.

Песчаники через кварцитовидные разности местами переходят в кварцито-песчаники и кварциты того же состава. Кварцито-песчаники имеют бластоосаммитовую или гранобластовую зубчатую структуру и массивную, реже слабо сланцеватую текстуру. В них отчетливо видна граница обломочных зерен и цемента. На контактах сопряженных зерен при малом количестве или отсутствии цемента образуются структуры растворения – зубчатые, шиповидные, микростиллолитовые, часто отчетливо видна грануляция обломочных зерен. Кварциты мелко- и равномернозернистые, слоистость в них проявлена слабее, чем в метаморфизованных разностях. Характерные признаки волнистой слоистости в результате метаморфизма полностью исчезают. Породы имеют гранобластовую полигональную или лепидогранобластовую структуру; текстура сланцеватая или массивная. Состав кварцитов мономинеральный кварцевый, с незначительной (до 1–2%) примесью серицита (мусковита), единичны окатанные и полуокатанные зерна циркона, турмалина, апатита, отмечается лейкоксен и иногда гематит. В последнем случае по нему часто развиваются гидроокислы железа и породы приобретают розоватую или буроватую окраску.

Алевриты отмечаются в маломощных (от 1–3 мм до 2–5, реже 10 см) прослоях,

по составу они близки к описанным выше песчаникам, но содержат значительное количество серицита и хлорита, часто переходят в глинисто-кварцевые и серицит-хлорито-кварцевые сланцы.

Средняя подсвета преимущественно сланцевая, с прослоями алевролитов, кварцитовидных песчаников и кварцитов. Последние чаще встречаются при переходе к нижней и верхним подсветам, подчеркивая тем самым постепенный переход между ними. Этот переход описан А.Ф. Ротарем на западном склоне горы Караульной (северо-восточнее горы Ямантау). Отложения подсветы узкой полосой откартированы вдоль хребтов Зигальга, Нары, Машак, Караташ, Базал и Масим. Обнажена подсвета плохо, что не позволяет привести ее послыйный разрез.

В разрезе подсветы преобладают серицито-углисто-кварцевые сланцы и их хлорито-видные разновидности. Последние встречаются на горе Ямантау, по восточному и частично западному склонам хр. Машак и на хребтах Зигальга и Нары. Это темно-серые и черные породы с характерным стальным блеском на сколе; состоят они из кварца (30–60%), зерна которого, размером 0,02–0,3 мм, большей частью неправильной формы; призматического хлоритоида (10–40%), иногда образующего сноповидные или радиально-лучистые агрегаты; чешуек серицита (2–5%); листочков хлорита, а также углистого вещества (10–20%). Единичны зерна циркона, турмалина, рутила, апатита и рудного минерала.

Алевролиты образуют прослои (от 2–5 до 10–15, реже 25–40 мм) среди описанных выше сланцев. Цвет пород серый, зеленовато- и темно-серый. Состоят они из кварца (30–70%), серицита (5–30%), углистого вещества (до 15%), хлорита (3–5%); единичны зерна циркона, турмалина и рудного минерала. Обломочные зерна составляют от 60 до 90% объема породы. Цемент алевролитов состоит из микролисточков серицита, хлорита, тонкораспыленного углистого вещества, редко отмечается карбонат.

Верхняя подсвета почти нацело сложена кварцитовидными песчаниками, реже кварцитами; единичны маломощные (2–5, редко 8–12 см) прослои алевролитов и углисто-глинистых и кварцево-хлорито-серицитовых сланцев. Из всех подсвет зигальгинской свиты она характеризуется наибольшим распространением, слагая гребни хребтов Нары (южная часть), Кумардак и вершины гор Малый Ямантау, Исмакаевская и безымянные горы восточнее хребтов Машак и Кумардак. Полного разреза подсветы нет.

Наиболее ясное представление о составе и особенностях строения верхней подсветы дает разрез по левому берегу долины р. Малый Инзер в 2 км ниже пос. Айгир. Здесь обнажены (снизу вверх):

| | Мощность, м |
|--|-------------|
| 1. Песчаники кварцитовидные, мелкозернистые, темно-серые. Нижняя граница не вскрыта | 25 |
| 2. Разрозненные выходы песчаников, аналогичных породам слоя 1 и содержащих тонкие (1–3 мм) прослойки глинистых сланцев | 50 |
| 3. Песчаники кварцитовидные, мелко- и среднезернистые, толсто-слоенные, светло-серые | 6,6 |
| 4. Песчаники кварцитовидные, мелкозернистые, серые, сливные | 1,2 |
| 5. Песчаники кварцитовидные, неравномернозернистые, светло-серые, прослоями серые | 0,4 |
| 6. Алевролиты кварцевые, светло-серые | 0,1 |
| 7. Песчаники кварцевые, кварцитовидные, среднезернистые, серые и светло-серые | 0,6 |
| 8. Тонкое переслаивание песчаников, таких же, как в слое 7, и алевролитов кварцевых, мелкозернистых | 2,5 |

Видимая мощность верхней подсветы в приведенном фрагменте разреза 86,4 м, а по площади распространения она определяется в 400–500 м [Иванов, 1949], но это, очевидно, завышенные цифры, так как недостаточная обнаженность не позволяет установить характер залегания пород и их истинную мощность.

По минеральному составу песчаники верхней подсветы близки к таковым из нижней подсветы. Помимо кварцевого материала, здесь отмечаются углистое вещество, придающее породам темный цвет, глинистые минералы (1–5%), серицит (1–3%), в единичных зернах — циркон, турмалин, рутил, мусковит, хлорит.

Описанные выше особенности состава и строения зигальгинской свиты выдержаны на сотни километров от северных разрезов в районе Тараташского антиклинория до широты пос. Тукан. Южнее, на хр. Юрматау, свита несколько изменяет свой облик, а в Кургасской антиклинали на хребтах Базал и Масим она представлена красноцветными кварцевыми и полевошпато-кварцевыми песчаниками, часто с косою диагональной и линзовидной слоистостью. Зигальгинская свита здесь представлена на две подсветы, из которых нижняя по составу и строению близка к нижней подсвете более северных разрезов хребтов Зигальга, Машак и других и имеет мощность 250–300 м. Верхняя под-

свита сложена здесь песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами общей мощностью до 1100 м. Для обломочных пород этой подсвиты характерно присутствие значительного количества полевых шпатов — микроклина и основного плагиоклаза, а также сокращение количества прослоев и мощности алевропелитовых пород, не образующих самостоятельных толщ или пачек.

Итак, для зигальгинской свиты западной подзоны могут быть отмечены следующие особенности: 1) широкое развитие мономинеральных кварцевых песчаников, светлых или слабо ожелезненных, нередко переходящих в кварцитовидные разности и кварциты; они образуют мощные пачки, которым подчинены прослой и пачки алевролитов и сланцев; 2) песчаники обычно толсто- и среднеслоистые, иногда косослоистые, в них отмечаются знаки ряби, волнений и течений, иногда трещины усыхания; ритмичность в чередовании пород полностью отсутствует; 3) зернистость песчаников меняется постепенно — от средне- и крупнозернистых (редко) в нижней части до мелкозернистых в верхней; 4) в средней и верхней частях свиты осадки обогащены углисто-глинистым материалом, отчего породы имеют темно-серую и черную окраску.

На восточном крыле Башкирского мегантиклинория зигальгинская свита имеет значительное распространение в пределах Ирмельского и Таганайского антиклинориев, на хребтах Ирмель, Ягодный, Аваляк, Уреньга, Карабаш, Кирель, Уйташ, Ялангас, Малиновыи и др. Здесь она сложена преимущественно кварцито-песчаниками и кварцитами, которые относятся к верхней подсвите; две нижние подсвиты на восточном крыле Башкирского мегантиклинория не обнажены (за исключением горы Ирмель, где А.И. Ивановым [1949] выделяются все три подсвиты). Наиболее типичный разрез верхней подсвиты восточного крыла структуры описан в 1976 г. А.Ф. Ротарем на хр. Аваляк, где обнажены (снизу вверх):

| | Мощность, м |
|--|-------------|
| 1. Кварциты светло-серые, сливные, массивные | 200 |
| 2. Кварцито-песчаники зеленовато-серые, среднеслоистые, со знаками ряби | 20 |
| 3. Кварциты светло-серые, массивные, часто со знаками ряби и косой слоистостью | 25 |
| 4. Кварцито-песчаники и кварциты желтовато-серые и розоватые, среднеслоистые | 20 |
| 5. Кварцито-песчаники серые, слабо рассланцованные | 85 |
| 6. Кварцито-песчаники темно-серые, среднезернистые, массивные | 25 |

Видимая мощность подсвиты в приведенном разрезе 375 м, а в целом по восточному крылу она колеблется от 200 до 400 м.

По разрозненным выходам и фрагментам разрезов (гора Уйташ, хребет Ягодный, Аваляк, Маярдак и др.) в составе подсвиты преобладают светлые, светло-серые с желтоватым оттенком кварциты и кварцито-песчаники от толстослоистых массивных до плитчатых тонкослоистых, отмечаются мусковито-кварцевые сланцы. В самых верхах подсвиты появляются темно-серые и черные кварциты с примесью углистого вещества и прослой (0,1–0,2 см) серых и темно-серых графитовых и хлорито-серицитовых сланцев. Местами в кварцитах видны микрослоистость, выраженная чередованием желтоватых и темных слоев на светлом фоне пород, и знаки ряби.

Кварциты имеют почти исключительно кварцевый состав, единичны зерна циркона, турмалина, апатита и рудного минерала. Структура пород гранобластовая. Зерна кварца имеют зазубренные или извилистые очертания и плотно прилегают одно к другому; иногда между ними развиваются листочки серицита, мусковита и реже, хлорита. Кварцито-песчаники по составу и облику близки к кварцитам, имеют blastopсаммитовую структуру с четко сохранившимися кластическими зернами и раскристаллизованным цементом, состоящим из кварца и серицита.

В пределах восточного крыла Башкирского мегантиклинория отложения зигальгинской свиты характеризуются относительной устойчивостью и, по существу, имеют сходные особенности строения с породами разрезов западного крыла.

Зигазино-комаровская свита

Наиболее типичными породами свиты являются глинистые и серицито-хлорито-кварцевые сланцы, большей частью углистые, иногда хлоритоидные, переслаивающиеся с кварцевыми и полевошпато-кварцевыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками; отмечаются прослой доломитов и известняков. Распространена свита на крыльях Юрматаского, Ямантауского и Тараташского антиклинориев, обнажена неравномерно.

Фрагменты разрезов свиты можно наблюдать по рекам Малый и Большой Инзер, Зигаза, Тара, Алакуян, Терженка и др. Контакт с подстилающей зигальгинской свитой согласный и характеризуется постепенным переходом, что можно наблюдать на левом берегу р. Малый Инзер в 2,5 км ниже пос. Айгир. Здесь в зоне контакта отмечается пачка (мощностью 6 м) переслаивания мелкозернистых кварцевых песчаников серых и светло-серых, кварцевых алевролитов темно-серых и серых и углисто-глинистых сланцев темно-серых и черных; и песчаники и алевролиты содержат тонкие (доли миллиметра — 1–3 мм) слойки черных углисто-глинистых сланцев.

Зигазино-комаровская свита впервые была выделена О.П. Горяиновой и Э.А. Фальковой в 1932 г. [Горяинова, Фалькова, 1935, 1937] при геологосъемочных и поисковых работах в Зигазино-Комаровском железорудном районе в качестве основного продуктивного горизонта "верхней железорудной серии". Тогда же она была расчленена на серегинскую, амбарскую и туканскую подсвиты. Зигазино-комаровская свита длительное время (40–60-е годы) являлась объектом специализированных поисковых работ на железные руды. В изучении ее, помимо О.П. Горяиновой и Э.А. Фальковой, принимали участие многие геологи; результаты их работ с достаточной полнотой обобщены в монографии З.М. Старостиной [1962]. Имеющиеся данные подтвердили деление зигазино-комаровской свиты на три подсвиты, связанные постепенными взаимопереходами и имеющие общую мощность от 750 до 1200–1500 м. По набору пород эти подсвиты сходны и отличаются окраской: серегинская и туканская подсвиты сложены темно-серыми породами, содержащими примесь углистого материала, амбарская под свита не содержит углистого вещества и имеет зеленовато- и голубовато-серый цвет.

Серегинская под свита сложена глинистыми и углисто-глинистыми сланцами, кварцевыми и полевошпато-кварцевыми алевролитами и песчаниками с прослоями и пачками доломитов, большей частью глинистых или алевритистых. Отложения подсвиты прослеживаются на западных и восточных крыльях Юрматауского и Ямантауского антиклинориев полосой шириной от 1–1,5 км на широте р. Кургас до 2–3 км в районе поселков Тукан и Зигаза и до 2,5–3,5 км по западным склонам хребтов Нары и Зигальга вдоль так называемого Бакало-Зигазинского понижения [Горяинова, Фалькова, 1940]. Имея значительную площадь распространения, серегинская под свита характеризуется неравномерной обнаженностью. Отдельные разобоченные выходы слагающих ее пород можно наблюдать по рекам Юрюзань, Большой и Малый Инзер, Зилим, Большой Нугуш, Алакуян, Бузбия и др.

В стратотипическом разрезе подсвиты на левом берегу р. Большой Инзер у бывшего пос. Серегин обнажены (снизу):

Мощность, м

1. Переслаивание темно-серых углисто-глинистых сланцев и серых и светло-серых кварцевых алевролитов. Переслаивание неравномерное: обычно сланцы содержат тонкие (2–3 мм) слойки светло-серых алевролитов или образуют 2–5-метровые пачки, содержащие прослойки (мощностью от 3–5 до 15 см) серых алевролитов 45
2. Задерновано 75
3. Алевролиты кварцевые, светло-серые и серые, прослоями (до 1 м) темно-серые, тонкоплитчатые, собранные в мелкие складки с размахом крыльев от 2–3 до 5–7, редко 10 м, что затрудняет определение мощности 120
4. Алевролиты кварцевые, серые, с прослоями голубовато-серых глинистых сланцев; последние на верхних 3 м преобладают и постепенно переходят в сланцы амбарской подсвиты 30

Приведенный разрез серегинской подсвиты является неполным, так как здесь не вскрыты ее нижние горизонты. По данным О.П. Горяиновой и Э.А. Фальковой [1937, 1940], А.И. Олли [1948] и других авторов, в основании серегинской подсвиты залегают темно-серые и серые толстослоистые окремненные доломиты, которые были ими обнаружены на реках Малый и Большой Инзер (левый берег ниже хутора Серегина), в верховьях Тары (приток р. Зигаза), на обоих берегах р. Юрюзань (выше устья р. Буланки). Мощность доломитовой пачки колеблется от 30 до 80 и 100 м, с подстилающими зигальгинскими отложениями они связаны постепенным переходом [Горяинова, Фалькова, 1937, с. 246].

Описанный характер разреза серегинской подсвиты выдерживается в пределах Зигазино-Комаровских железорудных месторождений. Мощность подсвиты 400 м. Здесь же к востоку на хр. Юрматау (восточнее Зигазино-Комаровской группы месторождений) породы серегинской толщи" встречены главным образом в обломках, причем преобладают тонкослоистые, тонкозернистые песчаники светло-серые, почти белые. . ." [Горя-

инова, Фалькова, 1937, с. 247]. По данным А.В. Ключихина, на междуречье Большого и Малого Инзера и по скважинам на западном склоне хр. Юрмату в составе серегинской подсвиты могут быть выделены (снизу) следующие пакки:

Мощность, м

1. Неравномерное переслаивание: а) алевролитов кварцевых, серых и темно-серых, тонкослоистых; б) сланцев глинистых и углисто-глинистых, серых, темно-серых и черных, тонкослоистых и листоватых; в) песчаников кварцевых, преимущественно мелкозернистых, с невыдержанными по мощности слоями серицито-углистого материала 112
2. Доломиты крупно- и мелкокристаллические, серые, слабоглинистые и песчаные, с прослоями и пачками (от 0,3 до 1, редко 3 м) тонкого переслаивания алевролитов, песчаников и сланцев, по составу близких к описанным в слое 1, в свою очередь содержащих прослойки доломитов серых, песчаных, слабоглинистых. Из общей мощности на доломиты приходится 36 м, на песчаники — 12 м, на алевролиты — 8 м 56
3. Алевролиты кварцевые, серые, темно- и зеленовато-серые, разнослоистые, с прослоями (от 5—10 см до 1—3 м) сланцев углисто-глинистых и песчаников кварцевых 32
4. Сланцы глинистые, светло-серые, редко темно- и коричневатые, тонкослоистые 31
5. Алевролиты, близкие к описанным в слое 3 13
6. Доломиты глинистые или песчаные, серые и темно-серые, с прослоями полевошпато-кварцевых алевролитов и доломитовых мергелей 70
7. Углисто-глинисто-карбонатные сланцы серые и темно-серые, прослоями алевритистые 70

Мощность серегинской подсвиты в этом разрезе 340 м, но здесь также не вскрыты ее нижние горизонты.

Приведенный разрез западного крыла хр. Юрмату аналогичен по набору пород стратотипическому разрезу. Здесь также преобладают сланцы, а алевролиты играют подчиненную роль. Песчаники отмечаются редко в маломощных (0,3—0,5, редко 1—1,5 м) прослоях и всегда содержат пропластки алевролитов и сланцев. Вместе с тем этот разрез свидетельствует об увеличении к востоку в составе серегинской подсвиты числа и мощности доломитовых прослоев, которые содержат значительное количество глинистого и песчано-алевритового (преимущественно кварцевого) материала и, следовательно, по простиранию могут замещаться песчано-глинисто-карбонатными породами.

Южнее рассмотренных разрезов в Кургасской антиклинали серегинская подсвита сохраняет свой состав, но отмечается некоторое увеличение содержания алевролитов и песчаников и соответственно уменьшение количества сланцев; встречаются прослойки серых пелитоморфных доломитов. Мощность подсвиты здесь 450—500 м [Старостина, 1962]. Севернее, в Бакало-Саткинском районе, серегинская подсвита имеет тот же состав, но здесь присутствуют прослойки сидерита. Мощность подсвиты 250 м [Гарань, 1946, 1969б]. Эта цифра представляется нам несколько заниженной из-за широкого развития в районе Бакальских железорудных месторождений в полосе распространения зигазино-комаровской свиты разрывных нарушений.

На восточном крыле Башкирского мегантиклинория в районе пос. Верхний Авзян и д. Новомусятово серегинская подсвита сложена в основном углисто-глинисто-кварцевыми сланцами, аркозовыми, полевошпато-кварцевыми и кварцевыми алевролитами с маломощными и подчиненными прослоями мелкозернистых песчаников сходного с алевролитами состава. Породы имеют преимущественно темно-серый и серый цвет, для них характерны тонкая слоистость и проявление в отдельных прослоях и пачках косоугольной слоистости. Мощность подсвиты 450—500 м [Олли, 1948].

В Златоустовском районе на кварцитах зигальгинской свиты залегают кристаллические сланцы с маломощными прослоями кварцитов и мраморизованных карбонатных пород, выделяемых в уренгинскую свиту, нижняя часть которой сопоставляется с зигазино-комаровской свитой, а верхняя — с авзянской [Гарань, 1956, 1963а, 1969б; Иванов, 1949]. Общая мощность "зигазино-комаровской" части уренгинской свиты около 1000 м [Иванов, 1956], на подсвиту она не расчленяется.

Приведенные выше материалы свидетельствуют, что на большей части площади распространения серегинская подсвита характеризуется сравнительной выдержанностью состава и является своеобразной маркирующей толщей в надзигальгинских образованиях юрматиния. Основные разновидности пород подсвиты тесно связаны между собой: сланцы содержат прослойки и линзы алевролитов, алевролиты содержат прослойки песчаников, сланцев и т.д., породы обычно находятся в ритмичном чередовании при выдержанной плоскопараллельной слоистости. Наблюдается тонкополосчатая текстура, обусловленная чередованием слоев, окрашенных в разные тона.

Преобладающими в разрезе серегинской подсвиты являются сланцы углисто-глинистые и глинистые, серого, темно-серого и зеленовато-серого цвета, токослоистые за счет чередования тонких слоев различной окраски и присутствия светло-серых алевритистых слоев мощностью от 0,5—1 мм до 1 см. В составе сланцев преобладает углисто-глинистый или глинистый материал (от 70—80 до 90%); в подчиненном количестве присутствуют кварц (5—10, редко 18%), серицит (от 1—5 до 7%), рутил + сегенит (1—3, иногда 5—7%), биотитоподобная слюдка (до 1%), полевой шпат (ед.зн. — 1—2%), апатит, циркон, турмалин (ед. зн.), рудный минерал (до 1%); иногда отмечаются обломки пород (до 1%) серицито-кварцевого состава; карбонатные разности сланцев содержат в своем составе карбонат (от 5—8 до 20%).

Алевролиты серого или темно-серого цвета, слоистые, обычно содержат прослои (от 0,5—1 до 3—5 мм) углисто-глинистых сланцев. В составе обломочного материала алевролитов, составляющего от 80 до 95% объема породы, преобладают неравномерно окатанные (угловатые и полуокатанные) зерна кварца (от 90—95 до 99%) размером от 0,01 до 0,15 мм, отмечаются полевой шпат (до 3%), серицитовые и серицито-кварцевые породы (до 3%), глинистые сланцы (до 5%) и кварциты (ед.зн — 1%). Обломки пород, как правило, хорошо окатаны, размер их 0,05—0,2 мм. Цементом алевролитов является углисто-глинистый, серицито-хлоритовый или (сравнительно редко) хлоритовый материал.

Песчаники отличаются от описанных выше алевролитов большим размером обломочных зерен и меньшим содержанием цемента.

Доломиты обычно глинистые или песчаные, серого цвета, неравномерно кристаллические. Состоят они большей частью из доломита (60—80%), кальцита (5—10%), кварца (8—12%), глинистого вещества (5—10%), часто отмечаются полевой шпат (плагноклаз), мусковит и турмалин.

Отмечавшиеся в составе серегинской подсвиты зеленокаменноизмененные основные эффузивы (восточнее горы Иремель, р. Нура к западу от хр. Инзерские Зубчатки) [Иванов, 1956; Старостина, 1962] являются в большинстве случаев дайками или образованиями машакской свиты, залегающими в небольших блоках среди зигазино-комаровских отложений.

Суммарная мощность серегинской подсвиты 450—500 м. Имеющаяся цифра 1000 м (разрез р. Малый Инзер) [Горяинова, Фалькова, 1937; Олли, 1948] явно завышена из-за широкого развития мелкой складчатости.

Амбарская подсвита представлена переслаивающимися кварцевыми и полевошпато-кварцевыми алевролитами, серицито-кварцевыми и глинистыми сланцами; отмечаются прослои песчаников и доломитов. Распространена там же, где и серегинская подсвита, и прослеживается в виде параллельной с ней полосы шириной от 0,6 до 1,3 км. Обнажена слабо, разрозненные выходы можно наблюдать по рекам Амбарка, Большой и Малый Инзер, Юрюзань, Алакуян, Кардык. Амбарская подсвита залегает на серегинской согласно, контакт между ними условный и проводится по преобладанию в разрезе алевролитов и сланцев зеленовато-серой и голубовато-серой окраски и по исчезновению темно-серых пород.

Буровыми работами А.В. Ключихина в 1969—1972 гг. на западном склоне хр. Юрматау непосредственно выше темно-серых глинистых сланцев и алевролитов серегинской подсвиты вскрыт следующий разрез нижней половины амбарской подсвиты (снизу):

Мощность, м

1. Песчаники кварцевые, мелкозернистые, серые и темно-серые, участками косослоистые, с нитевидными слоями углисто-глинистых и глинистых сланцев 18
2. Переслаивание: а) алевролитов глинисто-кварцевых, серых и буровато-серых, б) песчаников кварцевых, мелкозернистых, светло-серых, в) глинистых сланцев алевритистых, серого, зеленовато- и темно-серого цвета 8
3. Алевролиты кварцевые, желтовато-, зеленовато-, реже темно-серые, тонкослоистые за счет неравномерного распределения глинистого и кварцевого материала 67
4. Доломиты глинистые, слабопесчаные, серые, пелитоморфные, со слабо выраженной полосчатостью 4
5. Алевролиты, близкие к описанным в слое 3 10
6. Алевролиты кварцевые, темно- и зеленовато-серые, местами известковистые с прослоями мелкозернистых песчаников и глинистых доломитов. Породы пльчатые 27
7. Неравномерное переслаивание глинистых сланцев, иногда углистых, и алевролитов; через каждые 4 м отмечаются карбонатные разности алевролитов и прослои (до 1 м) глинистых доломитов серого и темно-серого цвета 16

Мощность нижней половины амбарской подсвиты в приведенном разрезе 150 м. Судя по разрозненным обнажениям, верхняя половина подсвиты по набору и характеру переслаивания не отличается от приведенной выше. Общая мощность амбарской подсвиты в этом разрезе составляет 200–250 м. Преобладающими в составе подсвиты являются здесь кварцевые алевролиты с примесью хлорита и серицита и часто переходящие в сланцы переменного хлорито-серицито-кварцевого состава; песчаники отмечаются редко и преимущественно в низах разреза; еще реже обнаруживаются глинисто-алевритистые доломиты. Цвет пород голубовато- и зеленовато-серый.

В пределах Зигазино-Комаровских железорудных месторождений в амбарской подсвите несколько увеличивается количество и мощность прослоев песчаников, породы приобретают более темные оттенки тех же цветов, что и в разрезах Малого и Большого Инзера (голубовато- и зеленовато-серые цвета), за счет незначительного увеличения содержания углистого материала. В верховьях р. Нугуш разрез амбарской подсвиты завершается темно-серыми известняками мощностью 10 м. Мощность подсвиты в Зигазино-Комаровском районе около 200 м. Южнее, в бассейне р. Кужи, в разрезе амбарской подсвиты преобладают песчаники мелкозернистые, кварцевого, полевошпато-кварцевого и полимиктового состава, отдельными прослоями известковистые, крупнозернистые и гравийные. Мощность подсвиты достигает 200–350 м.

Севернее, в бассейне р. Тюльмы и в Бакальском рудном районе, амбарская подсвита мощностью 250–300 м сложена преимущественно глинистыми и серицито-кварцевыми сланцами голубовато- и зеленовато-серой (темные тона) окраски с прослоями и пачками алевролитов и, реже, песчаников полевошпато-кварцевого, кварцевого и полимиктового состава, с редкими маломощными прослоями глинистых доломитов. По составу она близка к описанной ранее в Зигазино-Комаровском и Инзерском районах и отличается меньшим содержанием алевролитов и песчаников.

Таким образом, как и подстилающая серегинская, амбарская подсвита характеризуется выдержанностью состава по площади распространения. По характеру переслаивания, набору пород, их петрографическому составу и структурно-текстурным признакам амбарская подсвита очень близка к серегинской, часто по отдельным обнажениям трудно определить стратиграфическое положение пород. В целом для амбарской подсвиты характерны: зеленый, голубовато-серый и темно-зеленый цвета, меньшее количество углисто-глинистых сланцев, преобладание алевролитов с несколько меньшим содержанием в них обломочного полевого шпата. Мощность амбарской подсвиты колеблется от 200 до 350 м.

Туканская подсвита сложена кварцевыми и полевошпато-кварцевыми алевролитами реже мелкозернистыми песчаниками того же состава, глинистыми и углисто-глинистыми сланцами, в основании и в верху разреза наблюдаются прослои карбонатных пород. Отложения подсвиты прослеживаются там же, где и подстилающие амбарские образования, полосой переменной ширины — от 0,6–0,8 км на широте горы Малая Юрмашка до 1,5–2 км на широте д. Средняя Тюльмень. В полосе ее распространения, как правило, отмечаются только небольшие (20–30 м) изолированные выходы, разделенные 50–100- и 200–300-метровыми задернованными участками. Незначительные по протяженности фрагменты разреза подсвиты можно наблюдать в районе пос. Тукан, на р. Кольшта, в верховьях р. Зигаза, на реках Малый и Большой Инзер, Большой Авзян, Терга, Кардык и др. Граница с подстилающей амбарской подсвитой проводится по смене зеленовато-голубовато-серой окраски пород темно-серой.

Используя данные В.В. Радченко, полученные в 1970–1973 гг., приведем следующий разрез туканской подсвиты по левому берегу р. Кардык (снизу):

Мощность, м

1. Переслаивание черных глинистых сланцев и алевролитов кварцевых, темно-серых 4,4
2. Алевролиты кварцевые, зеленовато-серые, прослоями (до 5 см) переходящие в мелкозернистые песчаники того же состава, переслаивающиеся с черными и темно-серыми углистыми сланцами 14,8
3. Песчаники кварцевые, мелкозернистые, серые и зеленовато-серые, с прослоями (4–5 см) алевролитов и сланцев темно-серых 15,5
4. Песчаники кварцевые, мелкозернистые, известковистые, темно-серые, часто среднезернистые, зеленовато-серые, с прослоями темно-серых и черных углисто-глинистых сланцев 13,6
5. Листоватые углисто-глинистые темно-серые сланцы с подчиненными прослоями (2–3 см) кварцевых алевролитов 5
6. Песчаники кварцевые и полевошпато-кварцевые, прослоями переходящие в алевролиты, серые, зеленовато-серые, с прослоями темно-серых глинистых сланцев 5,5

Подобный же характер переслаивания наблюдался ниже по р. Кардык еще на 150 м. Более высокие горизонты подбиты вскрыты скв. 133 на Куртмалинском бурожелезняковом месторождении (снизу):

| | Мощность, м |
|--|-------------|
| 1. Сланцы углисто-глинистые, с прослоями (от 0,5 до 20 см) серых пелитоморфных известняков | 76 |
| 2. Ожелезненный доломит | 4 |
| 3. Сланцы глинистые, темно-серые, с прослоями (0,3–0,5 см) серых кварцевых алевролитов | 8 |
| 4. Ожелезненный доломит | 12,6 |
| 5. Сланцы глинистые, близкие к слою 3 | 6,4 |
| 6. Ожелезненный доломит с прослоями (0,5–1 см) темно-серых глинистых сланцев | 11 |
| 7. Сланцы глинистые, прослоями известковистые, темно-серые | 34 |
| 8. Доломиты пелитоморфные, окварцованные, серые, переходящие в доломитизированные известняки | 6 |
| 9. Сланцы глинистые, темно-серые и черные, пиритизированные | 29 |
| 10. Сидериты серые с буроватым оттенком | 1 |
| 11. Бурые железняки | 7 |
| 12. Ожелезненные карбонатные породы | 2 |
| 13. Бурые железняки | 18 |
| 14. Выветрелые алевролиты кварцевые, зеленовато-серые, полосчатые | 13,5 |

Мощность подбиты в приведенных разрезах составляет около 300 м, в целом же по площади распространения замеренные мощности ее колеблются от 250 до 400 м, что, вероятно, определяется неточностью проведения границ туканской и амбарской подбиты, которые связаны между собой постепенным переходом.

Туканская подбиты по простиранию отличается сравнительно выдержанным составом, особенно в пределах западного крыла Башкирского мегантиклинория (так называемое Бакало-Зигазиновское понижение). Отличия конкретных разрезов с юга на север, по существу, определяются колебаниями в содержании углисто-глинистых сланцев и алевролитов, а также карбонатных пород и особенно их железистых разностей. Для пород подбиты всегда характерно проявление тонкой полосчатости (ленточной слоистости), обусловленной "быстрым чередованием материала различного состава, крупности либо окраски. . ." [Олли, 1948, с. 166]. Наибольшее количество карбонатных пород в туканской подбиты приурочено к верхней части ее разреза. Именно к этим слоям, вблизи их контакта с перекрывающей катакинской толщей нижеавзянской подбиты авзянской свиты, приурочены месторождения бурых железняков (Бакальская, Зигазино-Комаровская, Авзянская группы месторождений). И только в разрезах по р. Малый Инзер в прослоях песчаников верхней части туканской подбиты содержится значительное количество зерен окислов железа, образующих, по данным З.М. Старостиной [1962], тонкие (несколько миллиметров – несколько сантиметров) прослойки, линзочки и обособленные включения. К этим слоям на юге Инзерского района приурочены пластовые залежи бурых железняков. Однако эти месторождения "генетически не связаны с седиментацией и диагенезом рассматриваемых древних осадков. . ." [Олли, 1948, с. 167] и поэтому здесь не рассматриваются.

Преобладающими в составе туканской подбиты являются алевролиты серые, темно- и зеленовато-серые. В составе обломочного материала (75–90%) преобладают угловато-окатанные зерна кварца (80–95%), в меньшем количестве присутствуют плагиоклаз (3–5%), микроклин (1–2%), серицит (8–10%), мусковит (1–3%), кремнистые и серицито-кварцевые породы (1%), циркон, турмалин (ед.зн.). Цемент обычно глинисто-кварцевый с примесью углистого материала. Песчаники по составу близки к алевролитам и отличаются от них размерностью обломочного материала, большей массивностью, преимущественно кварцевым составом цемента. Сланцы представлены глинистыми, углисто-глинистыми, серицито-кварцевыми, серицито-глинистыми разностями.

Описанные породы переслаиваются. Переслаивание, как правило, неравномерное, слоистость обычно параллельная, реже косая. Местами отчетливо проявляется флишевая ритмичность: I элемент ритма (ЭР) сложен песчаниками (мощность от 1–3 до 10–15 см), II ЭР – алевролитами (от 1–3 до 7–10 см) и их глинистыми разностями, III ЭР – глинистыми сланцами (от 0,5 до 5 см), IV ЭР – глинистыми доломитами или известняками.

Таким образом, для зигазино-комаровской свиты характерно следующее: 1) сложна она мощной толщей песчано-сланцевых пород с подчиненным развитием карбонатных пород; б) сланцы здесь большей частью углистые темно-серые и черные, алевролиты и песчаники преимущественно полевошпато-кварцевые и кварцевые, но имеют

иногда и примесь полимиктового материала; в) окатанность обломочного материала неравномерная, единичны прослои (линзы) гравелитов; г) местами отмечаются мало-мощные пачки с флишоидным переслаиванием; д) среди карбонатных пород присутствуют железистые разности (сидериты, реже анкериты и железистые доломиты), окисление которых приводит к формированию бурых железняков.

Литологические особенности пород зигазино-комаровской свиты указывают на то, что она сложена мелководными морскими осадками.

В разрезе зигазино-комаровской свиты в районе г. Бакала в скв. 2133 с глубин 120, 125 и 138 м Т.В. Янкаускасом установлены *Kildinella hyperboreica* Tim., *K. ripheica* Tim., *K. tschapomica* Tim., *K. minuta* (Naum.), *K. bicrura* Jank., реже встречаются *Kildinella aff. minor* Schep., *K. ternata* Tim., *K. maculifera* Jank., *Laxidium* (*Photosphaeridium*) *flexuosus* (Tim.), *Symlassosphaeridium undosum* Jank., *Synsphaeridium* sp., *Margominuscula rugosa* Naum., *Pterospermopsimorpha aff. capsulata* Jank., *Satka aff. elongata* Lank. и единичные фрагменты трихомов осцилляторных водорослей. Близкого состава акритархи встречены в зигазино-комаровской свите в скважине Кулгунино-1 в интервале 2696,1–2698,4 м, а также в самых верхах туканской подсвиты в обнажении по левому берегу р. Большой Авзян на северной окраине пос. Верхний Авзян.

Перечисленные выше акритархи образуют характерную среднерифейскую микробиоту.

Авзянская свита

Представлена чередованием преимущественно карбонатных (доломиты и известняки) и терригенных (сланцы глинистые, углисто-глинистые, алевролиты и песчаники) толщ, свидетельствующим о цикличности в процессе формирования авзянской свиты. Распространена главным образом на западном крыле Ямонтауского антиклинория, образуя полосу шириной 10–12 км (на широте поселков Тукан и Большой Бретяк), резко сужающаяся к северу до 2–3 км (р. Большой Инзер) и вновь расширяющаяся в бассейне рек Реветь, Тюльма и Куткурка (7–8 км). Южнее пос. Большой Бретяк по восточному склону хр. Ардакты до р. Кужи авзянская свита слагает полосу шириной 3–5 км. Разрозненные выходы свиты открырованы в районе пос. Верхний Авзян и в бассейне р. Алакуян (восточное крыло Юрматауского антиклинория). Таким образом, авзянская свита почти непрерывно прослеживается от широтного колена р. Белой на юге Башкирского мегантиклинория до г. Кусы и далее на север структуры, вдоль всего Бакало-Зигазинского понижения.

Имея значительную площадь распространения, авзянская свита характеризуется неравномерной обнаженностью. Сравнительно полные разрезы ее можно наблюдать на реках Кужа, Алакуян, Кальтыгау, Терга, Большой Бретяк, Большой Авзян, Зилим, Катаскин, Малый Инзер, Тюльма, Юрюзань, Миселя, Терженка и др. С подстилающей зигазино-комаровской свитой авзянская связана постепенным переходом, что видно в обнажениях на р. Большой Авзян (у пос. Верхний Авзян) и вблизи устья руч. Катаскин. Здесь вблизи контакта отмечается переслаивание терригенных и карбонатных пород; переход терригенных пород в карбонатные совершается быстро, на расстоянии 15–20 м по разрезу.

Стратотипическим для авзянской свиты является разрез по левому берегу р. Большой Авзян в пос. Верхний Авзян. Опорными могут быть разрезы по р. Малый Инзер в районе д. Реветь, по руч. Катаскин, рекам Тюльмень, Катав и др. (рис. 9).

Большинство геологов Южного Урала расчленяют авзянскую свиту на пять связок (снизу): катаскинскую, малоинзерскую, ушаковскую, куткурскую и реветскую. В.И. Козлов [1975, 1978] выше реветской подсвиты выделил терригенно-карбонатную тюльменскую связку, завершающую регрессивный седиментационный реветский цикл. Авзянская свита по простиранию испытывает значительные фациальные изменения. Однако выделенные внутри ее связки прослеживаются практически по всему региону и сохраняют свои специфические особенности. Нам представляется целесообразным в начале очерка дать общую характеристику выделенных подразделений, а затем кратко осветить особенности наблюдающихся внутри их фациальных изменений.

Катаскинская связка сложена темно-серыми и серыми известняками и доломитами с подчиненными прослоями углисто-кремнисто-глинистых сланцев и алевролитов. Отложения описываемой толщи в виде узких полос (шириной 500–700 м, редко 1,5 км) наблюдаются в районе пос. Верхний Авзян на западном крыле Юрматауского антиклинория (от широты р. Кужа на юге до д. Уметбаево на севере), слагают серию антикли-

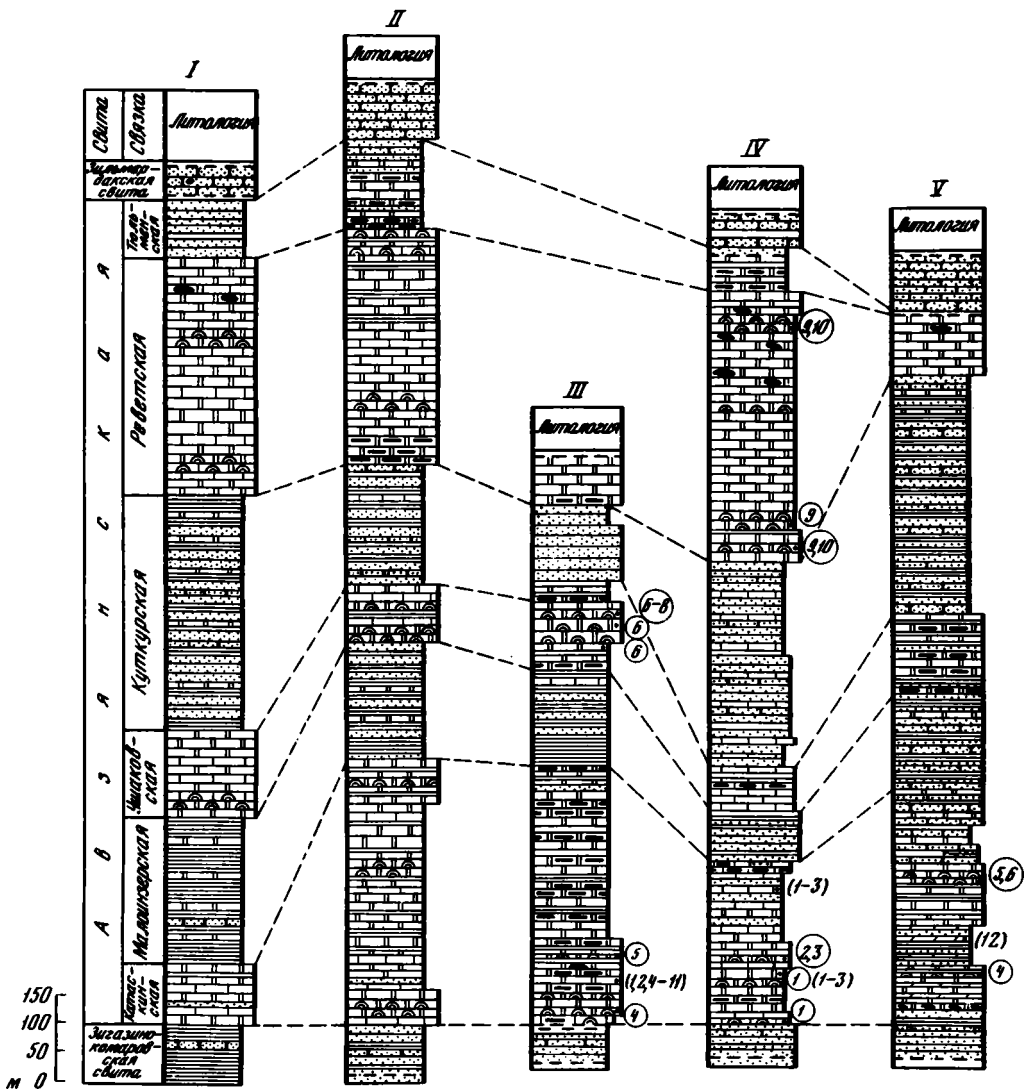


Рис. 9. Разрезы авзянской свиты среднего рифея Южного Урала

I — р. Бѣлая (у д. Байсакалово); II — р. Тюльмень (хр. Белягуш); III — р. Малый Инзер (у д. Катаскин); IV — р. Большой Авзян (у пос. Верхний Авзян); V — р. Кужа

Условные обозначения см. на рис. 6

Цифры в кружках — строматолиты: 1 — *Svetliella avzianica* Kom., 2 — *Stratifera flexurata* Kom., 3 — *Colleniella evoluta* Schap., 4 — *Baicalia aborigena* Schap., 5 — *Conophyton kuzha* Kom., 6 — *C. metula* Kir., 7 — *C. cylindricus* (Grab.), 8 — *Jacutophyton* sp., 9 — *Cryptophyton convolutum* Kom., 10 — *Baicalia nova* Kryl. et Schap.; цифры, взятые в скобки, — микрофитолиты: 1 — *Vesicularites flexuosus* Retil., 2 — *V. tunicatus* Nar., 3 — *V. compactus* Jaksh., 4 — *V. compositus* Z. Zhur., 5 — *V. multilocularis* Z. Zhur., 6 — *V. marginulatus* Z. Zhur., 7 — *V. fabarius* Z. Zhur., 8 — *V. spinosus* Dol., 9 — *V. marius* Dol., 10 — *V. consuetus* Jaksh., 11 — *V. krylovy* Zabr., 12 — *Nubecularites spissus* Rev.

нальных складок в районе пос. Тукан и уходят полосой шириной от 600–700 м до 1 км по восточному склону хр. Салдыс, по рекам Реветь, Аюткан, Тюльма, до д. Верхняя Тюльмень и далее на север, в направлении г. Кусы.

В стратотипическом разрезе авзянской свиты по левому берегу р. Большой Авзян, на северной окраине пос. Верхний Авзян, непосредственно на пачке переслаивания алевролитов и песчаников туканской подсвиты зигазино-комаровской свиты (слои 1, 2) с моноклинальным юго-западным падением слоистости пород ($190\text{--}210^\circ$) при углах $40\text{--}50^\circ$ обнажены (снизу вверх):

- Мощность, м
- Известняки серые и темно-серые, толстослоенные, мелкокристаллические; в основании (2 м) они доломитизированы и постепенно сменяются разностями со строматолитами *Svetliella avzianica* Komar. В средней части отмечается прослой (до 1 м) темно-серых кварцевых тонкоплитчатых алевролитов 17

4. Доломитизированные известняки серые и темно-серые, массивные, груборассланцованные, с пластовыми строматолитами. Известняки участками переходят в сидериты, развивающиеся по строматолитовым постройкам. В интервале 152–154,5 м известняки брекчиевидные 48
5. Известняки темно-серые, разноплитчатые, массивные, неравномернозернистые; в верхних 2 м содержатся строматолиты, сходные с *Svetliella avzianica* Kom., и микрофитолиты *Vesicularites flexuosus* Reitl., *V. tunicatus* Nar., *V. compactus* Jaksh. (обр. 292-1, коллекция В.И. Козлова) 8
6. Доломиты серые, массивные, пелитоморфные, со строматолитами. На незначительных задернованных интервалах в обломках встречены доломиты, сидериты и бурые железняки 20
7. Известняки, близкие к описанным в слое 5 9
8. Доломиты, близкие к описанным в слое 6. В основании отмечаются строматолиты *Stratifera flexurata* Kom. и *Colleniella evoluta* Schar. 29
9. Разрозненные выходы доломитов, доломитизированных известняков и известняков плитчатых, серых, желтовато-коричневых, темно-серых, пелитоморфных и алевролитов кварцево-слюдистоглинистых, плитчатых, тонкослоистых 100
10. Переслаивание: а) известняков темно-серых (прослой от 5 до 40 см, чаще 10–15 см), массивных, пелитоморфных, прослоями глинистых или онколитовых; последние содержат микрофитолиты *Vesicularites flexuosus* Reitl., *V. tunicatus* Nar., *V. compactus* Jaksh. (обр. 1047-1, коллекция В.И. Козлова), б) известняков (прослой от 3 до 20 см, чаще 10–13 см) слабоглинистых, зеленовато-серых, тонкоплитчатых, тонкокристаллических, имеющих редкие миллиметровые прослой кварцевых песчаников 20
11. Переслаивание: а) известняков темно-серых, грубонаслоенных, массивных, пелитоморфных (мощность прослоев от 3–5 до 20–30 см), участками брекчиевидных, б) алевролитов неяснослоистых, массивных, темно-серых, реже зеленых. Соотношение пород в переслаивании 2:1 . . . 19

Мощность катаскинской связки в приведенном разрезе 270 м. По данным О.П. Горяновой и Э.А. Фальковой [1940], мощность ее меняется от 200 до 260 м в Зигазино-Комаровском районе и от 370 до 760 м в Инзерском.

По всей площади распространения севернее пос. Верхний Авзян в сложении катаскинской связки принимают участие в основном доломиты и известняки с подчиненными прослоями углисто-кварцево-глинистых сланцев и алевролитов. Прослой терригенных пород приурочены, как правило, к нижней и верхней границам связки. Доломиты и известняки серые, иногда светло- и темно-серые, пелитоморфные, участками средние и мелкокристаллические. Породы почти нацело сложены соответственно зернами доломита или кальцита размером 0,01–0,05 мм, встречаются отдельные зерна кварца, полевых шпатов, единичны листочки серицита. Алевролиты и глинистые сланцы обычно серые или темно-серые, известковистые, тонкослоистые.

В нижней половине катаскинской связки на левом берегу р. Юрюзань около моста через реку перед началом городского пруда сразу же над зигазино-комаровскими сланцами в известняках, по В.А. Комару, содержатся строматолиты *Colleniella evoluta* Shar., а на правом берегу реки, примерно в 1 км выше моста – *Baicalica aborigena* Shar. [Стратотип рифея..., 1982]. На правом и левом берегах р. Малый Инзер в 1–1,1 км ниже устья руч. Катаскин в биогермах среди темно-серых сланцев нижней части катаскинской связки В.А. Комаром определены *Baicalica aborigena* Shar. Примерно на этом же стратиграфическом уровне на правом берегу р. Катав в 100 м выше железнодорожного моста встречены строматолиты *Colleniella evoluta* Shar.

В верхней части связки, вблизи контакта с малоинзерскими сланцами, на левом берегу руч. Катаскин в доломитах определен *Conophyton kuřha* Kom. В основании катаскинской связки на правом берегу р. Малый Инзер в 1750 м ниже устья руч. Катаскин содержатся микрофитолиты *Vesicularites flexuosus* Reitl., *V. compositus* Z. Zhur., *V. tunicatus* Nar., *V. multilocularis* Z. Zhur., *V. marginulatus* Z. Zhur., *V. fibarius* Z. Zhur., *V. spinosus* Dol., *V. marius* Dol., *V. consuetus* Jaksh., характерные для среднего рифея (обр. 383-1, коллекция В.И. Козлова, определение З.А. Журавлевой).

В верхах катаскинской связки встречается прослой анкеритов, сидеритов и анкеритовых мергелей, по которым в коре выветривания образовались инфильтрационно-остаточные месторождения бурых железняков в Зигазино-Комаровском, Авзянском и Кусинском районах. Однако эти месторождения являются вторичными, независимыми от условий седиментации, и на их описании мы не будем останавливаться.

Малоинзерская связка представлена темно-серыми и серыми алевритистыми углисто-глинистыми сланцами, серыми и желтовато-серыми кварцевыми алевролитами с прослоями и пачками известняков и доломитов. Связка имеет наибольшее распространение в западном крыле Ямантауского антиклинория. Прослежена она западнее пород катаскинской связки полосой шириной 1,5–2,5 км в бассейнах рек Большой Бретьак, Байкай, Кардык, Кургашля и др. С подстилающими катаскинскими отложениями связана

постепенным переходом через пачку переслаивания карбонатных и терригенных пород; граница между связками проводится там, где в разрезе начинают преобладать терригенные породы.

В стратотипическом разрезе авзянской свиты по р.Большой Авзян стратиграфически выше катаскинской связки обнажены (снизу):

| | Мощность, м |
|--|-------------|
| 12. Переслаивание: а) известняков темно-серых, массивных, пелитоморфных и б) сланцев алевролитистых, темно-серых, грубонаслоенных, слюдисто-кварцево-углисто-глинистых, плитчатых. Сланцы незначительно преобладают над известняками | 26 |
| 13. Алевролиты темно-серые и черные и сланцы кварцево-углисто-глинистые с не выдержанными по мощности прослоями кварцевых светло-серых песчаников. Отдельными фрагментами (до 10 см) проявляется ленточное переслаивание типа "рулета" сланцев, алевролитов и песчаников. В верхах есть прослой от 0,5 см до 0,1 м темно-серых массивных известняков | 24 |
| 14. Переслаивание, близкое к описанному в слое 12, в котором преобладают сланцы (1,3 : 1) | 35 |

Общая мощность малоинзерской связки в этом разрезе 85 м. Севернее, в бассейне р.Малый Инзер у хут.Катаскин, она увеличивается до 200 м, южнее, в бассейне р.Кардык, она достигает 300 м. Подобное колебание мощности малоинзерской связки объясняется непостоянством ее состава в различных пересечениях: терригенные породы по простиранию переходят в карбонатные.

Преобладающими породами в малоинзерской связке являются сланцы углисто-глинистые и глинистые, темно- и зеленовато-серые, состоящие из пелитового материала, на фоне которого выделяются микрочешуйки серицита и гидрослюды. Чаще всего сланцы состоят из микрочешуйчатого агрегата гидрослюды (до 90%) с примесью углистого или алевритового кварцевого материала.

Алевролиты и мелкозернистые песчаники обычно образуют прослой (от 1–2 до 15–20 см) среди сланцев. Цвет их серый или зеленовато-серый. Обломочная часть их (до 75%) состоит из корродированных зерен кварца (90–100%), полевого шпата (ед. зн. – 10%), единичных зерен циркона, турмалина, листочков мусковита и гидробиотита. Цемент (25%) обычно базального типа, состоит из гидрослюды и регенерационного кварца. Известняки и доломиты всегда алевритистые и глинистые, терригенная примесь в них обычно представлена кварцем, полевым шпатом, реже листочками мусковита.

Основными особенностями малоинзерской связки являются невыдержанность ее состава по простиранию, преобладание пачек ритмичного строения, плоскопараллельная и линзообразная слоистость, иногда (в песчаных прослоях) отмечается косая слоистость.

Ушаковская связка почти нацело сложена известняками или доломитами со значительными по мощности прослоями глинистых сланцев. Она прослеживается в виде узкой ленты (шириной 200–300 м) вдоль всей полосы распространения авзянской свиты, кое-где срезается разрывными нарушениями (деревни Кукашка, Комарово). Обнажена связка удовлетворительно. Достаточно полные разрезы ее можно наблюдать по рекам Большой Авзян, Катаскин, Малый Инзер, Кальтыгау, Байкай, Кургашля и др. С подстилающей малоинзерской связкой ушаковская связана постепенным переходом, что видно непосредственно в обнажении на левом берегу р.Большой Авзян.

В стратотипическом разрезе авзянской свиты по левому берегу р.Большой Авзян непосредственно на малоинз . рских сланцах залегают (снизу):

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| 15. Известняки доломитизированные, пелитоморфные, темно-серые, в верхней половине с прослоями (от 10 до 15 см) темно-бурых и черных углисто-глинистых сланцев | 24 |
| 16. Переслаивание описанных выше известняков и темно-серых углисто-глинистых алевритистых сланцев | 8 |
| 17. Известняки, по облику и составу близкие к описанным в слое 15, но более массивные. В основании слоя (1,1 м) отмечается брекчия карбонатных пород с размером обломков от 3–5 до 10–30 см | 15 |
| 18. Переслаивание известняков и углисто-глинистых сланцев, породы близки к описанным в слое 15 | 15 |
| 19. Секущее тело габбро-диабазов. Ширина выхода | 1,3 |
| 20. Переслаивание черных пелитоморфных глинистых известняков (преобладают) темно-серых и черных углисто-глинистых алевритистых сланцев | 13 |

Мощность ушаковской связки в приведенном разрезе 75 м. В разрезе руч.Катаскин она имеет мощность около 80 м и представлена доломитами со строматолитами, что было отмечено еще О.П.Горяиновой и Э.А.Фальковой [1940]. По данным упомянутых исследователей, мощность ушаковской связки достигает 100 м.

Ушаковские известняки и доломиты, как правило, светло-серые, реже серые, мелкокристаллические, толстонаслоенные (от 0,5–0,8 до 1,5–2,5 м). Поверхности напластования у них обычно неровные, с налетами глинистого вещества. Состоят они соответственно из плотно прилегающих одно к другому зерен кальцита или доломита. Терригенные породы в составе ушаковской связки аналогичны соответствующим разностям маюинзерской связки.

Отличительными особенностями ушаковской связки являются выдержанность карбонатного разреза по простиранию, наличие строматолитов, постоянное присутствие в карбонатных породах терригенной примеси (от 2–3 до 15%); в северных разрезах местами отмечаются прослой и линзы кремней.

В ушаковских доломитах на правом берегу р.Малый Инзер в 2,4 км ниже устья руч.Катаскин обнаружены строматолиты *Conophyton metula* Kirich. и *C. cylindricus* (Grab.), а в 5 км ниже устья того же ручья – *C. metula* Kirich., *C. cylindricus* (Grab.) и *Jacutophyton* sp. На правом берегу р.Катав в 1,9 км выше железнодорожного моста в ушаковской связке описаны *C. metula* Kirich.

Куткурская (зеленая) связка сложена глинистыми и серицито-глинистыми сланцами, кварцевыми и полевошпато-кварцевыми алевролитами с редкими прослоями песчаников того же состава, доломитов и известняков; имеет значительное распространение в бассейне нижнего течения рек Большой Бретьак и Большой Нугуш, где прослежена почти непрерывной полосой шириной от 0,8–1,2 до 1,8 км. В районе пос.Тукан и севернее она сужается до 400–800 м и прослежена вдоль хребтов Салдыс, Белягуш до верховьев р.Тюльма. Разрозненные гривковые выходы слагающих связку пород можно видеть по рекам Тюльма, Куткурка, Малый и Большой Инзер, Большой Авзян, Алакуян, Кургашля, Кальтыгау и др. С подстилающей ушаковской связкой связана постепенным переходом, что видно непосредственно в обнажении на р.Большой Авзян, где наблюдается переслаивание глинистых сланцев и известняков.

В стратотипическом разрезе авзянской свиты по р.Большой Авзян нами описан следующий разрез куткурской связки (снизу):

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| 21. Углисто-глинистые сланцы черные, тонкоплитчатые, в основании с прослоями (от 0,1 до 0,8 м) черных слабоглинистых известняков. Спорадически отмечаются маломощные (1–2, иногда 3–5 мм) прослойки мелкозернистых существенно кварцевых песчаников | 40 |
| 22. Известняки черные, массивные, с примазками углистого материала, иногда глинистые, с прослоями (3–4 прослоя мощностью от 0,2 до 0,4 м) черных серицито-глинисто-углистых сланцев | 10 |
| 23. Сланцы глинистые, алевритистые, серые и темно-серые, неяснослоистые, грубоплитчатые, с прослойками и линзами серых кварцевых песчаников (10–15 см) и серых пелитоморфных известняков (0,2–0,6 м). Сланцы содержат акритархи <i>Kildinella hyperboreica</i> Tim., <i>K. ternata</i> Tim. и <i>Sulphaeridium</i> sp. | 60 |
| 24. Сланцы углисто-глинистые и серицито-глинистые, темно-серые, плитчатые (плитки по 5–10 см), с прослоями серых и зеленовато-серых кварцевых песчаников (2–5 мм) мелкозернистых, иногда косослоистых, с нитевидными слойками и линзами глинистого материала. Спорадически встречаются прослой (10–20 см) темно-серых известняков | 240–340 |

Мощность куткурской связки в приведенном разрезе 350–450 м, а в разрезах по рекам Малый Инзер и Тюльма она уменьшается до 110–160 м [Горяинова, Фалькова, 1940].

Несмотря на пестроту литологического состава, куткурская связка обладает относительной фациальной устойчивостью на площади своего распространения. В составе ее преобладают зеленые, серые, темно-серые или коричневато-серые (при выветривании) глинистые или серицито-глинистые сланцы. Они на 60–90% состоят из микрочешуйчатого агрегата гидрослюды, серицита (10–40%), хлорита (1–2%), сфена и ильменита (до 1%). Часто в сланцах отмечается примесь углистого (от 2–3 до 5–10%) и алевритового (от 3–5 до 25%) материала, представленного кварцем, плагиоклазом, цирконом и рутилом. Неравномерное распределение слюдяного и кварцевого материала обуславливает тонкую слоистость сланцев. Алевролиты и песчаники близки по составу и отличаются размерностью зерен. Это обычно зеленовато-серые и серые породы, состоящие из обломочных зерен (60–70%) и цемента (30–40%), базального или соприкосновения, серицито-гидрослюдяного или кварцево-гидрослюдяного состава. В составе обломочного материала выделяются кварц (60–80%), плагиоклаз (10–20%), мусковит, турмалин, циркон, рудный минерал (ед. зн.). Обломочный материал разного размера и плохой окатанности. Известняки и доломиты обычно серые, зеленовато- и светло-серые, пелитоморфные, с алевритовой примесью (2–5%) кварца и плагиоклаза.

Местами в куткурской связке наблюдается простое или направленное ритмическое переслаивание "флишодного" типа (песчаник – алевролит – глинистый сланец, алевро-

лит — глинистый сланец, алевролит — глинистый сланец — известняк или доломит, алевролит — глинистый сланец). Мощность ритмов колеблется от 3—5 до 20—40 см, а мощность отдельных элементов ритма изменяется от 1—2 до 3—5, редко 8 м.

Реветская связка сложена почти исключительно доломитами и известняками, часто содержащими строматолиты, прослои и линзы кремней. Отложения ее узкой (0,3—0,5 км) полосой прослеживаются от нижнего течения р.Большой Бретьак, резко расширяясь от широты одноименного поселка и достигая ширины 6—7,5 км на широте пос.Тукан. Севернее, вдоль хребтов Салдыс и Белягуш, связка тянется полосой шириной 1,5—2 км, расширяясь севернее хр.Кареда до 6—8 км (верховья рек Тюльма, Катав, Куткурка). Обнажена она неравномерно: неполные разрезы ее можно наблюдать по рекам Тюльма, Малый Инзер, Реветь, Большой Авзян и др. По данным предыдущих исследователей [Горяинова, Фалькова, 1937, 1940; Олли, 1948], с подстилающей куткурской связкой (толщей, подсвитой) она связана постепенным переходом.

В стратотипическом разрезе авзянской свиты р.Большой Авзян реветская связка обнажена неполностью и в отдельных фрагментах. Нами описан стратотипический разрез связки по левому берегу р.Малый Инзер у д.Реветь, где стратиграфически выше куткурской связки обнажены (снизу):

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| 1. Доломиты пелитоморфные, розовато-серые | 50 |
| 2. Доломиты пелитоморфные, серые, с розоватым оттенком за счет пятен тонкораспыленного гематита | 32 |
| 3. Доломиты пелитоморфные, серые | 42 |
| 4. Доломиты пелитоморфные, серые и светло-серые, с четкой пластовой отдельностью (от 10—15 до 60—80 см) | 8 |
| 5. Доломиты пелитоморфные, серые, массивные, со строматолитами <i>Cryptophyton convolutum</i> Kom. | 18 |
| 6. Доломиты пелитоморфные, серые, местами розовато-серые, с пластовой (10—30 см) отдельностью и включениями серых и темно-серых кремней | 30 |
| 7. Доломиты пелитоморфные, светло-серые, серые, пятнами розоватые | 70 |

Общая мощность реветской связки в данном разрезе 250 м, в других разрезах Инзерского района она достигает 300 м, а на р.Тюльме — 750 м [Горяинова, Фалькова, 1937, 1940].

Реветская связка сложена почти исключительно доломитами. Большей частью это пелитоморфные серые, светло-серые или розовато-серые породы, массивные, местами разноплитчатые, часто встречаются строматолитовые разности. Они почти нацело состоят из доломита, размер зерен которого колеблется от 0,006 до 0,1, редко 0,35 мм. Прослоями доломиты содержат алевроитовую примесь (от 1—2 до 10—15%) кварца, плагиоклаза и листочков мусковита.

В реветских доломитах в скалах левого и правого берегов р.Большой Авзян в 300 м ниже и выше плотины в пос.Верхний Авзян В.А.Комаром и И.Н.Крыловым описаны строматолиты *Cryptophyton convolutum* Kom и *Baicalica nova* Kryl. et Schar., а на р.Катав собраны микрофитолиты *Vesicularites flexuosus* Reitl., *V.krylovi* Zabr., *V.consuetus* Jaksp., *V.marius* Dol., *V.compositus* Zhur., *V.tunicatus* Nar. (определения З.А.Журавлевой).

Таким образом, реветская связка представлена исключительно карбонатными породами и не содержит терригенных отложений.

Тюльменская связка сложена доломитовыми алевролитами и песчаниками [Козлов, 1975, 1978]. О площадном распространении толщи судить трудно, так как предыдущими исследователями она не выделялась. Соответствующие ей отложения включались в реветскую подсвиту (толщу) или частично относились к низам зильмердакской свиты. Разрозненные выходы пород связки наблюдались нами на реках Тюльма, Зилим, Большой Авзян, Сухая Атя, на правобережье р.Большой Авзян.

В стратотипическом разрезе левого берега р.Тюльма у подножия хр.Белягуш (с моноклинальным, преимущественно северо-западным падением, $\angle 35-40^\circ$) стратиграфически выше реветских доломитов обнажены (снизу):

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| 1. Доломиты светлые, пелитоморфные, плитчатые (3—5 см), глинистые, с прослоями (0,1—0,2 м) зеленовато-серых алевролитов | 13 |
| 2. Дайка габбро-диабазы шириной 2 м; контакты задернованы | 9 |
| 3. Доломиты глинистые, светло-серые, плитчатые (3—5 см) | 4 |
| 4. Тонкое переслаивание листоватых кварцевых алевролитов малиново-красных и розовых, с голубовато-серыми разводами и доломитов глинистых, розовых, прослоями светло-серых | 4 |

Ушаковские известняки и доломиты, как правило, светло-серые, реже серые, мелкокристаллические, толстонаслоенные (от 0,5–0,8 до 1,5–2,5 м). Поверхности напластования у них обычно неровные, с налетами глинистого вещества. Состоят они соответственно из плотно прилегающих одно к другому зерен кальцита или доломита. Терригенные породы в составе ушаковской связки аналогичны соответствующим разностям малоинзерской связки.

Отличительными особенностями ушаковской связки являются выдержанность карбонатного разреза по простираанию, наличие строматолитов, постоянное присутствие в карбонатных породах терригенной примеси (от 2–3 до 15%); в северных разрезах местами отмечаются прослои и линзы кремней.

В ушаковских доломитах на правом берегу р.Малый Инзер в 2,4 км ниже устья руч.Катаскин обнаружены строматолиты *Conophyton metula* Kirich. и *C. cylindricus* (Grab.), а в 5 км ниже устья того же ручья – *C. metula* Kirich., *C. cylindricus* (Grab.) и *Jacutophyton* sp. На правом берегу р.Катав в 1,9 км выше железнодорожного моста в ушаковской связке описаны *C. metula* Kirich.

Куткурская (зеленая) связка сложена глинистыми и серицито-глинистыми сланцами, кварцевыми и полевошпато-кварцевыми алевролитами с редкими прослоями песчаников того же состава, доломитов и известняков; имеет значительное распространение в бассейне нижнего течения рек Большой Бретьяк и Большой Нугуш, где прослежена почти непрерывной полосой шириной от 0,8–1,2 до 1,8 км. В районе пос.Тукан и севернее она сужается до 400–800 м и прослежена вдоль хребтов Салдыс, Белягуш до верховьев р.Тюльма. Разрозненные гривковые выходы слагающих связку пород можно видеть по рекам Тюльма, Куткурка, Малый и Большой Инзер, Большой Авзян, Алакуян, Кургашля, Кальтыгау и др. С подстилающей ушаковской связкой связана постепенным переходом, что видно непосредственно в обнажении на р.Большой Авзян, где наблюдается переслаивание глинистых сланцев и известняков.

В стратотипическом разрезе авзянской свиты по р.Большой Авзян нами описан следующий разрез куткурской связки (снизу):

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| 21. Углисто-глинистые сланцы черные, тонкоплитчатые, в основании с прослоями (от 0,1 до 0,8 м) черных слабоглинистых известняков. Спорадически отмечаются маломощные (1–2, иногда 3–5 мм) прослойки мелкозернистых существенно кварцевых песчаников | 40 |
| 22. Известняки черные, массивные, с примазками углистого материала, иногда глинистые, с прослоями (3–4 прослоя мощностью от 0,2 до 0,4 м) черных серицито-глинисто-углистых сланцев | 10 |
| 23. Сланцы глинистые, алевритистые, серые и темно-серые, неяснослоистые, грубоплитчатые, с прослойками и линзами серых кварцевых песчаников (10–15 см) и серых пелитоморфных известняков (0,2–0,6 м). Сланцы содержат акритархи <i>Kildinella hyperboreica</i> Tim., <i>K. ternata</i> Tim. и <i>Synsphaeridium</i> sp. | 60 |
| 24. Сланцы углисто-глинистые и серицито-глинистые, темно-серые, плитчатые (плитки по 5–10 см), с прослоями серых и зеленовато-серых кварцевых песчаников (2–5 мм) мелкозернистых, иногда косослоистых, с нитевидными слойками и линзами глинистого материала. Спорадически встречаются прослои (10–20 см) темно-серых известняков | 240–340 |

Мощность куткурской связки в приведенном разрезе 350–450 м, а в разрезах по рекам Малый Инзер и Тюльма она уменьшается до 110–160 м [Горяинова, Фалькова, 1940].

Несмотря на пестроту литологического состава, куткурская связка обладает относительной фациальной устойчивостью на площади своего распространения. В составе ее преобладают зеленые, серые, темно-серые или коричневатые-серые (при выветривании) глинистые или серицито-глинистые сланцы. Они на 60–90% состоят из микрочешуйчатого агрегата гидрослюд, серицита (10–40%), хлорита (1–2%), сфена и ильменита (до 1%). Часто в сланцах отмечается примесь углистого (от 2–3 до 5–10%) и алевритового (от 3–5 до 25%) материала, представленного кварцем, плагиоклазом, цирконом и рутилом. Неравномерное распределение слюдистого и кварцевого материала обуславливает тонкую слоистость сланцев. Алевролиты и песчаники близки по составу и отличаются размерностью зерен. Это обычно зеленовато-серые и серые породы, состоящие из обломочных зерен (60–70%) и цемента (30–40%), базального или соприкосновения, серицито-гидрослюдистого или кварцево-гидрослюдистого состава. В составе обломочного материала выделяются кварц (60–80%), плагиоклаз (10–20%), мусковит, турмалин, циркон, рудный минерал (ед. зн.). Обломочный материал разного размера и плохой окатанности. Известняки и доломиты обычно серые, зеленовато- и светло-серые, пелитоморфные, с алевритовой примесью (2–5%) кварца и плагиоклаза.

Местами в куткурской связке наблюдается простое или направленное ритмическое переслаивание "флишоидного" типа (песчаник – алевролит – глинистый сланец, алевро-

лит — глинистый сланец, алевролит — глинистый сланец — известняк или доломит, алевролит — глинистый сланец). Мощность ритмов колеблется от 3–5 до 20–40 см, а мощность отдельных элементов ритма изменяется от 1–2 до 3–5, редко 8 см.

Реветская связка сложена почти исключительно доломитами и известняками, часто содержащими строматолиты, прослои и линзы кремней. Отложения ее узкой (0,3–0,5 км) полосой прослеживаются от нижнего течения р.Большой Бретьак, резко расширяясь от широты одноименного поселка и достигая ширины 6–7,5 км на широте пос.Ту-кан. Севернее, вдоль хребтов Салдыс и Белягуш, связка тянется полосой шириной 1,5–2 км, расширяясь севернее хр.Кареда до 6–8 км (верховья рек Тюльма, Катав, Куткур-ка). Обнажена она неравномерно: неполные разрезы ее можно наблюдать по рекам Тюльма, Малый Инзер, Реветь, Большой Авзян и др. По данным предыдущих исследова-телей [Горяинова, Фалькова, 1937, 1940; Олли, 1948], с подстилающей куткурской связкой (толщей, подсвитой) она связана постепенным переходом.

В стратотипическом разрезе авзянской свиты р.Большой Авзян реветская связка обнажена неполностью и в отдельных фрагментах. Нами описан стратотипический разрез связки по левому берегу р.Малый Инзер у д.Реветь, где стратиграфически выше кут-курской связки обнажены (снизу):

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| 1. Доломиты пелитоморфные, розовато-серые | 50 |
| 2. Доломиты пелитоморфные, серые, с розоватым оттенком за счет пятен тонкораспыленного гематита | 32 |
| 3. Доломиты пелитоморфные, серые | 42 |
| 4. Доломиты пелитоморфные, серые и светло-серые, с четкой пластовой отдельностью (от 10–15 до 60–80 см) | 8 |
| 5. Доломиты пелитоморфные, серые, массивные, со строматолитами <i>Cryptophyton convolutum</i> Kom. | 18 |
| 6. Доломиты пелитоморфные, серые, местами розовато-серые, с пластовой (10–30 см) отдельностью и включениями серых и темно-серых кремней | 30 |
| 7. Доломиты пелитоморфные, светло-серые, серые, пятнами розоватые | 70 |

Общая мощность реветской связки в данном разрезе 250 м, в других разрезах Инзерского района она достигает 300 м, а на р.Тюльме — 750 м [Горяинова, Фалькова, 1937, 1940].

Реветская связка сложена почти исключительно доломитами. Большей частью это пелитоморфные серые, светло-серые или розовато-серые породы, массивные, местами разноплитчатые, часто встречаются строматолитовые разности. Они почти нацело состоят из доломита, размер зерен которого колеблется от 0,006 до 0,1, редко 0,35 мм. Прослоями доломиты содержат алевролитовую примесь (от 1–2 до 10–15%) кварца, плагиоклаза и листочков мусковита.

В реветских доломитах в скалах левого и правого берегов р.Большой Авзян в 300 м ниже и выше плотины в пос.Верхний Авзян В.А.Комаром и И.Н.Крыловым описаны строматолиты *Cryptophyton convolutum* Kom и *Baicalica nova* Kryl. et Schap., а на р.Катав собраны микрофитолиты *Vesicularites flexuosus* Reitl., *V.krylovi* Zabr., *V.consuetus* Jaksn., *V.marius* Dol., *V.compositus* Zhur., *V.tunicatus* Nar. (определения З.А.Журавлевой).

Таким образом, реветская связка представлена исключительно карбонатными породами и не содержит терригенных отложений.

Тюльменская связка сложена доломитовыми алевролитами и песчаниками [Козлов, 1975, 1978]. О площадном распространении толщи судить трудно, так как предыдущими исследователями она не выделялась. Соответствующие ей отложения включались в реветскую подсвиту (толщу) или частично относились к низам зильмердакской свиты. Разрозненные выходы пород связки наблюдались нами на реках Тюльма, Зилим, Большой Авзян, Сухая Атя, на правом берегу р.Большой Авзян.

В стратотипическом разрезе левого берега р.Тюльма у подножия хр.Белягуш (с моноклиальным, преимущественно северо-западным падением, \angle 35–40°) стратиграфически выше реветских доломитов обнажены (снизу):

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| 1. Доломиты светлые, пелитоморфные, плитчатые (3–5 см), глинистые, с прослоями (0,1–0,2 м) зеленовато-серых алевролитов | 13 |
| 2. Дайка габбро-диабазы шириной 2 м; контакты задернованы | 9 |
| 3. Доломиты глинистые, светло-серые, плитчатые (3–5 см) | 9 |
| 4. Тонкое переслаивание листоватых кварцевых алевролитов малиново-красных и розовых, с голубовато-серыми разводами и доломитов глинистых, розовых, прослоями светло-серых | 4 |

5. Алевролиты кварцевые малиново-красные, неяснослоистые 5
 6. Доломиты розовые и голубовато-серые, глинистые 5
 7. Дайка габбро-диабазы шириной 4 м. Вблизи западного контакта вмещающие породы рассланцованы, слегка слоены; падение контакта согласно с падением слоистости (СЗ 330°, \angle 40°) 9
 8. Доломиты, аналогичные описанным в слое 6 9
 9. Доломиты светло-серые, пелитоморфные, глинистые 13
 10. Дайка габбро-диабазы шириной 35 м; контакты задернованы 13
 11. Песчаники кварцевые, мелкозернистые, зеленовато-серые, неравномернослоистые (2–10 см), плитчатые, с прослоями (от 1–2 до 5–10 см) темно-серых тонкоплитчатых алевролитов. Прослоями песчаники известковистые и содержат по плоскости слоистости гальку ("лепешки") алевролитов. В верхней части песчаников мощность прослоев алевролитов увеличивается до 30–40 см, а сами песчаники становятся более полевошатовыми при той же характеристике цвета, слоистости и плитчатости 30
 12. Песчаники полевошато-кварцевые, среднезернистые, розовые, неяснослоистые, грубоплитчатые (от 5–10 до 20–30 см), типичные для бирьянской подсвиты 30

В приведенном разрезе между реветскими доломитами и бирьянскими песчаниками залегают пестроокрашенная терригенно-карбонатная пачка (слои 1–9) и преимущественно сероцветная терригенная пачка (слой 11). По характеру переслаивания и особенностям состава нижняя пачка является переходной от карбонатных пород к терригенным, которым присущи особенности состава и цвета, свойственные бирьянской подсвите зильмердакской свиты. Изложенное позволяет нам считать в перечисленных выше пунктах контакт зильмердакской и авзянской свит согласным с постепенным переходом через тюльменскую толщу переслаивания.

При изучении разрезов авзянской свиты отмечаются постепенные фациальные изменения ее состава с севера на юг. Южнее широты д. Большой Бретьак в составе нижней половины свиты уменьшается мощность карбонатных отложений и соответственно увеличивается мощность терригенных пород, что сопровождается общим огрубением осадков: переходом глинистых сланцев и алевролитов в существенно алевролитовые и песчаниковые пачки; карбонатные породы здесь не образуют четких самостоятельных толщ, а переслаиваются с терригенными.

Наиболее представительным для характеристики фациальных изменений отложений авзянской свиты по простиранию к югу является разрез по р. Куже и ее притокам, детально изученный при поисковых [Филиппов, 1975] и геологосъемочных работах Р.С. Казаковым и В.В. Радченко в 1974–1977 гг. Своеобразие в строении и составе развитых здесь отложений послужило основной причиной дискуссионности их возраста. Необходимо отметить, что большинство предыдущих исследователей выделяли здесь аналоги авзянской свиты среднего рифея [Горяинова, Фалькова, 1935, 1940; Олли, 1948; Старостина, 1962]. В.А. Филиппов выделил пестроцветные терригенно-карбонатные и сероцветные глинисто-кремнисто-доломитовые отложения в кужинской толщу, "в которой только по отдельным признакам выявляется сходство с катавской, низерской и миньярской свитами западного типа" [Филиппов, 1975, с. 1160]. Иными словами, кужинская толща В.А. Филипповым сопоставлялась с верхней частью каратауской серии и частично с укской свитой.

Детальное описание разреза по р. Куже и изучение керна буровых скважин, пробуренных на Кужинском рудном поле, а также определение строматолитов, сделанное В.А. Комаром (ГИН АН СССР), позволили нам подтвердить правомерность выделения здесь геологами-съемщиками авзянской свиты, которая расчленяется на те же подсвиты и толщи, что и в стратотипических разрезах. Здесь, с учетом материалов В.А. Филиппова [1975], нами установлена такая последовательность катавских слоев, залегающих согласно на туканской подсвите зигазинно-комаровской свиты:

1. Подрудная пачка сложена пелитоморфными серыми доломитами с примесью глинистого и углисто-глинистого материала, глинистыми и углисто-глинистыми сланцами темно-серыми, часто карбонатными. Мощность пачки 15–25 м.
2. Рудоносная пачка сложена доломитами неравномерно окремненными, с прослоями мергелей, аргиллитов и алевролитов. В основании пачки залегает пласт доломита (от 4 до 12 м), местами содержащий густую вкрапленность пирита, участками переходящую в барит-пиритовые и полиметаллические руды. Мощность ее колеблется от 45 до 65 м. В рассматриваемой пачке встречена *Baicalia aborigena* Schap.
3. Верхняя пестроцветная пачка сложена ритмично чередующимися красноцветными аргиллитами, алевролитами и мергелями и сероцветными доломитами, мергелями и аргиллитами, образующими постепенные взаимопереходы. Мощность связки 50–70 м. В

доломитах пестроцветной пачки содержатся микрофитолиты *Nubecularites spussus* Rev. среднерифейского комплекса (сборы Р.С.Казакова, определения Э.А.Ревенко).

4. Верхняя доломитовая пачка представлена доломитами с прослоями мергелей и углисто-глинистых сланцев. Отдельные пласты доломитов (мощностью от 10 до 20 и даже 30 м) переполнены строматолитами *Conophyton kuřha* Kom. и *Conophyton metula* Kir. (соответственно определения В.А.Комара и К.Н.Конюшкова). Мощность пачки колеблется от 50–150 до 300 м; в соответствии с этим общая мощность катакской связки в бассейне р.Кужи варьирует от 300 до 500 м.

Малоинзерская связка в разрезе по р.Куже сложена кварцевыми алевролитами, глинистыми и углисто-глинистыми сланцами и кварцевыми песчаниками, находящимися в переслаивании между собой и образующими постепенные взаимопереходы; единичны прослои пелитоморфных глинистых доломитов. Наиболее типичный разрез малоинзерской связки описан нами по правому берегу р. Кужи выше устья руч. Карагайлыбаш.

Общая мощность малоинзерской связки в разрезе р.Кужи 160 м.

Вышележащие связки авзянской свиты в районе Кужинского рудного поля не обнажены. Выходы их отмечаются северо-западнее, вдоль руч.Усаклышау и р.Большой Шаик. По составу и порядку напластования ушаковская, куткурская и реветская связки авзянской свиты здесь близки к таковым из стратотипических разрезов, и на их характеристике мы не будем останавливаться. Стратиграфическая колонка этих отложений приведена на рис. 9.

Итак, в разрезе по р.Куже для авзянской свиты характерно: 1) наличие пестроцветных терригенно-карбонатных пород и полиметаллическая минерализация в катакской связке; 2) присутствие горизонтов крупнозернистых и гравийных песчаников в малоинзерской связке; 3) более грубый (существенно песчаниковый) состав терригенных пород подситы в целом в сравнении с более северными разрезами; 4) неравномерное чередование карбонатных и терригенных пород при отсутствии четких индивидуализированных карбонатных толщ (столь характерных для северных разрезов). Все перечисленное значительно затрудняет расчленение авзянской свиты в данном разрезе и картирование ее в южном окончании Башкирского мегантиклинория.

В Инзерском районе (реки Малый Инзер, Тюльма, Реветь, руч.Катакский) авзянская свита имеет то же строение, что и в стратотипическом разрезе по р.Большой Авзян. Некоторое отличие заключается в значительно большем окремнении доломитов и известняков свиты в Инзерском районе [Горяинова, Фалькова, 1937].

Севернее, в Бакало-Саткинском районе, авзянская свита по составу и строению ближе к разрезам южной части Башкирского мегантиклинория (Зигазино-Комаровский район, бассейн р.Кужи). Это обстоятельство в своё время не позволило М.И.Гаранию [1963б] провести точную корреляцию с типовыми разрезами. Поэтому он выделил здесь местные толщи (снизу): 1) рябиновскую (доломиты), соответствующую катакской; 2) кукшинскую и 3) багрушскую (песчаники, алевролиты, сланцы), сопоставляемые с малоинзерской толщей; 4) каменную (доломиты и доломитизированные известняки), коррелирующую с ушаковской; 5) узунскую (песчаники, алевролиты, сланцы, сверху доломиты) — аналог куткурской и реветской.

Авзянская свита в Башкирском мегантиклинории завершает разрез среднего рифея (юрматиния), общая мощность отложений которого колеблется от 4000 до 6200 м. В авзянской свите по составу строматолитов могут быть выделены два биостратиграфических горизонта. Нижний горизонт в катакской связке содержит *Baicalia aborigena* Schap., *Svetliella avzianica* Kom., *Colleniella evoluta* Schap. и своеобразные конофитоны, относящиеся к новому виду *Conophyton kuřha* Kom. Вышележащие ушаковские доломиты бедны строматолитами; в них встречены неопределимые до вида якутофитоны и два конофитона—(*C.metula* Kir. и *C.cylindricus* (Grabau)). Данных для выделения самостоятельного комплекса видов, характеризующего особый горизонт с конофитонами, недостаточно.

Верхний горизонт авзянской свиты, выделяемый в реветской связке, охарактеризован двумя формами — *Baicalia nova* Krylov et Shapovalova и *Cryptophyton convolutum* Kom. Ни один из этих видов не встречен в более древних слоях авзянской свиты. В противоположность строматолитам ассоциация микрофитолитов авзянской свиты может рассматриваться как единая. Подавляющее большинство форм, встреченных в катакской связке, за исключением четырех форм, переходит в реветские доломиты. Вместе с тем в реветских доломитах появляется *Vesicularites krylovi* Zabr., неизвестный в более древних отложениях.

Микрофоссилии в машакской и зигальгинской свитах среднего рифея пока неизвестны [Келлер, Янкаускас, 1980]. Наиболее богаты и разнообразны они в зигазино-комаровской свите. В районе Бакала обнаружены *Kildinella hyperboreica* Tim., *K. sinica* Tim., *K. ripheica* Tim., *K. tschaporomica* Tim., *Leiominuscula minuta* Naum. Реже встречаются *Protosphaeridium flexuosum* Tim., *Turuchania ternata* Tim., *Symplastosphaeridium undosum* Yank., *Satka favosa* Yank., *S. elongata* Yank., *Margominuscula rugosa* Naum., *Nucellosphaeridium minutum* Tim. и другие виды. Более бедный комплекс встречен в катакинских отложениях по левому берегу р.Авзян, где найдены *Kildinella hyperboreica* Tim., *K. sinica* Tim., *Protosphaeridium densum* Tim., *Turuchania ternata* Tim. и др.

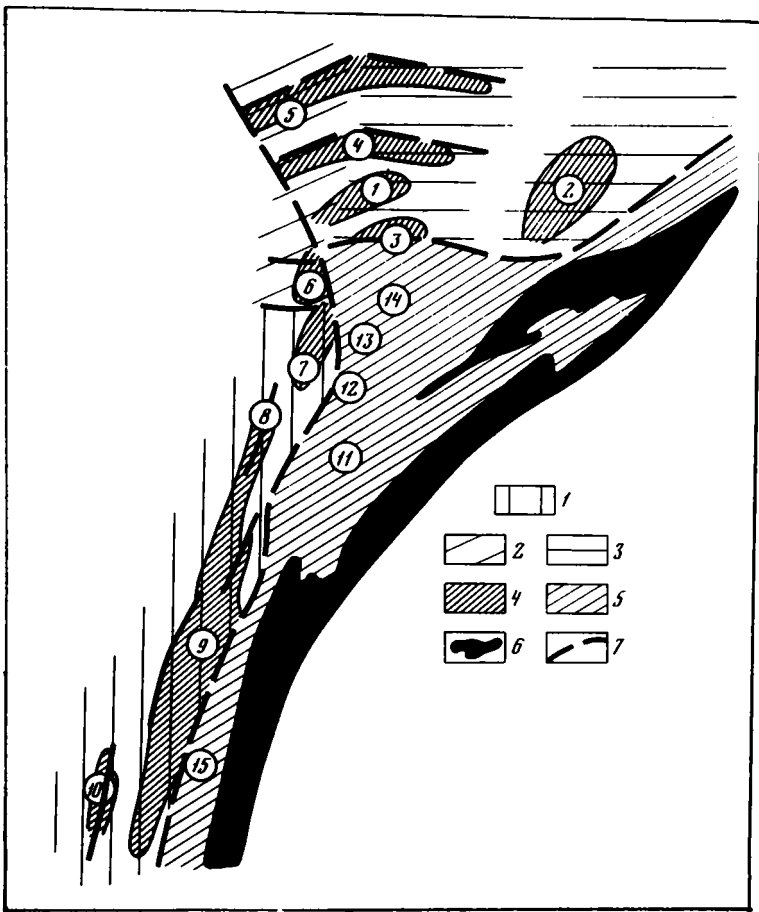
Данные по радиометрическому возрасту среднего рифея немногочисленны. Наибольшее значение имеет дата 1330—1350 млн. лет, полученная А.А.Краснобаевым и Е.В.Бибиковой по цирконам из кислых эффузивов нижней связки машакской свиты, выходящих на горе Большой Шатак. По фосфатному цементу зигальгинских песчаников свинцово-свинцовым методом была получена дата 1407 млн. лет [Ершов и др., 1969]. Цифра эта считается преувеличенной. Rb-Sr определения темных бескарбонатных сланцев машакской свиты дали явно преуменьшенные значения возраста (более 700 млн. лет). Для эффузивов р.Кужи, которые рядом авторов сопоставляются с машакской свитой, была получена K-Ar дата 1297 млн. лет, дающая минимальное возрастное значение. Наконец, для глауконитов авзянской свиты р.Кужи известна одна K-Ar дата — 1226 млн. лет. Верхняя граница юрматинской серии проводится на уровне 1050 млн. лет; обоснование этого рубежа дано в разделе "Геохронология..."

ВЕРХНИЙ РИФЕЙ (КАРАТАВИЙ)

Верхний рифей стратотипического региона описан здесь в сокращенном объеме, принятом Межведомственным стратиграфическим комитетом, — от основания каратауской серии до подошвы укской свиты; за этим подразделением закреплено название "каратавий".

Каратауская серия как крупный цикл верхнего протерозоя Урала выделена Н.С.Шатским [1945]. Ранее ее отложения назывались просто "верхними свитами" или пестрой серией. А.И.Олли [1948] предлагал для их совокупности название "зилимская формация", с подразделением на два цикла — бирьянский и инзерский. Возраст свит каратауской серии долго был дискуссионным: многие исследователи настаивали на их принадлежности к нижнему палеозою; свиты отнесены к кембрию в Стратиграфическом словаре СССР [1956]; при издании серии "Стратиграфия СССР" они были описаны как в томе 2 (Верхний докембрий), так и в томе 3 (Кембрийская система). Дискуссия по этому вопросу продолжалась на всех межведомственных совещаниях 50-х и 60-х годов, и последние ее отголоски еще звучали на 3-м Уральском стратиграфическом совещании в Свердловске в 1977 г., когда уже практически не оставалось никаких сомнений ни в принадлежности к докембрию всей колонны древних серий западного склона Урала, ни в том, что именно этот регион должен рассматриваться в качестве стратотипа как рифей в целом, так и его главных подразделений. Эти положения ныне закреплены решением Межведомственного стратиграфического комитета СССР.

Верхний рифей пользуется преимущественным распространением на западном крыле Башкирского мегантиклинория, где и находятся все типовые разрезы его подразделений. Он отделен от среднего рифея перерывом, значение и длительность которого расцениваются по-разному. М.И.Гарань [1963а], Ю.Д.Смирнов [1964], Ю.Р.Беккер [1972], М.Е.Раабен [1975], П.Н.Швецов [1979] и ряд других исследователей считают его крупнейшим региональным перерывом. В.И.Козлов, вслед за А.И.Олли [1948], считает перерыв непродолжительным и неповсеместным. Каратауская серия начинается базальными, главным образом грубообломочными, толщами (зильмердакская свита), которые сменяются выше карбонатными и глинисто-карбонатными породами (катавская и подинзерская свиты), а затем песчано-алевролитоглинистыми глауконитсодержащими породами. Для этого интервала характерно присутствие окисного и закисного железа, обуславливающего красные и зеленые тона пород. Венчают разрез серии толщи известняков и доломитов, преимущественно сероцветных, с широким развитием строматолитовых и кремнистых фаций. Укская свита кудаша ложится повсеместно на одни и те же горизонты миньярской свиты и составляет часть каратауской серии. Мощности каратавия варьируют в пределах 3000—5000 м, максимальными они являются в северо-западной части Инзерского синклинория.



Р и с. 10. Фациальные зоны каратавия западного крыла Башкирского мегантиклинория Южного Урала

1-3 - внешняя фациальная зона каратавия, секторы: 1 - юго-западный, 2 - северо-западный, 3 - северо-восточный; 4 - выходы каратавия в пределах внешней зоны (1-10 - структуры: 1 - Аджагардакская, 2 - Сулеймановская, 3 - Березовская, 4 - Воробьиногорская, 5 - Верхнеашинская, 6 - горы Веселой, 7 - Яшкуртская, 8 - антиклиналь р. Басу, 9 - Алатауская группа, 10 - Урюкская); 5 - внутренняя зона (11-15 - опорные разрезы: 11 - в центральной части Инзерского синклиниория, 12, 13 - на западной окраине полосы (хр. Зильмердак), 14 - в бассейне верхнего течения р. Лемезы, 15 - в бассейне р. Нугуш); 6 - выходы докаратауских пород; 7 - главные разломы

На западном крыле Башкирского мегантиклинория в отложениях верхнего рифея обособляются две фациальные зоны - внутренняя и внешняя. Граница зон проходит по линии Зильмердакского надвига, а на севере тянется субширотно и отчасти совпадает с серией разломов, установленных в бассейне р. Большой Ук. К внутренней зоне принадлежат разрезы Инзерского синклиниория, где верхнерифейские толщи пользуются почти сплошным распространением. Во внешней зоне они обнажены среди полей более молодых пород в ядрах положительных структур (рис. 10). Различия в составе пород внешней и внутренней фациальных зон весьма существенны: в надзильмердакской части разреза терригенные толщи составляют около половины общей мощности колонки во внутренней зоне и всего 10-15% - во внешней.

Отложения каратавия богаты органическими остатками - фитолитами и растительными микрофоссилиями. Строматолиты изучались В.П.Масловым, В.Н.Рябининым, И.Н.Крыловым, В.А.Комаром, М.Е.Раабен, микрофитолиты - В.Е.Забродиным, З.А.Журавлевой, Е.А.Ревенко, акритархи - С.Н.Наумовой, Е.В.Чибриковой, Н.Г.Пыховой, а в последнее время особенно успешно изучаются Т.В.Янкаускасом. Общий обзор всех групп остатков и библиография даны в сводке "Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм" [1982]. В стратиграфии верхнего рифея до недавнего времени находили применение главным образом фитолиты. Различия в составе строматолитов в нижней и верхней частях каратавия послужили отправной точкой схем его двучленного деления

[Раабен, 1967; Беккер, 1972], а комплекс данных о строматолитах и микрофитолитах позволил наметить в этом интервале общей шкалы три биостратиграфические единицы [Раабен, Забродин, 1969, 1972].

В практике съемочных работ на Южном Урале основными подразделениями верхнего рифея уже около полувека служат свиты: зильмердакская, катавская, инзерская и миньярская. Они выделены на рубеже 20-х и 30-х годов и приняты на 1-м Уральском стратиграфическом совещании [Горяинова и др., 1931]. Многие исследователи обособляют между катавской и инзерской еще подинзерскую свиту, но при картировании ее отложения обычно включались в ниже- либо в вышележащую свиту.

Все свиты, сохраняя основные литологические особенности, существенно меняют строение от разреза к разрезу, значительно варьируют и их мощности. Сравнительный анализ строения свит в детально изученных разрезах вместе с анализом распределения в них органических остатков показывает, что границы между свитами в ряде случаев диахронны. Согласно ныне действующему стратиграфическому кодексу, это вполне допустимо, а потому оснований для их пересмотра нет.

Вопрос о выделении в каратавии Южного Урала региональных стратиграфических единиц — горизонтов, опирающихся на биостратиграфические данные, встал впервые только на 3-м Уральском стратиграфическом совещании в 1977 г., причем в составе каратауской серии были намечены три горизонта — катавский, миньярско-подинзерский и уский, каждый получил характеристику по строматолитам и микрофитолитам. Использование строматолитовых слоев в качестве вспомогательных стратиграфических подразделений дробной региональной шкалы Южного Урала предлагалось М.Е.Раабен [1976] и В.А.Комаром [1978]. В настоящее время палеонтологическая основа региональной стратиграфии Южного Урала расширилась за счет появления дополнительных данных по фитолитам и новых данных по растительным микрофоссилиям [Стратотип рифея..., 1982]. Это позволяет внести уточнения как в региональные подразделения верхнего рифея Южного Урала, так и в корреляцию литостратиграфических подразделений, какими по природе являются свиты каратауской серии (см. табл. 1).

Описание свит

Общая характеристика свит каратауской серии известна по многочисленным публикациям. В настоящем очерке мы стремились осветить прежде всего строение конкретных опорных разрезов с той степенью детальности, какую допускал заданный объем раздела, дать на современном уровне биостратиграфическую характеристику подразделений и показать характер их изменений в пределах стратотипического региона.

Зильмердакская свита

Зильмердакская свита сложена почти исключительно терригенными породами, прежде всего песчаниками с подчиненными прослоями гравелитов и конгломератов, на втором месте стоят алевролиты и глинисто-алевролитовые породы; известняки и доломиты составляют доли процента от общей массы пород. Наиболее характерны аркозовые и полевошпато-кварцевые песчаники и гравелиты розовой и розоватой окраски. Полевой шпат, чаще всего микроклин, в виде обломочных зерен составляет существенную часть кластических пород, включая алевролиты. Чисто кварцевые разности песчаников развиты в меньшем количестве. Обычно присутствие окислов железа, особенно обильных в цементе мелкозернистых песчаников и алевролитов, которые они окрашивают в вишнево- или буро-красные тона. Реже встречается закисное железо, с которым связана зеленая или зеленоватая окраска отдельных пачек алевролитов и песчаников; глауконит-содержащие зеленые разности встречаются в составе свиты, но в целом для нее не характерны. Очень обычно присутствие обломочного циркона и титаниевых минералов.

Зильмердакская свита образует обширные поля в Инзерском синклинии и имеет ограниченное распространение за его пределами. Соотношения с подстилающими толщами прослеживаются только по восточной окраине синклинии; в ряде районов М.И.Гаранем [1963а, 1969а и др.], А.И.Олли [1948], В.В.Хоментовским и другими исследователями отмечено трансгрессивное залегание зильмердакской свиты на различных свитах среднего рифея; в Катав-Ивановском районе в ее основании описано угловое несогласие [Соколов, 1947]. В.И.Козлов считает, что в некоторых разрезах (р.Тюльма) зильмердакские отложения соединены с нижележащими постепенным переходом, который осу-

ществляется через выделенную им в составе авзянской свиты тюльменскую толщу. Имеется и иное мнение: тюльменская толща целиком или частично может принадлежать уже к зильмердакской свите и представлять ее базальные слои, включающие продукты переотложения предкаратауских кор выветривания [Швецов, 1979].

Мощности зильмердакской свиты варьируют от 400–500 до 3300 м. На хр. Зильмердак, по которому она названа, свита достигает мощности 2800 м и отчетливо членится на бирьянскую, нугушскую, лемезинскую и бедерышинскую подсвиты. Впервые они были выделены О.П.Горяиновой и Э.А.Фальковой [1933]. А.И.Олли подробно описал их в качестве толщ бирьянского цикла. Бирьянская подсвита включает наибольшее количество грубых кластитов светло-розовой окраски с высоким содержанием кислых полевых шпатов. Нугушская сложена главным образом пестрыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами полевошпато-кварцевого состава. Лемезинская подсвита характеризуется преобладанием светло-серых кварцевых песчаников; бедерышинская образована тонко- и мелкозернистыми пестрыми терригенными породами.

Наиболее полно зильмердакская свита обнажена в нижнем течении р.Малый Инзер на восточном крыле Инзерского синклиория. Именно этот разрез был взят А.И.Олли за основу при описании перечисленных подсвит (толщ) и подразделении их на более дробные единицы, которые были названы горизонтами, но которые правильнее именовать связками. Подробное послойное изучение этого разреза осуществлено сейчас В.И.Козловым. Невскрытыми в нем остаются лишь небольшие интервалы, к сожалению в них попадают нижний и верхний контакты свиты.

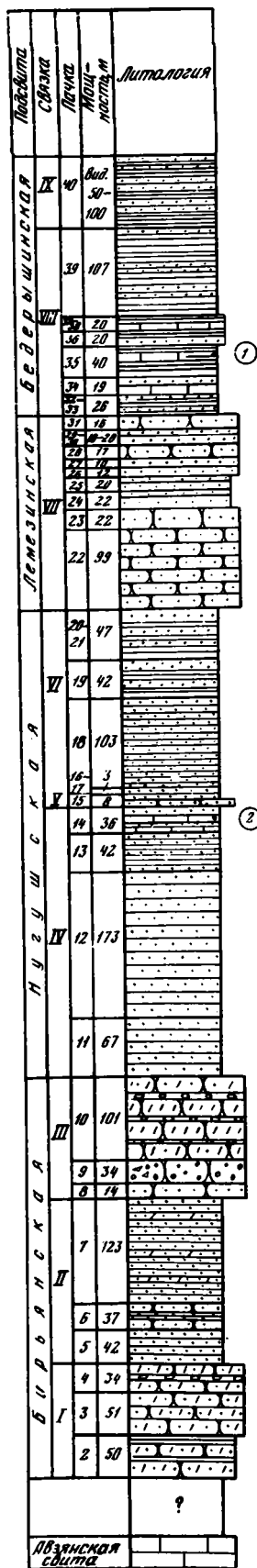
По левому берегу р.Малый Инзер в 2 км ниже д.Реветь, западнее выходов доломитов авзянской свиты (рис. 11), вскрыта базальная пачка разреза, а ниже по течению в непрерывной последовательности обнажены отложения бирьянской и нугушской подсвит и основание лемезинской. Далее разрез наращивается по правому берегу р.Малый Инзер ниже устья руч.Туба-елга; верхняя пачка (слой 40, см. рис. 11) обнажена частично.

Многочисленные пачки приведенного разреза группируются в девять толщ или, точнее, связок. В нижней части свиты их различается шесть; три нижние (*I–III*, см. рис. 11) примерно отвечают горизонтам бирьянской подсвиты, три следующие (*IV–VI*) – нугушской, намеченным А.И.Олли [1948, с. 182–197]. Первая (видимая мощность 135 м) представлена розоватыми аркозовыми и полевошпато-кварцевыми песчаниками, средне- и крупнозернистыми или гравийными, часто кросслоистыми. Вторая (200 м) сложена вишнево-красными алевролитами и мелкозернистыми песчаниками серо-зеленых тонов. Третья (150 м) вновь представлена преимущественно светлыми, нередко кросслоистыми средне- и грубозернистыми разностями песчаников с прослоями гравелитов, а также мелко- и редкогалечных конгломератов. Вышележащая толща-связка (*IV*) (320 м) сложена мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, вишнево-красными, бурными и пестрыми, и содержит сверху небольшие прослои доломитов. Этот интервал, по мнению В.И.Козлова, следует относить еще к бирьянской, а не к нугушской подсвите. Пятая (*V*, см. рис. 11) толща-связка сложена сливными светлоокрашенными кварцевыми песчаниками с мучнистым полевым шпато́м. Мощность ее в опорном разрезе незначительна (8 м), но к западу с северо-западу возрастает до 70 м. Шестая (*VI*) характеризуется преобладанием серо-зеленых и пестрых тонкоплитчатых кварцевых алевролитов, мелкозернистых песчаников и темных углисто-глинистых сланцев. Мощность ее на Малом Инзере превышает 200 м; по данным А.И.Олли, она сокращается до 100–160 м на западном крыле Инзерского синклиория и практически выклинивается в его северных разрезах.

В верхней части разреза обособляются еще три подобных подразделения (связки *VII–IX*); лемезинская подсвита по мощности сравнима с большинством рассмотренных толщ-связок нижележащей части разреза и по сути также представляет однородную связку, седьмую в разрезе свиты. Ее слагают средне- и мелкозернистые песчаники с ничтожными прослоями глинисто-алевролитовых пород. Почти полное отсутствие полевых шпатов и однородная светло-серая окраска хорошо отличают лемезинские песчаники от грубообломочных пород нижних связок. Восьмая связка (названа здесь бришской по руч. Бриш, бассейн р. Инзер), сложенная неравномерно наслоенными пестроокрашенными алевролитами, мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, и девятая – полуденная связка, представленная однотонными серыми равномерно-тонкопереслаивающимися алевролитами и глинистыми сланцами, отвечают в совокупности бедерышинской подсвите.

Р и с. 11. Опорный разрез зильмердакской свиты по р. Малый Инзер
Условные обозначения см на рис. 6

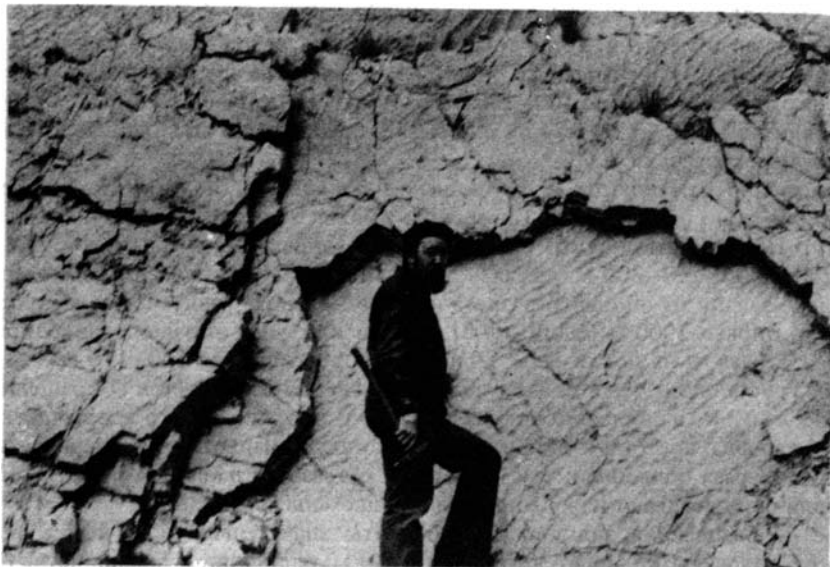
Цифры в кружках – микрофитолиты: 1 – *Osagia crispa* Z. Zhur., *Radiosus elongatus* Z. Zhur., *Volvatella porrecta* Z. Zhur., *V. pussilla* Z. Zhur., 2 – *Volvatella porrecta*. Описание связей – I–IX см. в тексте



Все перечисленные толщи-связки различаются также на западном крыле Инзерского синклиория: шесть нижних, еще не получивших названий, прослежены А.И. Олли не только в разрезах хр. Зильмердак, но и в некоторых разрезах хребтов Алатау и Калу, т.е. западнее линии Зильмердакского надвига. Связки восьмая (бришская) и девятая (полуденная), не говоря уже о лемезинской, хорошо узнаются на той же широте в долине р. Инзер и его притока руч. Бриш, где в составе бришской связки прослеживается характерный пласт ржаво-бурых песчаников со знаками ряби и "следами ползания" и присутствуют линзы светлых доломитов, а также 8-метровая пачка розовых мергелей и известковистых аргиллитов.

В северо-западной части Инзерского синклиория обособленность толщ-связок теряется; более того, по данным А.И. Олли, даже бирьянская и нугушская подсвиты слабо дифференцированы уже на северной оконечности хр. Зильмердак. Все же в разрезе по руч. Бирьян В.И. Козлову удалось проследить аналоги пятой и шестой связок опорного разреза. Разрезы лемезинской подсвиты в бассейне р. Лемезы могут считаться типичными, две верхние связки хорошо представлены на ее притоке р. Бедерыш у одноименного поселка. Для лемезинских песчаников характерны волноприбойные знаки (рис. 12). Разрез бедерышинской подсвиты является типовым. Он построен так же, как на р. Малый Инзер, причем в бришской связке также имеется характерный пласт ржаво-бурых песчаников с волноприбойными знаками и "следами ползания"; мощность связки около 150 м; верхняя связка (111–120 м) окрашена в однотонный зеленовато-серый цвет, и лишь у кровли появляются лилово-красные и оливковые аргиллиты. Это видно в склоне горы Полуденной, от которой связка получила название. Здесь хорошо обнажена граница с катавской свитой, она выглядит четкой и резкой, хотя и совершенно согласной.

В Бакало-Саткинском районе, по данным М.И. Гараня [1957], аналоги бирьянской подсвиты представлены единой относительно маломощной связкой среднезернистых розовых песчаников, однако, по всей вероятности, здесь есть аналоги четвертой, пятой и шестой связок. Нугушская подсвита имеет отчетливое трехчленное деление, и только в Тирляном районе, судя по материалам М.И. Гараня и А.И. Иванова [Гарань, 1963а и др.], из разреза полностью выпадают песчаники (пятая связка), и подсвита нацело сложена пестрыми кварцево-хлорит-серицитовыми сланцами, отвечающими измененным алевrolитам. Лемезинская и бедерышинская подсвиты картируются в северо-восточных районах достаточно уверенно; связки бришская и полуденная хорошо выражены не только в разрезах Инзерского синклиория, но и к югу от него: так, в среднем течении р. Большой Нугуш, в восточном крыле антиклинальной складки, выше устья р. Западная Кудашка, видна их последовательность между кровлей лемезинских песчаников и строматолитовыми известняками катавской свиты. Все рассмотренные толщи-связки могут с успехом использоваться при детальном картировании в Инзерском синклиории.



Р и с. 12. Волноприбойные знаки в породах лемезинской подсвиты бассейна р. Юрюзань (фото Б.М. Келлера)

Четырехчленное деление на подсвиты осуществляется в пределах всей площади распространения зильмердакской свиты, но не вполне ясно, как ведет себя нижняя часть свиты в западных и особенно в юго-западных разрезах. На р.Куже отмечались очень малые мощности всей свиты в целом и особенно нижней подсвиты (около 100 м), но разрезы этого района не очень надежны из-за сложной тектоники.

В глубокой скважине Кулгунино-1 отсутствуют литофациальные аналоги бирьянской подсвиты [Андреев и др., 1981]; ниже катавских, бедерышинских, лемезинских и нугушских отложений, в интервале глубин 1243–2473 м, вскрыта толща красноцветных глинисто-карбонатных пород. Она выделена в особую, кулгунинскую свиту и не имеет прямых аналогов в ранее известных разрезах. Однако близкая по составу и стратиграфическому положению толща описана и в скважине Кабаково-62, расположенной значительно севернее. Кулгунинская свита сложена аргиллитами, доломитовыми мергелями и доломитами красно-бурой, темно-розовой, зеленоватой и пестрой, часто пятнистой окраски мощностью около 1190 м. В разрезе присутствуют пять даек габбро-диабазов и интрузивное тело габбро-сиенитов, суммарная мощность интрузивных пород составляет примерно треть мощности свиты.

Авторы цитированной статьи считают кулгунинскую свиту вероятным аналогом авзянской свиты среднего рифея. Однако наличие следов тектонических нарушений в породах, вскрытых скважиной Кулгунино-1, и их обилие в поверхностных выходах верхнерифейских отложений в районе пос.Кулгунино свидетельствуют о том, что стратиграфическая последовательность свит в разрезе может быть и нарушенной: не исключено повторение на одном или нескольких уровнях терригенно-карбонатных осадков катавской свиты, на которую похожи породы кулгунинской свиты, или замещение кулгунинскими глинисто-карбонатными породами грубообломочных толщ нижней части зильмердакской свиты.

Все подразделения зильмердакской свиты носят литофациальный характер, особенно ярко выраженный в нижнем интервале разреза. Этот вопрос подробно рассмотрен в сводке А.И.Олли, проведенный им анализ полностью сохраняет и теперь свое значение. Здесь мы лишь отметим, что закономерности изменения мощностей как связок, так и подсвит подчеркивают скользкий характер их границ. К западу и северо-западу от опорного разреза резко возрастает мощность всех грубообломочных связок при одновременном сокращении или даже выклинивании связок, сложенных алевролитовыми и алевропелитовыми породами. Так, если в разрезе по р.Малый Инзер мощность первой и третьей связок составляет соответственно 135 и 150 м, а второй и четвертой – 200 и 320 м, то по северной оконечности хр. Зильмердак первая связка раздувается до 500 м, а третья – до 1250 м и более [Олли, 1948], вторая же сокращается до 85 м, а четвер-

тая — до 90—100 м. При этом в "нечетных" связках резко увеличивается количество гравелитов и конгломератов. Устойчивая по составу пятая связка раздувается более чем в 8 раз на северной оконечности хр. Зильмердак. Наконец, шестая связка сокращается от 250 м на р. Малый Инзер, до 100—160 м в разрезах по р. Инзер на западном крыле Инзерского синклинали, до 30 м — на р. Лемезе и практически выклинивается в крайних северо-западных разрезах.

Соответственно изменяются и соотношения бирьянской и нугушской подсвит: их мощности примерно одинаковы в Инзерском районе, а также в северо-восточной группе структур Бакало-Саткинского района, где, по данным М.И. Гараня [1957], они составляют 200—250 и 250—300 м, являясь почти минимальными для Южного Урала. К западу и северо-западу от опорного разреза нижняя подсвита раздувается в 4—5 раз, превышая на хр. Бирьян 2000 м [Олли, 1948]. Нугушская подсвита, напротив, сокращается примерно в 2 раза, и на долю мелкозернистых пород остается 160—170 м. Увеличение мощностей грубообломочных связок не полностью компенсируется сокращением промежуточных связок, и общая мощность нижней части свиты резко возрастает. Вся полоса, прилегающая с востока к линии Зильмердакского надвига, характеризуется мощностями, в 2—3 раза большими, чем в опорном разрезе по р. Малый Инзер; максимальных значений они достигают на хр. Бирьян и в прилегающем районе.

Верхние подразделения зильмердакской свиты значительно устойчивее; мощность лемезинской подсвиты колеблется от 120 до 250 м, составляя в большинстве разрезов 200—220 м, бедерышинской — от 300 до 450 м, обычно около 350 м. Для одних и тех же районов различные исследователи нередко указывают неодинаковые мощности, что связано в основном с постепенностью перехода между названными подсвитами. Диахронности в собственном смысле их граница не обнаруживает, и бедерышинская подсвита представляется стратиграфически наиболее выдержанной единицей в составе зильмердакской свиты.

В пределах внешней фациальной зоны, например в районе г. Миньяра, граница иногда выглядит менее четкой. Биостромные пласты в основании катавской свиты не развиты, и под типичными для нее темно-красными плитчатыми глинистыми известняками в пачке алевропелитов, тоже плитчатых и окрашенных в густо-красные, а иногда в буровато-зеленые тона из-за обильной примеси глауконита, встречаются известковистые прослои. На Черной реке развиты также отдельные линзы онколитовых известняков. Онколиты, имеющие плохую сохранность, представлены крупными формами, принадлежащими, по-видимому, к ассоциации, отличной от той ассоциации мелких форм, которая встречена в зильмердакских отложениях на Малом Инзере и в бассейне Лемезы: *Osagia crispa* Z. Zhur., *Radiosus elongatus* Z. Zhur., *Volvatella porrecta* Z. Zhur., *V. pusilla* Z. Zhur. На р. Большой Нугуш у фермы Бикташево в бедерышинской подсвите Б.М. Келлером найден прослой буровато-желтых глинистых известняков с *Jurusania cylindrica* Kryl., пока это единственная определяемая находка строматолитов из зильмердакской свиты.

Палеонтологическая характеристика зильмердакской свиты дополняется сейчас данными по растительным микрофоссилиям. В отложениях бедерышинской подсвиты развита богатая биота микрофоссилий. Она представлена плитчатыми водорослями и одиночными клетками, принадлежащими, по всей вероятности, к синезеленым водорослям. Наиболее распространенными являются *Eomycetopsis* aff. *rugosa* Sch. et Bl., *E. rimatus* Jank., *Tortunema eniseica* Herm., *Oscillatoriopsis* sp., *Polytrichoides lineatus* Herm., *Leiothrichoides typicus* Herm., некоторые виды *Siphonophycus* и *Partiophylum*. В составе биоты присутствуют также акритархи родов *Kildinella*, *Protosphaeridium*, *Nucello-sphaeridium*, крупные *Sinsphaeridium* и др. [Келлер, Янкаускас, 1980]. Биота получила название мулдакаевской. Она хорошо развита в бедерышинской подсвите у пос. Искушта (бассейн верхнего течения Лемезы, северная часть Инзерского синклинали), на Черной реке, у г. Миньяра (антиклиналь Аджигардак), а также в разрезе кулгунинской скважины. По составу и облику эта ассоциация близка к той, которая развита в лахандинской свите Юдомо-Майского региона [Келлер, Янкаускас, 1980; Стратотип рифея..., 1982].

В региональной шкале Южного Урала на основе этой представительной биоты намечается бедерышинский горизонт, по объему в первом приближении совпадающий с одноименной подсвитой зильмердакской свиты.

В основу выделения катавской свиты положена литостратиграфическая единица, которую Н.Ф.Чернышев обособлял как "пестрые мергели". Свита названа по г.Катаву-Ивановску. В начале 30-х годов к ней относили только пестроцветные породы — ниже-, средне- и верхнекатавскую подсвиты (толщи), которыми она сложена в типовом районе, т.е. в северном секторе внешней полосы, а также в Инзерском синклинии; с конца 30-х годов многие, хотя и далеко не все исследователи стали включать в нее также подинзерские отложения в качестве четвертой подсвиты. После 3-го Уральского стратиграфического совещания ей возвращен первоначальный объем.

Катавские отложения широко распространены в Инзерском синклинии, где протягиваются почти непрерывно вдоль его восточного и западного крыльев. На севере они прослеживаются до Бакало-Саткинского района, на юге — до бассейна р.Кужи. Они слагают присводовые части большинства антиклиналей и выходят в крыльях всех моноклиналильных структур во внешней фациальной зоне. К востоку от Инзерского синклиниория, в Авязнском районе, свита представлена достаточно типично; толщи, которые иногда относят к ней в Тириянском и Белорецком районах, состоят из пород, мало похожих на катавские, и мы не будем рассматривать их в составе этой свиты.

На западном крыле Башкирского мегантиклинория катавская свита является одним из самых характерных по облику подразделений рифея. Она сложена почти исключительно пестроцветными известняками и доломитами глинистыми, мергелеподобными или чистыми, окрашенными в розовые, лиловатые, красные или зеленоватые и палевые тона. Терригенные породы редки и приурочены к пограничным с инзерской свитой слоям.

Катавская свита подразделяется на три подсвиты — ниже-, средне- и верхнекатавскую (рис. 13). Их практически выделяют по преобладающей окраске пород, отчасти по текстуре. В нижнекатавской подсвите преобладают красноцветные толстослоистые породы, для ряда разрезов характерны строматолитовые известняки, для некоторых — линзы карбонатных брекчий. Среднекатавская подсвита характеризуется ленточным переслаиванием разноцветных плитчатых пород, верхнекатавская — преобладанием зеленовато-серых, точнее, серых, зеленеющих на поверхности известняков. Мощность катавской свиты колеблется в пределах 200–300 м. В литературе приводятся цифры до 600–650 м [Гарань, 1963а; Романов, 1973; и др.], но они относятся к расширенному объему свиты, включающему подинзерские отложения.

Разрезы внешней и внутренней фациальных зон верхнего рифея построены по единому плану, но имеют в каждой свои отличительные особенности.

Рассмотрим сперва разрезы внутренней зоны. Непосредственно у г.Катава-Ивановска отложения катавской свиты вскрыты в многочисленных горных выработках и больших обнажениях, но сильно дислоцированы, зато в западной части Катав-Ивановского района близ пос.Бедерыш в чрезвычайно пологом залегании прослеживается большая часть разреза и виден контакт с зильмердакской свитой, который вообще обнажается редко. В 1 км южнее поселка на склоне горы Полуденной протягиваются уступами катавские известняки; у подножия в глубоких промоинах дороги видно, как на ровной поверхности пестрых сланцев бедерышской подсвиты залегают:

Мощность, м

Нижнекатавская подсвита

1. Ярко-зеленные кварцево-глауконитовые средне- и мелкозернистые песчаники 0,1
2. Строматолитовые известняки лиловато-красные и бурые, с поверхности лиловато-серые. Пласты (0,5–1,2 м) нацело сложены столбчатыми постройками *Inseria tjomusi*; на границах пластов иногда развиты прослой (5–7 см) зеленых глауконитовых песчаников или алевролитов 19

Над уступом в склонах горы Полуденной и к ней непосредственно примыкающей горы Белятур видна следующая последовательность:

Мощность, м

3. Толсто-неправильнослоистые глинистые известняки, участками серовато-красные. Отдельные пласты (0,5–0,7 м) сложены строматолитами *Inseria sp* 8
4. Те же породы, участками окрашенные в светло-зеленоватые и голубоватые тона; встречаются изолированные постройки *Inseria (?)* и единичные биогермы *Tungussia sp.* (0,5–1,5 м). В породах и в постройках широко развиты стилолиты 20

Мощность нижнекатавских пород 45–50 м. В отдельном обнажении в них найдены прекрасно сохранившиеся *Jugusania cylindrica*.

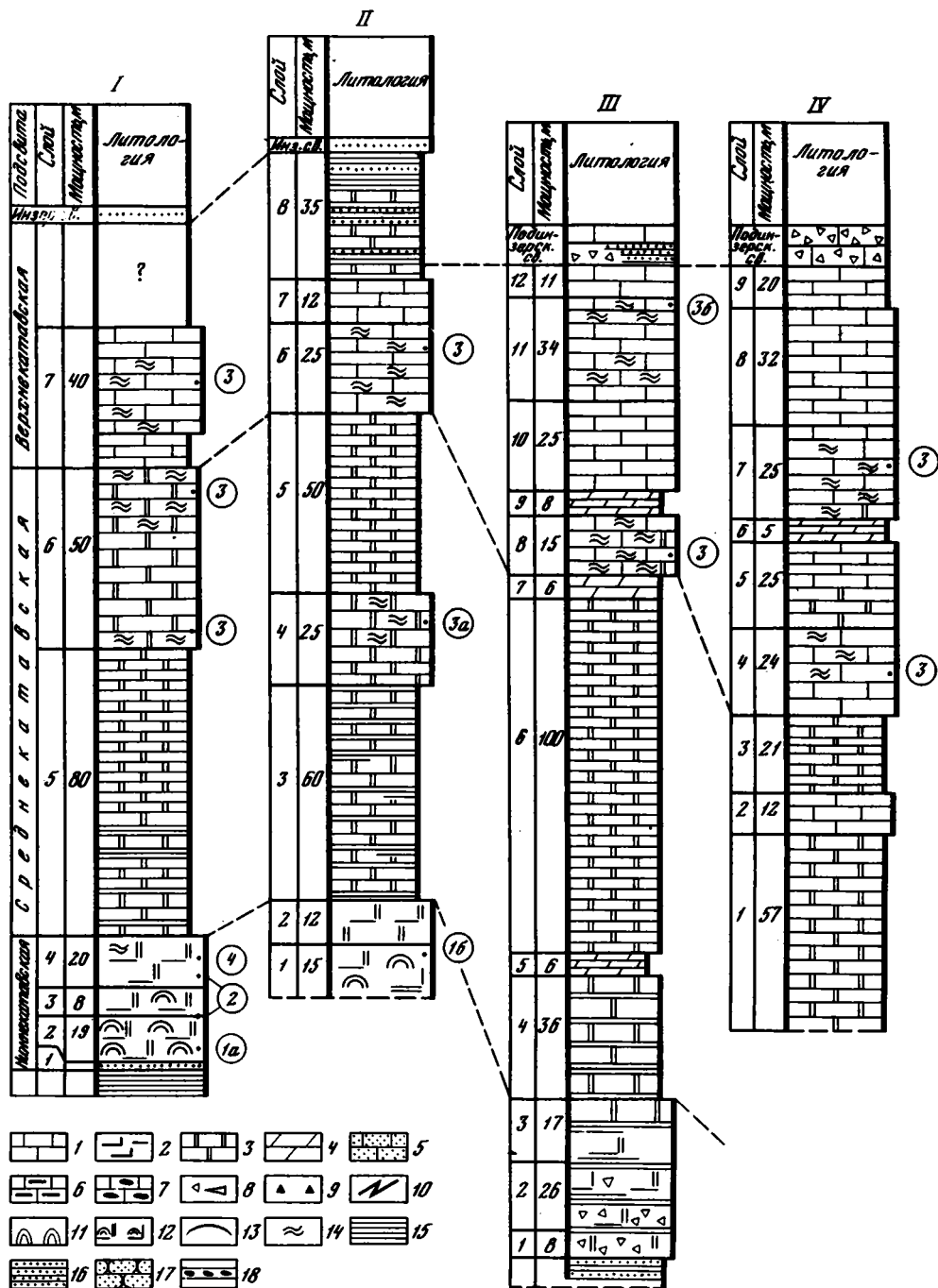


Рис. 13. Опорные разрезы катавской свиты

Районы: I – Бедерыш, II – Инзер, III – Миньяр, IV – Бакеева

Условные обозначения к рис. 13, 14, 16, 18:

1–3 – известняки, доломитизированные известняки, доломиты; 1, 2 – сероцветные (1 – плитчатые и яснослонстые; 2 – массивные), 3 – пестроцветные и красноцветные; 4 – мергели и глинистые доломиты; 5 – песчанистые известняки; 6 – известняки и доломитизированные известняки с примесью углестого материала; 7 – включения и пласты кремней в известняках и доломитах; 8, 9 – конгломерато-брекчии: 8 – карбонатные, 9 – прочие; 10 – проблематичные структуры в карбонатных породах; 11–14 – строматолиты: 11, 12 – столбчатые (11 – конофитоны; 12 – прочие), 13 – столбчато-пластовые и желваковые, 14 – пластовые; 15 – аргиллиты, глинисто-алевролитовые сланцы; 16 – мелкозернистые песчаники, алевролиты; 17 – средне- и крупнозернистые кварцитовидные песчаники; 18 – конгломераты, гравелиты

Цифры в кружках – органические остатки: 1а, 1б – *Inzeria tjomusi* Kryl. (1а – обр. 4329/491*, 1б – обр. 4580/60); 2 – *Jurusania cylindrica* Kryl. (обр. 4329/104); 3, 3а, 3б – *Malginella* Kom. (3а, 3б – *M. zipandica* Kom.; 3а – обр. 4580/38); 4 – *Tungussia* sp.

* Здесь и ниже все образцы коллекций ГИН АН СССР

Среднекатавская подсвита

5. Правильно-, средне- и толстоплитчатые доломитизированные известняки, мелкозернистые, бледно-малиновые (пачки по 5–12 м), реже зеленоватые (пачки по 2–4 м) 80
6. Известняки и доломитизированные известняки плитчатые (5–10 см), темно-розовые, малиновые или вишневые. Включают ряд прослоев с *Malginella* Kom. 50

Вышележащий интервал лучше обнажен на р.Лемезе в 4,5 км выше устья р.Бедерыш: на правом берегу над известняками с *Malginella*, аналогичными пачке 6, залегают:

Мощность, м

Верхнекатавская подсвита

7. Серые, слабо-зеленоватые и сизые на поверхности толстоплитчатые пелитоморфные, очень чистые известняки с отдельными прослоями розовых известняков с *Malginella* 40 (видимая)

Невскрытыми в этих разрезах остаются несколько десятков метров катавских отложений; выше залегают песчаники инзерской свиты.

Почти полный разрез катавской свиты вскрыт на р.Малый Инзер в 0,5 км ниже последних выходов бедерышинской подсвиты. Основание разреза не обнажено, но далее последовательность практически непрерывная:

Нижнекатавская подсвита

Мощность, м

1. Тускло-красные и кирпично-розовые глинистые известняки, узловатые, неправильнослоистые, со множеством стилолитов; включают редкие постройки *Inseria tjomusi* 15 (видимая)
2. Красные мелкозернистые толстоплитчатые глинистые известняки 12

Среднекатавская подсвита

3. Темно-розовые тонкозернистые и пелитоморфные доломитизированные известняки с правильной плитчатой отдельностью; им подчинены прослой зеленоватых пелитоморфных глинистых известняков 60
4. Темно-розовые и бледно-малиновые толсто-правильноплитчатые известняки, в основании и выше – несколько пластов с *Malginella* 25
5. Розоватые и бледно-серо-зеленые плитчатые глинистые известняки с пропластками темных глинисто-карбонатных сланцев 50

Верхнекатавская подсвита

6. Зеленовато- и темно-серые плитчатые известняки с редкими пачками красных глинисто-карбонатных сланцев. Ряд прослоев содержит *Malginella* 25
7. Темно- и сизо-серые плитчатые известняки 12
8. Переслаивание красных и серо-зеленых плитчатых мергелей, красных глинистых сланцев и буровато-серых кварцевых песчаников 35

Последняя пачка носит переходный характер, выше залегают желтовато-серые косослоистые песчаники инзерской свиты. Видимая мощность катавской свиты вместе с переходной пачкой – 230 м, истинная, вероятно, близка к 250 м, так как мощность базальной пачки собственно биостромных известняков с *Inseria tjomusi* в близлежащих разрезах достигает 20–30 м. Эта пачка хорошо прослеживается вдоль западного крыла Инзерского синклинория, обнажена у пос.Ассы [Крылов, 1963], а от пос.Бриштамак, где ее мощность в высоком обрыве правого берега Инзера составляет 25 м, протягивается по долине руч. Кусигазы на 10 км непрерывно. Ее выходы известны также на р.Лемезе выше пос.Искушта, на р.Курык [Горянинова, Фалькова, 1940] и на р.Юрюзань у д.Екатериновки [Крылов, 1963]. К югу она прослеживается на р. Большой Нугуш до пос. Бикташево.

Во внешней фациальной зоне верхнего рифея одним из самых представительных является разрез у г.Миньяра на погружении антиклинали Аджигардак. Основание катавской свиты вскрыто в 0,5 км западнее железнодорожной станции в искусственной выемке. На буроватых и зеленых глинистых кварцево-глауконитовых алевролитах согласно по ровной поверхности залегают:

Мощность, м

Нижнекатавская подсвита

1. Буровато-розовые песчаные и глинистые толстоплитчатые известняки 8
2. Вишнево- и кирпично-красные толстоплитчатые известняки с линзами (0,2–0,6 м) пестрых карбонатных брекчий 26
3. Кирпично-красные глинистые известняки, неравно-толстоплитчатые, с редкими пропластками черно-красных известковистых аргиллитов 17

Среднекатавская подсвита

4. Темно-розовые, вишнево-красные и желтоватые глинистые известняки, плитчатые, с редкими пропластками зеленых и желтовато-зеленых глинистых мергелей 36

5. Ленточно-полосчатые розовые и зеленоватые мергели, на поверхности бледно-розовые, правильно-толсто плитчатые 6
- 6,7. Красноватые, розовые и светло-зеленоватые мергели, правильно-плитчатые, иногда ленточно-полосчатые. Чередуются тонкие прослои или пачки, мощностью по 3—5 м, различно окрашенных пород. Красноватые и розовые разности преобладают, в верхней части обособляются пестрые глинистые мергели (6 м), темно-красные и серо-зеленоватые, очень тонко переслаивающиеся . . . 106

Верхнекатавская подсвита

8. Темно-серые, при выветривании зеленеющие известняки и доломиты, средне- и тонкоплитчатые, с шероховатыми, грубыми поверхностями; некоторые слои включают *Malginella* 15
9. Пестрые, красные и зеленые мергели 8
10. Темно-серые толсто плитчатые известняки со стилолитами на поверхностях напластования . . . 25
11. Серые, на поверхности зеленоватые плотные толсто плитчатые известняки с *Malginella*, чередующиеся с более темными, на поверхности сизо-серыми мелкокристаллическими известняками (мощности пачек тех и других от 2 до 8—9 м) 34
12. Темно-серые, с сизой поверхностью среднеплитчатые доломитизированные известняки, местами с тонкими пропластками кремней 11

Выше залегают известняки подинзерской свиты с карбонатной брекчией или с невыдержанным прослоем обломочных пород в основании.

В этом разрезе все три подсвиты относительно хорошо обособлены благодаря "ленточному" облику пород средней толщи и немногочисленности красноцветных прослоев в верхней части свиты; однако границы и здесь все же расплывчаты, смена различно окрашенных пород происходит в интервале до 20 м и более при мощности подсвит лишь в 3—5 раз большей. Наиболее заметным отличием от ранее рассмотренных разрезов является отсутствие в основании свиты строматолитовых известняков.

Эти особенности сохраняются и в других структурах, принадлежащих внешней фациальной зоне: строматолитовые известняки в ее пределах не отмечались, отсутствие находок, быть может, связано с тем, что подошва свиты выходит здесь на поверхность относительно редко. В скважине Кулгунино-1 на глубине 620 м встречены маломощные пласты известняков с *Inseria tjomusi*; окраска пород нижнекатавской подсвиты здесь не красная, а темно-серая, мощность достигает 100 м. Средне- и верхнекатавская подсвиты и в скважине, и в других разрезах внешней зоны сохраняют тот же облик, что и на антиклинали Аджигардак. Это видно в представительном разрезе у д. Бакеево (см. рис. 13, IV) и в многочисленных выходах в бассейнах рек Зилим, Басу, Лемеза. Исключение представляет разрез антиклинали Веселой, где обе подсвиты не отличаются от соответствующих толщ Инзерского синклинория. Мощность свиты от внешней зоны к внутренней несколько убывает, но незначительно (от 280—300 до 250—260 м). В Авзянском районе отмечались мощности до 200 м. В изученных полных разрезах западного крыла Башкирского мегантиклинория заметно сокращается только верхнекатавская подсвита, но в литературе имеются указания на большой разброс мощностей всех трех подсвит; А.И. Олли [1948] справедливо связывал его с литофациальным характером этих подразделений и с условностью границ.

При детальной корреляции возрастает значение биостратиграфических реперов в катавской свите. Одним из них являются слои с *Malginella Kom.* [Комар, 1978], присутствующие во всех изученных разрезах и всегда залегающие в верхних 80—100 м. Во внешней фациальной зоне они относятся к верхнекатавской подсвите, но во внутренней — появляются в красноцветных породах, которые картируются еще в составе среднекатавской подсвиты. Биостромные известняки с *I. tjomisi* и *Jurusania cylindrica* могут служить картировочными репером только во внутренней фациальной зоне, но необходимо помнить, что строматолиты этой ассоциации имеют важнейшее значение для межрегиональной корреляции и сыграли видную роль при разработке схем расчленения верхнего рифея.

Микрофитолиты в катавской свите представлены бедной ассоциацией широко распространенных форм третьего комплекса: *Osagia crispa*, *Radiosus aculeatus*, *Asterosphaeroides sp.*, *Nubecularites uniformis*; микрофоссилии в ее отложениях неизвестны.

Подинзерская (симская) свита

Термин "подинзерская свита" укоренился после работ О.П. Горяиновой и Э.А. Фальковой [1935] и К.А. Львова [Львов, Олли, 1935 и др.]. Сохраняя его при описании по традиции, мы подчеркиваем, что он неудачен: географическим он может казаться лишь по форме и никак не связан с пос. Инзер, под которым соответствующие породы не раз-

виты; название дано "по залеганию под инзерской свитой" [Стратиграфический словарь СССР, 1956]. Приходится сожалеть, что в свое время было сделано отступление, к стати единственное в рифее Урала, от географического принципа номенклатуры. Положение это пытались исправить В.Н. Крестовников, назвавший соответствующие отложения симской свитой, и В.А. Комар [1978], предложивший новое название — "кислярская свита", ввиду того что термин "симская свита" ранее использовался для одной из свит карбона. Нам представляется, что термин В.Н. Крестовникова имеет большее право на существование и может быть рекомендован к использованию.

Подинзерская свита развита только в пределах внешней фашиальной зоны — в структурах Каратауской группы, антиклиналях гор Веселой и Яшкурт, в Алатауском антиклинории и Урюкской антиклинали. Ее породы в основном легко отличаются от верхнекатавских обилием темноцветных, лишенных зеленоватого оттенка пород, обогащенных углистым материалом, и присутствием характерных разностей, хорошо описанных в работе А.И. Олли: полосчатых черно-белых известняков, узорчатых и брекчиевидных известняков и доломитов, "бамбуколистных" конгломератов и т.д. Строматолитовые и онколитовые породы характерны не для всех разрезов и практически отсутствуют в типовом разрезе. Строение свиты в различных группах структур значительно варьирует, и ее стратиграфический объем неодинаков.

На северной периклинали Аджигардакской структуры находится типовой разрез свиты (рис. 14); он полностью обнажен в карьерах на правом склоне долины р. Сим, между г. Миньяром и одноименной железнодорожной станцией. На верхнекатавских известняках согласно, местами с видимостью постепенного перехода залегают:

Мощность, м

1. Конгломерато-брекчий слабо сортированные, с мелкими, плохо окатанными обломками известняков, реже кварцевых песчаников, желтых тонкослоистых или белых, без видимой слоистости; цемент песчанистый, местами рыхлый. По простиранию брекчий то выклиниваются, то замещаются грубозернистыми песчаниками, гравелитами с известковистым цементом или зеленоватыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами 0-5
2. Тонкоплитчатые узловатые темно-серые известняки с невыдержанными прослоями плиточных карбонатных конгломератов 11
3. Тонкоплитчатые серые известняки с многочисленными линзами конгломератов 18
4. Черные и темно-серые правильноплитчатые доломиты и доломитизированные известняки, часто полосчатые, с пропластками белого кальцита; они включают многочисленные прослои и линзы крупноплиточных и "бамбуколистных" конгломерато-брекчий; поверхность пород ярко-оранжевая 10
5. Породы, такие же, как в слое 4, с более редкими линзами конгломерато-брекчий 30-40
6. Переслаивание черных плитчатых доломитов и светлых мелкобрекчиевых известняков, содержащих редкие онколиты *Radius sp.* и *Asterosphaeroides sp.* 14
7. Черные толстоплитчатые доломитизированные известняки с отдельными прослоями более светлых, участками брекчиевидных известняков; в черных разностях развиты полигональные ячеистые образования типа *Paleoduction*, структуры типа "птичий глаз" и изолированные неопределимые столбики строматолитов. 18
8. Темно-серые, выше серые толстослоистые известняки; отдельные пласты пронизаны сетью прожилков белого кальцита. 19

По четкой границе, но без признаков размыва на них ложатся серо-зеленые плитчатые алевролиты инзерской свиты. Мощность подинзерской свиты 120—130 м.

В антиклинали горы Веселой над верхнекатавскими отложениями развита довольно мощная связка терригенных пород инзерского типа. А.И. Олли отнес ее к верхнекатавской толще, В.А. Комар [1978] считает нижней подсвитой подинзерской свиты; мы рассматриваем ее как связку в составе этой свиты и называем икенской связкой. Над ней залегает карбонатная связка, к которой мы предлагаем отнести название "кислярская". Разрез свиты обнажен по р. Икень и ее притоку руч. Кисляр:

Икенская связка

Мощность, м

1. Желто-серые и буроватые мелкозернистые кварцевые песчаники, иногда полосчатые, с пропластками (до 2-3 см) зеленовато-серых кварцевых алевролитов и пачками сланцеватых аргиллитов 20-30
2. Зеленовато-серые сланцеватые аргиллиты с пропластками (1-1,5 см) красно-бурых кварцевых алевролитов и мелкозернистых кварцевых песчаников с ожелезненными зёрнами глауконита 15
3. Серо-зеленые и оливково-зеленые тонкослоистые алевролиты и мягкие сланцеватые аргиллиты с прослоями (2-3 см) средне- и мелкозернистых кварцевых песчаников, желто-серых, красно-бурых или полосчатых с пропластками ярко-зеленого глауконитового материала. 40-50

Мощность икенской связки 80—100 м.

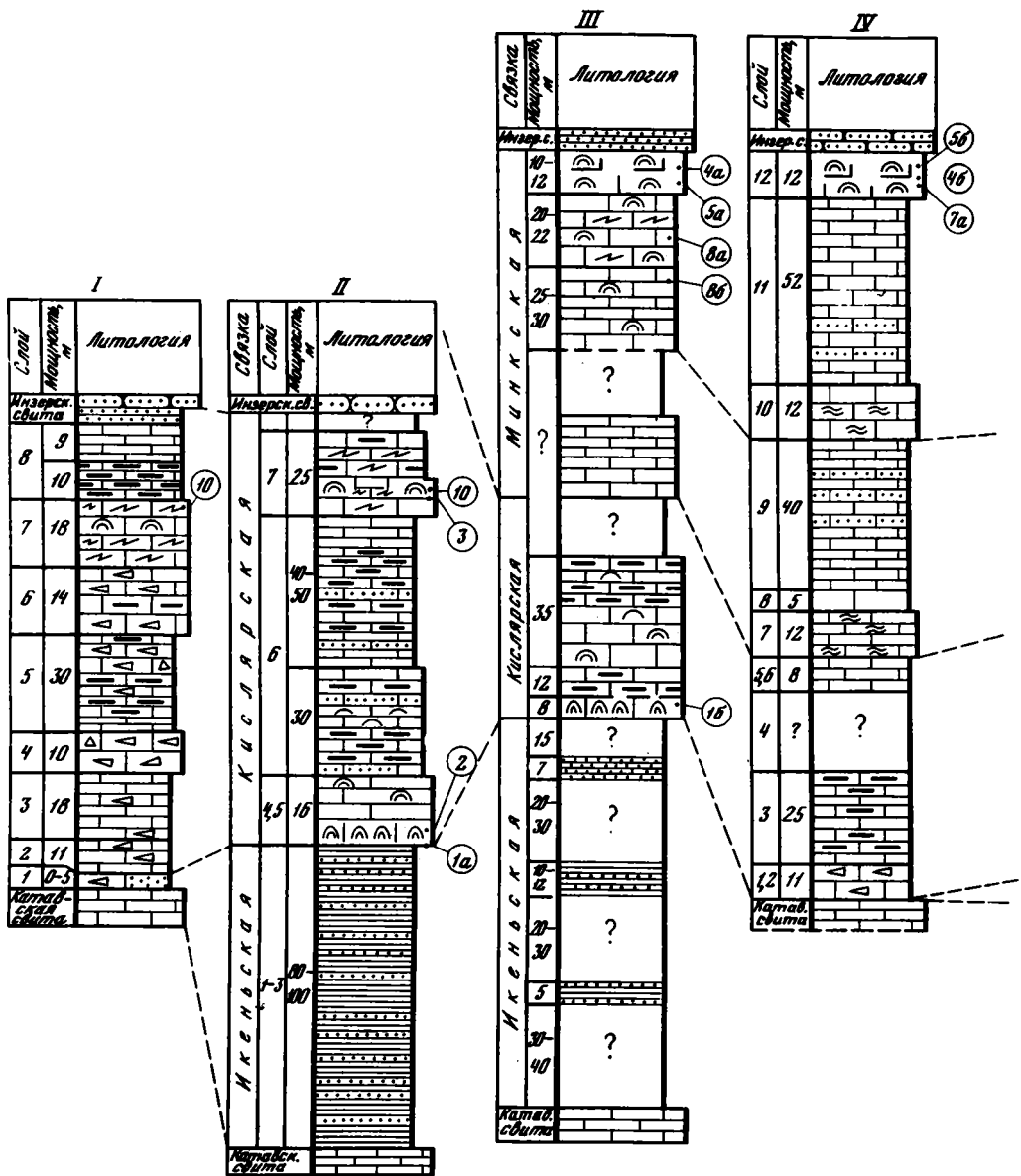


Рис. 14. Разрезы подинзерской свиты

I, II – антиклинали: I – Аджигардак, II – горы Веселой; III – моноκлираль Каратау; IV, V – Алатауский антиκлинорий: IV – р. Малый Шишениак, V – р. Большой Шишениак; VI – антиκлираль Яшкурт (р. Лемеза)

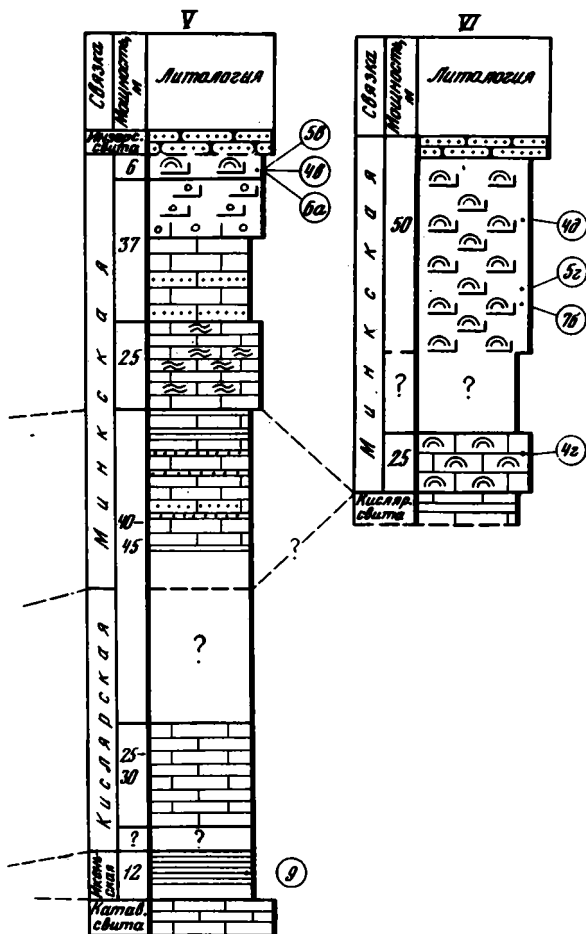
Условные обозначения см. на рис. 13

Цифры в кружках: 1–8 – строматолиты; 1a, 1б – *Conophyton garganicus* var. *ikeni* Raab. et Kom. (1a – обр. 4329/444, 445; 1б – 4580/845); 2 – *Con. reticulatum* Kom. (обр. 4580/75); 3 – *Baicalia* sp. (обр. 4580/118, 119); 4a–д – *Gymnosolen ramsayi* Steinn. (4a – обр. 4580/132; 4б – обр. 4329/144); 5a–г – *Parmites meridionalis* Raab. (5a – обр. 4580/101; 5б – обр. 4580/102; 5в – обр. 4580/105; 5г – обр. 4580/109); 6 – *Gymnosolen assymmetricus* Raab. (обр. 4580/134); 7a, б – *Poludia torta* Raab. (7a – обр. 4580/112); 8a, б – *Poludia mutabilis* Raab. et Kom. (8a – обр. 4329/329; 8б – обр. 4329/327); 9 – шишениакская микробиота; 10 – проблематичные структуры типа *Paleoduction*

Мощность, м

Кислярская связка

4. Светло-серые толстослоистые доломиты; их согласный контакт с подстилающей связкой обнажен у моста через р. Икенъ близ одноименного урочища. 6
5. Светло-серые и почти белые массивные и толстослоистые строматолитовые доломитизированные известняки с многочисленными постройками *Conophyton garganicus* var. *ikeni* и *Con. reticulatus* 8–10
6. Желто-серые доломитизированные известняки, участками кавернозные, песчанистые, внизу –



Мощность, м

- со столбчато-пластовыми строматолитами плохой сохранности; они чередуются с темно-серыми толстоплитчатыми пелитоморфными известняками. 70–80
7. Черно-серые толстоплитчатые известняки и доломитизированные известняки с узорчатыми структурами, проблематичными образованиями типа *Paleoduction* (рис. 15) и пластом (2,2 м) строматолитовых известняков с крупными постройками *Baicalia sp.* 25

Мощность кисляевской связки в этом разрезе превышает 130 м.

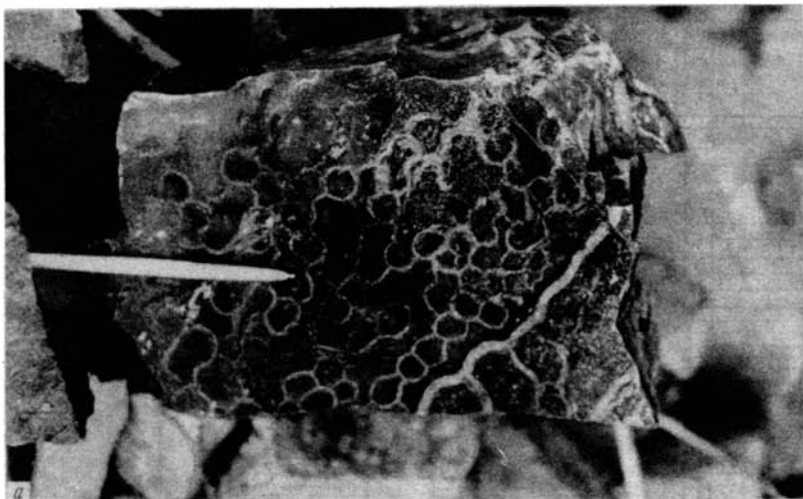
Необнаженный интервал в несколько метров отделяет эти породы от вышележащих инзерских песчаников и алевролитов. Значительная мощность терригенных пород, развитых в основании свиты (икенская связка) и присутствие конофитоновых и других строматолитовых пластов на том интервале, где в типовом разрезе изобилуют подводноползневые брекчии, придают разрезу антиклинали горы Веселой значительное своеобразие, но в верхней части разрезе обнаруживают большое сходство, а слои с *Paleoduction* представляют репер, правда, местного значения.

В пределах Алатауского антиклинория терригенные породы в основании подинзерской свиты развиты неповсеместно. Над толщей карбонатных пород примерно отвечающей объему свиты в типовом разрезе, развита еще одна связка известняков и доломитизированных известняков с многочисленными строматолитами, принадлежащими к ассоциации, резко отличной от той, которая присутствует в икенском разрезе. Общая последовательность лучше всего видна на Бакеевской моноклинали. В правом склоне долины р. Малый Шишеняк у д. Бакеево на породах верхнекатавской подсвиты согласно залегают:

Нижняя связка

Мощность, м

1. Серые среднеплитчатые известняки с линзами (до 0,25 м) карбонатных конгломерато-брекчий из неправильных обломков темного известняка, плавающих в светлом карбонатном цементе. 2.7



Р и с. 15. Проблематичные карбонатные структуры и столбчатые строматолиты из подинзерской свиты (фото М.Е. Раабен)

а – структуры типа *Paleoduction*; *б* – сопровождающие структуры, верхняя пачка, р. Сим; *в* – постройки *Waicalia*, верхняя пачка подинзерской свиты р. Икенъ

2. Темно-серые среднеплитчатые доломитизированные известняки с пластовыми и секущими прожилками светлого кальцита. 8
3. Темно-серые плитчатые известняки и доломитизированные известняки; отдельные пачки (2–3 м) представлены почти черными разностями с пропластками ярко-белого кальцита; встречаются редкие линзы конгломерато-брекчий, таких же, как в слое 1 25
4. Темно- и сизо-серые известняки, плитчатые, пересеченные множеством кальцитовых прожилок. Породы перетерты проходящими здесь тектоническими нарушениями: в массовом количестве наблюдаются брекчии трения, зеркала скольжения и т.п. не менее 100

Нарушенные породы видны в интервале, отвечающем по мощности 200–250 м, истинная его мощность не устанавливается. Выше прослеживаются в нормальном залегании.

Мощность, м

5. Черные тонкоплитчатые известняки с прослоями углистых черных глинисто-карбонатных сланцев 5 (видимая)
6. Черные тонкослоистые известняки с многочисленными неправильными прожилками белого кальцита 3

Верхняя связка

7. Темно-серые волнистослоистые известняки в основании с пластами крупных *Stratifera*. 12
8. Черные плотные однородные легко карстующиеся известняки, образующие маркирующий пласт. 5
9. Темно-серые и серые плитчатые известняки и доломитизированные известняки, местами обогащенные песчаным материалом 30–40
10. Буровато-серые толстослоистые известняки с пластом *Stratifera* (3 м) в средней части 12
11. Тускло-серые слоистые известняки с ребристой поверхностью: ряд пропластков обогащен кварцевым песчаным материалом. Встречаются серповидные карбонатные проблематики – "кулгуннины" и онколиты *Radiosus elongatus* и *Osagia crispa*. 52

Пачки 5–10 прослеживаются в правом склоне долины р. Малый Шишеняк, и в 1,5 км выше д. Бакеева видны налегающие на них:

Мощность, м

12. Серые, местами коричневатые неяснослоистые строматолитовые известняки с *Gymnosolen ramsayi*, *G. asymmetricus*, *Poludia torta*. 12

Верхние 1–2 м пород ожелезнены, на их неровной, со следами растворения поверхности залегают инзерские песчаники и алевролиты.

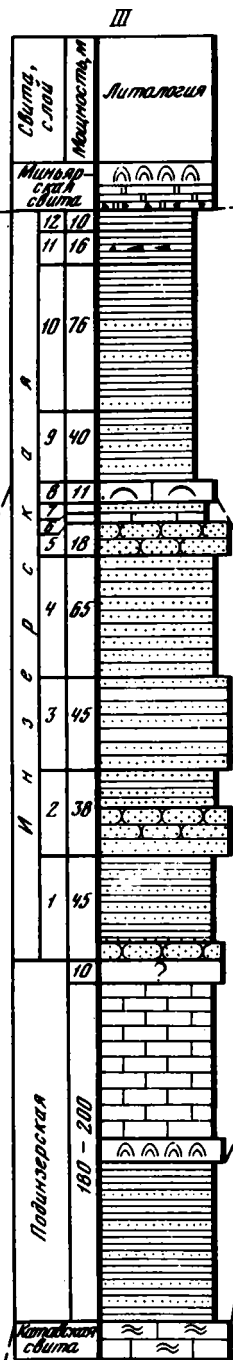
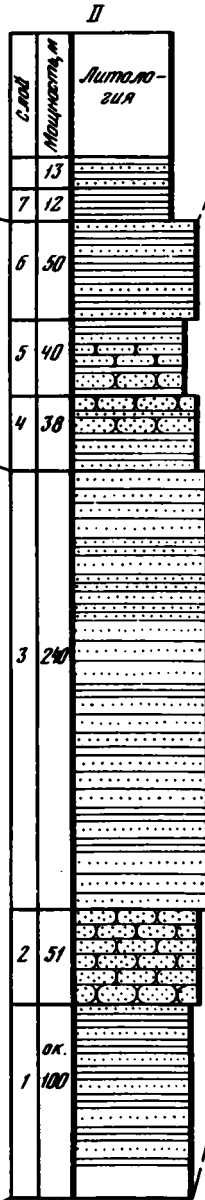
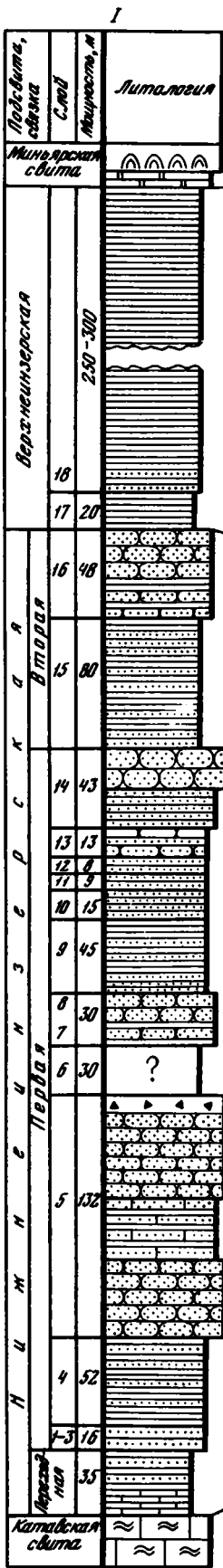
Южнее, в верхнем течении р. Большой Шишеняк в 6 км к северу от пос. Кулгуннино, в основании свиты присутствует пачка терригенных пород мощностью не менее 12 м, заключающая многочисленные микрофоссилии шишенякской биоты.

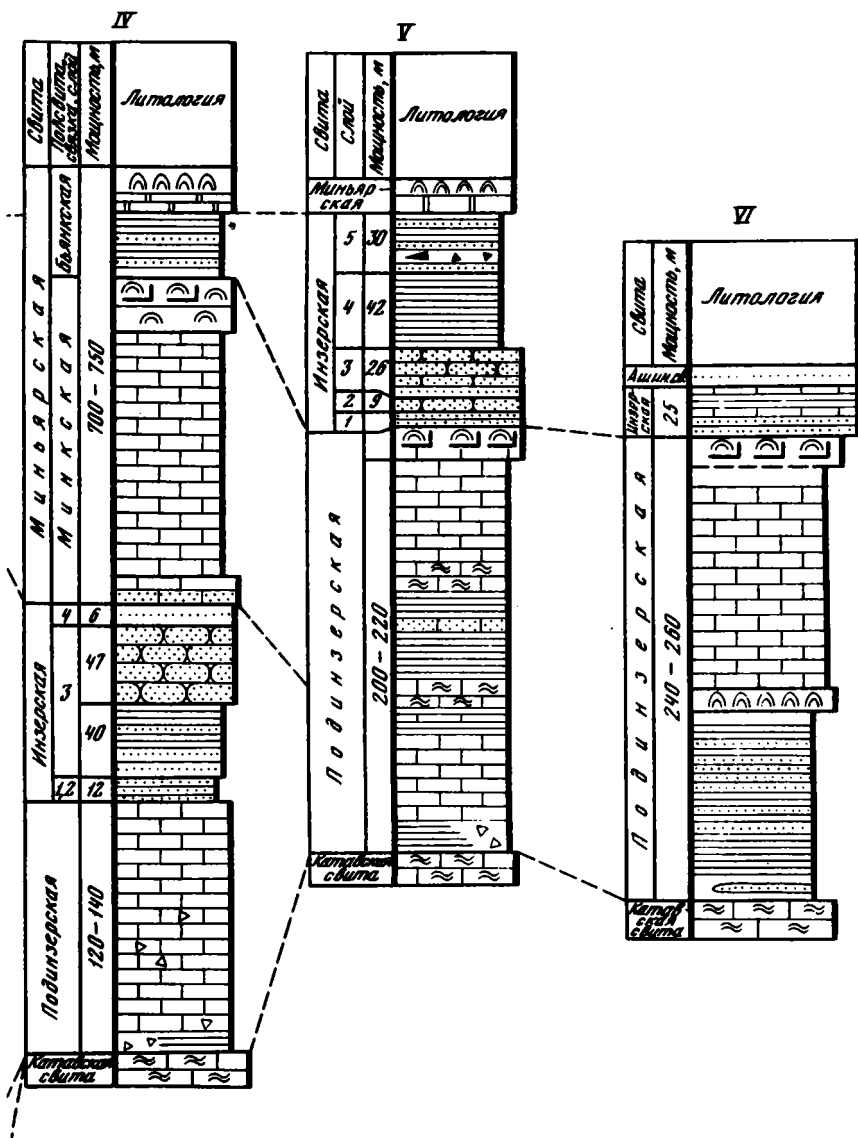
Породы нижней карбонатной связки прослеживаются по долинам рек Малый Шишеняк, Большой Шишеняк и Зилим. Верхняя связка обнажена во многих разрезах Ала-тауского антиклинория в ненарушенном залегании. Она хорошо видна к югу от д. Бакеева в разрезе Бакеевской моноклинали, у пос. Нурушево; здесь повторяется последовательность описанных выше пачек, верхняя содержит прекрасные столбчатые строматолиты *Gymnosolen ramsayi*, *G. asymmetricus*, *Parmites meridionalis* и другие, но мощность ее сокращается до 6 м, и ниже дифференцируется пласт онколитовых пород с *Osagia crispa*, *R. elongatus* и др. Севернее, в крыле следующей к западу моноклинали в среднем течении р. Зилим, мощность пачки пород со столбчатыми строматолитами той же ассоциации достигает 25–35 м, а еще далее к северу, на р. Лемезе у пос. Кысык, превышает 80 м; слои с пластовыми строматолитами под ними не наблюдались.

Верхняя связка не находит аналогов в типовом симском разрезе подинзерской свиты: в ней встречаются все формы столбчатых строматолитов, развитые в миньской подсвите миньярской свиты, а строение этой толщи-связки в разрезе Бакеевской моноклинали настолько близко к строению типового разреза миньской подсвиты, что М.Е. Раабен [1975] прямо отнесла ее именно к этому подразделению. Отсутствие под ней терригенных пород, аналогичных породам инзерской свиты опорного разреза Аджигардака, представлялось результатом тектонически нарушенной последовательности толщ. В действительности оно объясняется, по-видимому, спецификой наиболее западных разрезов внешней фациальной зоны верхнего рифея.

В моноклинали Каратау, в верховьях р. Аши, связка пород со столбчатыми строматолитами той же (миньской) ассоциации залегает над толщей пород, по своему строению аналогичной подинзерской свите антиклинали горы Веселой (рис. 16, см. рис. 14) и заключающей слои с *Coprophyton gargaricus* var. *ikeni* Kom.

Сравнивая все описанные разрезы, можно заметить, что с полным объемом подинзерской (симской) свиты Аджигардакской антиклинали и структуры горы Веселой





Р и с. 16. Разрезы инзерской свиты во внутренней и внешней фашиальных зонах

I, II – внутренняя зона, центральная часть Инзерского синклиория: I – р. Малый Инзер, II – р. Ямашта-I. III – VI – внешняя зона: III, IV – антиклинали: III – горы Веселой, IV – Аджигардак; V – Алатауский антиклинорий; VI – моноклираль Каратау

Разрезы миньярской и подинзерской свит даны в обобщенном виде

Условные обозначения см. на рис. 13

сопоставима только нижняя часть одноименной свиты Алатауского антиклинория и западной оконечности моноклинали Каратау. Этот интервал включает слон с *Coporhyton garganicus* var. *ikeni* Kom. et Raab., *C. reticulatus* Kom. и *Vaicalia* sp. К нему принадлежит и богатая шишенякская биота микрофоссилий, заключенная в икеньской связке и в ее аналоге на р. Малый Шишеняк. Помимо обычных для рифея видов *Kildinella*, характерны крупные акритархи *Chuaria circularis* Walc., *Tasmanites ripheicus* Jank., *Leiosphaeridia kulgunica* Janc., *Pterospermopsis simicus* Jank., а также нитчатые водоросли *Eomyetopsis* aff. *rugosa* Sch. et Bl., *E. rumatus* Jank., *Heliconema uralensis* Jank., *Pelysphaeroides contextus* Herm., *Polythrighoides lineatus* Herm., *Caudiculophycus acuminatus* Sch. et Bl., *Tortunema sibirica* Herm., *Glyptothrix alternata* Jank. и др. [Келлер, Янкаус-кас, 1980].

В Алатауском антиклинории и в верховьях р. Аши подинзерская свита наращивается верхней толщей пород со строматолитовой ассоциацией, аналогичной ассоциации миньской связки миньярской свиты. Помимо *Gymnosolen ramsayi* Steinm., *G. asymmetricus* Raab., *Parmites meridionalis* Raab., *Poludia torta* Raab. et Komer., на р. Зилим в ней отмечались *Katavia karatavica* Kryl. [Крылов, 1975 и др.].

Список микрофитритов из подинзерских отложений включает *Radiosus angularis* Z. Zhur., *Osagia silimensis* N. Kryl., *Nubecularites uniformis* Z. Zhur., *Radiosus aculeatus* Z. Zhur., *R. stirpitus* Z. Zhur., *R. praeramosus* Z. Zhur. [Стратотип рифея..., 1982]. Послойная привязка микрофитритов известна только для форм, отмеченных в описанных выше разрезах.

Мощность подинзерской свиты на р. Сим 120–140 м, в разрезах по рекам Икень и Аша 210–220 м; в Алатауском антиклинории она заметно возрастает, а на р. Лемезе достигает 350 м.

Инзерская свита

В инзерскую песчаниково-сланцевую свиту были обособлены толщи терригенных пород средней части каратауской серии. Свита названа по р. Инзер, в основу выделения легли разрезы центральной части Инзерского синклинория, где ее отложения образуют обширное поле выходов; в его северных разрезах они сохранились только в отдельных синклиналиях. В пределах внешней фациальной зоны инзерские породы протягиваются узкими полосами в крыльях положительных структур.

Обнаженность пород, как правило, слабая, в рельефе им отвечают обычно пониженные участки и пологие склоны. В составе инзерской свиты резко преобладают мелко- и среднезернистые песчаники, алевролиты и алевропелиты кварц-полевошпатовые, кварцевые, часто глауконитсодержащие; грубые кластиты очень редки; известняки, мергели, доломиты известны в подчиненном количестве и не во всех разрезах. Обычно инзерские породы яснослоистые, часто тонкополосчатые, имеют плитчатую отдельность и окрашены в пестрые, красные, зеленые и бурые тона. Как литофациальное подразделение инзерская свита весьма выразительна, хорошо отделяется от ниже- и вышележащих карбонатных толщ и служит излюбленным картировочным и корреляционным репером. Сходство с ней имеют некоторые пачки бедерьшинской подсвиты, икенская связка подинзерской свиты и завьяловская связка миньярской свиты (см. ниже).

Мощность инзерских отложений обычно варьирует от 100 до 900 м, но приводились минимальные мощности 25 и 40 м и максимальные до 1150 м. Во всяком случае, физический объем свиты резко колеблется от района к району.

Исследованиями последних лет на основе анализа соотношений с подстилающими и вышележащими толщами установлено, что стратиграфический объем инзерской свиты в различных районах также неодинаков. Скользящий характер нижней границы показан Б.М. Келлером [1968], В.А. Романовым [1973], М.Е. Раабен [1975, 1976] и В.А. Комаром [1978]. Налегание инзерских пород попеременно на верхнекатавские и подинзерские прежде либо объясняли трансгрессивным характером границ [Львов, Олли, 1935; и др.], либо оставляли без внимания. В сводной литературе просто сообщается о согласном залегании инзерской свиты на катавской, в состав которой включали и подинзерские отложения [Стратиграфия СССР, 1963; и др.]. Асинхронность верхней границы инзерской свиты выявлена лишь недавно [Раабен, 1981].

Строение разрезов свиты изменчиво, и на геологических картах она часто остается нерасчлененной. А.И. Олли отмечал, что непостоянство состава терригенных инзерских отложений затрудняет их расчленение, но все же считал возможным выделять две самостоятельные толщи – нижнеинзерскую (преимущественно песчаниково-алевролитовую) и верхнеинзерскую (аргиллитово-алевролитовую). В позднейшие сводки они вошли как подсвиты инзерской свиты. А.И. Олли подчеркивал, что подобный план строения выдержан не везде [Олли, 1948, с. 219–222]. Действительно, в разрезах большинства западных структур свита не имеет двучленного строения. Напротив, в Инзерском синклинории оно выражено отчетливо. Это видно прежде всего в типовом разрезе свиты; он впервые детально описан В.И. Козловым и публикуется здесь.

В типовом разрезе Инзерского синклинория свита обнажена от подошвы до кровли у слияния рек Большой и Малый Инзер. Основание видно в правом склоне долины Малого Инзера в 2,2 км ниже д. Ревети. Над катавской свитой (с переходной пачкой) залегают в непрерывном разрезе (см. рис. 16):

Мощность, м

Нижнеинзерская подсвита

Первая толща (связка)

1. Песчаники и алевролиты желто-серые и розоватые, в переслаивании с зеленовато-серыми алевропесчаниками и буро-розовыми аргиллитами. 5
2. Песчаники полевошпатово-кварцевые, зелено-серые, вверху – розовые, толстослоистые (0,7–1,2 м), с пачками розовых алевролитов 4

3. Неравномерное переслаивание песчаников мелкозернистых, серых, полевошпатово-кварцевых, известковистых и зеленых, глауконитовых, с алевролитами зеленоватыми и розовыми, тонкоплитчатыми. 7
4. Песчаники полевошпатово-кварцевые, известковистые, слюдястые, мелкозернистые, грубослоистые (0,2–0,8 м), с прослоями плитчатых алевролитов. Окраска пород розовая. 52

Выше лежащие пачки обнажены вдоль шоссе в 0,5 км от моста через р. Малый Инзер, на ее левом берегу:

Мощность, м

5. Песчаники полевошпатово-кварцевые, мелко- и среднезернистые, слюдястые, известковистые, зелено-серые и розоватые, с редкими прослоями вишневых алевролитов в средней части и с пластом (0,5 м) карбонатной брекчии из обломков буроватого глинистого известняка, цементированных серым алевролитовым известняком в кровле 132
6. Необнаженный интервал. 30
7. Алевролиты кварцево-глинистые, зеленовато-серые, с пропластками углисто-карбонатных сланцев и прослоями (2–5 см) мелкозернистых полевошпатово-кварцевых песчаников через каждые 3–10 м. Близ кровли залегает пластовое тело (25 см) габбро-диабазов 25
8. Песчаники полевошпатово-кварцевые, мелкозернистые, с прослоями (0,3–4 см) алевролитов, обогащенные углисто-глинистым материалом 5
9. Алевролиты кварцево-глинистые, зеленовато-серые, прорванные дайкой габбро-диабазов 45
10. Переслаивание зеленовато-серых полевошпатово-кварцевых слюдястых слабоизвестковистых песчаников (1–20 см) и серых кварцево-глинистых алевролитов (7–50 см). Развита пропластка углисто-глинистых сланцев 15
11. Алевролиты слюдястые, песчаные, тонкослоистые, зелено-серые. 9
12. Переслаивание слюдястых серо-зеленых алевролитов, мелкозернистых светло-серых песчаников и зеленых кварцево-глинистых алевролитов (прослой от 3–5 до 50 см) 8
13. Песчаники полевошпатово-кварцевые, мелкозернистые, светло-серые, иногда известковистые, в переслаивании с зеленоватыми среднезернистыми песчаниками и кварцево-глинистыми алевролитами; редкие прослой зелено-серых тонкоплитчатых аргиллитов 13
14. Неравномерное переслаивание грязно-желтовато-зеленых мелкозернистых полевошпатово-кварцевых песчаников с линзовидной слоистостью и буровато-зеленых тонкослоистых алевролитов, количество которых сверху убывает. 43

Вторая толща (связка)

15. Переслаивание вишневых алевролитов и зеленых глинисто-кварцевых алевролитов; через 0,5–1,5 м – тонкие прослой мелкозернистых полевошпатово-кварцевых серо-зеленых песчаников. 80
16. Переслаивание мелкозернистых светло-серых кварцевых известковистых песчаников и пестрых, вишневых и зеленых кварцево-глинистых алевролитов. Породы прорваны тремя дайками (до 20 см) габбро-диабазов 48

Верхнеинзерская подсвета

17. Глинистые сланцы табачно-зеленые, с тонкими пропластками темно-серых алевролитов и редкими прослоями (1–5 см) зеленовато-серых песчаников 20

Выше разрез обнажен в железнодорожной выемке в 0,5 км восточнее ст. Инзер, а также на левом берегу р. Большой Инзер в 2 км от слияния ее с р. Малый Инзер:

Мощность, м

18. Частое ритмичное переслаивание глинистых сланцев зеленых, серо-зеленых, вишневых и алевропесчаников мелкозернистых, серых, зеленоватых и буро-розоватых. Мощность прослоев сланцев внизу 0,5–3 см, выше – 40–80 см, прослоев песчаников 5–10 см; встречаются пропластки (до 10 см) буровато-розовых песчаных известняков и глинистых доломитов. Породы нарушены мелкими складками 250–300 м (приблизительно)

В основании скал на левом берегу р. Большой Инзер виден четкий контакт с выше лежащей пачкой розовых и палевых доломитовых мергелей с пропластками гравелитов и брекчий; выше залегают строматолитовые известняки с *Conophyton milogadovići* var. *kyūlovi*, и подошва миньярской свиты обычно проводится непосредственно в их основании. Правильнее, однако, проводить границу в подошве пачки розовых глинисто-карбонатных пород, с которых начинается верхняя карбонатная толща каратауской серии.

Мощность инзерской свиты в стратотипе не менее 780 м, вероятно, она близка к 900–1000 м. К нижней подсвете относится около 550 м; в составе нижнего интервала (420 м) неоднократно чередуются более грубые и более тонкозернистые мягкие породы, образующие несколько больших "надпачек", но, однако, их не удастся проследить даже в близком расположенном разрезе по р. Ямашта-I, в 14 км к юго-западу от пос. Инзер (см. рис. 16, I и II). Весь нижний интервал разреза здесь составляет одну мощную связку. Зато хорошо прослеживается (на том же уровне, как и в типовом разрезе) появление красных, богатых гидроокислами железа пород, они характерны для верхнего интервала (120–150 м) нижнеинзерской подсветы, являющегося ее второй связкой.

Основание верхнеинзерской подсвиты на р. Ямашта-I располагается примерно на том же уровне, как и в типовом разрезе и отмечено также появлением мягких зеленых сланцев. Верхняя часть подсвиты на Ямаште-I слабо обнажена, но преобладание мягких, часто рассланцованных до листоватости пород в верхней трети инзерской свиты прослеживается в Инзерском синклинии повсеместно, часто виден и характерный ритмичный тип переслаивания. Поэтому картирование подсвит здесь выполнимо и целесообразно. Представляется возможным и трассирование двух связей нижней подсвиты, аналогии которых намечаются также в северной части Инзерского синклиния. Некоторые особенности минерального состава пород, установленные в типовом разрезе, могут представлять интерес для корреляции различных его интервалов с инофаціальными аналогами во внешней фаціальной зоне. Так, обилие известкового и углистого материала в породах нижней связи хорошо согласуется с предположением, что подинзерская свита (в типовом объеме) отвечает в основном этому интервалу разреза. С ним согласуется и присутствие конседиментационных брекчий в том и другом подразделении. Значение таких брекчий, однако, не следует преувеличивать; они встречаются и на ряде других уровней. Например, в инзерской свите бассейна р. Инзер, по данным В.А. Комара [1978], который считает их хорошим маркером именно в верхней части свиты, они присутствуют также в 150–200 м от кровли.

В северной части Инзерского синклиния довольно подробно описан разрез по р. Куряку, как один из опорных для инзерской свиты. Здесь выделяются нижне- и верхнеинзерская подсвиты, и в составе нижней подсвиты выделены четыре пачки общей мощностью 250 м [Олли, 1948, с. 215]. Обобщая данные, эти пачки можно сгруппировать в две толщи-связки: нижнюю — светлых алевролитов и верхнюю — пестрых, преимущественно красных песчаников, богатых гидроокислами железа. В первом приближении они сопоставимы со связками типового разреза; мощность нижнеинзерской подсвиты здесь сокращена, а наиболее грубые разности тяготеют к кровле подсвиты. Суммарная мощность свиты достигает 650 м.

Восточнее, на той же широте в Юрюзанской синклинали, разрез относительно слабо дифференцирован и в составе пород резко преобладают алевролиты розовых и краснобурых тонов, внизу — известковистые, с подчиненными прослоями известковистых песчаников, в верхней части — глинистые, с прослоями аргиллитов, чаще всего превращенных в сланцы. Мощность свиты сокращена до 200–400 м [Горяинова, Фалькова, 1935; Старостина, 1962].

На восточном крыле Башкирского мегантиклинория инзерская свита картируется в Авзянском и Тирляньском районах, и разрезы их иногда выделялись в особый восточный тип [Романов, 1973]. Такое их объединение, а также их противопоставление другим разрезам представляется искусственным. Разрезы Авзянского района как бы являются прямым продолжением разрезов внутренней фаціальной зоны. Представителен в этом отношении разрез по р. Кальтыгау; его сходство с курякским разрезом отмечалось А.И. Олли, но особенно хорошо он увязывается с типовым инзерским разрезом. Инзерская свита здесь залегает на катавской, непосредственный контакт не вскрыт, но наличие карбонатных прослоев в нижних 100 м инзерских отложений свидетельствует о постепенном характере перехода:

Мощность, м

Нижнеинзерская подсвита

- | | |
|--|-----|
| 1. Кварцевые, мелкозернистые песчаники и алевролиты, серые, разноплитчатые, с прослоями пелитоморфных и алевролитистых серых известняков | 66 |
| 2. Плотные крепкие кварцево-известковистые песчаники с прослоями темных кварцевых алевролитов. | 42 |
| 3. Известняки серые, пелитоморфные | 4 |
| 4. Плотные известковистые кварцевые песчаники | 14 |
| 5. Неравномерное переслаивание кварцитовидных, часто известковистых песчаников и рассланцованных алевролитов | 100 |
| 6. Кварцевые и кварцево-известковистые зеленовато-серые алевролиты, сверху — с прослоями серых кварцитовидных песчаников. Породы прорваны дайкой габбро (20 м) | 70 |
| 7. Серые и светло-серые кварцевые алевролиты, внизу — известковистые, с тонкими прослоями мелкозернистых кварцевых песчаников | 126 |

Верхнеинзерская подсвита

- | | |
|--|----|
| 8. Ритмичное переслаивание кварцевых алевролитов и песчаников, серых и светло-серых, в верхней трети — серых и розовых | 70 |
| 9. Ритмичное переслаивание розовых алевролитов и мелкозернистых кварцевых песчаников | 50 |
| 10. Ритмичное переслаивание серых и розовых алевролитов и песчаников | 35 |

11. Пестрое переслаивание кварцевых алевролитов и мелкозернистых кварцево-глинистых песчаников, розово-серых и зелено-серых 86
12. Переслаивание розовых и зеленых алевролитов и мелкозернистых песчаников кварцевых, в верхней части — с прослоями желтоватых пелитоморфных глинистых известняков и доломитов . . . 96

Видимая мощность свиты 764 м, полная — около 800 м, она близка к мощности ее в Инзерском синклинии. Как видно из описания, здесь повторяются основные особенности строения типового разреза, отличия состоят в почти полном отсутствии аргиллитов и резком преобладании алевролитов, что, однако, характерно и для восточных разрезов внутренней подзоны. Кроме того, породы беднее глауконитом и окислами железа, что обуславливает их более бледную окраску.

В северной части Авзянского района мощность инзерских отложений сокращается до 600—400 м и разрез представлен преимущественно алевролитами, иногда — с 60-метровой пачкой песчаников в нижней части [Старостина, 1962; Романов, 1973]. По составу пород и мощностям он очень близок к разрезам северо-восточной части внутренней полосы Западной подзоны.

Разрезы западного крыла Башкирского мегантиклинория и его восточного крыла, вскрытого в Авзянском районе, построены по единому плану, обнаруживают однонаправленные изменения и в первом приближении могут считаться не только литофациальными, но и стратиграфическими аналогами.

Во внешней фациальной зоне западного крыла Башкирского мегантиклинория строение разрезов инзерской свиты неоднородно и меняется от одной группы структур к другой. Мощности по сравнению с типовым разрезом повсеместно сокращены.

Разрез антиклинали Аджигардак замечателен тем, что в нем инзерская свита залегает между типовыми разрезами подинзерской и миньярской свит. Мощность свиты составляет всего 105—107 м.

В едином обнажении свита вскрыта в г. Миньяре по ул. Октябрьской (см. рис. 16, IV). На описанной ранее пачке подинзерских известняков согласно залегают:

Мощность, м

1. Серо-зеленые среднеплитчатые сланцевые алевролиты 4
2. Серо-зеленые плитчатые глинистые алевролиты с отдельными прослоями буровато-серых мелкозернистых кварцевых песчаников и алевролитов 8
3. Среднеплитчатые мелкозернистые крепкие буровато- и вишнево-красные, часто полосчатые кварцевые песчаники с тонкими пропластками, обогащенными ярко-зеленым глауконитом, серо-зеленые кварцевые алевролиты и глинистые сланцы красно-бурых и серо-зеленых тонов 87
4. Кварцевые, несколько ожелезненные песчаники серо-желтые, у кровли темно-малиновые с зелеными пятнами, плитчатые 6

В 1 м выше залегают кремво-серые песчаные известняки миньской подсвиты миньярской свиты. Мощность инзерской свиты 105—107 м. Строение третьей пачки, вскрытой здесь в непрерывных, но заваленных щебенкой выходах, наблюдалось в более свежем разрезе на склонах возвышенности левого берега р. Сим в канавах, проложенных при постройке телевизионной вышки. Полосчатые глауконитосодержащие песчаники и серо-зеленые алевролиты тяготеют к нижней половине пачки, красно-бурые и вишневые среднеплитчатые песчаники резко преобладают в верхней половине; желто-серые песчаники появляются только вблизи кровли свиты. Сама кровля, а также подошва инзерской свиты здесь не обнажены.

Верхний контакт с породами миньской подсвиты был хорошо вскрыт небольшой выемкой у подножия мыса на правом берегу долины р. Миньяр, у ее соединения с долиной р. Сим. Граница отмечена признаками размыва: верхняя пачка инзерских пород — тонкослоистых, но грубоплитчатых серо-желтых песчаников — имеет неровную поверхность, с карманами глубиной до 10—15 см; они выполнены мелко- или редкогалечным конгломератом, местами развитым в подошве миньской подсвиты [Раабен, 1975].

Подошва инзерской свиты располагается в разрезе Аджигардакской антиклинали на более высоком уровне, чем в типовом разрезе Инзера, кровля же трассируется на более низком стратиграфическом уровне: она отделена толщей пород мощностью более 150 м от маркирующего пласта со строматолитами *Coprophyton mloradoviči* var. *krylovi* Raab., который в инзерском разрезе почти непосредственно перекрывает верхнеинзерскую подсвиту. Мощность инзерской свиты на Аджигардаке на порядок меньше, чем в Инзерском синклинии, и инзерские отложения представляют довольно однородную связку, похожую по составу пород на вторую связку типового разреза Курьякской антиклинали.

В смежной структуре Воробьиных гор мощность инзерской свиты, по данным В.А. Комара [1978], сокращена до 60–80 м, а на западной оконечности моноклинали Каратау – до 20–25 м. С.М. Домрачев справедливо считал последний разрез неполным. В литературе для инзерской свиты этого района приводятся и мощности порядка 100 м, но это объясняется тем, что в верхнем течении р. Аши инзерской свитой обычно считали не верхнюю, маломощную пачку зеленых алевролитов с прослоями известняков, перекрытую ашинской свитой (см. рис. 16), а более представительную толщу пестрых алевролитов, аргиллитов и мелкозернистых песчаников (икеньскую связку), залегающую на верхнекатавских отложениях и, по сути, также отвечающую одному из интервалов типового разреза инзерской свиты.

В Березовской антиклинали инзерская свита достигает мощности 400–450 м и залегает на верхнекатавской подсвите; сверху она граничит с миньской подсвитой, как и на антиклинали Аджигардак. Подинзерская свита здесь не развита. Мы не считаем возможным относить к ней 12 м сероцветных известняков, подстилающих породы инзерской свиты, как предложено В.А. Комаром: аналогичная пачка присутствует в типовом разрезе на р. Малый Инзер и из состава катавской свиты не выделяется [Комар, 1978; Раабен, 1981].

На периклинальном замыкании структуры горы Веселой инзерская свита имеет дуэльное строение. Она обнажена по притоку р. Икень руч. Кисляр и впадающему в него руч. Сухой Дол; на возвышенностях по бортам их долин в ряде точек видно налегание инзерских пород на черные и темно-серые известняки с описанными выше узорчатыми разностями. Непосредственный контакт не наблюдался, но нескрытый интервал на левом борту Сухого Дола сокращен до 6–8 м (см. рис. 16, III).

Мощность, м

Нижнеинзерская подсвита

1. Мелко- и среднезернистые кварцевые песчаники в неравномерном переслаивании со сланцеватыми плитчатыми алевролитами и аргиллитами; окраска варьирует от зеленовато-серой до красновато- и желтовато-бурой и желто-серой 45
2. Те же породы, но с прослоями ярко-зеленых глауконитовых песчаников 38
3. Среднезернистые кварцевые песчаники желтовато- и зеленовато-серые, крепкие, толсто- и среднеплитчатые 45
4. Мелкозернистые кварцевые песчаники тонкослоистые, иногда полосчатые, плитчатые, зеленовато-серые 65
5. Среднезернистые кварцевые и кварцево-глауконитовые песчаники желто-серые и розоватые, прослоями – полосчатые, тонкослоистые, с толстоплитчатой отдельностью 18
6. Известковистые кварцевые песчаники с глауконитом, сверху переходящие в алевролитистый доломит; окраска и текстура, как в слое 5 3
7. Песчаники кварцевые с глауконитом, мелкозернистые, с точечным ожелезнением, полосчатые, тонкоплитчатые 6 м

Верхнеинзерская подсвита

8. Известняки серые, пелитоморфные, местами с примесью алевролитовых зерен кварца и глауконита. В основании – строматолитовые столбчато-пластовые постройки плохой сохранности. В средней части – прослой (0,5 м) известковистых кварцевых песчаников с глауконитом. 11
9. Алевролиты и мелкозернистые песчаники кварцевые, с глауконитом, местами ожелезненные, с прослоями серо-зеленых и розовых аргиллитов. 40
10. Мелкозернистые полимиктовые песчаники, прослоями обогащенные глауконитом, слоистые, разноплитчатые, с пачками (1–6 см) розовых и зелено-серых рассланцованных алевропелитов. . . 76
11. Переслаивание зеленовато-серых и зеленых сланцев, слюдястых аргиллитов, мелкозернистых буровато-серых и коричневых песчаников и алевропесчаников. В средней части – линзы конгломерато-брекчий (до 0,5 м) из обломков тех же пород в известковистом цементе 16
12. Пестрые тонкоплитчатые известковистые алевролиты и аргиллиты с линзочками песчаных кремневых известняков и мелкими постройками *Paniscollenia Korol.* 10

Выше залегают пачка пестрых мергелей и песчаных известняков, а над ней – пласт с *Soprophyton miloradoviči var. krylovi*. Таким образом, инзерская свита в этом разрезе сверху ограничена теми же слоями, что и на р. Инзер, но ее основание залегает примерно на том же уровне, что в разрезе Аджигардака.

В разрезах структур Алатауской группы и на антиклинали Яшкурт (р. Лемеза) инзерскую свиту подстилает верхняя связка подинзерской свиты, не представленная в ее типовом разрезе (см. выше): строматолитовые известняки с *Gymnosolen gamsayi*, *Parmites meridionalis* и др. Основание свиты наблюдалось на р. Лемезе против устья руч. Кысык, а также во многих пунктах в бассейне р. Зилим. Граница свит повсеместно резкая, и на контакте часто видны следы слабого размыва или растворения.

На р. Малый Шишеняк, ниже хут. Нурушево хорошо обнажены нижние горизонты

инзерской свиты. Непосредственно на поверхности строматолитовых известняков с *Parmites meridionalis*, несколько ожелезненных, залегают (рис. 16, V).

Мощность, м

1. Песчаники кварцевые, известковистые, серо-желтые, правильно-слоистые, полосчатые, с пропластками, обогащенными глауконитом 6
2. Более массивные кварцевые песчаники, желтовато-серые и бурые, с прослоями (8–10 см) сланцеватых алевропелитов 9
3. Вишнево-красные кварцевые песчаники, плотные толстослоистые и плитчатые тонкослоистые . 26
4. Серо-зеленые алевролиты и тонкозернистые кварцево-глауконитовые песчаники . . . 5 (видимая)

Выше д. Бакеева у устья руч. Кужай обнажены в нормальной последовательности почти все слои инзерской свиты, за исключением самых нижних, находящихся здесь в пределах тектонически нарушенной полосы. Над породами, аналогичными породам слоев 3 и 4 описанного выше разреза, наблюдается (по данным Г.И. Богатыревой):

Мощность, м

4. Переслаивание зеленовато-серых полосчатых плитчатых глауконитовых песчаников (по 0,5–10 см) и темно-зеленых и серых слюдистых алевролитов 37
5. Песчаники глауконитовые, зеленовато-серые, прослоями карбонатные, в нижней части – с линзами (25–75 см) темно-красных карбонатных брекчий, сверху – с пачечками алевролитов . . . 30

Выше залегают породы миньярской свиты, заключающие пласт с *Con. miloradoviči* var. *krylovi* близ своего основания.

Исходя из положения кровли и подошвы инзерской свиты, можно предполагать, что здесь развиты главным образом аналоги верхней подсвиты типового разреза. Пестрота окраски пород, частое чередование тонко- и более крупнозернистых прослоев во всех пачках и наличие известковистых разностей обычны для его верхнего интервала, но фации пород в Алатауском антиклинории более грубозернистые.

Таким образом, все подразделения, которые картируются как инзерская свита во внешней фациальной зоне, имеют объем, гораздо меньший, чем инзерская свита Инзерского синклинория. В различных участках внешней зоны они не адекватны. Стратиграфический объем, как и мощности, является наибольшим в разрезах структур, примыкающих к Инзерскому синклинорию – антиклиналях Березовской и горы Веселой, и сокращается в разрезах более удаленных: на антиклиналях Аджгардак инзерские отложения отвечают только средней части типового разреза свиты, в районах Алатауского антиклинория – только верхнему его интервалу.

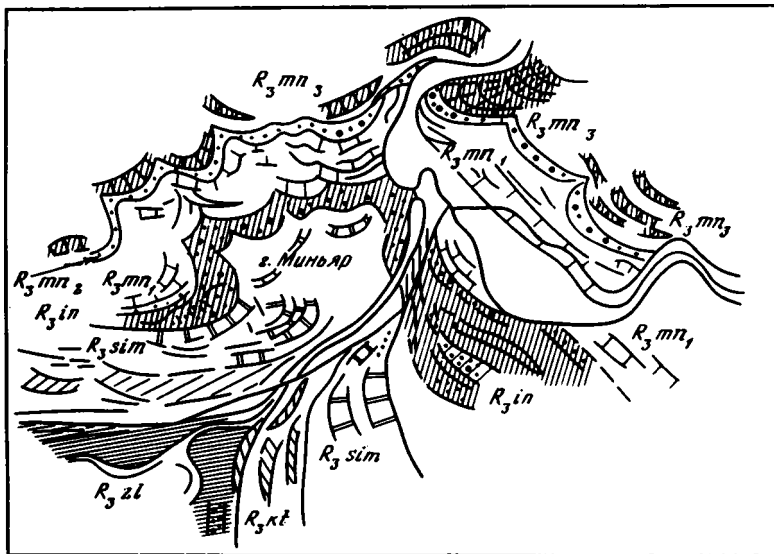
Миньярская свита

Миньярская свита (верхняя свита доломитов) выделена по р. Миньяр и ее типовой разрез принадлежит Аджгардакской антиклинали. Ее отложения широко распространены на западном крыле Башкирского мегантиклинория, но не образуют больших площадей.

Миньярская свита в различных районах имеет неодинаковый стратиграфический объем. Долго ее считали подразделением стратиграфически выдержанным, но не поддающимся расчленению. Ю.Р. Беккер [1961] выделил в ее составе нижнюю (миньскую) и верхнюю (бянскую) подсвиты, и это дало ключ к расшифровке стратиграфии миньярских отложений. При попытках проследить подсвиты за пределами Аджгардакской и Сулеймановской антиклиналей, где они были выделены, выяснилось, что нижняя, миньская подсвита, по сути, является лишь связкой: она во многих районах либо целиком замещается терригенными породами инзерской свиты, либо тесно связана с нижележащими карбонатными толщами и картируется вместе с ними в составе подинзерской свиты. Последнее обуславливает черты общности палеонтологической характеристики подинзерских и миньских отложений.

Отложения миньярской свиты содержат на ряде уровней фитолиты и растительные микрофоссилии. Видную роль в решении вопросов ее детальной стратиграфии играют слои со строматолитами; особенно велико значение пласта с *Conophyton miloradoviči* var. *krylovi*, повсеместно залегающего в основании стабильно построенной верхней части каратауской серии – сулеймановского горизонта [Раабен, 1981], которому в стратотипе отвечает только карбонатная толща бянской подсвиты, а в ряде районов – весь объем миньярской свиты.

Типовой разрез свиты в окрестностях г. Миньяра прекрасно обнажен (рис. 17, 18); над миньярским прудом в обрывах мыса правого берега подтопленной долины р. Миньяр



Р и с. 17. Схема расположения выходов миньярской свиты каратавия и подстилающих отложений в районе г. Миньяра

Свиты: 1 — зильмердакская, 2 — катавская, 3 — подинзерская (симская), 4 — инзерская, 5 — 7 — миньярская (5 — минская подсвита, 6 — завьяловская связка, 7 — карбонатная толща бьянской подсвиты — сулеймановский горизонт)

видна в непрерывных обнажениях его нижняя половина. Основание было вскрыто выемкой у подножия скал на оконечности мыса. На неровной поверхности инзерских отложений залегают (см. рис. 18, Г):

Мощность, м

Минская связка

1. Редкогалечный конгломерат с мелкими окатанными гальками кварца, яшм, изверженных выветрелых пород, алевролитов и мелкозернистых кварцевых песчаников. Желтые и серо-зеленые алевролиты встречаются также в виде полукатанных плиток и угловатых обломков. Цемент песчанистый, кварцево-глауконитовый, сильноизвестковистый. Галечный материал концентрируется в углублениях поверхности подстилающего слоя; иногда он почти отсутствует, и порода переходит в неправильнослоистый песчаник с линзами гравелита, окрашенный в серо-желтые, вишневые или оливковые тона. 0,05—1,5
2. Желто-серые косослоистые кварцевые песчаники, местами ожелезненные, сильноизвестковистые, сверху они переходят в кремовые песчаные известняки. 2,5
3. Кремовые и светло-серые, местами ожелезненные известняки с прослоями оолитовидных разностей, переполненных микрофитолитами *Osagia crispa* Z. Zhur., *Radiosus elongatus* Z. Zhur., *R. minjarcicus* Zabz. 10
4. Темные, серые и буроватые тонко-неправильноплитчатые известняки, прослоями оолитовидные, с *Osagia crispa*, *Radiosus elongatus*, *R. minjarcicus*; встречаются пачки со струйчатой текстурой, похожей на малгинелловую, и линзы мелкоплитчатых конгломератов. 70
5. Серые и буроватые песчаные плитчатые известняки; песчаный материал в виде тонких пропластков, поверхность слоев ребристая. Встречаются проблематичные карбонатные структуры типа *Kulguilina* и волнистослоистые строматолиты *Stratifera* sp. 30
6. Коричнево-серые известняки с многочисленными пластами *Stratifera* sp. и редкими постройками *Tungussia colémi* Raab., *Poludia mutabilis* Raab. et Kom., с ними связаны линзы конседиментационных конгломерато-брекчий. Микрофитолиты те же, что и в слое 4 55
7. Толстослоистые сизо- и коричнево-серые известняки с *Alternella bianca* Raab. 20—25
8. Серо-коричневые доломитизированные известняки с *Gymnosolen ramsayi* Steinm., *Poludia torta* Raab. et Kom. 8

В верхней части породы пачки 8 ожелезнены. В гребне мыса видно, как на неровную поверхность с выступающими вершущками столбчатых построек налегают терригенные породы, отнесенные Ю.Р. Беккером к бьянской подсвите. М.Е. Раабен [1975] включила их в минскую подсвиту. Мы выделяем их в качестве особой связки, которую называем завьяловской по д. Завьяловке на северном берегу Миньярского пруда. По облику и составу эти породы резко отличаются от ниже- и вышележащих карбонатных толщ и напоминают отложения инзерской свиты, за которую их иногда и принимали. В описываемом разрезе над слоем 8 прослеживаются:

Завьяловская связка

- 9. Вишнево-красные плитчатые кварцевые мелкозернистые песчаники. 4
- 10. Серо-зеленые алевролиты с тонкими (2–3 см) прослоями красно-бурых мелкозернистых крепких песчаников 20
- 11. Зеленовато-серые и пестрые сланцеватые аргиллиты 11

У д. Завьяловки, на ее западной окраине, в высоком обрыве видно залегание пород этой связки между строматолитовыми известняками минской подсвиты с прекрасными постройками *Gymnosolen ramsayi* Steinm. и *Parmites meridionalis* Raab. с 1-метровым пластом *Stratifera* в кровле (слой 8) и породами карбонатной толщи бьянской подсвиты, заключающими биостромный пласт с *Conophyton miloradoviči* var. *krylovi* Raab. В 2 км восточнее, над ст. Бьянка, в хорошо обнаженном слое 11 завьяловской связки описаны микрофоссилии родов *Kildinella*, *Protosphaeridium*, *Synsphaeridium* [Келлер, Янкаускас, 1980]. Непосредственно выше в карьерах великолепно обнажены породы, составляющие карбонатную толщу бьянской подсвиты Ю.Р. Беккера.

Мощность, м

Аджигардакская (суходольская) связка

- 12. Желто-бурые, кремовые и зеленоватые глинистые известняки с прослоями аргиллитов и деформированными растворением постройками строматолитов 6

На северо-западной окраине г. Миньяра (ул. Козлова) в этом слое описана *Frutexina rubia* Raab.; породы сильно ожелезнены и заключают в основании прослой конгломерата с мелкой галькой кварца, яшмы и плиточками сланцев:

Мощность, м

- 13. Светлые, желтовато-серые доломиты, образующие пластовый биостром с *Conophyton miloradoviči* var. *krylovi* Raab. 5–6
- 14. Белые и светло-серые кристаллические доломиты, внизу с микрофитолиитами *Osagia crispa* Z. Zhur., *Radiosus elongatus* Z. Zhur., *Asterosphaeroides sparsus* Z. Zhur. 15

Кужайская связка

- 15. Желто-серые плитчатые доломиты с редкими линзами строматолитовых известняков с *Tungussus perforata* Raab. et Kom. и невыдержанными пачками зеленых глауконитово-кварцевых алевролитов или мелкозернистых песчаников (до 7 пачек по 0,3–1,0 м) 30
- 16. Светло-зеленые кварцево-глауконитовые известковистые алевролиты 0–6
- 17. Желто-серые и серые плитчатые известняки и доломиты в неправильном переслаивании с темно-серыми "узорчатыми" или брекчиевидными известняками и линзовидно залегающими строматолитовыми доломитами с *Tungussia perforata* Raab. et Kom., *Poludia* cf. *polymorpha* и микрофитолиитами *Osagia crispa*, *Radiosus elongatus*, *R. tenuis* 50
- 18. Серые массивные доломиты, чередующиеся с черными плитчатыми доломитами и с толстослоистыми, иногда "узорчатыми", часто брекчиевидными доломитами и известняками. В верхней части содержат микрофитолиты *O. crispa*, *Radiosus elongatus*, *R. aculeatus*, *R. tenuis*, *R. lucidus*, *Asterosphaeroides sparsus* и отдельные пласты с *Minjaria uralica* Kryl. 100

Балаевская связка

- 19. Неравномерноплитчатые серые доломиты с небольшими стяжениями кремней; содержат микрофитолиты *Vesicularites vapolensis* Zabr., *V. raabena* Zabr., *V. enigmatus* Zabr., *V. parvus* Zabr., *V. elongatus* Zabr., *V. pusillus* Zabr., *Asterosphaeroides ruminatus* Z. Zhur.; из кремней описана биота объемных микрофоссилий [Schopf et al., 1977] 45
- 20. Серые массивные известняки с двумя пластами *Minjaria uralica* и микрофитолиитами, как в слое 19, и, кроме того, *Osagia crispa* Z. Zhur., *Radiosus minjaricus* Zabr., *R. elongatus* Z. Zhur. 12
- 21. Серые, различных оттенков доломиты и известняки со стяжениями и пластами (до 0,5 м) темно- и желто-серых кремней 150–200

Пачки 18–21 описаны по железнодорожной выемке в 2 км восточнее ст. Бьянка, у моста, на правом берегу р. Сим. На левом берегу С.М. Домрачев описал типовой разрез укской свиты и подстилающую, самую верхнюю связку миньярской свиты. Ю.Р. Беккер [1961] писал о ней как о "бескремневой", а В.Е. Забродин [1968] – как о шубинской пачке.

Мощность, м

Шубинская связка

- 22. Глинистые, брекчиевидные и обломочно-органогенные известняки 15

В основании С.М. Домрачев описал пласт брекчий с обломками строматолитовых пород в порошокватой железисто-марганцевистой породе; из вышележащих органогенных известняков Л.В. Хмелевская определила ходы червей, В.П. Нехорошев – мшанки *Fistulipora*; по современным данным, последние в действительности представляют строматолиты *Heterostylia zilimica*; в той же пачке имеются крупные желваковые коллени.

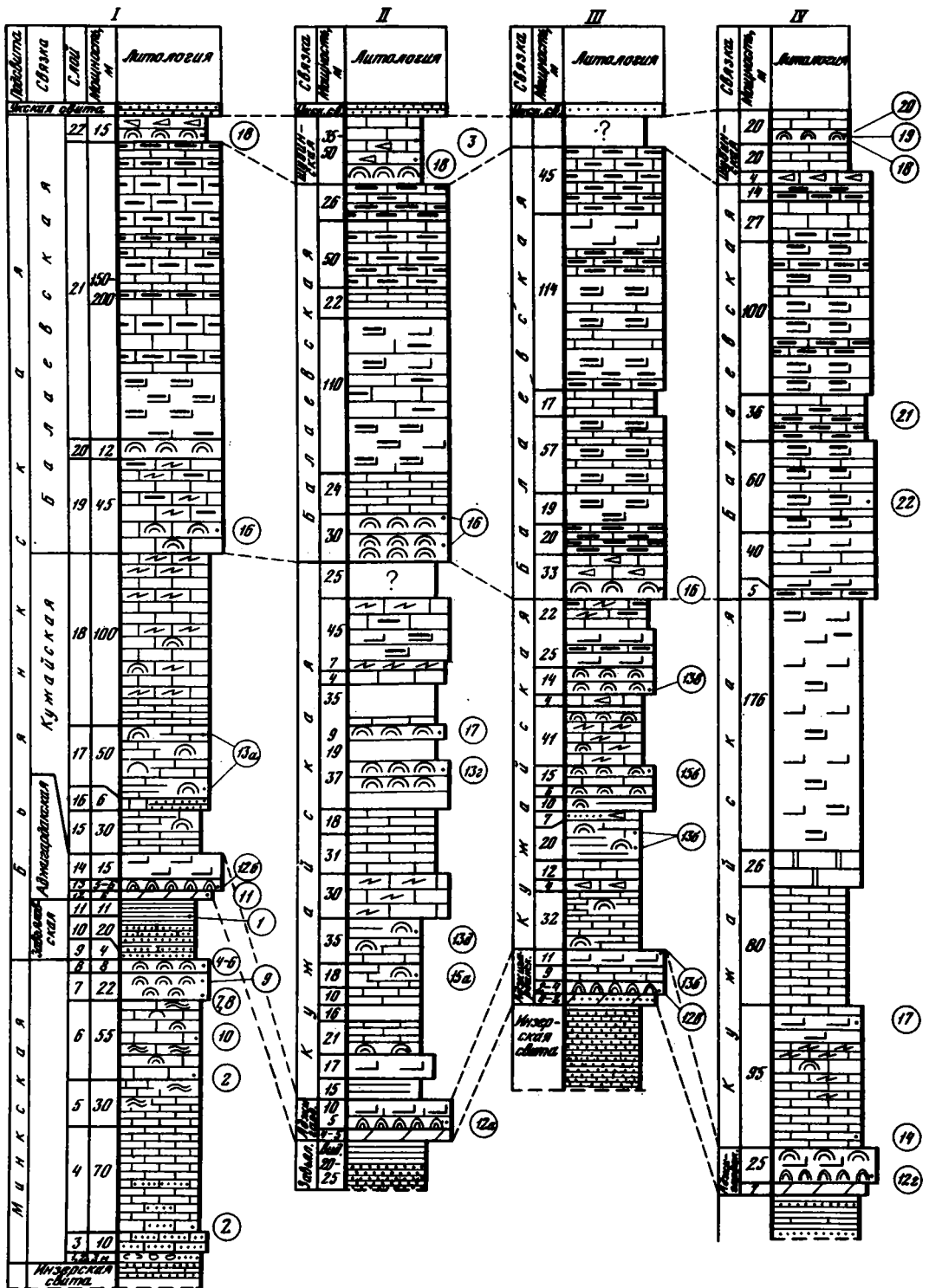


Рис. 18. Разрезы миньярской свиты

I, II – антиклинали: I – Аджигардак (г. Миньяр, типовой разрез), II – Сулеймановская; III – Бакеевская моноклинал (руч. Кужай); IV – инзерский синклиорий (пос. Инзер)

Условные обозначения см. на рис. 13

Цифры в кружках – органические остатки: 1 – бьянская биота микрофоссилий; 2 – миньская ассоциация микрофитолитов; 3 – шубинская ассоциация микрофитолитов; 4–19 – строматолиты: 4 – *Gymnosolen ramsayi* Steinm. (обр. 4580/130), 5 – *Parmites concrescens* var. *meridionalis* Raab. (обр. 4329/822), 6 – *Gymnosolen asymmetricus* Raab. (обр. 4580/135), 7 – *Poludia torta* Raab. (обр. 4329/132), 8 – *P. mutabilis* Raab. et Kom. (обр. 3572/140), 9 – *Alternella bianca* Raab. (обр. 3572/120), 10 – *Tugussia colcimi* Raab. (обр. 4580/117), 11 – *Frutexina rubia* Raab. (обр. 4580/210), 12a – 2 –

Conophyton miloradoviči var. *krylovi* Raab. (12a – обр. 4329/103; 12б – обр. 4329/104; 12с – обр. 4329/414-417), 13a–д – *Tungussia perforata* Raab. et Kom. (13a – обр. 4329/118; 13б – обр. 4580/187-188; 13в – обр. 4580/189; 13г – обр. 3572/124; 13д – 4329/113), 14 – *Poludia* cf. *polymorpha* Raab. (обр. 4580/121), 15a, б – *Parmites nubilosus* sp. nov. (15a – обр. 4329/116; 15б – обр. 4329/1672), 16 – *Minjaria uralica* Kryl., 17 – *Tungussia* sp., 18 – *Heterostylia zilimica* Raab., 19 – *Patomella kelleri* Raab. 20–22 – микрофитолиты (см. описание миньярской свиты Инзерского синклинория)

Граница с укской свитой проведена по подошве слоя ожелезненного кварцевого песчаника с мелкими гальками и глауконитом [Домрачев, 1952]. Залегание известковистых песчаников укской свиты с массовыми *Volvatella pogrecta* Z. Zhur. над кремнесодержащими доломитами пачки 21 видно в выработке у дороги в 1,5 км севернее д. Завьяловки, но приконтактные слои вскрыты не были.

Мощность миньской связки в миньярском разрезе 170 м, завьяловской – 35 м, карбонатной толщи бяньской подсвиты – 400–450 м. Разрез хорошо членится на несколько связок, которые могут картироваться за пределами типового района (см. рис. 18). В интервале миньской подсвиты-связки нижняя пачка характеризуется обилием песчаных и оолитовидных плитчатых разностей, а также волнисто-слоистых известняков с пластами *Stratifera* sp., верхняя пачка представлена известняками, нацело сложенными столбчатыми строматолитовыми постройками *Alternella bianca* Raab., *Gymnosolen gam-svai* Steinm., *Parmites meridionalis* Raab. и т.д. Выше резко обособленной завьяловской связки в карбонатной толще бяньской подсвиты выделяются аджигардакская, кужайская, балаевская и шубинская связки. Нижняя связка, включающая пачку бледно-пестрых глинистых известняков и светлые доломиты с биостромным конофитоновым пластом, названа по антиклинали Аджигардак¹; вторая связка плитчатых известняков, массивных кавернозных строматолитовых доломитов и узорчатых доломитов – по руч. Кужай (бассейн р. Зилим); третья связка карбонатных кремнесодержащих пород (преимущественно доломитов) получила название по руч. Бала (бассейн р. Зилим); верхняя бескремневая пачка, залегающая непосредственно под укской свитой, также должна рассматриваться как особая связка. Она выделена под названием шубинской (по д. Шубино).

На Сулеймановской антиклинали миньская подсвита, названная по ст. Минка, расположенной на западном крыле этой структуры, совсем не дает хороших разрезов. Напротив, бяньская карбонатная толща здесь чрезвычайно представительна, а фитолиты имеют хорошую сохранность. Над завьяловской связкой у ст. Минка, а также в 2 км от ст. Вязовая видна базальная аджигардакская связка с конофитоновым пластом, причем в последнем пункте вскрыто ее основание, а непосредственно выше – последовательность трех связок, охарактеризованных строматолитами *Tungussia perforata* Raab. et Kom., *Poludia* cf. *polymorpha*, *Parmites nubilosus* Raab. et Kom., *Inseria* aff. *djejimi* (вторая связка) и *Minjaria uralia* Kryl. (основание третьей связки). У д. Шубино, на западном крыле Сулеймановской антиклинали, вскрыта шубинская связка, сложенная известняками с примесью глауконитовых зерен, обломочными и органогенными с *Heterostylia zilimica*, *Paniscollenia* и микрофитолитами *Vesicularites elongatus*, *V. enigmatus*, *V. vapolensis*, *V. pusilus*, *V. raabena*, а также формами IV комплекса – *V. bothrydoformis* (Krasn.), *Osagia milsteinae* Zabr., *Volvatella exilio* Zabr., которые появляются здесь впервые [Забродин, 1968; и др.]. Здесь хорошо виден ее согласный контакт с укской свитой (см. рис. 18).

На Березовской структуре, по данным В.А. Комара, разрез миньярской свиты идентичен типовому. Такое же строение она имеет на Воробьиногорской моноклинали, но верхняя часть балаевской кремнесодержащей связки срезана предашинским размывом. На Каратауской моноклинали в верховьях р. Аши миньярские отложения срезаны им полностью или почти полностью [Домрачев, 1952; Комар, 1978].

В более южных районах миньярская свита выделяется в объеме четырех верхних связок типового разреза: ее подошва картируется в основании пласта с конофитами или на 5–7 м ниже (если подстилающая пачка глинисто-карбонатных пород представлена светлыми разностями, контрастирующими с подстилающими пестрыми инзерскими отложениями).

¹ Поскольку особенно представительный разрез расположен в долине р. Икенъ, ниже устья руч. Сухой Дол, мы предлагаем альтернативное название – суходольская связка.

Так, на Бакеевской моноклинали (см. рис. 18, III) разрез начинается небольшой пачкой кремневых плитчатых глинистых доломитов, на которых лежит пласт с *Conophyton miloradoviči* var. *krylovi* и слой в несколько метров массивных доломитов с редкими строматолитовыми постройками *Tungussia* sp.; здесь повторяется последовательность пачек нижней связки карбонатной толщи бьяннской подсвиты Аджигардака и смежных разрезов. Выше хорошо представлены породы кужайской связки — плитчатые и узорчатые, иногда брекчиевидные известняки и доломиты, со строматолитами *Tungussia perforata*, *Parmites nubilosus*, характерными для этого интервала разрезов Аджигардакской и Сулеймановской структур; в них заключены также невыдержанные пачки кварцево-глауконитовых алевролитов, еще менее мощные, чем те, которые наблюдаются в разрезе на этом же уровне у ст. Бьянка (0,15–0,2 м, в интервале до 2–3 м). Иногда их здесь ошибочно считали аналогами пород, разделяющих минскую и бьянскую подсвиты, т.е. завьяловской связки. Выделяется также несколько десятков метров доломитов, краснеющих при выветривании. Балаевская связка кремнесодержащих пород хорошо выражена и достигает мощности 310 м. Отдельные редкие стяжения кремня встречаются и ниже в разрезе, сочетаясь с узорчатыми разностями пород; хорошо развиты на границе этих двух связок биостромные пласти с *Minjaria uralica* (см. рис. 18).

Аджигардакская связка (включающая 11 м пестрых плитчатых пород, конофитоновые биостромные доломиты и массивные доломиты без строматолитов общей мощностью около 15 м) и вышележащая кужайская связка, начинающаяся плитчатыми полосчатыми доломитами (30 м), за которыми следуют брекчиевидные и строматолитовые доломиты, хорошо представлены и в разрезе антиклинали горы Веселой. Связка доломитов с кремнями практически уничтожена предашинским размывом.

В Инзерском синклинории подошва миньярской свиты обычно проводится в основании пласта с *Conophyton miloradoviči* var. *krylovi*. Непосредственно между этим пластом и алевропелитовыми породами верхнеинзерской подсвиты прослеживается уже упомянутая пачка пестрых глинисто-карбонатных пород, аналогичная пачке 12 типового миньярского разреза, и мы включаем ее в состав миньярской свиты. Пачка является хорошим маркером. В 1,5 км выше устья р. Большой Инзер она обнажена на левом берегу у уреза воды и залегает со слабым размывом на тонкоплитчатых волнисто-смятых бурозолевых алевропелитах верхнеинзерской подсвиты. Она включает:

| | Мощность, м |
|--|-------------|
| а. Гравелиты серо-розовые, сильноизвестковистые, крепкие, с линзоватой слоистостью | 1–2 |
| б. Серо-розовый с зеленоватыми пятнами глинистый мергель | 0,25 |
| в. Плотные плитчатые мергели, вишнево-красные и бледно-розовые, с пропластками глинисто-карбонатных сланцев | 2,5 |
| г. Серо-зеленоватые и вишневые плотные мергели с невыдержанными пачками известковистых гравелитов и песчаников | 2 |
| д. Серые плотные толстоплитчатые известняки с прослоями красно-розовых мергелей | 1,5 |

В верхней части склона противоположного берега р. Большой Инзер пачка содержит линзы (до 0,4 м) карбонатных подводно-оползневых брекчий. В скальных выходах левого берега хорошо обнажены аналоги двух нижних связок типового разреза карбонатной толщи бьяннской подсвиты:

| | Мощность, м |
|--|-------------|
| Аджигардакская связка | |
| 1. Описанная выше пачка (а–д) бледно-пестрых карбонатных пород | 6–8 |
| 2. Светло-серые строматолитовые доломиты с <i>Con. miloradoviči</i> var. <i>krylovi</i> Raab. и отдельными постройками <i>Minjaria Krylov.</i> | 25 |

| | |
|---|-------|
| Кужайская связка | |
| 3. Серые пелитоморфные известняки с тонкой, до ниточной, слоистостью за счет обогащения ряда пропластков глинистым материалом; в верхней части полосчатость постепенно исчезает, породы становятся массивными, встречаются узорчатые и брекчиевидные разности | 50–60 |

Вышележащая часть разреза обнажена по р. Ямашта-I. Над породами, аналогичными описанным в слое 3 (видимой мощностью 90 м), содержащими в кровле пласт седиментационной карбонатной брекчи, залегают в непрерывной последовательности:

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| 4. Доломиты серые, пелитоморфные, глинистые, прослоями известковистые, плитчатые | 80 |
| 5. Доломиты вишнево-красные, мелкокристаллические, с тонкой нитевидной слоистостью за счет неравномерного распределения бурых гидроокислов железа | 26 |
| 6. Доломиты пелитоморфные, прослоями мелко- и среднекристаллические, серые и светло-серые, неяснослоистые | 176 |

Балаевская связка

7. Доломиты пелитоморфные и кристаллические, серые и светло-серые, с линзами и тонкими прослоями черных кремней 5
8. Доломиты мелкокристаллические, светло-серые и серые, массивные, прослоями глинистые, плитчатые 40
9. Доломиты, по составу и облику близкие к предыдущим, но отдельными прослоями с розоватым оттенком. Светло-серые разности местами содержат прослой (1–5 см) и линзы черных кремней; определены микрофитоциты *Nubecularites uniformis* Z. Zhur., *Vesicularites elatus* Rev., *Vermiculites bicolor* Rev., *Glebosites pinal* Korol. 60
10. Доломиты пелитоморфные, серые, слабоглинистые и слабоизвестковистые, разноплитчатые; единичные микрофитоциты *Vesicularites concretus* Z. Zhur. 36
11. Доломиты, близкие к описанным в слое 9. 100
12. Доломиты пелитоморфные, слабоглинистые и слабоизвестковистые, серые и светло-серые, в основании с прослоями (1–5 см) и линзами черных кремней; микрофитоциты *Nubecularites uniformis* Z. Zhur. и *Vesicularites elatus* Rev. 27
13. Доломиты, близкие к описанным в слое 9; единичные микрофитоциты *Vesicularites pusillus* Zabr. 14

Шубинская связка

14. Седиментационная брекчия из угловатых обломков (1–10 см) серых пелитоморфных доломитов, сцементированных пелитоморфным темно-серым доломитом с единичными *Glebosites gentilis* Z. Zhur. 4
15. Доломиты пелитоморфные и мелкокристаллические, слабоглинистые, серые, грубонаслоенные, участками плитчатые 20
16. Известняки пелитоморфные и мелкокристаллические, темно-серые и серые, массивные, со строматолитами *Heterostylia* (?) 20

Контакт с укской свитой не вскрыт, необнаженный интервал составляет около 40 м.

Мощность миньярской свиты близка к 700 м, т.е. несколько больше, чем в разрезе Бакеевской моноклинали. В инзерском разрезе миньярская свита, за исключением пестрой базальной пачки, не содержит даже маломощных прослоев терригенных пород, а лишь незначительную примесь терригенного материала. Стратиграфический объем свиты в Инзерском синклинии, как и во всех южных разрезах, сокращен по сравнению с типовым разрезом. Относительная бедность характеристики второй и третьей связок по строматолитам отчасти восполняется за счет микрофитоцитов: появление крупных везикуляритов бьянжской ассоциации [Забродин, 1968] происходит здесь, как и в типовом разрезе миньярской свиты, в нижней трети кремнесодержащей связки.

На восточном крыле Башкирского мегантиклинория миньярская свита прослеживается почти непрерывной полосой от широты д. Новомусятово на юге до широты с. Узья на севере (Криволукский район) и от широтного колена р. Тирлян до д. Николаевка. Наиболее полные разрезы вскрыты по рекам Арша, Тирлян, Терга, Кальтыгау, Бугунды. В составе свиты здесь преобладают светлые и светло-серые толстонаслоенные пелитоморфные доломиты, иногда с алевролитовой примесью кварца, реже плагиоклаза. Мощность колеблется от 600 до 800 м. В породах содержатся многочисленные строматолиты (реки Арша, Тирлян, Большой Авыяр, Бугунды) *Minjaria uralica* Kryl., *Gymnosolen*, близкий к *G. giganteus* Raab. и др. (сборы В.И. Козлова, определения И.Н. Крылова) и микрофитоциты *Vermiculites tortuosus* Reitl., *Nubecularites abustus* Z. Zhur., *N. uniformis* Z. Zhur., *Vesicularites cf. vapolensis* Zabr., *Ves. ex gr. sphaericus* Milst., *Vesicularia* Korol. (сборы В.И. Козлова, определения Э.А. Журавлевой и Э.А. Ревенко).

В верхних 5–15 м в разрезах по руч. Бугунды и р. Арше присутствуют микрофитоциты *Vesicularites enormis* Z. Zhur., *Ves. obscurus* Z. Zhur., *Ves. porrectus* Z. Zhur., *Ves. congermans* Z. Zhur., характерные для четвертого (юдомского) комплекса; в типовом разрезе антиклинали Аджигардак и на Сулеймановской антиклинали формы этого комплекса впервые появляются в надкремневой пачке, и, возможно, именно с ее аналогами мы имеем дело и в рассмотренных восточных разрезах. По общему строению, составу пород и порядку их напластования эти разрезы в целом близки к разрезам Инзерского синклинии и южной части внешней полосы структур Западной подзоны; расчленение их на связки пока не осуществлялось.

На основе приведенных данных о строении разрезов и распределении в них фитоцитов и микрофоссилий в каратавин типového региона намечаются региональные подразделения с границами, изохронными в пределах доступной степени точности, т.е. стратиграфические горизонты: бедерышинский, юрюзанский, симский, минский и сулеймановский.

Те единицы, которые ранее выделялись в верхнем рифее как горизонты, большей частью не отвечали определению этой единицы, данному в Стратиграфическом кодексе СССР. Так, катавский и миньярский горизонты [Крылов, Шаповалова, 1970; Крылов, 1975; и др.], а также кипчакский и тангауровский [Беккер и др., 1979] являются подразделениями межрегиональными и очень значительными по своему объему. Они аналогичны в принципе и по палеонтологической характеристике нижнему и верхнему каратавию, установленным как единицы общей шкалы верхнего докембрия [Раабен, 1967; Беккер, 1972; и др.]. Не отвечают тому же определению и строматолитовые горизонты М.Е. Раабен [1975, 1976] и В.А. Комара [1978]: они являются всплывающими биостратиграфическими подразделениями; их статус был пересмотрен, и на их основе выделен ряд слоев со строматолитами [Стратотип рифея..., 1982], которые использованы здесь при выделении горизонтов вместе с данными по микрофитолитам и микрофоссилиям.

Бедерышинский горизонт выделен на основе данных о стратиграфической приуроченности мулдакаевской биоты микрофоссилий, описанной Т.В. Янкаускасом [1980б и др.]. По объему он практически совпадает с верхней подсвитой зильмердакской свиты, границы которой не обнаруживают признаков диахронности. Фитолитовая характеристика горизонта бедна, но важно напомнить о присутствии в нем строматолитов *Jugusania*, проходящих в вышележащий горизонт, и своеобразной ассоциации крупных микрофитолитов, резко отличной от ассоциации как нижнезильмердакских отложений, так и более молодых горизонтов.

Юрюзанский горизонт выделяется в интервале разреза от основания слоев с *Inzeria tjomusi* до кровли слоев с *Malginella Kom.* Он также практически совпадает с литостратиграфическим подразделением — катавской свитой в том первоначальном объеме, какой она имеет в бассейне р. Юрюзань; напомним, что на большинстве карт свита выделена в другом объеме. В состав строматолитовой ассоциации этого горизонта, кроме названных форм, иногда входят *Jugusania cylindrica* и редкие *Tungussia*. Микрофитолиды представлены бедной ассоциацией мелких проходящих форм, микрофоссилии этого горизонта, по данным Т.В. Янкаускаса, также бедны и маловыразительны.

Симский горизонт включает различные местные подразделения, отвечающая в основном икенской и кислярской связкам подинзерской (симской) свиты антиклиналей Аджигардак и горы Веселой (табл. 1, вкл.); его нижняя граница повсеместно совпадает с кровлей верхнекатавской подсвиты. Симский горизонт охарактеризован внизу шишенякской биотой микрофоссилий и содержит характерную ассоциацию лишь ему свойственных строматолитов из группы *Conophyton* — *C. garganicus* var. *ikeni*, *C. reticulatus*, а также постройки *Baicalia*. Эта строматолитовая ассоциация резко отличается от ассоциаций вышележащего горизонта; присутствие *Baicalia* и варианта *Con. garganicus* заставляет считать, что симский горизонт составляет часть нижнего каратавия. Геологическая граница с минским горизонтом проводится с долей условности в разрезах (см. табл. 1), не содержащих строматолитовых слоев.

Минский горизонт охарактеризован одноименной ассоциацией микрофитолитов и богатой строматолитовой ассоциацией с повсеместно распространенными *Gymnosolen ramsayi* и *Parmites meridionalis* и сопровождающими их в различных разрезах *Alternella bianca*, *Katavia karatavica*, *G. asymmetricus*, *Tungussia colčimi*, *Poludia torta*, *P. mutabilis* и др. В состав горизонта в различных районах попадают разные литостратиграфические подразделения.

Сулеймановский горизонт [Раабен, 1981] в опорных разрезах Аджигардакской и Сулеймановской антиклиналей включает карбонатную толщу бьянжской подсвиты схемы Ю.Р. Беккера; в более южных разрезах ему отвечает полный объем миньярской свиты. Он охарактеризован богатым комплексом строматолитов, образующим в его составе ряд слоев. Горизонт четко выделяется в интервале от слоев с *Conophyton miloradoviči* var. *krylovi*, имеющих в регионе повсеместное распространение, до слоев с *Heterostylia zilimica*, входящих в верхнюю связку миньярской свиты. Общий список строматолитов включает, помимо названных, столбчатые формы *Tungussia perforata*, *Parmites nubilosus*, *Poludia* cf. *polymorpha*, *Inzeria djeimi*, *Minjaria uralica*, столбчато-желваковые *Frutexina rubia* и др. Горизонт охарактеризован ассоциацией микрофитолитов, известной как бьянжская ассоциация, к которой присоединяются в шубинской связке формы четвертого комплекса. Из его отложений описана также биота микрофоссилий, заключенных в кремнях.

Верхняя граница сулеймановского горизонта совпадает с подошвой кудацкого под-

разделения, отмеченный в ряде разрезов присутствием слоев со строматолитами *Patomella kelleri*.

Радиометрические определения возраста каратавия многочисленны, большинство из них основано на калий-аргоновых датировках по глауконитам. По данным М.А. Гаррис, нижний предел возраста каратавия оценивается в 1050 млн. лет. Для границы катавской и симской свит имеется одна дата — 938 млн. лет, а многочисленные определения возраста по глауконитам инзерской свиты дают значения возраста от 853 до 896 млн. лет. Наконец, для завьяловской связки миньярской свиты в окрестностях г. Миньяра имеется значительный разброс радиометрических значений — от 638 до 791 млн. лет. Верхний рубеж каратавия датируется в 680 ± 20 млн. лет. Значения возраста даны в константах 1976 г. (см. раздел Геохронология ... данной монографии).

ТЕРМИНАЛЬНЫЙ РИФЕЙ (КУДАШ)

Кудаш состоит из двух резко различных свит. Нижняя из них, получившая на Урале название уксской, сложена терригенно-карбонатными породами и структурно тесно связана с каратауской серией верхнего рифея. Верхняя часть кудаша представлена терригенными породами, которые на первых этапах изучения стратиграфии верхнего докембрия Урала включались в ашинскую серию, а позднее стали обособляться в самостоятельную криволукскую свиту (серию). В районе Кривой Луки на р. Белой отчетливо видно, что эти отложения лежат стратиграфически ниже развитых в этом районе тиллитоподобных пород, коррелируемых с лапландскими ледниковыми отложениями и относимых в настоящее время к венду. Такое строение кудашских отложений можно видеть на восточном крыле Башкирского мегантиклинория (Южный Урал) и по всей полосе распространения верхнедокембрийских толщ Среднего Урала. На западном крыле Башкирского мегантиклинория и в Предуральском прогибе разрез становится менее полным. Здесь вендские отложения обычно налегают с глубоким размывом на различные подразделения рифея: на уксскую свиту в Кудашской синклинали, на миньярские отложения в Ялмашской антиклинали, на аналоги катавской свиты в скважине Кабаково в Приуралье.

На рубеже рифея и венда в перечисленных разрезах иногда встречаются отдельные свиты и связки, стратиграфическая принадлежность которых пока недостаточно ясна. К ним относится, например, бакеевская свита, которая одними авторами сопоставлялась с криволукской серией, другими — включалась в ашинскую серию. В данном разделе принимается точка зрения Ю.Р. Беккера [1975], согласно которой бакеевская свита сопоставляется с кургашлинской свитой Криволукской синклинали и входит в ашинскую серию венда. С более древними отложениями она коррелируется в табл. 3, составленной С.В. Младших (см. вкл.). Столь же спорным является принадлежность терригенных доурюкских отложений, развитых по р. Зилим у сел. Толпарова. Условно эти отложения, выделенные под названием толпаровской и суировской свит, сопоставляются с криволукскими и кургашлинскими отложениями.

Кудаш восточного крыла Башкирского мегантиклинория

Лучшие разрезы кудашских отложений восточного крыла Башкирского мегантиклинория можно видеть в пределах Криволукского грабена. Стратиграфия рифейских и вендских отложений данной структуры изучалась многими геологами [Гарань, 1963а; Аблизин и др., 1965; Келлер, 1966; Беккер, 1968б; Ключихин и др., 1969; Козлов, 1973; Чумаков, 1978б]. Основываясь на результатах работ этих геологов, мы дадим характеристику кудашских отложений Криволукского грабена. В составе кудаша здесь выделяются две свиты (снизу) — укская и криволукская.

Укская свита

Строение уксской свиты на крыльях Криволукской синклинали различно. На западном крыле структуры севернее д. Мурадымово по р. Белой видно, как на известняках и доломитах миньярской свиты располагается пачка (около 40 м) плитчатых песчаников и алевролитов, за которой следуют светлые неяснослоистые доломитизированные известняки с *Vesicularites bothrydioformis* Krasnop. Общая мощность уксских отложений не превышает 300 м. На восточном крыле синклинали мощность кудашских отложе-



Р и с. 19. Выходы нижеуекских песчаников и алевролитов по левому берегу старицы р. Белой в урочище Кривая Лука

ний возрастает до нескольких сот метров, но и здесь в основании укской свиты располагается пачка песчаников и алевролитов. Лучший разрез этого типа можно видеть по левому берегу р. Белой в южной части излучины Кривой Луки (рис. 19). К востоку от этой излучины тянутся известняки и доломиты миньярской свиты, образующие куэстовые гряды с падением пород на запад (270° , $\angle 50^\circ$). Разрез представляется следующим:

Мощность, м

- | | |
|---|-----------|
| 1. Темно-серые плотные известняки миньярской свиты с большим количеством микрофитолигов <i>Vesicularites obscurus</i> Z. Zhur. (12) ¹ и др. | более 100 |
| 2. Полимиктовые и кварцевые песчаники и зеленоватые алевролиты укской свиты | 106 |
| 3. Песчаники светлые, кварцевые, чередующиеся с более темными алевролитами и сланцами. Имеется прослой (0,35 м) доломитов с микрофитолитами <i>Ambigolamellatus horridus</i> Z. Zhur. (1), <i>Volva-tella zonalis</i> Nar. (2). | 74 |
| 4. Плитчатые плотные темно-серые известняки и доломиты, вверху – глинистые доломиты . . . | 165 |
| 5. Плитчатые темные слоистые известняки с прослоями перекристаллизованных зернистых доломитов | 45 |
| 6. Желтовато-серые перекристаллизованные доломиты с микрофитолитами <i>Ambigolamellatus horridus</i> Z. Zhur. (1). | 34 |
| 7. Светлые слоистые доломиты с редкими микрофитолитами | 16 |

Выше залегают терригенные породы кривоуекской свиты. Общая мощность укской свиты в приведенном разрезе 440 м.

Хороший разрез укской свиты можно наблюдать у тракта Бурзян–Белорецк по руч. Бугунды у д. Аралбаево (рис. 20). В карбонатных породах здесь определены *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur. (1), *Vesicularites obscurus* Z. Zhur. (12), *Ves. bothrydioformis* (Krasnop) (5), *Ves. stratosus* Z. Zhur. (9), *Ves. lobatus* Reitl. (11), *Ves. porrectus* Z. Zhur. (13).

Севернее, в Тирлянском районе, разрез укской свиты можно видеть по левому берегу р. Арши в 4 км ниже одноименного поселка. Мощность свиты здесь около 600 м. Несмотря на плохую обнаженность, общая последовательность и литологический состав развитых здесь отложений устанавливаются без особого труда. Близкий к описанному набор пород наблюдается в бассейне руч. Каменный Ключ (в 5 км западнее пос. Тирлян) [Козлов, 1973]. В разрозненных выходах вблизи разъезда Рудник вдоль руч. Каменный Ключ присутствуют прослой оолитовых известняков, содержащих большое количество микрофитолигов *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop), *Ves. obscurus* Z. Zhur., *Ves. stratosus* Z. Zhur., *Ves. lobatus* Z. Zhur., и другие характерные формы четвертого комплекса (сборы В.И. Козлова, определения З.А. Журавлевой).

¹Цифрами здесь и далее при характеристике кудаша обозначены виды микрофитолигов, показанные на стратиграфических колонках.

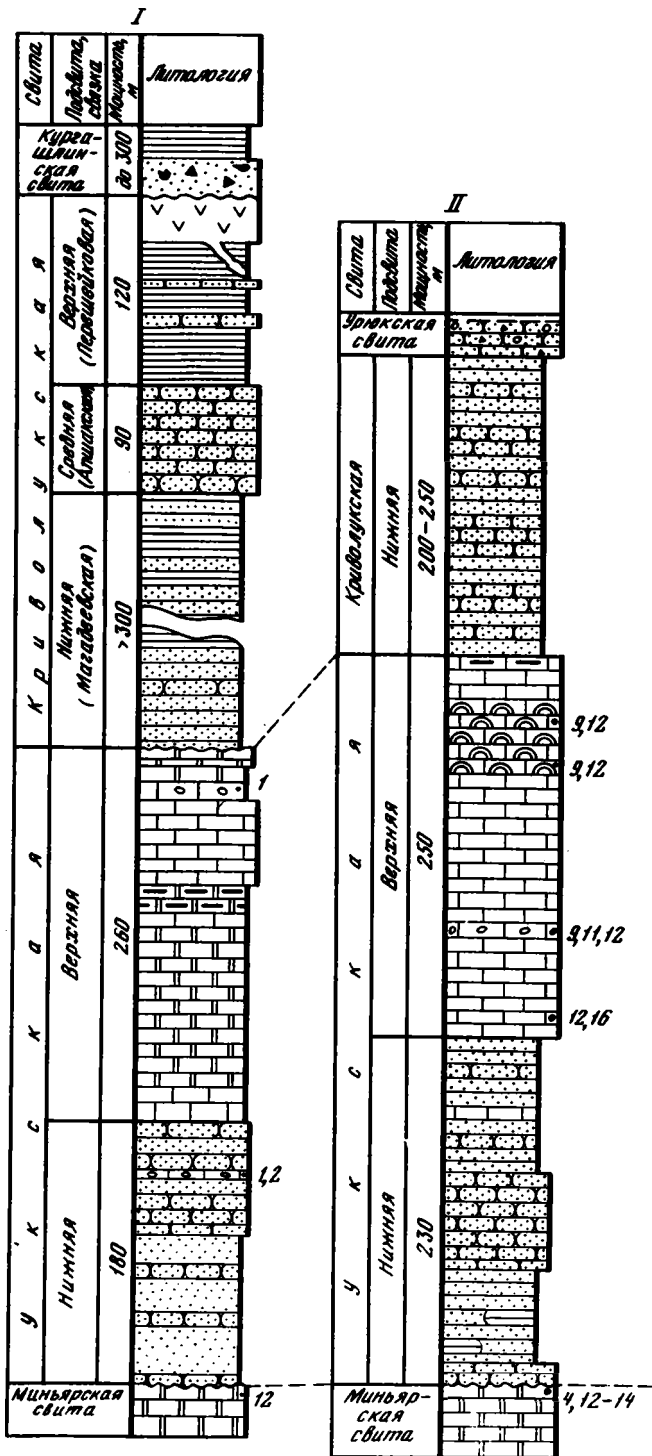


Рис. 20. Разрезы кудаша Криво-Луцкой синклинали

I — урочище Кривая Лука, по Б.М. Келлеру и Н.М. Чумакову; II — р. Бугунды, по В.И. Козлову

Условные обозначения см на рис. 6

Номера у колонок — микрофитоциты (список см. на рис. 22)

Во всех разрезах укской свиты восточного крыла Башкирского мегантиклинория терригенные породы приурочены к низам свиты. Это позволило в составе укской свиты выделить две связки: нижнюю — терригенную и верхнюю — карбонатную.

Нижняя связка представлена кварцевыми песчаниками и алевролитами. В ее основании иногда присутствуют конгломерато-брекчии. Последние описаны нами в разрезе южнее широтного хребтика урочища Кривая Лука и на левом берегу р. Белой в 2,8 км выше д. Мурадымово. Конгломерато-брекчия представляет собой плотную породу серого и желтовато-серого цвета, пятнами ожелезненную. В обломках, размер которых колеблется от 2–3 мм до 5 см, преобладают серые пелитоморфные доломиты и кварцевые песчаники, ожелезненные, бурого цвета, большей частью выветрелые. Обломки угловатые, слабо сортированные. Конгломерато-брекчия постепенно переходит в серые и светло-серые ожелезненные кварцевые песчаники, средне- и крупнозернистые, иногда с зернами (до 1 мм) каолинизированного полевого шпата. Мощность нижней связки колеблется от 230 м на р. Бугунды до 370 м в Тирлянском районе (р. Арша).

Верхняя связка сложена плитчатыми (1–5 см) известняками и их алевритистыми и доломитизированными разностями. С нижней связкой она связана постепенным переходом, верхняя граница также постепенная. Известняки серые, темно-серые, прослоями черные, с онколитовыми и слабобитуминозными разностями. В шлифах в известняках отмечаются алевритовые зерна кварца (размером до 0,07 мм) и, реже, кислого плагиоклаза (от следов до 10%). Мощность толщи на севере по р. Арше 230 м, а на юге по руч. Бугунды 250 м.

Общая мощность укской свиты восточного крыла Башкирского мегантиклинория достигает 400–600 м.

Криволукская свита

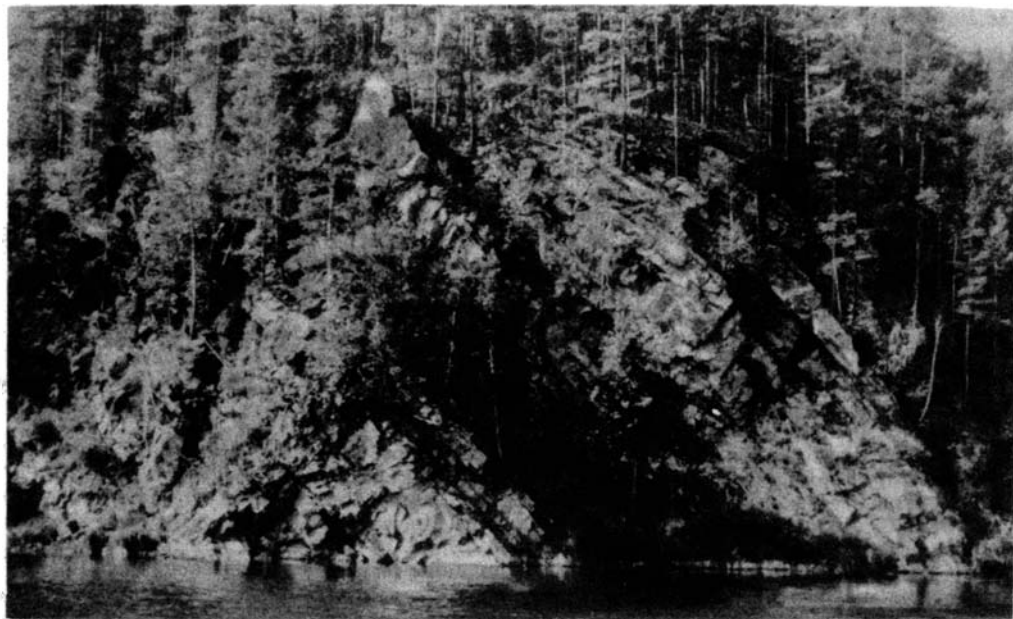
Криволукская свита сложена песчаниками и алевролитами, которые ранее включались в состав ашинской серии. Самостоятельное значение ее было показано М.И. Гаранем [1963а]. В 1977 г. на совещании по стратиграфии докембрия (г. Уфа) криволукская серия (свита) была включена в число опорных стратиграфических подразделений кудаша и является типом его верхней части.

Наиболее полный разрез криволукской свиты вскрывается по левому берегу р. Белой в южной части излучины Кривой Луки. Обнаженность здесь довольно плохая, но верхние $\frac{2}{3}$ видны на широтном хребтике, опоясанном речной излучиной. Непосредственный контакт укских и криволукских пород на Кривой Луке не вскрыт, но в восточной части излучины на крутом задернованном склоне обломки криволукских песчаников встречаются в непосредственной близости от карбонатных пород укской свиты. Далее можно видеть разрозненные выходы кварцевых песчаников и сланцев. Общий разрез криволукских отложений имеет следующий вид:

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| Магадеевская связка | |
| 1. Чередование кварцевых песчаников и алевролитов. В породах отмечается косая и иногда отчетливая горизонтальная слоистость. Песчаники образуют прослои до 20 м мощностью | Более 300 |
| Апшакская связка (рис. 21) | |
| 2. Светлые сливные кварцевые песчаники | 90 |
| Перешейковская связка | |
| 3. Мелкозернистые кварцевые песчаники с прослоями темных алевролитов. Иногда наблюдается отчетливая ленточная слоистость с чередованием светлых кварцевых и темных глинистых прослоев | 120 |

Верхняя часть слоя 3 прорвана интрузией габбро-диабазы. Нижний контакт интрузии хорошо вскрыт в северной части широтного хребтика Кривой Луки, где в экзоконтакте отмечаются ороговикование (на глубину до 0,5 м), корочка "загара" (0,5–1 см) и ксенолиты вмещающих пород в верхней части габброидов, имеющих четкую зональность. Верхний контакт интрузии фиксируется отчетливым размывом и трансгрессивным налеганием тиллитоподобных конгломератов [Чумаков, 1978а,б].

Видимая мощность криволукской свиты превышает 560 м, из них большая часть падает на магадеевскую связку. В других выходах свиты в пределах Криволукской синклинали наиболее полно обнажены апшакские песчаники, образующие в рельефе отчетливые гряды. Нижняя, магадеевская связка повсеместно отличается плохой обнаженностью; все же по разрозненным выходам можно составить представление, что везде она сложена терригенными породами и карбонатные прослои в ней отсут-



Р и с. 21. Выходы апшакских песчаников по левому берегу р. Белой в урочище Кривая Лука

ствуют. Что касается верхней (перешейковой) связки, то мощность ее с севера на юг уменьшается от 120 м в излучине Кривой Луки, 80 м на широте д. Мурадымово до нескольких метров в устье руч. Большой Апшак.

В разрезе левого берега руч. Бугунды у д. Аралбаево укская свита покрывается алевролитами и сланцами мощностью около 200 м (см. рис. 20), которые могут соответствовать магадеевской связке. Выше располагается толща полевошпатово-кварцевых песчаников, стратиграфическая принадлежность которых неясна. Это или апшакские песчаники [Козлов, 1973], или какая-либо более молодая по возрасту пачка, трансгрессивно залегающая на подстилающих образованиях.

Заканчивая характеристику криволукской свиты, следует отметить: 1) слагающие ее отложения лежат на карбонатных породах укской свиты стратиграфически ниже тиллитоподобных пород кургашлинской свиты; 2) свита сложена терригенными породами, среди которых отмечается своеобразный маркирующий пласт апшакских песчаников; 3) какие-либо данные для оценки возраста свиты отсутствуют.

Кудаш западного крыла Башкирского мегантиклинория

На западном крыле мегантиклинория ашинская серия с размывом залегает на укских, а иногда и на миньярских образованиях и криволукские отложения, как правило, выпадают из разреза.

Кудаш представлен здесь только укской свитой, имеющей характерные литологические особенности, по которым она хорошо распознается и легко картируется. В основании свиты преобладают алевролиты и песчаники с глауконитом, в верхней части — известняки с прослоями доломитов. Рассматриваемые отложения почти непрерывно прослеживаются от р. Нугуш на юге до р. Басы на севере. Превосходные ее разрезы вскрыты в бассейне р. Зилим. Севернее один из наиболее показательных разрезов укской свиты можно видеть по правому берегу р. Юрюзань у г. Усть-Катава (рис. 22), где на породах миньярской свиты (слои 1–6) с падением на запад под углом 15–25° залегают:

Мощность, м

7. Песчаники укской свиты полимиктовые, мелкозернистые, зеленовато-серые, плитчатые (3–5 см), с глауконитом, переслаивающиеся с алевролитами того же состава. Песчаники залегают на известняках согласно. В основании слоя отмечается маломощный (0,1–2 см) прослой гравелита . . . 20
8. Известняки пелитоморфные, светло-серые, толстослоистые, с единичными строматолитами. Многочисленны микрофитолиды: *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur. (1), *Volvatella zonalis* Z. Zhur. (2), *V. vadosa* Z. Zhur. (3), *Vesicularites enormis* Z. Zhur. (4), *Ves. bothrydioformis* (Krasnop.) (5),

| | |
|---|--------|
| Ves. crassus Z. Zhur. (6), Ves. ingens Z. Zhur. (7), Ves. immensis Z. Zhur. (8), Ves. stratosus Z. Zhur. (9), Ves. lobatus Z. Zhur. (11), Osagia corticosa Nar. (23), O. nimia. Reitl. (24) | 6 |
| 9. Переслаивание мелкозернистых полимиктовых глауконитовых песчаников, кварцевых алевролитов и пелитоморфных светло-серых известняков с микрофитолитами. Иногда эти породы группируются в ритмы мощностью от 0,6 до 1 м (песчаник, алевролит, аргиллит, известняк). Встречены микрофитоциты <i>Ambigolamellatus horridus</i> Z. Zhur. (1), <i>Vesicularites enormis</i> Z. Zhur. (4), <i>Ves. lobatus</i> Reitl. (11), <i>Radiosus polaris</i> Zabr. (16), <i>Osagia monolamellosa</i> Z. Zhur. (22), <i>Nubecularites abustus</i> Z. Zhur. (27), <i>Vermiculites tortuosus</i> Reitl. (29), <i>Ver. irregularis</i> (Reitl.) (31), <i>Vesicularites reticulatus</i> Nar. (32). | 18 |
| 10. Известняки пелитоморфные, темно-серые, плитчатые (3–10 см), с микрофитоцитами <i>Vesicularites immensus</i> Z. Zhur. (8), <i>Ves. stratosus</i> Z. Zhur. (9). | 8 |
| 11. Терригенно-карбонатная пачка, сходная с описанной в слое 9 | 16 |
| 12. Известняки пелитоморфные, серые, светло-серые, местами розоватые, грубонаслоенные, часто массивные, переполненные столбчатыми строматолитами <i>Linella simica</i> Kryl. и содержащие микрофитоциты <i>Ambigolamellatus horridus</i> Z. Zhur. (1). | 60 |
| 13. Известняки пелитоморфные, темно-серые, плитчатые (3–5, до 10 см) | 2 |
| 14. Известняки, близкие к описанным в слое 12 | 30 |
| 15. Известняки пелитоморфные, серые с коричневым оттенком, массивные в основании, плитчатые (10–20 см) в верхней части слоя. Содержат строматолиты <i>Linella simica</i> Kryl. | 20 |
| 16. Известняки среднекристаллические, светло-серые со слабым желтоватым оттенком, грубонаслоенные, со строматолитами <i>Linella ukka</i> Kryl., <i>Linella simica</i> Kryl., <i>Tungussia bassa</i> Kryl. [Сюндюков, Ревенко, 1972] | 30 |
| 17. Глинистые сланцы и зеленые полимиктовые песчаники с глауконитом ашинской серии. Поверхность известняков неровная, в карманах встречаются линзы конгломератов с окатанной галькой кварца, кремня, кварцитов, доломитов и известняков | 01–0,3 |

Общая мощность укской свиты в приведенном разрезе достигает 210 м. Характерной ее особенностью является широкое распространение массивных биогермных известняков со строматолитами. Радиометрические определения глауконита в лаборатории М.А. Гаррис по образцам, собранным Н.П. Гилевой, дали 676 (658) млн. лет.

Широкую известность получил разрез укской свиты, вскрытый по р. Басе у сел. Кулмас. Здесь выше доломитов миньярской свиты (контакт задернован) обнажены:

Мощность, м

| | |
|--|----|
| 1. Песчаники полимиктовые, известковистые, средне- и крупнозернистые, иногда гравийные. Песчаники местами переходят в тонкоплитчатые песчаные известняки, содержащие глауконит. Песчаники переполнены микрофитоцитами: <i>Ambigolamellatus horridus</i> Z. Zhur., <i>Volvatella zonalis</i> Nar., <i>V. vadosa</i> Z. Zhur., <i>Vesicularites enormis</i> Z. Zhur., <i>Vesicularites bothrydioformis</i> Krasnop., <i>Ves. immensis</i> Z. Zhur., <i>Radiosus punctatus</i> Nar., <i>R. polaris</i> Z. Zhur., <i>R. vitreus</i> Z. Zhur. | 4 |
| 2. Чередование кварцевых глинистых песчаников, кварцевых тонкоплитчатых алевролитов, глауконитовых песчаников и алевролитов, аргиллитов и пелитоморфных глинистых доломитов. Калий-аргоновый возраст глауконитового песчаника дал 648 (630) млн. лет | 20 |
| 3. Глинистые пелитоморфные известняки с тонкими прослоями аргиллитов | 7 |
| 4. Разрозненные выходы пород, описанных в слое 2 | 44 |
| 5. Известняки серые и темно-серые, пелитоморфные, внизу глинистые. Встречены онкоциты <i>Vesicularites enormis</i> Z. Zhur., <i>V. bothrydioformis</i> (Krasnop.), <i>V. immensis</i> Z. Zhur., <i>V. nimius</i> Z. Zhur., <i>Radiosus punctatus</i> Nar., <i>R. polaris</i> Z. Zhur., <i>R. vitreus</i> Z. Zhur., <i>Nubecularites abustus</i> Z. Zhur. | 36 |
| 6. Известняки серые и светло-серые, массивные, с <i>Linella ukka</i> Kryl. и <i>Nubecularites abustus</i> Z. Zhur. | 54 |
| 7. Известняки пелитоморфные, темно-серые, плотные с <i>Vesicularites enormis</i> Z. Zhur., <i>V. bothrydioformis</i> (Krasnop.), <i>V. immensis</i> Z. Zhur., <i>V. stratosus</i> Z. Zhur. | 30 |

Выше с размывом располагаются песчаники урюкской свиты.

Южнее, вдоль меридионального течения р. Зилим, вскрыты очень полные и представительные разрезы укской свиты (рис. 23–25). Лучший из них можно видеть по правому берегу реки у устья его правого притока руч. Малый Аккостяк, где стратиграфически выше миньярских доломитов (слои 1,2) снизу вверх обнажены:

Мощность, м

| | |
|--|------|
| 3. Кварцево-глауконитовые песчаники с прослоями алевролитов. В песчаниках наблюдается отчетливая косая слоистость. Имеются тонкие (до 1 см) прослой гематита | 5,6 |
| 4. Плотные известняки с микрофитоцитами <i>Ambigolamellatus horridus</i> Z. Zhur. (1), <i>Volvatella zonalis</i> Nar. (2), <i>Vesicularites crassus</i> Z. Zhur. (6), <i>V. bothrydioformis</i> (Krasnop.) (5), а выше — со строматолитами <i>Patomella kelleri</i> Raaben. Некоторые разности песчаные, с примесью глауконита | 7 |
| 5. Перерыв в обнаженности. Склон усыпан плитками алевролитов | 22 |
| 6. Алевролиты глинистые, зеленовато-серые, плитчатые, с прослоями светлых кварцевых песчаников, переполненных глауконитом. Отмечаются редкие конкреции известняков до 0,3 м. | 48 |
| 7. Тонкое чередование (в основании) известковистых песчаников, мергелей и алевролитов, появляющиеся пласты (по 0,25 м) синеватых известняков. Выше преобладают тонкослоистые мергели, плитчатые известковистые алевролиты с косой слоистостью и известняками. Характерна тонкая, но неровная желваковая слоистость и невыдержанность пластов по простиранию. | 27,2 |

8. Известняки с микрофитолитами, чередующиеся (пласты по 0,2–0,3 м) с серыми пелитоморфными известняками. Среди микрофитоцитов определены *Radiosus polaris* Zabr. (16), *Vesicularites immensus* Z. Zhur. (8), *Osagia monolamellosa* Z. Zhur. (22), *O. udereica* Jaksch 10
9. Плотные слоистые известняки 12
10. Слоистые доломитизированные известняки, чередующиеся с прослоями темных глинистых доломитов 23
11. Известняки светло-серые, массивные, пелитоморфные, с редкими строматолитами плохой сохранности *Linella ukka* Kryn. 40
12. Восточнее обнажены гравелиты и песчаники (10–12 м) полевошпатово-кварцевого состава, сменяющиеся плотными тонкозернистыми розоватыми песчаниками того же состава (25–30 м). Эти гравелиты и песчаники могут быть отнесены к урюкской свите венда 35–42

Близкие к описанным породы укской свиты можно видеть в 5,5 км к северу от скалы Аккосяк (по прямой) и в 2,5 км выше сел. Культамак (по реке). Здесь на слоистых миньярских известняках с прослоями и линзами черных (в одной из пачек красных яшмовидных) кремней располагается 3-метровый пласт синеватого массивного очень плотного слегка песчаного окремненного известняка, переполненного строматолитами *Heterostylia zilimica* Raaben et Philatov. Мощность этого пласта 2 м. После задернованного промежутка, соответствующего по мощности 17 м (на склоне высыпки и плитки кварцевых песчаников), снова наблюдаются скальные выходы, в которых виден следующий разрез:

Мощность, м

1. Песчаники кварцево-глауконитовые, с тонкими (до 0,5 см) прослоями гематита. В песчаниках – четкая косая слоистость 3,2 (видимая)
2. Калькарениты с зернами кварца и глауконита 1,2
3. Песчаники зеленые, кварцево-глауконитовые 2,3
4. Известняк биогермный, с большим количеством мелких строматолитов (*Patomella kelleri* Raaben). Между столбиками – большое количество кварцевых и глауконитовых зерен . . . 3,5 (видимая).

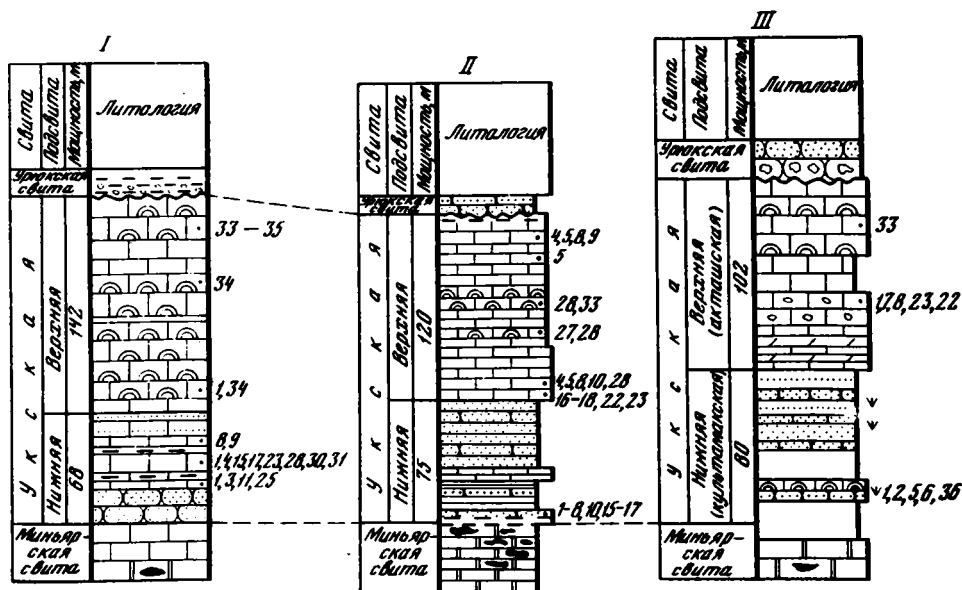
Приведенный разрез отвечает слоям 3 и 4 обнажения Аккосяк. Вышележащие отложения в культамакском разрезе задернованы, что соответствует по мощности 51 м; следующие скальные выходы представлены плотными слоистыми зернистыми известняками с микрофитолитами (вероятно, слой 8 Аккосяка), относящимися уже к верхней подсвите укской свиты.

В более южных разрезах по левому берегу р. Зилим северо-восточнее д. Бакеево (рис. 26) и по р. Нугуш непосредственно выше развалин хут. Лапшина сохраняется тот же тип разреза. В основании свиты в разрезе по р. Зилим нами собраны микрофитоциты *Volvatella zonalis* Nar. (2), *V. vadosa* Z. Zhur. (3), *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.) (5), *Ves. immensis* Z. Zhur. (8), *Ves. stratosus* Z. Zhur. (9), *Ves. obscurus* Z. Zhur. (12), *Radiosus polaris* Zabr. (16), *R. vitreus* Z. Zhur. (17), *R. praerimosus* Z. Zhur. (20), *Osagia monolamellosa* Z. Zhur. (22), а выше – *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur. (1), *Vesicularites enormis* Z. Zhur. (4), *Ves. bothrydioformis* (Krasnop.) (5), *Ves. immensis* Z. Zhur. (8), *Ves. stratosus* Z. Zhur. (9), *Ves. obscurus* Z. Zhur. (12), *Osagia monolamellosa* Z. Zhur. (22), *O. corticosa* Nar. (23), *O. rotunda* Z. Zhur. (25), *Nubecularites abustus* Z. Zhur. (27), *Vermiculites tortuosus* Reith. (29), *Renalcis* Vol. (30).

В этом же разрезе Т.В. Янкаускасом определены микрофоссилии с явным преобладанием нитчатых форм. Особенно обильны *Eomycetopsus psilata* M. et Sch., *E. rimatus* Jank., *Polysphaeroides contextus* Herm., *Palaeolyngbia zilimica* Jank., реже встречаются *Leiothrichoides typicus* Herm., *Tortunema sibirica* Herm., *Polythrichoides lineatus* Herm., *Arctacellularia ellipsoidea* Herm., *Arctacellularia* sp. 3., *Siphonophycus* ex gr. *costatus* Jank., *Calypthothrix alternata* Jank. Акритархи представлены проходящими снизу представителями родов *Leiosphaeridia*, *Synsphaeridium* и некоторыми другими.

Из приведенных разрезов (см. рис. 22–26) видно, что в составе укской свиты существенную роль играют терригенные породы, составляющие от 5 до 25% общей мощности свиты и приуроченные в основном к низам разреза. Исходя из этого, укская свита по литологическому составу разделена на две связки: нижнюю – терригенно-карбонатную и верхнюю – карбонатную. Нижнюю мы будем называть культамакской, так как в 2,5 км выше одноименного поселка находится один из лучших ее опорных разрезов, верхнюю – акташской по горе Акташ, где эта подсвита особенно хорошо представлена.

Нижняя, культамакская связка сложена внизу глауконито-кварцевыми, реже полимиктовыми песчаниками и алевролитами, а выше – алевролитами, глинистыми сланцами и известняками, большей частью глинистыми. Преобладающими в составе нижней



Р и с. 22. Разрезы укской свиты

I — р. Юрзаны у г. Усть-Катава; II — р. Басы; III — р. Зилим, скала Аккостяк. I, II — по В.И. Козлову, III — по Б.М. Келлеру и А.Ю. Филатову. Списки микрофитолигов по Э.А. Журавлевой
Условные обозначения см. на рис. 6

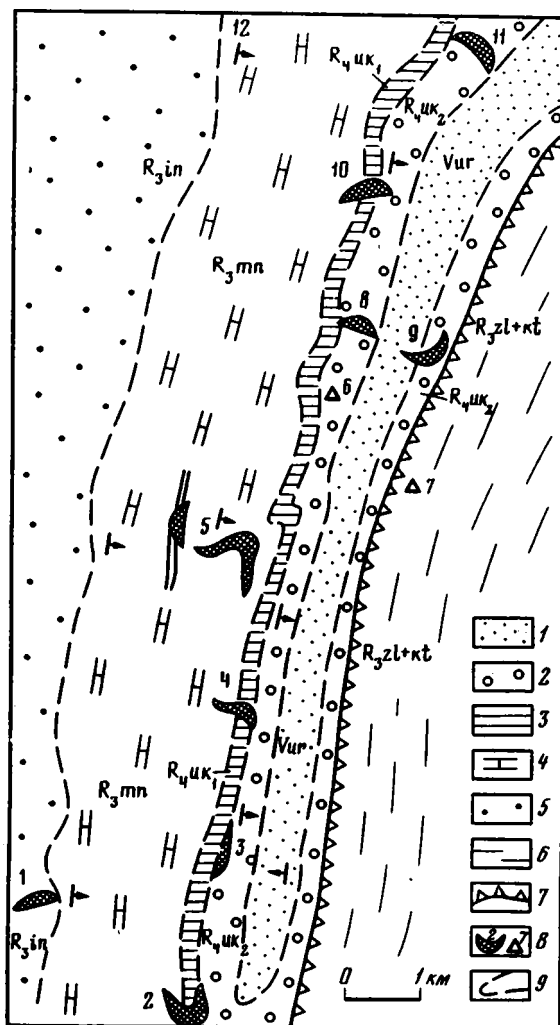
Номера у колонок соответствуют порядковым номерам в списке фитолигов (см. рис. 20, 22, 26)

1—31 — микрофитолиги: 1 — *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., 2 — *Volvatella zonalis* Nar., 3 — *V. vadosa* Z. Zhur., 4 — *Vesicularites enormis* Z. Zhur., 5 — *V. bothrydioformis* (Krasnop.), 6 — *V. crassus* Z. Zhur., 7 — *V. ingens* Z. Zhur., 8 — *V. immensus* Z. Zhur., 9 — *V. stratosus* Z. Zhur., 10 — *V. nimius* Z. Zhur., 11 — *V. lobatus* Reithl., 12 — *V. obscurus* Z. Zhur., 13 — *V. porrectus* Z. Zhur., 14 — *V. congermans* Z. Zhur., 15 — *V. reticulatus* Nar., 16 — *Radiosus punctatus* Nar., 17 — *R. polaris* Zabr., 18 — *R. vitreus* Z. Zhur., 19 — *R. multifarius* Z. Zhur., 20 — *R. elongatus* Z. Zhur., 21 — *R. praerimosus* Z. Zhur., 22 — *Osagia udereica* Jakch., 23 — *O. monolamellosa* Z. Zhur., 24 — *O. corticosa* Nar., 25 — *O. nimia* Z. Zhur., 26 — *O. rotunda* Z. Zhur., 27 — *O. intorta* Z. Zhur., 28 — *Nubecularites abustus* Z. Zhur., 29 — *N. elongatus* Z. Zhur., 30 — *Vermiculites tortuosus* Reithl., 31 — *Ver. irregularis* (Reithl.); 32 — водоросль *Renalcis* Vol.; 33—36 — строматолиты: 33 — *Linella ukka* Krylov., 34 — *L. simica* Krylov., 35 — *Tungussia bassa* Krylov., 36 — *Patomella kelleri* Raaben

связки являются мелкозернистые серые и зеленовато-серые тонкослоистые известковистые песчаники, нередко с отчетливой косою слоистостью. Обломочный материал представлен кварцем, глауконитом, обломками пород; единичны зерна полевого шпата (редко содержание его увеличивается до 1—2%), циркона, турмалина, рутила, биотита и мусковита. Кварц составляет от 65 до 95% обломочного материала, зерна его имеют размеры от 0,1—0,3 до 0,6—1 мм (преобладает 0,1—0,3 мм) и характеризуются различной окатанностью: наряду с хорошо окатанными наблюдаются полуокатанные и полуугловатые зерна. Повсеместно присутствует глауконит, содержание которого колеблется от 1—3 до 10—15%, а в ряде разрезов (реки Зилим, Кужай, Осила и др.) достигает 30—35%. Зерна его неправильной или овальной формы, размером от 0,1 до 0,2 мм. Обломки пород (составляют от 1—3 до 5—7% обломочного материала), как правило, хорошо окатаны и представлены кварцитами, мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, кремнистыми и карбонатными породами, глинистыми и слюдястыми сланцами. Цемент песчаников (15—40% объема породы) глинистый, карбонатный, реже железистый и кремнистый.

Алевролиты по облику и составу близки к описанным выше песчаникам и имеют преимущественно кварцевый или глауконито-кварцевый состав. Цемент алевролитов глинистый или глинисто-известковистый, участками железистый.

Глинистые сланцы имеют подчиненное распространение главным образом в верхней части терригенно-карбонатной пачки, переходной к карбонатной толще. Чаще они состоят из гидрослюдисто-глинистого слабо поляризующего агрегата, содержащего примесь карбонатного и алевроитового кварцевого материала. Среди карбонатных пород нижней связки укской свиты выделяются известняки, их глинистые и комковатые разновидности, редко присутствуют известковистые доломиты. По своему составу и облику эти



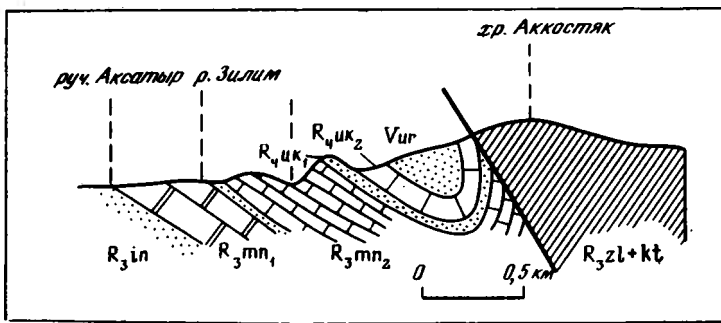
Р и с. 23. Геологическая схема полосы распространения кудаша вдоль р. Зилим между скалой Аккостяк и сел Культамак

1 – венд: урюкская свита – Vur; 2, 3 – кудаш: 2 – акташская подсвита укской свиты (R_{4uk_2}), 3 – культамакская подсвита укской свиты (R_{4uk_1}); 4–6 – верхний рифей: 4 – миньярская свита (R_{3mn}), 5 – низерская свита (R_{2in}), 6 – зильмердакская и катавская свиты (R_{3zl+kt}); 7 – важнейшие надвижки; 8 – местоположения разрезов [1 – низерская свита по р. Зилим; 2 – укская свита у устья р. Малый Аккостяк; 3 – укская свита (слой 8) у устья р. Большой Аккостяк; 4 – миньярские и укские отложения Лосиног урочища; 5 – миньярские отложения против устья руч. Аксатыр; 6 – верхнеукская (акташская) подсвита на горе Акташ; 7 – зильмердакская свита на горе Аккостяк; 8 – акташская связка на левом берегу р. Зилим; 9 – акташская подсвита в урюкской свите в излучине р. Зилим; 10 – опорный разрез миньярских и уксских отложений в 2,5 км выше Культамака; 11 – акташская подсвита укской свиты по р. Куйли; 12 – разрез основания миньярской свиты в устье р. Куйли]; 9 – границы стратиграфических подразделений

породы близки к развитым в верхней подсвите, и поэтому на их характеристике мы не будем останавливаться.

Верхняя, акташская связка сложена главным образом известняками. Эти серые, темно-серые и светло-серые породы имеют преимущественно пелитоморфную структуру и почти нацело состоят из кальцита. Иногда известняки содержат незначительную (1–2%) примесь алевритового материала, представленного кварцем или плагиоклазом. Среди известняков нередко встречаются биогермные разности со строматолитами (мощностью от 1–2 до 10–15 м и более). Часто встречаются доломиты, слагающие прослои мощностью по 5–7 м. Это серые и темно-серые породы, основная масса которых состоит из тонкого доломитового агрегата. В некоторых случаях значительные по мощности толщи известняков охвачены вторичной доломитизацией.

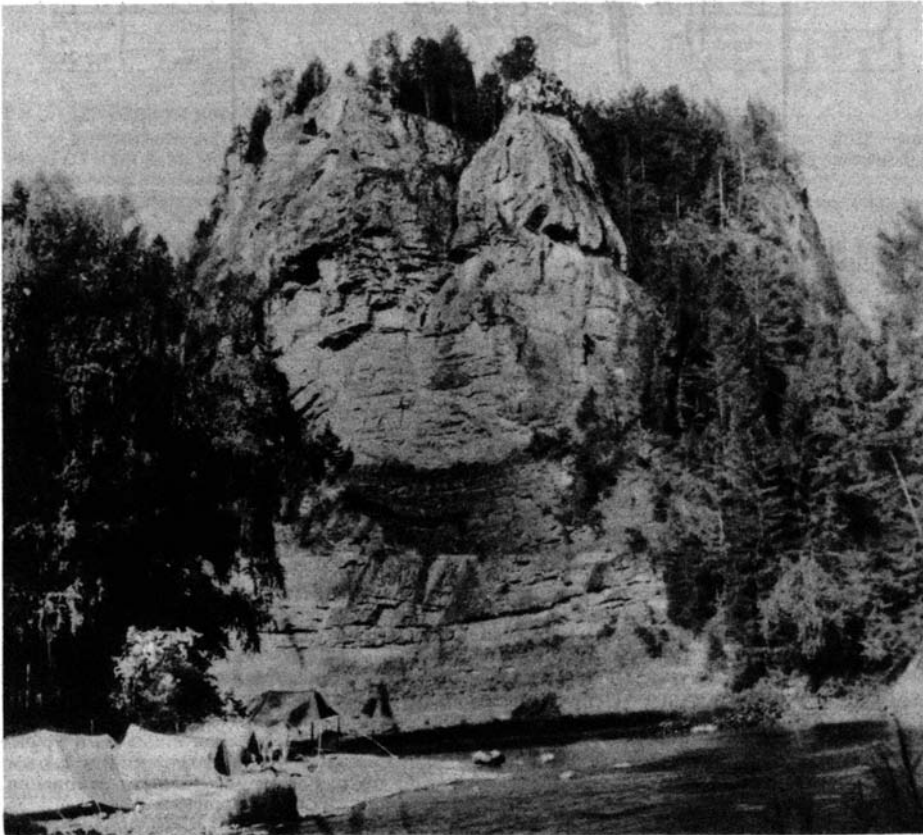
Все данные по палеонтологической и радиометрической характеристике кудашских отложений относятся только к укской свите. В нижней ее связке по р. Зилим выше



Р и с. 24. Геологический профиль той же полосы (см. рис. 23) от устья руч. Аксатыр до скалы Аккостях

Свиты: $R_3 zl + kt$ – зильмердакская и катавская, $R_3 in$ – инзерская, $R_3 mn_1$ – миньярская (низы), $R_3 mn_2$ – миньярская (верхи), $R_4 uk_1$ – нижнеукская (культатамская) подсвита, $R_4 uk_2$ – верхнеукская (акташская) подсвита, Vur – урюкская свита венда

Условные обозначения см. на рис. 6



Р и с. 25. Скала Аккостях на р. Зилим, сложенная акташской подсвитой укской свиты. Фото Б.М. Келлера

д. Бакеева Т.В. Янкаускасом [Стратотип рифея..., 1982] обнаружены многочисленные микрофоссилии с преобладанием нитчатых форм (роды *Eomucetopsis*, *Polysphaeroides*, *Palaeolynghia*, *Tortunema*, *Arctaeocellularia* и др.). Наряду с ними встречены акритархи (роды *Kildinella*, *Synsphaeridium*). Т.В. Янкаускас считает, что эта ассоциация видов более тесно связана с рифейскими, чем с вендскими, микробиотами, которые обладают существенными отличиями.

Фитолиды в укских отложениях составляют ассоциацию форм, резко отличную от верхнерифейской. Здесь нет характерных для верхнего рифея групп, таких, как *Gymnosolen*, *Minjaria*, *Katavia*. В нижней связке укской свиты встречаются своеобразные *Heterostylia zilimica* Raaben et Filatov. и *Patomella kelleri* Raaben. В вышележащих биогермных

Р и с. 26. Разрез укской свиты по р. Зилим ниже устья р. Куртазы (северо-восточнее сел. Бакеево по В.И. Козлову)

Условные обозначения см. на рис. 6

Номера у колонок. — микрофитоциты (список см. на рис. 22)

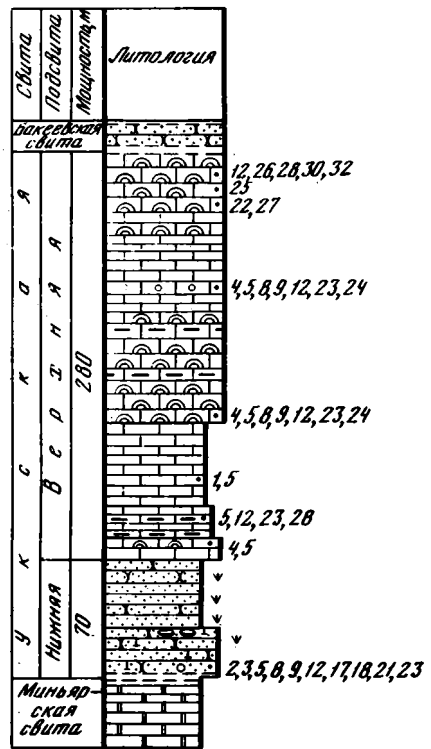
доломитах верхов укской свиты встречаются строматолиты рода *Lipella*, представленного двумя видами. Комплекс микрофитоцитов укской свиты богат и разнообразен и включает более 30 форм. Состав комплекса мало изменяется по разрезу укских отложений, но в верхней, акташской связке появляются отсутствующие внизу нубекуляритесы, которые иногда встречаются в массовом количестве. З.А. Журавлева [1980] подчеркивает, что комплекс микрофитоцитов укской свиты идентичен встреченному в юдомской свите Сибири, однако имеющиеся данные не позволяют проводить прямую корреляцию этих отложений.

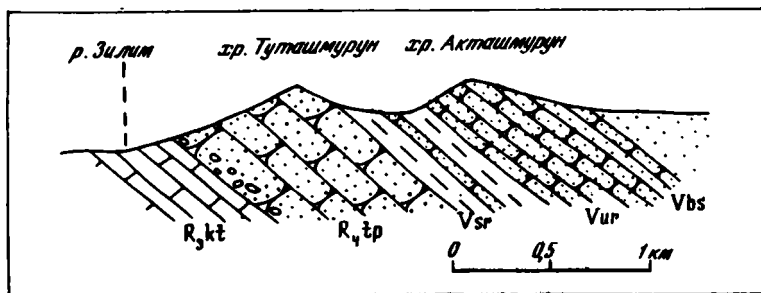
В культуракской связке укской свиты известны многочисленные глаукониты, по которым были произведены калий-аргоновые определения. Они дали значительный разброс значений возраста: 658, 649, 633 млн. лет (новые константы). В целом эти данные не противостоят принятым значениям возраста для нижней границы кудаша в 680 млн. лет.

До самого последнего времени на западном крыле Башкирского мегантиклинория аналоги кривоулукских отложений не были известны. Они были открыты лишь в самое последнее время в районе сел. Толпарова, где ниже песчаников урюкской свиты, залегающих в районе Культурака, на укской свите были обнаружены две мощные терригенные свиты, имеющие специфический облик и не похожие по литологическому составу на другие подразделения ашинской серии. Нижнюю из этих свит мы будем называть толпаровской, верхнюю — суировской. Обе эти свиты протягиваются вдоль правобережья р. Зилим от р. Малый Толпар до р. Малый Реват. На западе они граничат с породами катавской свиты, на востоке перекрыты урюкскими песчаниками (рис. 27). Краткая характеристика их следующая.

1. Толпаровская свита сложена толстослоистыми плотными кварцевыми песчаниками желтовато-серого и серого цвета. Наряду с ними встречаются редкие прослои гравелитов и, реже, конгломераты, состоящие из окатанных галек песчаников, кварцитов, жильного кварца и других пород. По правому берегу р. Зилим ниже сел. Толпарова среди песчаников располагаются тонкие (0,15–0,20 м) прослои мягких глинистых пород с отдельными кварцевыми зернами. В мацерациях этих пород Т.В. Янкаускасом были получены крупные лейосферидии (кильдинеллы). По правому берегу р. Большой Реват недалеко от устья в основании толпаровской свиты располагаются брекчи и конгломераты. Ю.Р. Беккер [1968а, с. 29] отмечает, что в составе галек встречаются обломки бордовых катавских мергелей, инзерских глауконитовых песчаников, кварцитов, габбро-диабазов и гранитоидных пород. Их мощность равна 22 м. Контакта с расположенными западнее катавскими плитчатыми известняками не видно; можно предполагать, что здесь имеет место трансгрессивное залегание. Мощность толпаровских песчаников по р. Ташлыклы 650 м.

2. Суировская свита сложена главным образом мягкими алевролитами и алевролитистыми плитчатыми полосчатыми аргиллитами с подчиненными прослоями песчаников, изредка с ритмичной слоистостью. Характерной составной частью свиты являются тиллоиды, представленные "мусорными" песчаниками ("микститамы") и конгломератами с глыбами и валунами доломитов, песчаников, кварцитов и, реже, гранитов и диабазов. Свита сложена мягкими породами, и поэтому выходы ее редки. Лучше всего она вскрыта по правому берегу р. Малый Толпар к востоку от сел. Толпарова. К северу по р. Таш-

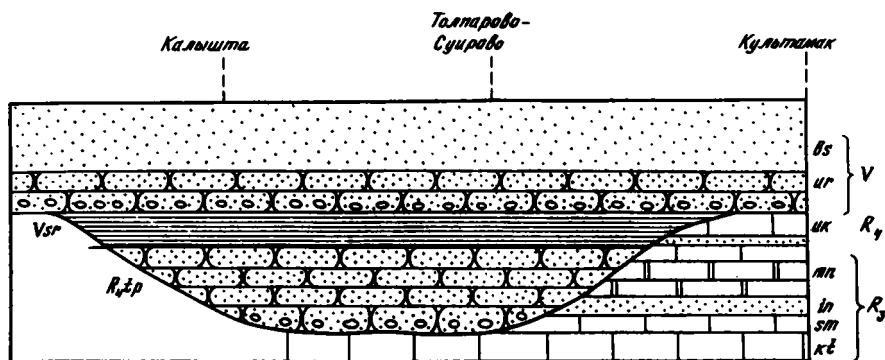




Р и с. 27. Геологический профиль вдоль р. Ташлыклы

Свиты: $R_3 kt$ – катавская, $R_4 tp$ – толпаровская, Vsr – суировская, Vur – урюкская, Vbs – басынская

Условные обозначения см на рис. 6



Р и с. 28. Принципиальная схема соотношения свит рифея и венда в разрезах р. Зилим
Условные обозначения см. на рис. 6. Бакеевская и урюкская свиты объединены

лыклы свита почти нацело задернована. Несколько хороших обнажений имеется по левому берегу р. Малый Реват ниже бывшего селения Калышты. Здесь наряду с глинистыми породами и алевролитами в рассматриваемой свите имеются 2-метровые прослой своеобразных брекчий с обломками карбонатных пород и песчаников.

В глинах и алевролитах суировской свиты по р. Малый Реват встречены микрофоссилии, в списке которых Т.В. Янкаускас указывает *Kildinella sinica* Tim., *Protosphaeridium* sp., *Nucellosphaeridium* sp., *Synsphaeridium* sp. Этот комплекс видов, состоящий из одних акритарх, не содержит нитчатых форм. Все же он представляет интерес как первая находка микрофоссилий в верхней части кудаша.

Суировская свита на западе граничит с толпаровскими песчаниками, на востоке перекрывается урюкскими песчаниками. Общая мощность ее по пересечению р. Ташлыклы достигает 300 м.

Данные о возрастной принадлежности толпаровской и суировской свит отсутствуют. Стратиграфическое их положение достаточно определено. Они лежат на катавской свите и покрываются урюкскими песчаниками (рис. 28). Если сравнить эти два подразделения с разрезом Кривой Луки, то толпаровская свита, скорее всего, отвечает криволукской свите; можно отметить литологическое сходство слагающих ее пород с апшакскими песчаниками. Что касается суировской свиты, то наличие в ней брекчий с обломками более древних пород дает возможность предполагать, что она может отвечать кургашлинским отложениям.

ВЕНД

Согласно современным представлениям [Келлер и др., 1977], в состав стратотипического разреза венда включаются вильчанская, вольнская (нижний венд) и валдайская (верхний венд) серии западной части Московской синеклизы. Нижняя граница венда пока не имеет биостратиграфического обоснования и обычно проводится по подошве ледниковых отложений вильчанской серии и ее аналогов. Этот рубеж может быть наме-

чен на восточном крыле Башкирского мегантиклинория в основании пачки тиллитоподобных пород кургашлинской свиты. На западном крыле мегантиклинория, где тиллитоподобных пород пока не обнаружено, нижняя граница венда менее отчетлива. Условно к низам венда здесь можно отнести бакеевскую свиту, с размывом залегающую на карбонатных породах укской свиты кудаша.

Верхний венд, или аналоги валдайской серии Русской плиты, представлен на Южном Урале ашинской серией. Ашинская серия (свита) впервые выделена в 1931 г. коллективом южноуральских геологов-съемщиков [Горяинова и др., 1931]. В состав ее включался мощный комплекс разнотельных полимиктовых и аркозовых песчаников, конгломератов, алевролитов и аргиллитов, отделенный от подстилающих и перекрывающих отложений "отчетливыми перерывами и следами тектогенеза..." [Олли, 1948]. Первоначально свита была расчленена на четыре [Наливкин, 1931]; а позднее на пять [Горяинова, Фалькова, 1933] толщ, которые помечались снизу цифрами от I до V. В 1937 г. геологами Башкирского геологического треста этим толщам ашинской свиты присвоены собственные названия: I толща снизу стала урюкской, II – басинской, III – куккараукской, IV – бельской (впоследствии переименована в зиганскую), V – такатинской. А.И. Олли [1948] предложил такатинскую толщу считать самостоятельной свитой, так как она отделена от ашинской свиты перерывом. Именно в объеме урюкской, басинской, куккараукской и зиганской толщ, а с 1977 г. свит, и описывалась ашинская серия на Южном Урале большинством геологов.

Ю.Р. Беккер [1968а] установил, что в разрезах по рекам Зилим, Большой Реват, Урюк и другим между типично урюкскими песчаниками ашинской серии и карбонатными отложениями миньярской или укской свиты залегают толща переслаивания песчаников и алевролитов преимущественно полевошпато-кварцевого состава, часто с глауконитом и прослоями глинистых сланцев. Эти отложения впоследствии он выделил в самостоятельную бакеевскую свиту [Беккер, 1975], залегающую с размывом на подстилающих образованиях, и включил ее в состав ашинской серии. Вслед за Ю.Р. Беккером, мы включаем теперь бакеевскую свиту в ашинскую серию, хотя в ряде опубликованных работ она ранее сопоставлялась нами с криволукской свитой восточного крыла Башкирского мегантиклинория и считалась доашинской.

Наиболее полные и мощные разрезы ашинской серии выделяются на западном крыле Башкирского мегантиклинория, где каждую из выделенных свит удается подразделить на подчиненные ей связи. Наиболее приемлемая схема деления ашинской серии дана Ю.Р. Беккером [1968а]. К этой работе нам не раз придется обращаться в ходе дальнейшего изложения. На восточном крыле Башкирского мегантиклинория ашинская серия сохранилась лишь в наиболее глубоких частях синклиналильных прогибов и имеет ограниченное распространение.

Венд западного крыла Башкирского мегантиклинория

На западном крыле мегантиклинория вендские образования имеют широкое распространение. Ими сложены значительные площади в пределах Каратауского структурного комплекса, на западных склонах хребтов Баштин, Такаты, Алатау. Наиболее полно ашинская серия представлена в бассейне рек Зилим (широтное колено в районе д. Бакеева, правобережье вблизи устьев ручьев Аккостяк и Малый Аккостяк, на отрезке от сел. Толпарова до д. Зиреклы), Зиган, Мендым, Баса, Инзер, Лемеза, Аша, в районе бывшего пос. Ивановка, по руч. Кук-Караук. В составе серии здесь отчетливо обособляются (снизу) бакеевская, урюкская, басинская, куккараукская и зиганская свиты.

Бакеевская свита

Свита сложена преимущественно полевошпато-кварцевыми песчаниками и алевролитами, часто с глауконитом, в основании иногда наблюдаются конгломераты и прослойки гематитовых руд. По данным Ю.Р. Беккера [1975], в стратотипическом для бакеевской свиты разрезе по левому берегу р. Зилим выше д. Бакеева мощность свиты около 140 м, а возраст глауконита из ее основания 622(606) – 625(609) млн. лет. (калий-аргоновый метод).

В разрезе правого берега р. Зилим в 6,5 км выше д. Бакеева, в 100 м выше устья р. Сарышки, снизу вверх (моноклинально с запада на восток) непосредственно на укских известняках залегают (снизу):

1. Песчаники кварцевые, серые, мелкозернистые, в основании (1,3 м) ожелезненные. Контакт с укскими породами резкий, но согласный. Эти песчаники постепенно переходят в существенно кварцевые плотные слюдястые и плитчатые разности 40
2. Песчаники глауконито-кварцевые, мелкозернистые, сильно ожелезненные, слюдястые, тонко-слоистые 15
3. Алевролиты кварцевые, крупнозернистые, слюдястые, плитчатые, зеленовато-серые, прослоями косослоистые. Переход в подстилающие песчаники постепенный через 1,5-метровую пачку переслаивания песчаников и алевролитов 65
4. Аркозовые песчаники и гравелиты урюкской свиты. Контакт с подстилающими алевролитами резкий, но явных признаков перерыва не наблюдается 120

Сходный с описанным набор пород в той же стратиграфической последовательности можно наблюдать в разрезах у г. Усть-Катава и на руч. Осила. В изученных разрезах бакеевская свита представлена в основном песчаниками с подчиненными пачками алевролитов.

Песчаники преимущественно серые, зеленовато- и темно-серые, разнозернистые. В шлифах они характеризуются массивной текстурой и псаммитовой структурой. Обломочный материал (60–65% породы) в них хорошо окатан и отсортирован; он состоит из кварца (85–90%), кремней (1–7%), полевого шпата (2–6%) и полевошпатовой породы (9–15%); отмечаются псевдоморфозы хлорита и окислов железа по глаукониту (?), в единичных зернах присутствуют циркон и турмалин. Цемент (35–40% породы) глинисто-кремнистый или глинисто-железистый, большей частью базального типа.

Алевролиты по облику и составу близки к описанным песчаникам. Это серые и зеленовато-серые породы, тонкоплитчатые, с тонкой горизонтальной и иногда косой слоистостью. Под микроскопом видно, что они обладают массивной текстурой и крупнозернистой алевритовой структурой. Обломочный материал в них составляет до 85% породы и представлен преимущественно зернами кварца (80–90%), полевого шпата (до 20%), единичными зернами циркона, турмалина, листочками биотита, хлорита, мусковита, глауконита, замещенного хлоритом. Цемент (15–25% породы) состоит из микрочешуйчатого хлорита, пропитанного гидроокислами железа.

С песчаниками и алевролитами бакеевской свиты в бассейне р. Зилим связаны проявления полосчатых и массивных гематитовых руд, в которых, по данным Ю.Р. Беккера [1975], содержание Fe_2O_3 колеблется от 12,96 до 35,67%, а FeO – от 0,61 до 8,55%.

Бакеевская свита по простирацию испытывает фациальные изменения: в разрезах на р. Зилим в районе д. Бакеева в основании свиты есть прослой (1–2 см) и гнезда бордового гематита, здесь проявлена тонкая параллельная и линзовидная слоистость за счет послыного неравномерного распределения глауконита и гематита; южнее устья р. Большой Шишеняк в бакеевской свите появляются мелкогалечные конгломераты и гравелиты, почти полностью исчезает глауконит, нет гематитовых прослоев; в разрезе у р. Усть-Катава свита представлена преимущественно алевролитами и глинистыми сланцами, находящимися в тонком переслаивании и содержащими большое количество глауконита и мелкой (от 2–3 мм до 1 см) хорошо окатанной гальки кремней. В основании здесь отмечаются гнезда полимиктовых конгломератов, фиксирующих размыв в подошве свиты.

Итак, бакеевская свита: 1) в изученных разрезах залегает с размывом на карбонатных породах укской свиты, содержащих строматолиты и микрофитолиты четвертого комплекса, и ниже аркозовых песчаников урюкской свиты; 2) содержит глауконит с возрастом 605–609 млн. лет.; 3) местами содержит полосчатые железистые алевролиты и гематитовые прослой.

Урюкская свита

Урюкская свита представлена главным образом аркозовыми песчаниками, гравелитами и конгломератами. Она обычно рассматривалась как базальная свита ашинской серии. В зависимости от особенностей строения песчаников, слагающих урюкскую свиту, она образует различные формы рельефа. Если песчаники плотные, то она слагает резко выраженные в рельефе гребни; слабо сцементированные песчаники наиболее западных разрезов формируют понижения рельефа. Мощности урюкской свиты подвержены значительным колебаниям. Они варьируют от нескольких десятков до нескольких сот метров.

Описание урюкской свиты мы начнем с наиболее западных разрезов, вскрывающихся на крыльях Ялмашской антиклинали у пос. Камбрыктамак (Урюк). Здесь на миньяр-

ских доломитах с конкрециями черных кремней залегает толща грубозернистых рыхлых кварцевых песчаников и гравелитов мощностью 60–70 м. Выше располагается толща песчаников и алевролитов басинской свиты.

Хороший разрез урюкской свиты можно наблюдать по правому берегу р. Зилим непосредственно выше устья р. Сарышки в 6,5 км северо-восточнее д. Бакеева (рис. 29). Здесь в небольших скальных выходах с моноклинальным падением пород (азимут падения слоистости восток-северо-восток, 70–80°, \angle 40–50°) видны урюкские песчаники, с резким контактом залегающие на алевролитах бакеевской свиты:

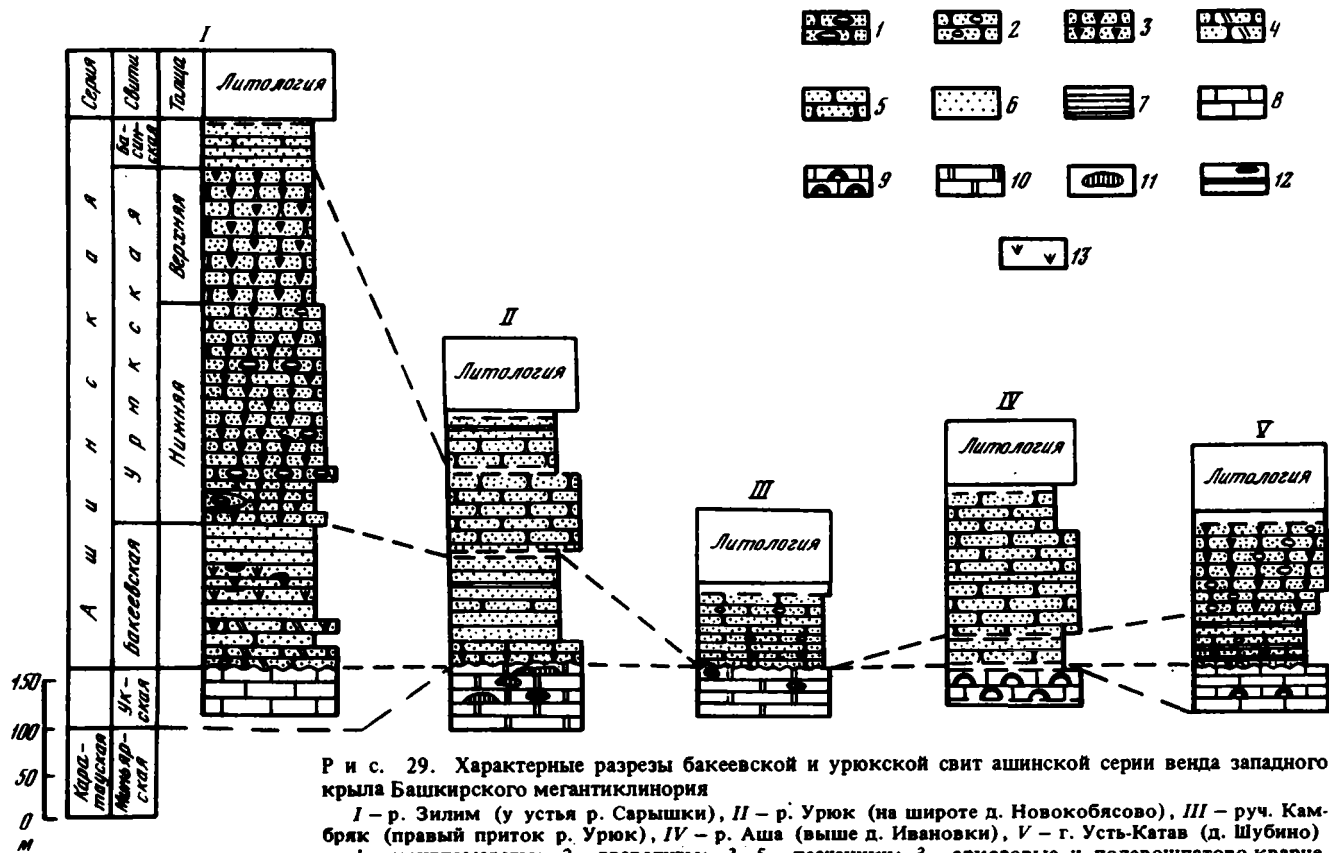
Мощность, м

1. Песчаники полевошпато-кварцевые и аркозовые, преимущественно крупнозернистые и толсто-плитчатые, светло-серого и желтоватого цвета. Примерно в 10 м от основания в них появляется редкая разрозненная полуокатанная галька (размером 0,5–1 см) жильного кварца, полевого шпата и кварцитов, а с 15 м отмечаются не выдержанные по мощности (от 1–3 см до 0,5–1 м) прослой и линзы гравелитов и редко- и мелкогалечных конгломератов 35
2. Конгломераты мелкогалечные. В цементе их присутствуют описанные выше полевошпато-кварцевые и аркозовые песчаники, в обломках – жильной кварц, кварциты, гранито-гнейсы, граниты разной зернистости, кремни и алевролиты зеленовато-серые и серые. Галька хорошо окатанная и полуокатанная, преобладающий размер ее 0,5–1 см, реже 3–5 см. Сгуженность обломочного материала неравномерна (от 30 до 70%) 15
3. Песчаники полевошпато-кварцевые и аркозовые, светло-серые, преимущественно мелко- и среднезернистые, прослоями (0,5–1,5, реже 2,0 м) крупнозернистые, переходящие в гравелиты и мелкогалечниковые конгломераты 25
4. Песчаники аркозовые, разнозернистые, зеленовато-серые, толстоплитчатые 36
5. Песчаники полевошпато-кварцевые и аркозовые, аналогичные описанным в слое 1, прослоями (1–2 м) переходящие в гравелиты 59
6. Песчаники кварцевые, мелкозернистые, слоистые, тонкоплитчатые, желтоватые, переходящие в средние и крупнозернистые полевошпатовые разности с рассеянной мелкой (0,3–0,5 см) галькой жильного кварца и розового полевого шпата. Отмечаются косая слоистость и знаки ряби субмеридионального простирания 30
7. Песчаники кварцевые и полевошпато-кварцевые, с глауконитом, мелкозернистые, зеленовато-серые, толстоплитчатые 18
8. Песчаники полевошпато-кварцевые, мелко- и среднезернистые, розовые, толстослоистые, местами с косой слоистостью. Иногда в основании слоев (2–3 см) наблюдаются редкие "лепешки" бордовых аргиллитов диаметром до 0,5 см 62
9. Песчаники кварцевые и полевошпато-кварцевые, мелко- и среднезернистые, массивные, розовато-серые 40
10. Песчаники кварцевые и полевошпато-кварцевые, неравномернозернистые, розовато-серые, иногда косослоистые, переходящие в гравелиты и мелко- и редкогалечные конгломераты. В конгломератах обломки диаметром 0,5–2 см представлены жильным кварцем, полевым шпатом, бордовыми аргиллитами, кварцитами, кремнями 30

Вышележащая часть разреза перекрыта рыхлыми образованиями и не обнажена. На простирании задернованной полосы к северу (в районе лесопункта Сарышка) отмечаются щебенка и редкие коренные выходы зеленоватых алевролитов басинской свиты. Это обстоятельство позволяет считать, что урюкская свита в разрезе р. Зилим представлена полностью; мощность свиты здесь достигает 350 м. К югу (р. Нугуш) и северу (Каратауский структурный комплекс) мощность свиты соответственно уменьшается от 150–200 до 40–60 м.

В приведенном разрезе по р. Зилим урюкская свита по особенностям литологического состава может быть разделена на две связки: нижнюю – светло-серые полевошпато-кварцевые и аркозовые песчаники с прослоями и линзами гравелитов и мелкогалечниковых конгломератов (слои 1–6, мощность 200 м) и верхнюю – розовато-серые кварцевые и полевошпато-кварцевые песчаники, преимущественно мелкозернистые (слои 7–10, мощность 150 м). Подобное двучленное деление урюкской свиты выдерживается по простиранию к югу через разрезы гор Липовых (на тракте Стерлитамак – Белорецк) до широтного течения р. Белой и к северу в бассейн р. Лемезы, где верхняя толща имеет мощность около 150 м и представлена зеленовато- и розовато-серыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов.

В целом для урюкской свиты характерно однотипное строение разреза с преобладанием аркозовых и полевошпато-кварцевых грубозернистых песчаников, светло-, желтовато- и розовато-серых, как правило, толсто-наслоенных, со слабой цементацией обломочного материала, отчего они легко выветриваются и плохо обнажены. Окатанность и сортировка обломочного материала в песчаниках слабая, величина зерен в основной массе колеблется от 0,3 до 2–3 мм. Обломочный материал обычно составляет 60–80% объема породы и представлен кварцем (40–60%), полевым шпатом (10–35%) и обломками пород (от 1 до 5–10%), а также единичными зернами биотита, мусковита, хлори-



Р и с. 29. Характерные разрезы бакеевской и урукской свит ашинской серии венда западного крыла Башкирского мегантиклинория

I – р. Зилим (у устья р. Сарышки), *II* – р. Урюк (на широте д. Новокобасово), *III* – руч. Камбрак (правый приток р. Урюк), *IV* – р. Аша (выше д. Ивановки), *V* – г. Усть-Катав (д. Шубино)

1 – конгломераты; 2 – гравелиты; 3–5 – песчаники: 3 – аркозовые и полевошпатово-кварцевые, 4 – железненные, 5 – кварцевые; 6 – алевролиты; 7 – аргиллиты; 8 – известняки; 9 – известняки со строматолитами; 10 – доломиты; 11 – кремни; 12 – пласти и линзы гематита; 13 – глауконит

При составлении разреза *III* использованы материалы Н.Е. Шишориной, *IV* – Ю.Р. Беккера [1968а] и А.В. Маслова

та, глауконита, циркона, турмалина и сфена. Полевой шпат, как правило, представлен микроклином, ортоклазом и плагиоклазом (альбит—олигоклаз). В обломках пород встречаются микрокварциты, граниты, гнейсы, серицито-глинистые сланцы, кремнистые и кремнисто-глинистые породы, алевролиты, кварцитовидные песчаники. Цемент песчаников (30—40% породы) соприкосновения или регенерационный, контактово-поровый, реже встречается пленочный и поровый цемент кварцевого, хлорито-кварцевого и хлорито-серицитового состава.

Басинская свита

Сложена преимущественно полимиктовыми песчаниками, чередующимися с аргиллитами и алевролитами. Распространение басинских отложений в общих чертах совпадает с областью развития урюкских образований. На западном крыле Алатауского антиклинория отложения свиты пролеживают к северу от широтного течения р. Белой вплоть до р. Мендым. Ширина выхода басинских отложений вдоль тракта Стерлитамак — Белорецк достигает 9 км; по р. Мендым увеличивается до 12—14 км. На восточном крыле Алатауского антиклинория ширина полосы распространения свиты меняется от 0,5—1 км на юге у д. Кудашки, до 5 км на широте р. Большой Инзер. С подстилающей урюкской и перекрывающей куккараукской басинская свита связана постепенными переходами [Олли, 1948].

Выходы басинской свиты можно наблюдать также по рекам Нугуш, Зиган, Мендым, Басу, Инзер, Лемеза.

В разобренных обнажениях в 500 м ниже д. Кулмас по левому и правому берегу р. Басу с востока на запад обнажен следующий разрез басинской свиты (снизу вверх):

Мощность, м

1. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, зеленовато-серые, плотные, крупнослоистые (10—20 см) и массивные, прослоями косослоистые; в основании в них встречен единичный прослой (10 см) тонкоплитчатых зеленовато-серых алевролитов 60

Задерновано по мощности 150 м; на поверхности наблюдаются глыбы описанных песчаников и щебенка алевролитов.

2. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, крупнослоистые (10—20 см) и массивные (40—60 см), местами известковистые; сверху — с прослоями (от 1—2 до 3—5 см) алевролитов, по составу и облику близких к песчаникам 90
3. Алевролиты полимиктовые, зеленовато-серые, с желтоватым оттенком, тонкослоистые (1—3 мм) или тонкоплитчатые (1—3 см), с редкими (через 40—70 см) прослоями (1—3 мм) песчаников полимиктовых, мелкозернистых, сильно ожелезненных, бурых 35
4. Алевролиты полимиктовые, серые, с зеленоватым или желтоватым оттенком, прослоями черные, с ленточной слоистостью, обусловленной чередованием слоев различной окраски и размерности зерен; наблюдаются редкие слои (1—2 мм) песчаников полимиктовых, мелкозернистых, серых 12

Задерновано по ходу 90 м, отмечаются редкая щебенка описанных алевролитов и обломки песчаников.

5. Аргиллиты вишневые, листоватые и тонкоплитчатые, прослоями (0,2—50 см) в верхних 8 м они серые. 35

Задерновано по ходу 210 м, встречается мелкая щебенка описанных выше аргиллитов и алевролитов.

6. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, зеленовато-серые, известковистые, плитчатые (от 2—3 до 5—10 см) 6

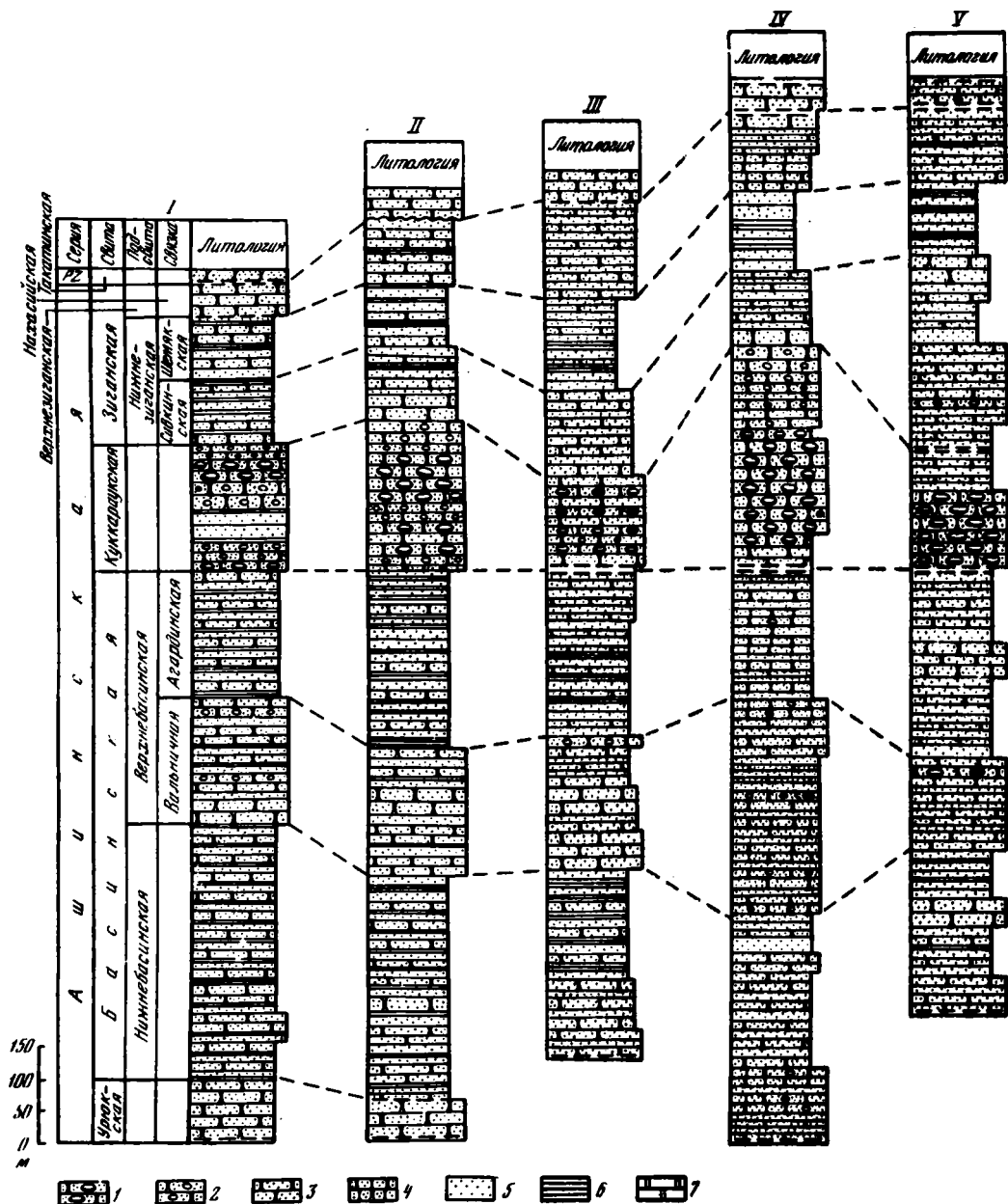
Задерновано по ходу 140 м, наблюдаются редкие обломки песчаников слоя 6.

7. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, зеленовато-серые с желтоватым оттенком, крупноплитчатые (15—40 см) до массивных (50—70 см), с прослоями тонкоплитчатых (от 3 до 5 мм) полимиктовых алевролитов 30

8. Разрозненные коренные выходы, обломки песчаников и щебенка алевролитов. Песчаники полимиктовые, известковистые, мелкозернистые, плитчатые (от 1—5 до 20—30 см), часто косослоистые; алевролиты полимиктовые (от 5 до 10 мм); цвет пород от зеленовато-серого с вишневым оттенком до вишневого с серым оттенком. Переход от песчаников к алевролитам постепенный, через тонкое переслаивание. Соотношение алевролитов и песчаников в переслаивании 3:1 . . . 400

Мощность басинской свиты в приведенном разрезе 850 м.

В разрезе вдоль руч. Кук-Караук по тракту Белорецк — Стерлитамак от моста через р. Красную (пос. Казармы) последовательно снизу вверх обнажены (рис. 30):



Р и с. 30. Разрезы ашинской серии венда западного крыла Башкирского мегантиклинория
 I – р. Инзер; II – р. Баса (у д. Кулмас); III – р. Мендым; IV – руч. Кук-Караук; V – р. Зиган
 1 – конгломераты; 2 – гравелиты; 3 – песчаники; 4 – известковистые песчаники; 5 – алевролиты; 6 – аргиллиты (глинистые сланцы); 7 – доломиты
 При составлении разреза I использованы материалы Ю.Р. Беккера [1968], II и III – Н.Е. Шишириной, IV – Г.И. Богатыревой

Мощность, м

1. Песчаники полимиктовые, разнозернистые, известковистые, плитчатые, зеленовато-серые, неравномернослоистые. В отдельных прослоях ближе к плоскостям напластования они содержат редкую хорошо окатанную уплощенную гальку темно-серых алевролитов размером $5 \times 1,5$ см. Отмечаются единичные прослои (до 0,8 м) алевролитов зеленовато-серых, по составу близких к описываемым песчаникам
2. Неравномерное переслаивание песчаников и алевролитов полимиктового состава, зеленовато-серых, отдельными прослоями известковистых. По существу, здесь мы имеем чередование (мощностью по 30–50 м) пачек (от 5–6 см до 2–5 м) переслаивания песчаников и алевролитов, в которых преобладают то те, то другие разновидности. Границы прослоев четкие за счет смены зернистости и количества глинистого материала. В зависимости от размерности (от 0,08 до 1,5 мм) обломочных зерен в песчаниках выделяются мелко-, средне- и крупнозернистые разновидности, пре-

- обладают среднезернистые. Поверхности напластования ровные, иногда внутри слоев отмечается косяя слоистость 180
3. Алевролиты полимиктового состава, тонкоплитчатые, зеленовато-серые, часто с розоватым оттенком. В них отмечаются редкие тонкие (1–5 см) прослойки песчаников полимиктовых, мелкозернистых, зеленовато-серых. Границы слоев резкие. В некоторых прослоях алевролиты слабоизвестковистые 60
 4. Песчаники полимиктовые, разноезернистые, плитчатые (по мощности отдельных слоев), зеленовато-серые с буроватым оттенком, плотные, неяснослоистые; в отдельных прослоях песчаники содержат редкую уплотненную гальку (до 0,8 см) зеленовато-бурых алевролитов 190
 5. Алевролиты полимиктовые, мелкозернистые, тонкослоистые (1–5 см), зеленовато-серые, иногда косослоистые, с прослоями (0,3–1,5 м) серых плитчатых полимиктовых известковистых песчаников 55
 6. Песчаники полимиктовые, среднезернистые, известковистые, серые и зеленовато-серые, плитчатые. В основании (0,5–0,7 м) они имеют серый цвет и отдельность, близкую к шаровой. Выше этого горизонта примерно на 15 м песчаники крупнозернистые, с гравийными зернами, крупнослоистые (0,2–0,7 м), а еще выше наблюдаются средние и мелкозернистые песчаники при преобладании первых. Мелкозернистые разности содержат прослой (до 0,5 м) алевролитов зеленовато-серых, известковистых 90
 7. Алевролиты полимиктовые, известковистые, серые и темно-серые, тонкослоистые, участками косослоистые, плитчатые. Слоистость выражена четко и обусловлена чередованием слоев мелко- и крупнозернистой алевритовой размерности, содержанием глинистого материала и цветом. В верхах слоя есть прослой (10 см) вишнево-красных алевролитов, тонко переслаивающихся (0,5–2 см) с серыми и темно-серыми косослоистыми известковистыми алевролитами; единичны прослой мелкозернистых песчаников близкого к алевролитам состава 18
 8. Песчаники полимиктовые, разноезернистые, известковистые, серого и розовато-серого цвета, с тремя прослоями вишнево-красных алевролитов мощностью от 4 до 7 м. В верхах слоя имеется прослой (3 м) полимиктовых гравелитов 122
 9. Неравномерное переслаивание алевролитов (от 0,01 до 1,8 м) и песчаников (1–15 см) полимиктового состава, плотных, большей частью известковистых. Породы вишнево-красного и серого цвета, отчетливо слоистые за счет чередования прослоев с разной размерностью обломочных зерен, с неравномерным содержанием обломочного, глинистого и железистого материала; наблюдается косяя слоистость отдельных прослоев (особенно в верхней части слоя). К нижней половине слоя приурочены более кварцевые разности пород 75

Суммарная мощность басинской свиты в разрезе по руч. Кук-Караук около 900 м.

При изучении басинской свиты по р. Басе А.И. Олли [1948] расчленил ее на четыре пачки (снизу): 1) аркозовые и полимиктовые песчаники – 150 м; 2) аргиллиты с маломощными прослоями аркозовых песчаников – 300 м; 3) грубозернистые и гравийные аркозовые и полимиктовые песчаники – 150 м; 4) аркозовые песчаники, переслаивающиеся с алевролитами и аргиллитами, – 250 м. Ю.Р. Беккер [1968а] расчленил басинскую свиту на нижне- и верхнебасинскую подсвиты. Используя материалы С.М. Домрачева [1952], в составе нижнебасинской подсвиты он выделил кулмасскую (нижнюю) и карликовскую толщи, а в верхнебасинской (снизу) – вальничную и агардинскую толщи. Нам представляется, что незначительные различия в строении кулмасской и карликовской толщ, а также недостаточная обнаженность нижней части разреза басинской свиты исключают надобность расчленения нижнебасинской подсвиты на более мелкие связки. Таким образом, используя материалы Ю.Р. Беккера [1968], мы предлагаем расчленил басинскую свиту на нижне- и верхнебасинскую подсвиты, с подразделением последней на вальничную и агардинскую толщи, прослеживаемые по простиранию (см. рис. 30) от южных разрезов (р. Нугуш) к северным (р. Лемеза).

Нижнебасинская подсвита в основании (слои 1 и 2 приведенных разрезов) сложена полимиктовыми песчаниками, мелкозернистыми, тонко- и среднеплитчатыми, зеленовато-серыми и серыми, часто косослоистыми, с маломощными (от 1–2 до 3–5, редко 10 см) прослоями зеленовато-серых алевролитов. Верхняя половина подсвиты (слои 3–5 разреза по р. Басе и 3–7 по руч. Кук-Караук) представлена преимущественно алевролитами и аргиллитами зеленовато-серой и розовато-серой (вишневой) окраски, образующими постепенные взаимопереходы и содержащими прослой (1–3 мм, редко 1–2 см) серых и розовато-серых полимиктовых песчаников. Мощность подсвиты примерно 450 м.

Верхнебасинская подсвита, как уже отмечалось, имеет двучленное строение: в составе ее обособляются вальничная (нижняя) и агардинская (верхняя) связки.

Вальничная связка (слои 6 и 7 разреза по р. Басе и по руч. Кук-Караук) сложена грубозернистыми полимиктовыми песчаниками, иногда переходящими в гравелиты и мелко-редкогалечниковые конгломераты (реки Мендым, Зиган и др.; см. рис. 30). Мощность толщи 100–200 м.

Агардинская связка (слой 8 по р. Басе и 9 по руч. Кук-Караук) существенно алевролитовая с неравномерным содержанием и размерностью обломочного материала полимиктового состава. В зависимости от содержания обломочного, глинистого и железистого материала алевролиты отдельными прослоями постепенно переходят в мелкозернистые песчаники. Породы вишнево-красного, серого и зеленовато-серого цвета с вишневым оттенком. Мощность толщи колеблется от 120 до 250 м, а общая мощность верхнебасинской подсвиты достигает 250—450 м.

В составе басинской свиты преобладают полимиктовые, полевошпато-кварцевые, аркозовые и граувакковые, преимущественно мелкозернистые песчаники и серые и зеленовато-серые, реже вишнево-красные, прослоями известковистые алевролиты. Обломочный материал песчаников (70—90% породы) разнозернистый, большей частью угловато-окатанный и представлен кварцем (60—80%), полевым шпатом (от 5—10 до 25—35%) и обломками пород (5—15%). Цемент песчаников (5—25% породы) обычно гидрослюдистый или кварцевый, кварц-карбонатный, иногда железистый или хлоритовый порово-контактового типа, заполнения пор или базальный.

Алевролиты по составу и внешнему облику близки к описанным песчаникам и отличаются от них уменьшением зернистости обломочного материала, в составе которого резко преобладает кварц, и увеличением количества цемента (до 30—40% объема породы), состоящего главным образом из гидрослюдистого агрегата с незначительным включением кварца, хлорита, кальцита и гидроокислов железа.

Аргиллиты резко подчинены в составе басинской свиты. Они состоят из слабо серицитизированного пелитового материала, часто пропитанного гидроокислами железа, с незначительной (1—3%) примесью кварца и полевых шпатов алевролитовой размерности.

В сравнении с описанными ранее урюкскими образованиями отложения басинской свиты характеризуются: 1) ритмичным чередованием песчаников и алевролитов; 2) наличием в обломках эффузивных и интрузивных пород основного состава; 3) присутствием в заметных количествах эпидота, сфена и рудного минерала; 4) содержанием карбоната в цементе.

Кук-Караукская свита

Представлена внизу и сверху песчаниками, а в средней части конгломератами. Отложения свиты узкой полосой с удовлетворительной обнаженностью прослеживаются от среднего течения р. Урюк и далее на север к р. Баса. С подстилающей басинской и перекрывающей зиганской свитами она связана постепенными переходами [Олли, 1948; Беккер, 1968а].

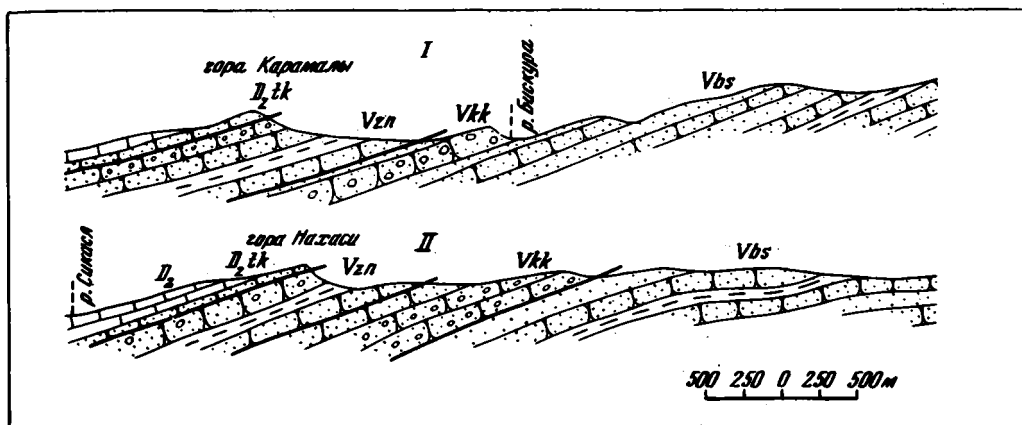
В стратотипическом для свиты разрезе по руч. Кук-Караук (рис. 31) вдоль тракта Белорецк — Стерлитамак в 2,6 км восточнее хут. Кук-Караук стратиграфически выше песчаников басинской свиты (слой 9) обнажены (снизу):

Мощность, м

- | | |
|--|-----|
| 10. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, коричневатокрасные, плотные, плитчатые (от 2—5 до 10—20 см), неяснослоистые, иногда косослоистые | 35 |
| 11. Конгломераты валуново-галечные и среднегалечные с песчано-гравийным цементом и мелкогалечные с песчаным цементом. Границы между этими разновидностями условны, а переходы постепенны | 185 |

Конгломераты в низах слоя (по мощности 3 м) характеризуются светлой окраской и глыбовой слоистостью (0,5—1 м), обусловленной различной величиной обломочного материала (размер обломков колеблется от 2—3 до 5 см). Это среднегалечные конгломераты, сгруженность обломочного материала в них крайне неравномерная, сортированность его по крупности обломков слабая; степень окатанности самая различная: наряду с преобладающей хорошо окатанной галькой есть полуокатанные и угловатые обломки. Соотношение обломочного материала и цемента колеблется от 1:10 до 1:4. Цемент конгломератов представлен белыми гравийными полимиктовыми песчаниками.

Выше залегаёт пачка красно-бурых мелкогалечных конгломератов, на 60—75% сложенных хорошо отсортированным обломочным материалом, среди которого преобладает хорошо- и среднеокатанная галька размером 1—2 см, округлой или слегка уплощенной формы. При этом от подошвы к кровле отдельных пластов наблюдается постепенное уменьшение размеров и количества гальки и конгломераты незаметно переходят в гравелиты и среднезернистые песчаники, мощность прослоев которых достигает 1—1,5 м. Мощность этой части слоя около 60 м.



Р и с. 31. Разрезы ашинской серии венда по рекам Мендым (I) и Кук-Караук (II)
Условные обозначения см. на рис. 6

Выше лежат крупно- и валунно-галечные конгломераты, в цементе их присутствуют красно-бурые крупнозернистые песчаники и гравелиты. Обломочный материал составляет 60–80% породы, имеет неравномерную сгруженность, размер его колеблется от 1–5 см до мелких валунов. Галька угловато-окатанная, представлена белыми, темно- и зеленовато-серыми кварцито-песчаниками, белыми полимиктовыми песчаниками, зеленовато-серыми, розовато-белыми рассланцованными слюдистыми кварцитами, темно-бордовым микроклином, ортоклазом, мусковитовыми и двуслюдяными гранитами, кварцевыми порфирами, микропегматитами и молочно-белым кварцем, черными и белыми кварцитами, слюдистыми рассланцованными олигомиктовыми песчаниками, черными железистыми кварцитами, красными кремнистыми породами. Мощность этой части слоя ориентировочно 105 м.

Выше вновь залегает пачка мелкогалечных бордовых конгломератов, но с песчаным цементом. Обломочный материал (60–70% породы) размером от 0,5–1 до 2–5 см характеризуется неравномерным распределением и угловатой окатанностью, по составу аналогичен таковому из вышеописанных конгломератов. В этом горизонте содержатся частые прослои и линзы (10–20 см) вишнево-красных полимиктовых песчаников (с редкими гравийными зернами и единичной галькой), аналогичных цементу конгломератов. Верхи горизонта (1,5 м) представлены вишнево-красным или бурым гравелитом того же состава, что и основная масса конгломератов. Мощность этой части слоя около 20 м.

Мощность, м

12. Песчаники полимиктовые, мелко- и среднезернистые, редко крупнозернистые и гравийные, коричневатокрасные, с единичной галькой (от 1 до 3 см), по составу близкой к гальке из подстилающих конгломератов, и гравийными зернами кварца. Песчаники обычно имеют хорошо выраженную слоистость за счет чередования слоев с различной размерностью зерен; отдельными прослоями они косослоистые 130

Мощность куккараукской свиты в стратотипическом разрезе руч. Кук-Караук 350 м, на реках Зиган – 120 м, Мендым – 150 м, Таката – 50–100 м, Баса – 170 м, Большой Инзер – 275 м. Колебания мощности свиты связаны с присутствием в разрезе конгломератов, являющихся, по-видимому, пролювиальными образованиями.

По составу и текстурно-структурным особенностям песчаники, гравелиты и цемент конгломератов куккараукской свиты близки между собой. Они имеют полимиктовый состав, приближающийся к граувакковому, массивное сложение и псаммопсефитовые структуры. Цемент, составляющий обычно 15–30% породы, регенерационный и состоит из кварца, микрочешуйчатого серицита, пылеватого рудного минерала, окислов железа и реликтовых гидрослюд. Обломочный материал (70–85% породы) характеризуется средней сортировкой и слабой окатанностью и состоит в основном из зерен кварца (40–50%), обломков пород (25–40%), представленных микрокварцитами, алевролитами, песчаниками, кварцито-песчаниками, кварцитами, гранитами, микропегматитами, жильным кварцем, кремнистыми, серицито-кремнистыми, серицито-хлоритовыми (часто углистыми), железисто-кремнистыми и полевошпато-

выми породами; единичны зерна циркона, турмалина, рудного минерала, пластинки мусковита, хлорита и гидробиотита. Более подробно основные типы пород свиты описаны в работах Ю.Р. Беккера [1968а] и А.И. Олли [1948].

Ю.Р. Беккер [1968а] выделяет в куккараукской свите нижне- и верхнекуккараукскую подсвиты, а в составе последней – кибизскую и гумеровскую толщи. Кибизская толща (существенно конгломератовая) [Беккер, 1968а, с. 46] отвечает слою 2 описанного разреза, а гумеровская толща и нижнекуккараукская подсвита – соответственно слоям 3 и 1 этого разреза. Проведенные нами наблюдения и материалы Ю.Р. Беккера свидетельствуют о постоянстве состава куккараукской свиты в различных пересечениях, несмотря даже на изменение ее мощности по простиранию.

От подстилающих басинских породы куккараукской свиты отличаются меньшим содержанием эпидота, сфена и рудного минерала, отсутствием карбоната в цементе, а также присутствием в значительном количестве конгломератов, составляющих в среднем от 40 до 55% мощности свиты.

Зиганская свита

Зиганская свита сложена полимиктовыми песчаниками, гравелитами и алевролитоглинистыми породами, как исключение в средней части свиты встречаются прослой доломитов. Свита наиболее полно представлена на западном крыле Алатауского антиклинория, где она согласно залегает на подстилающих куккараукских отложениях и трансгрессивно перекрывается кварцевыми песчаниками такатинской свиты среднего девона. Обнаженность свиты крайне неравномерная. Связки и пачки, сложенные плотными породами, хорошо сопротивляющимися выветриванию, обнажены хорошо, в то время как мягкие глинистые отложения обычно задернованы и их обнажения чрезвычайно редки.

В разрезе зиганской свиты в скалах левого берега р. Зиган в 1750 м ниже (по прямой) устья руч. Янаш стратиграфически выше разногалечных конгломератов и песчаников куккараукской свиты обнажены (снизу вверх):

Мощность, м

1. Песчаники полимиктовые и кварцевые, серые с зеленоватым оттенком, среднезернистые, слабоизвестковистые, разноплитчатые, слюдястые, с редкими прослоями (от 1–2 до 6–8, редко 10 см) алевролитов кварцевых, зеленовато-серых, слюдястых, тонкоплитчатых. По отдельным прослоям песчаники косослоистые. Переход между песчаниками и алевролитами постепенный 40
2. Песчаники полимиктовые и кварцевые, мелкозернистые, розовато-серые, слюдястые, разноплитчатые (от 2–3, 5–10 до 30–50 см). В основании содержатся редкие и не выдержанные по мощности (от 3–5 до 10–80 см, редко 1–1,2 м) прослой розовато-зеленовато-серых алевролитов. Породы характеризуются наличием косой слоистости 45
3. Песчаники полимиктовые и кварцевые, мелкозернистые, зеленовато-серые, слюдястые, прослоями известковистые. Местами песчаники более кварцевые, среднезернистые, с желтоватым оттенком, с волновыми знаками ряби, с прослоями (от 2–5 до 10–15 см) алевролитов того же состава и облика. Породы разноплитчатые (по величине слоистости от 1–6 до 10–15 см) . . 75
4. Задерновано. Разрозненные гривки песчаников и алевролитов, аналогичных описанному в слое 2 65
5. Алевролиты полимиктовые и кварцевые, серые и зеленовато-серые, отдельными прослоями известковистые, тонкоплитчатые 75
6. Задерновано. Щебенка пород слоя 5 100
7. Песчаники полимиктовые и кварцевые, мелкозернистые, зеленовато-серые, разноплитчатые (от 2–5, 8–10 до 30–40 см), слюдястые, с редкими прослоями (от 2–5 до 10–15 см) алевролитов того же состава и облика. Переход между песчаниками и алевролитами постепенный. Прослой песчаников в различной степени известковистые 35
8. Неравномерное переслаивание: а) песчаников полимиктовых, средне- и мелкозернистых, серых, зеленовато-серых, известковистых, неравномерноплитчатых (5–10, 30–40, иногда 70 см); б) алевролитов существенно кварцевых, зеленых, и зеленовато-серых, тонкоплитчатых, слюдястых, образующих прослой от 2–3 до 30–40, редко 70–120 см; в) аргиллитов зеленовато-серых и розоватых (в редких прослоях мощностью не более 1 см) 15
9. Песчаники кварцевые, мелкозернистые, иногда среднезернистые, зеленые, зеленовато-серые, плотные, слюдястые, прослоями известковистые (при выветривании буреют) или глинистые, участками постепенно переходящие в алевролиты того же состава и облика. Песчаники плитчатые (0,5–1, 2–3, 10–15 см) 50
10. Гравелиты полимиктовые, в цементе их грубозернистый кварцевый песчаник, в обломках (от 1 мм до 1 см и 3–4 см) – алевролиты, жильный кварц, песчаники 0,25

Породы последнего слоя по степени постдиагенетических изменений, облику и составу резко отличаются от подстилающих и имеют сходство с палеозойскими образованиями. Мощность зиганской свиты в стратотипическом разрезе 500 м, на р. Инзер

она доходит до 400 м; минимальные мощности (100–150 м) зафиксированы на реках Ялмаш и Кашели [Беккер, 1968а]. Наблюдаемые колебания мощности свиты обусловлены главным образом позднейшим размывом верхних толщ зиганской свиты. Основные типы пород зиганской свиты по минералого-петрографическому составу и текстурно-структурным особенностям близки к одноименным породам басинской свиты, что еще раньше отмечалось А.И. Олли [1948] и Ю.Р. Беккером [1958], О.П. Гожиновой и Э.А. Фальковой [1937] и др.

Д.В. Наливкин [1962] выделил в верхах зиганской свиты две толщи или, по принятой в этой работе терминологии, связи. Нижняя, шемякская толща сложена плотными окремненными песчаниками с кварцево-глинистым цементом, мощность ее 40–50 м. В рельефе ей отвечают высокие гребни. Выше располагается нахасийская толща (30–40 м), сложенная близкими по составу песчаниками с плоскими глинистыми гальками ("бляшками"). Позже Ю.Р. Беккер [1968а] предложил трехчленное деление зиганской свиты, подразделив ее на савкинскую, шемякскую и нахасийскую толщи. Название двух верхних толщ было заимствовано у Д.В. Наливкина, однако почему-то в шемякскую толщу Ю.Р. Беккером были включены мягкие глинисто-алевролитовые отложения, слагающие понижения рельефа. С шемякской толщей они не имеют ничего общего. Это совершенно особая толща, которой следует дать специальное название. Мы будем называть ее сиказинской по имени р. Сиказы, в бассейне которой она хорошо представлена.

В итоге мы будем выделять в составе зиганской свиты следующие связи:

1) савкинскую связь, представленную полимиктовыми и кварцевыми песчаниками зеленовато-серого, иногда розоватого цвета, с редкими прослоями алевролитов. Мощность (по данным Ю.Р. Беккера) 160 м;

2) сиказинскую связь, сложенную зеленовато-серыми алевролитоглинистыми породами, иногда содержащими прослои и линзы доломитов. В рельефе этой связи отвечает понижение, в связи с чем хорошие ее обнажения являются редкостью. Мощность 130 м;

3) шемякскую связь, состоящую из плотных кварцевых мелкозернистых песчаников. Мощность 100 м;

4) нахасинскую связь, представленную мелкозернистыми плотными зеленовато-серыми кварцевыми и полимиктовыми песчаниками, слюдястыми, с глинистым, иногда известковистым цементом. Нередко встречаются прослои гравелитов (р. Мендым) и песчаники с глинистыми гальками (бляшками). Между р. Зиган на юге и р. Мендым на севере шемякские и нахасинские отложения вместе с такатинскими песчаниками девона слагают отчетливые гребни кузстового рельефа. Мощность 50 м.

В сиказинской связи по р. Зилим встречены нитчатые водоросли из группы *Rudniana*, определенные как *Omalophyma gracilis* Golub, *O. angusta* Golub, *Capitophyma ovalis* Golub, а также *Bavlinella foveolata* Schep. Все эти формы обычны в венде Русской плиты.

Зиганская свита завершает разрез ашинской серии и в целом допалеозойских образований западного склона Южного Урала. Выше ее в крайних западных выходах докембрия Южного Урала с размывом залегает такатинская свита девона. На южном погружении Башкирского мегантиклинория басинская свита ашинской серии покрывается песчаниками верхнего ордовика с трилобитами.

Возраст ашинской серии долгое время оставался дискуссионным. Одни исследователи считали его докембрийским [Гарань, 1946; Шатский, 1945], другие – кембрийским [Келлер, 1952] или ордовикским [Олли, 1948; Львов, 1957], а в верхней части девонским [Домрачев, 1952]. В настоящее время установлено: 1) разновозрастные палеозойские отложения с размывом залегают на верхних горизонтах ашинской серии венда; 2) изотопными методами датирован глауконит из низов ашинской серии: возраст бакеевской свиты 615(605) – 625(609), басинской – 573(557) млн. лет [Беккер, 1975; Гаррис, 1973]; 3) в отложениях сылвицкой серии (возрастной аналог ашинской серии на Среднем Урале) [Беккер, 1977, 1980б] найдены *Tirasiana disciformis* Palyi и другие характерные для венда формы; 4) возраст габбро-диабазов, прорывающих породы сылвицкой серии, равен 590(574)–630(613) млн. лет (калий-аргоновый метод [Беккер, 1980б]).

Таким образом, перечисленные выше факты достаточно убедительно подтверждают отнесение ашинской серии к венду.

На восточном крыле этой структуры с ашинской серией сопоставляются отложения, локально развитые в пределах Тирлянской и Криволукской синклиналей. В ашинскую серию здесь объединены разнообразны по составу отложения, завершающие разрез верхнедокембрийских образований. Изучением их в различное время занимались О.П. Горяинова и Э.А. Фалькова [1935, 1940], С.В. Младших и Б.Д. Аблизин [1967], Б.М. Келлер [1966], Ю.Р. Беккер [1968а], М.И. Гарань [1969а], А.В. Ключихин и др. [1969], В.И. Козлов [1973, 1978], Н.М. Чумаков [1978б]. Этими исследованиями в целом правильно установлена последовательность напластования развитых здесь образований, но трактовка их возраста и корреляция с типовыми разрезами западного крыла Башкирского мегантиклинория до настоящего времени остаются дискуссионными. Отсылая читателей за подробностями к работам перечисленных выше авторов, мы считаем возможным ниже привести краткое описание выделяемых здесь в ашинскую серию стратиграфических подразделений. Две свиты, относимые к ашинской серии в Криволукской синклинали (кургашлинская и байназаровская), были впервые выделены А.В. Ключихиным и его соавторами [1969]. Описание их также можно найти в работе Н.М. Чумакова [1978б]. Обе вместе они обозначались Ю.Р. Беккером [1968] как кальтягауская свита.

Кургашлинская свита

Кургашлинская свита распространена в центральной части Криволукской синклинали, имеющей сложное блоковое строение, что значительно затрудняет разработку детальной стратиграфической схемы свиты. В составе ее отмечаются полимиктовые песчаники и алевролиты, глинистые и карбонатно-глинистые сланцы, гравелиты и тиллитоподобные породы. Разрозненные выходы ее можно наблюдать на реках Кальтягау, Белая (у деревень Мурадымово, Байназарово, в районе урочища Кривая Лука), Кургашля и др. На подстилающей криволукской свите кургашлинская залегает с размывом, которому предшествовало внедрение габбро-диабазов; на последних кургашлинская свита залегает с размывом. Кургашлинская свита делится на две подсвиты. Нижняя сложена тиллитоподобными конгломератами (мощностью до 50 м), верхняя представлена алевролитами и алевропелитами (до 140 м).

Наиболее полный разрез кургашлинской свиты наблюдается по правому берегу р. Белой в южном колене Кривой Луки в 500 м ниже пасеки, где непосредственно на габбро-диабазе с размывом залегают (снизу), по Н.М. Чумакову [1978, с. 42, 43]:

Мощность, м

1. Конгломерат с неокатанными обломками известняков, сланцев, кремней, доломитов и диабазов. Цемент песчаный 0,1–0,2
2. Лиловатый и серый неправильноплитчатый кварцитовидный "мусорный" песчаник, представляющий собой разнозернистый песчаник с рассеянными обломками, различными по составу, размеру (1–70 мм), форме и окатанности 0,4
3. Пятнистый (зеленовато-серые пятна на лиловато-буром фоне) тиллоид, сложенный глинистым алевролитом-песчаным мелкозернистым, в котором беспорядочно рассеяны в различной степени окатанные камни различного состава и размера 0–1
4. Лиловато-серый неправильноплитчатый "мусорный" песчаник 3,4
5. Пятнистый тиллоид 2–4
6. Светло-серый тонкокристаллический доломит с рассеянными кварцевыми зёрнами. Связан постепенным переходом с выше- и нижележащими породами 0,05
7. Голубовато-серые алевролиты, внизу тонко-, а выше неотчетливо-слоистые. Внизу – с тонкими линзовидными прослоями мелкозернистых кварцевых песчаников, с вкрапленными мелкими гальками и следами подводнопопозневых нарушений 5,5
8. Пятнистый тиллоид, содержащий деформированные фрагменты пластов песчаников 6
9. Лиловые и зеленовато-серые неправильноплитчатые мусорные песчаники 7

Наиболее характерными для этой толщи являются тиллитоподобные конгломераты, типичное обнажение которых можно наблюдать на левом берегу р. Белой в выемке дороги Байназарово – Мурадымово. Здесь в 200 м выше устья руч. Апшак вскрыты редко- и мелкогалечниковые тиллитоподобные конгломераты. Основная масса их представлена слабо сортированными кварцевыми алевролитами, голубовато-серыми и фиолетовыми. Обломки плохо окатаны, размер от 3 до 5–10 см, реже 20–30 см (преобладают до 5 см). Состав гальки и валунов: разнозернистые песчаники, алевролиты, кварциты, доломиты и известняки. Сгруженность обломков крайне неравномер-

ная: есть прослои, содержащие 2–5 обломков на 1 м² поверхности выхода, в других – обломочный материал составляет до 20, реже 30%. В основании слоя преобладают более массивные разности, постепенно переходящие в подстилающие песчаники. Вблизи верхней границы последние содержат линзы розоватых алевролитов, составляющих основную массу тиллитоподобных конгломератов. Нижняя половина слоя тиллитоподобных пород содержит редкие линзы подстилающих серых песчаников. По цвету граница резкая, неровная; по составу обломочного материала эта граница не улавливается: в тиллитоподобных породах и в песчаниках подстилающего слоя количество и состав обломков одинаковы. Это свидетельствует о постепенном переходе сопряженных пород. Общая мощность нижней части разреза кургашлинской свиты колеблется от 30 до 50 м.

Верхняя подсвита кургашлинской свиты сложена алевролитами, глинисто-карбонатными и глинистыми сланцами и прослоями кварцитовидных песчаников, полимиктовых, мелко- и среднезернистых, часто известковистых.

Толща имеет ограниченное распространение преимущественно в северной половине Криволукской синклинали (к северу от д. Мурадымово). С подстилающими отложениями она связана постепенным переходом, что можно наблюдать в скальных обнажениях на широтном хребтике урочища Кривая Лука. Толща обнажена фрагментарно, отложения ее часто осложнены мелкой складчатостью и разрывными нарушениями, что затрудняет определение ее мощности и изучение разреза. Для пород характерна зеленовато-серая, вишневая, желтовато-серая и сиреневая окраска и тонкая слоистость. Мощность ее 150–250 м.

Байназаровская свита

Байназаровская свита представлена преимущественно аркозовыми песчаниками, средне- и крупнозернистыми, желтовато-серыми, с прослоями зеленовато-серых глинистых сланцев. Эта свита пользуется в Криволукской синклинали незначительным распространением в южном центральноном замыкании структуры, в районе д. Аралбаево и на широтном хребтике урочища Кривая Лука. В последнем случае виден постепенный переход аркозовых песчаников рассматриваемой толщи в подстилающие ленточно-слоистые образования. Предыдущими исследователями эти образования относились к урюкской свите ашинской серии [Горяинова, Фалькова, 1935, 1940; Козлов, 1973, 1975] или выделялись в самостоятельную байназаровскую свиту [Гарань, 1969а; Клочихин и др., 1969; Чумаков, 19786].

Байназаровская свита также делится на две подсвиты: нижнюю, сложенную песчаниками, и верхнюю, представленную алевролитоглинистыми породами.

По левому берегу руч. Бугунды в 200 м выше моста д. Аралбаево нами описан следующий разрез нижней подсвиты, залегающей на глинисто-алевролитовых породах, условно относимых к верхам криволукской свиты:

Мощность, м

1. Глибовый элювий грубозернистых полевошпатово-кварцевых и аркозовых песчаников, желтовато-серых с прослоями гравелитов и мелкогалечниковых конгломератов. Непосредственный контакт аркозовых песчаников и криволукских алевролитов задернован Около 100
2. Алевролиты тонкополосчатые, зеленовато-серые со слабым розоватым оттенком, с прослоями (2–3 см) полевошпатово-кварцевых песчаников 40
3. Песчаники полевошпатово-кварцевые, прослоями аркозовые, грубозернистые, желтовато-серые, массивные, тонконаслоенные, грубоплитчатые, прослоями переходящие в редко- и мелкогалечные конгломераты. В цементе их – описанные выше песчаники, в обломках преобладают кварц, полевой шпат, алевролиты. Галька (составляет в породе около 20%) хорошо окатана, размер ее от 2–5 мм до 1 см, она вытянута по длинной оси 120
4. Алевролиты желтовато- и зеленовато-серые, тонкослоистые, слюдястые, прослоями косослоистые Около 100

Мощность подсвиты в разрезе руч. Бугунды 360 м.

Преобладающими в подсвите являются аркозовые и полевошпатово-кварцевые песчаники, разнозернистые, желтовато-серые, большей частью массивные и грубоплитчатые. Они характеризуются массивной текстурой и мелко-, средне- и крупнозернистой структурой. Обломочные зерна (70–80% объема породы) различной окатанности и сортировки представлены преимущественно кварцем (80–90%) и полевым шпатом (10–30%), замещаемым серицитом; единичны зерна циркона, турмалина, апатита, рудного минерала, эпидота, микрокварцита и хлоритовых пород. Цемент (20–30%

породы) базального типа серицито-кварцевого состава. Алевролиты по облику и составу обломочного материала и цемента близки к описанным выше песчаникам.

Завершает разрез байназаровской свиты верхняя ее подсвита зеленовато-серых и серых песчаников и алевролитов полимиктового или кварцевого состава с прослоями глинистых сланцев и конгломератов, имеющая ограниченное распространение в Криволукской синклинали в долине р. Белой между деревнями Байназарово и Мурадымово. С подстилающими отложениями она связана постепенным переходом, а перекрывается несогласно палеонтологически охарактеризованными силурийскими известняками. Наиболее полные разрезы ее можно наблюдать в нижнем течении руч. Кальтыгау и по правому берегу р. Белой возле д. Мурадымово. В основании подсвиты здесь преобладают песчаники полимиктовые, серые и зеленовато-серые, преимущественно среднезернистые в переслаивании с алевролитами того же облика и состава. Встречаются прослои конгломератов. В составе галек и конгломератов встречены жильный кварц, полевой шпат, кварциты, песчаники и алевролиты, последние по составу близки к подстилающим образованиям; размер галек от 1 до 2—5 см, окатанность средняя. В верхах связки преобладают филлитизированные глинистые сланцы и тонкоплитчатые полосчатые алевролиты. Окраска пород в основном светло-зеленовато- и (реже) вишнево-серая. Мощность верхней подсвиты колеблется от 150 до 300 м, а общая мощность байназаровской свиты в Криволукской синклинали достигает 560—600 м.

Кургашлинская и байназаровская свиты сопоставляются с бакеевской, урюкской и низами басинской свиты ашинской серии. Такое сопоставление было дано ранее Ю.Р. Беккером [1968а, 1975].

СТРАТИГРАФИЯ РИФЕЯ И ВЕНДА

В составе осадочного чехла Волго-Уральской области установлено широкое распространение верхнего протерозоя (рис. 32) суммарной мощностью (по геолого-геофизическим данным) до 12 км. Проведенные на основе историко-геологических, изотопных и палеонтологических данных корреляция и установление возрастных рубежей выделенных местных стратиграфических подразделений показали, что и на платформе присутствуют аналоги всех основных подразделений верхнего протерозоя стратотипических разрезов [Объяснительная записка ..., 1978; Аксенов и др., 1978]. В соответствии с общей шкалой докембрия СССР в составе протерозоя платформы выделяются два основных его подразделения – рифей и венд. Рифей, в свою очередь, подразделяется на нижний (бурзяний), средний (юрматиний), верхний (каратавий) и терминальный (кудаш).

Наиболее полные и хорошо коррелируемые со стратотипическими разрезами западного склона Южного Урала верхнедокембрийские разрезы вскрыты глубокими скважинами и описаны на востоке платформы, в Волго-Уральской области. Как и на всей платформе, в пределах Волго-Уральской области рифейские образования связаны со специфическими линейными грабенообразными прогибами, названными Н.С. Шатским авлакогенами. К числу таких прогибов на востоке платформы относятся Вятский (Кажимский), Камско-Бельский (Осинско-Калтасинский), Сергиевско-Абдулинский, Рязано-Саратовский (Пачелмский), Пугачевский и Доно-Медведицкий (Ивановский).

Вендские отложения с размывом и резким структурным несогласием залегают на разновозрастных толщах рифей в пределах прогибов и на архейско-нижнепротерозойских образованиях Волго-Камского массива и Красноуфимского выступа. В своем распространении вендские отложения связаны с типично платформенными наложенными синеклизами и краевыми впадинами. На востоке платформы выделяются Верхнекамская и Шакапово-Шиханская впадины, разделенные Сарапульско-Красноуфимской (Камбарско-Яныбаевской) седловиной.

НИЖНИЙ РИФЕЙ (БУРЗЯНИЙ)

Нижнерифейские образования установлены в Камско-Бельском, Сергиевско-Абдулинском, Рязано-Саратовском и Пугачевском прогибах.

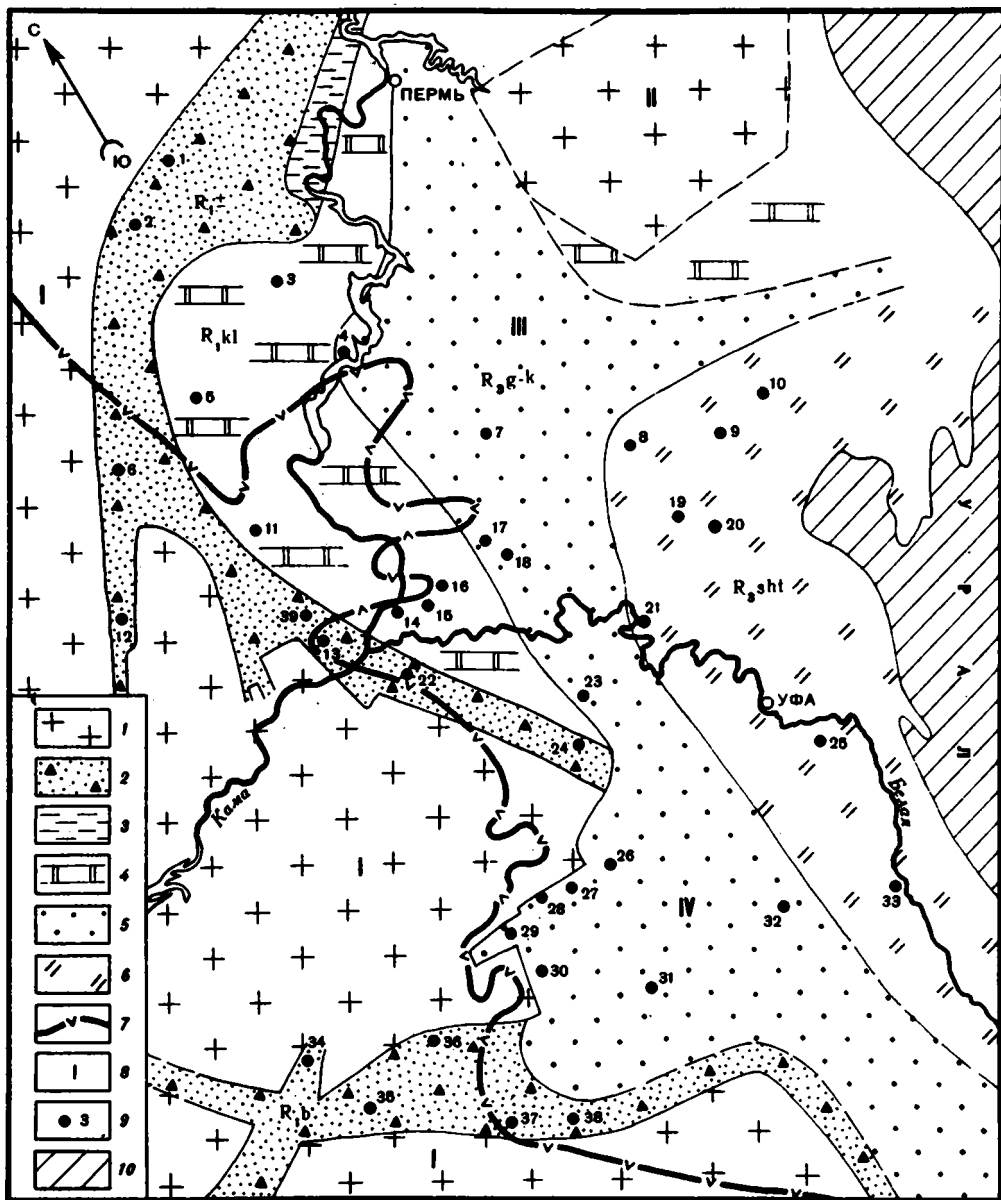
В пределах Камско-Бельского прогиба многочисленными глубокими скважинами (Орьбаш, Арлан, Ножовка, Чекмагуш, Киенгоп, Тюрюшево и др.) вскрыты наиболее полные их разрезы, выделенные в объеме кырпинской серии [Солонцов и др., 1966; Якобсон, 1968].

В составе серии выделяются (снизу вверх) тюрюшевская, арланская, калтасинская и надеждинская свиты. Верхние три свиты развиты преимущественно в центральной части прогиба, где рядом глубоких скважин они вскрыты в виде единого разреза серии.

Базальная тюрюшевская свита кырпинской серии в центральной части Камско-Бельского прогиба не вскрыта даже самыми глубокими скважинами.

Красноцветные песчаники тюрюшевской свиты установлены в настоящее время только в самых западных районах Камско-Бельского прогиба, в полосе, примыкающей к Волго-Камскому массиву, на Тюрюшевской, Мензелино-Актанышской, Азеве-Салаушской, Кучуковской, Варзи-Ятчинской, Киясовской, Кокарской, Нылгинской и других площадях [Морозов, Ревенко, 1969; Солонцов и др., 1966].

На западе полоса распространения красноцветных песчаников ограничена зоной Главного Удмуртского разлома, фиксирующего западный борт Камско-Бельского прогиба, а на востоке – по зоне же разломов – они контактируют с образованиями других свит кырпинской серии. Вдоль западного борта прогиба красноцветные обра-



Р и с. 32. Схематическая геологическая карта Волго-Уральской области со снятыми вендскими и более молодыми отложениями

1 – кристаллический фундамент; 2–4 – нижний рифей, свиты: 2 – тюрюшевская и боровская, 3 – арланская, 4 – калтасинская и надеждинская; 5, 6 – верхний рифей: 5 – гожанско-кульская свита и ее аналоги, 6 – штандинская свита; 7 – западная граница распространения вендских отложений; 8 – основные тектонические элементы (1 – Волго-Камский массив, II – Краснокамский выступ, III – Камско-Бельский прогиб, IV – Сергиевско-Абдулинский прогиб); 9 – глубокие скважины (1 – Сива, 2 – Кулиги, 3 – Черновская, 4 – Ножовка, 5 – Кненьгоп, 6 – Нылга, 7 – Гожан, 8 – Байкибашево, 9 – Карацель, 10 – Каирово, 11 – Бураново, 12 – Кокарка, 13 – Азеево-Салауш, 14 – Саузбаш, 15 – Арлан-7000, 16 – Арлан-36, 17 – Калтасы и Орьебаш-82, 18 – Калтасы-83, 19 – Уржумово, 20 – Куш-Куль, 21 – Старопетрово, 22 – Мензелино-Актаныш, 23 – Чекмагуш, 24 – Тюрюшево, 25 – Кабаково, 26 – Ленино, 27 – Серафимовка-119, 28 – Леонидовка-352, 29 – Бавлы, 30 – Урус-Тамак, 31 – Шкапово, 32 – Кипчак, 33 – Шихан, 34 – Валентиновка, 35 – Сосновка, 36 – Байтуган, 37 – Красноярка, 38 – Султангулово, 39 – Кучуково); 10 – складчатые сооружения Урала

зования тюрюшевской свиты в виде узкой полосы от 10–20 до 50 км и более выходят на додевонскую поверхность. Расширение этой полосы обычно приурочено к местам, где Камско-Бельский прогиб осложняется системой мелких, оперяющих его грабенов (Варзи-Ягчинский, Кокарский). Восточнее красочетная толща перекрывается серочетными отложениями венда (Тюрюшево, восточные скважины Мензелино-Актанышской площади, Кудиги и др.).

В стратотипическом разрезе скважины Тюрюшево-2 (глубина 2686 м, вскрытая мощность 2030 м) тюрюшевская свита состоит из двух подсвит. Нижняя подсвита представлена розовыми и красновато-коричневыми разнозернистыми плохо отсортированными (от мелко- до крупнозернистых), нередко гравийными песчаниками. Песчаники кварцевые и полевошатово-кварцевые, с содержанием полевых шпатов (микроклин, ортоклаз, реже плагиоклаз) 2–10%. Цемент кварцевый, регенерационный, участками поровый, глинисто-железистый. Песчаники с тонкой косой слоистостью и массивные, паде неотчетливо тонкослоистые.

Верхняя подсвита сложена преимущественно песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. В нижней ее части (до 25 м по мощности) — пачка конгломератов. Песчаники и алевролиты кварцевые и полевошатово-кварцевые, с содержанием полевых шпатов 5–15%. Конгломераты состоят из различно окатанных обломков гранито-гнейсов, песчаников и алевролитов размером до 9,5 см. Цвет пород красновато-коричневый, розовый, реже светло-серый и зеленовато-серый. Слоистость тонкая, косая, реже горизонтальная, подчеркивается сменой гранулометрического состава пород и глинисто-слюдистыми тонкими "примазками" на поверхностях наложения. Цемент песчаников глинистый, пленочного и порового типа, прослоями регенерационный, кварцевый, а в верхней части интервалами доломитовый.

На других площадях Камско-Бельского прогиба тюрюшевская свита слагается аналогичными по составу и цвету породами, однако четко выраженных пачек, аналогичных типовому разрезу, в ее составе там не выделяется.

На северо-востоке Татарии, на Кучуковской площади, в забое скв. 61 (глубина 2002–1983 м) под тюрюшевскими песчаниками вскрыты базальтовые порфириды с изотопным возрастом (калий-аргоновый метод по породе) 1646 (1594) млн. лет [Гаррис, Постников, 1970]. В разрезе скв. 163 той же площади подобные эффузивы отмечены среди тюрюшевских песчаников. В большинстве случаев подошва тюрюшевской свиты не вскрыта и условия ее залегания в относительно погруженных зонах прогиба не установлены. Вскрытая мощность свиты не превышает 657 м (Тюрюшево-2) — 683 м (Кокарка-52). В крайних западных разрезах прогиба и в мелких оперяющих грабенах мощность тюрюшевских песчаников уменьшается до 114–16 м и менее (Кокарка, Красногорская). В этих разрезах тюрюшевские образования с глыбоким размывом залегают непосредственно на кристаллических породах Волго-Камского массива.

Как уже отмечалось выше, наиболее глубокие скважины в центральной части прогиба не вскрыли базальные горизонты кырпинской серии. Учитывая, что с востока на запад по мере приближения к Волго-Камскому массиву отложения венда и среднего девона залегают на все более древних докембрийских образованиях, а также изотопный возраст эффузивов тюрюшевской свиты, большинство исследователей считают тюрюшевские красноцветные образования базальным членом кырпинской серии.

В центральной части Камско-Бельского прогиба в типовом разрезе этой серии (скважина Орьбаш-82) вскрыты (снизу вверх) три свиты: арланская, калтасинская (орьбашская) и надеждинская.

Арланская свита (глубина 5013–4020 м) сложена тонкопереслаивающимися аргиллитами и глинистыми алевролитами темно-зеленовато-серой, темно-серой, в средней части коричневатой и розовато-серой окраски, с подчиненными прослоями, преимущественно в верхней части, темно-серых и серых доломитов, известняков и мергелей. Вскрытая мощность свиты 993 м.

Калтасинская (орьбашская) свита (глубина 4020–2354 м) представлена в основном пелитоморфными и тонкозернистыми, реже разнозернистыми доломитами, в нижней части серой, темно-серой, коричневатой-серой (яганская толща, 870 м), а в верхней части — светло-серой, почти белой, розоватой окраски (чекмагушская толща, 796 м). В нижней и особенно в средней части доломиты содержат прослой темно-серых и красновато-коричневых аргиллитов, а в верхней — доломиты нередко окремелые. Мощность калтасинской свиты 1666 м.

Надеждинская свита (глубина 2354–2298 м) состоит из тонкого линзовидного переслаивания фиолетово-коричневых аргиллитов, глинистых алевролитов и доломитовых мергелей. В интервале глубин 2333–2299 м вскрыты темно-зеленовато-серые оливковые габбро-диабазы, в кровле и подошве которых наблюдаются интрузивные контакты с вмещающими их аргиллитами. Мощность свиты 56 м.

Близкие по строению разрезы кырпинской серии установлены и другими глубокими

скважинами в Камско-Бельском прогибе. Однако полнота разреза серии и строение отдельных свит испытывают определенные и закономерные изменения в зависимости от местоположения разреза в общей структуре прогиба.

Наиболее полный разрез арланской свиты (вскрытая мощность 1530 м) установлен скважиной Орьебаш-93. Как и в скв. 82, арланская свита этого разреза сложена преимущественно переслаиванием темно-серых, почти черных аргиллитов, темно-серых и светло-серых алевролитов с прослоями и пачками темно-серых, светло-розовато-серых доломитов, известняков и мергелей, но в нижней половине разреза четко выделяются две подсвиты (мощностью 140 и 350 м) темно-буровато-коричневых и шоколадно-коричневых аргиллитов и глинистых доломитов с прослоями розовато-коричневых кварцитовидных алевролитов.

В более западных разрезах, ближе к Волго-Камскому массиву, для арланской свиты, помимо тонкопереслаивающихся темно-серых аргиллитов и алевролитов с прослоями доломитов, известняков и мергелей, характерно преобладание в нижней части вскрытых разрезов (Арлан, Саузбаш, Бураново и др.) розовато-серых, розовых, светло-серых, буровато-коричневых алевролитов и песчаников. Песчаники и алевролиты мелко- и среднезернистые, полевошпатово-кварцевые, кварцевые и, реже, кварцево-полевошпатовые, с доломитовым, глинистым, реже железисто-глинистым цементом. Интервалами (Арлан, Бураново) наблюдаются значительные скопления глауконита. В разрезе скважины Арлан-7000 отчетливо видно, что эта красноцветная алевролитопесчаниковая толща (касевская по С.Г. Морозову) мощностью 471 м перекрывается и подстилается существенно темноцветными карбонатно-аргиллитовыми породами, слагающими основной фон арланской свиты орьебашских разрезов.

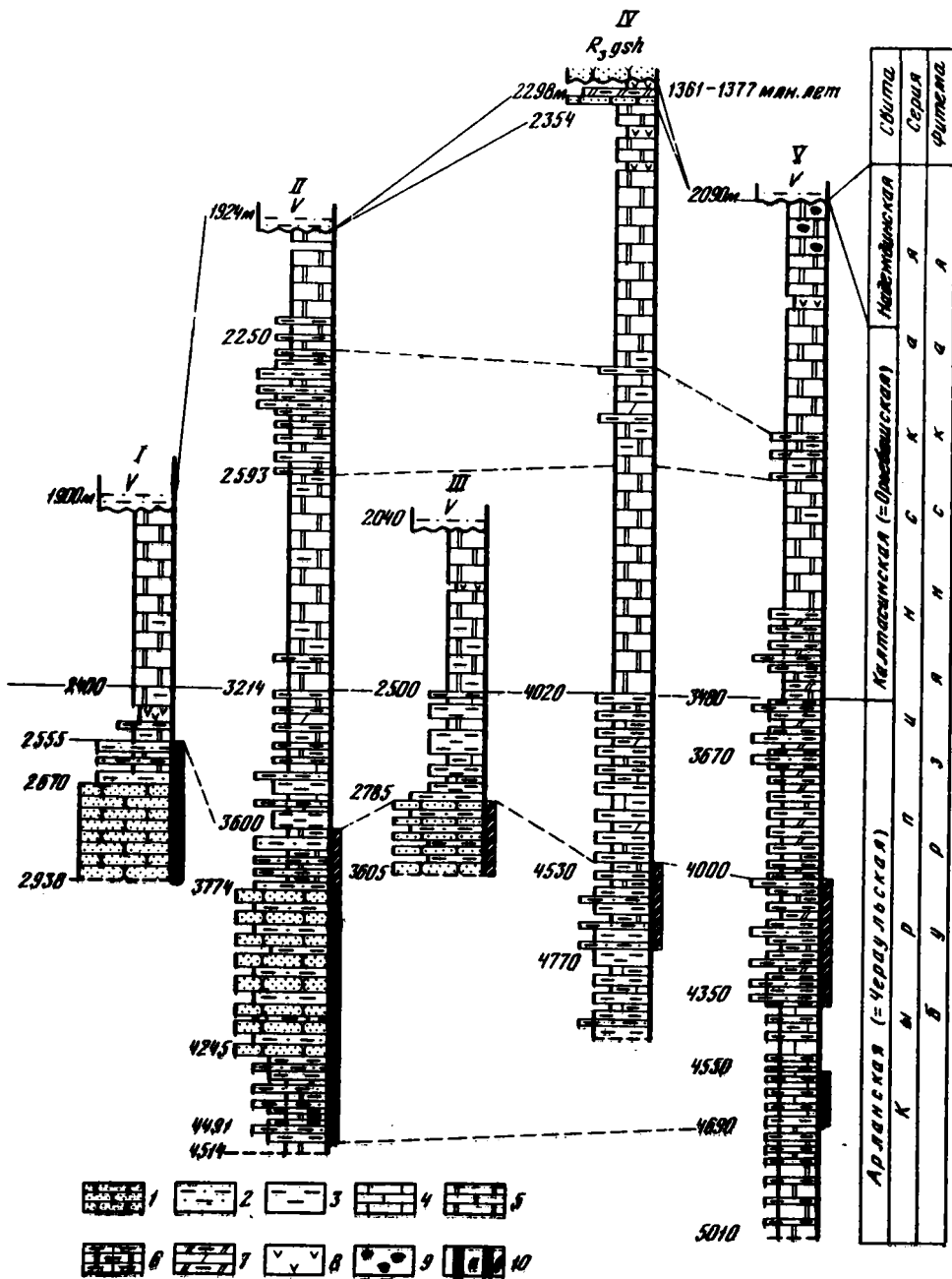
Таким образом, выделяются два типа разрезов арланской свиты, отличных по своим литологическим особенностям, — арланский и орьебашский. Первый (скважина Арлан-7000, глубина 4514–3214 м) характеризуется присутствием мощной толщи красноцветных песчаников и алевролитов среди темно-серых карбонатно-терригенных пород, а второй (скважина Орьебаш-83, глубина 5010–3480 м) отличается замещением красноцветной терригенной толщи менее мощными пачками пестроцветных карбонатно-глинистых пород с прослоями алевролитов. Поэтому возможно сохранить за арланским типом разреза название арланской свиты, а орьебашскому типу присвоить новое название — “чераульская свита”.

Из скважины Арлан-36 (глубина 3000–2975 м) и скважины База-1 (глубина 2501–2345 м) В.Е. Забродиным [1967] определены микрофитолиты нижнерифейского облика *Radiosus arlanensis* Zabr., *Vesicularites rotundus* Z. Zhur., *Nelcanella occidentalis* Zabr., *Radiosus simplex* Zabr., *R. kussiensis* Zabr., *R. shenkmani* Zabr., *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O. crispa* Z. Zhur., но с другими числовыми показателями. З.А. Журавлевой и Э.А. Ревенко [Морозов, Ревенко, 1969; Ревенко, 1970] из тех же слоев скважины Арлан-36 описаны нижнерифейские формы озгий (*Osagia pulla* Z. Zhur., *O. testacea* Nar., *O. uchurica* Nar. и др.). Определения изотопного возраста калий-аргоновым методом по глаукониту [Казаков и др., 1967] из пород арланской свиты дали значения 1490 (1425) млн. лет (Бураново-3, глубина 2029–2022 м) и 1516–1535 (1468–1488) млн. лет (Арлан-36, глубина 2982–2975 и 2995 м).

Отложения калтасинской свиты на полную мощность вскрыты также рядом глубоких скважин: Орьебаш-83 (1390 м), Арлан-7000 (1290 м), Саузбаш-2 (500 м), Киенгоп-1, Бураново-3 и др. На других площадях обычно вскрыты лишь ее неполные разрезы (Чекмагуш, Акинеево, Вояды, Дорохово, Черновская, Игровка и др.).

Новые данные по глубоким скважинам (Орьебаш-83, Арлан-7000 и др.) показывают, что существенно карбонатный разрез свиты “расклинивается” в средней части терригенно-карбонатной пачкой (рис. 33). Но если на Орьебашской площади (скв. 82 и 83) терригенно-карбонатная пачка представлена глинистыми доломитами и известняками с прослоями темно-серых аргиллитов, то западнее, в скважинах Арлан-7000 и Киенгоп-1, эта пачка сложена темно-серыми аргиллитами, зеленовато-серыми алевролитами с прослоями доломитов, известняков и мергелей. Мощность пачки в западных разрезах достигает 342 м. Некоторые авторы принимают эту пачку за арланскую свиту.

Доломиты калтасинской свиты содержат многочисленные микрофитолиты преимущественно третьего комплекса, реже — отдельные формы четвертого комплекса. Среди них определены *Radiosus elongatus* Z. Zhur., *R. limpidus* Z. Zhur., *Asterosphaeroides serratus* Reitl., *A. humilis* Z. Zhur., *Vesicularites ovatus* Z. Zhur., *V. concretus* Z. Zhur., *V. parvus* Z. Zhur., *Medularites ovatus* Nar., *Volvatella zonalis* Nar., *Glebosites*



Р и с. 33. Схема корреляции разрезов крыпиной серии Камско-Вельского прогиба

Скважины: I – Саузбащ-3, II – Арлан-7000, III – Арлан-35, IV – Калтасы-82, V – Калтасы-83
 1 – песчаники; 2 – переслаивание алевролитов и аргиллитов; 3 – аргиллиты; 4 – известняки;
 5 – доломиты; 6 – известняки (доломиты) глинистые; 7 – мергели известняковые, доломитовые;
 8 – габбро-диабазы; 9 – стяжения кремней; 10 – цвет пород: а – красный, б – пестрый

gentilis Zabr., *Osagia crispa* Z. Zhur., *O. aculeata* Z. Zhur. и др. [Забродин, 1967; Ревенко, 1970; Морозов, Ревенко, 1969]. Эти определения позволяли многим исследователям относить калтасынскую свиту к верхнему рифею.

Таким образом, данные по микрофитолитам находятся в явном противоречии с данными о тесной литологической и геохимической связи арланской и калтасынской свит (граница между ними чисто условно принята по подошве последней мощной пачки карбонатов) и с данными по изотопному возрасту [Гаррис, Пестников, 1969] секущих калтасынскую свиту габбро-диабазов – 1013–1195 (985–1162) млн. лет. Вероятно, микрофитолиды калтасынской свиты требуют дополнительного изучения.

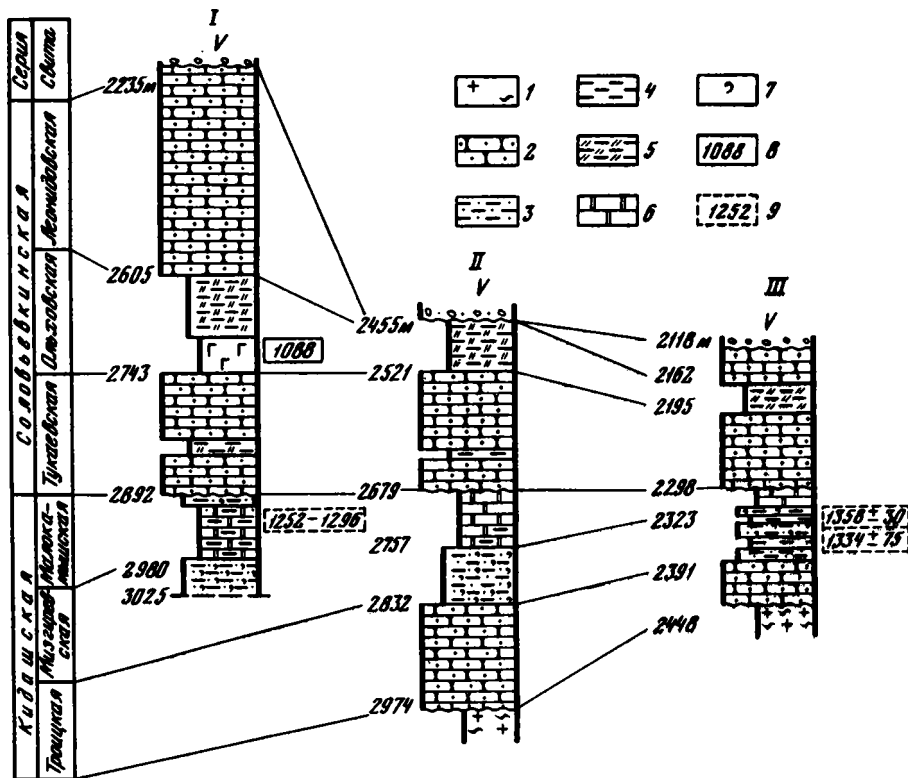


Рис. 34. Схема корреляции рифейских отложений районов сел Серафимовка и Урус-Тамак

I, II – Серафимовка: I – скв. 119, II – скв. 377; III – Урус-Тамак, скв. 191

1 – породы кристаллического фундамента; 2 – песчаники; 3 – алевролиты; 4 – аргиллиты; 5 – аргиллиты и мергели; 6 – доломиты; 7 – глауконит; 8, 9 – изотопные определения возраста (в млн. лет): 8 – по габбро-диабазам, 9 – по глаукониту

Надеждинская свита, завершающая разрез кирпичинской серии и сложенная пестроцветными терригенно-карбонатными отложениями, кроме скважины Орьбаш-82, вскрыта также на Надеждинской (скв. 27), Гожанской (скв. 23) и Чекмагушской (скв. 5 и 132) площадях. Мощность свиты до 233 м. Изотопный возраст по секущим габбро-диабазам не моложе 1403–1420 (1361–1377) млн. лет.

В юго-западной части Камско-Бельский прогиб сливается с широтно ориентированным Сергиевско-Абдулинским прогибом. На северо-востоке Сергиевско-Абдулинского прогиба, в зоне Бавлинско-Балтаевского грабена, вскрыт своеобразный разрез, в миниатюре напоминающий кирпичинскую серию, который выделен в кидашскую серию [Солонцов и др., 1966]. В основании кидашской серии выделяется толща красноватых троичской свиты, весьма сходная по условиям залегания и литологическим особенностям с тюрюшевской свитой. Она сложена в основном красновато-коричневыми и розовыми, в нижней части разнозернистыми и гравийными, в верхней части мелкозернистыми полевошпатово-кварцевыми и кварцевыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. Мощность свиты не превышает 240 м (Леонидовка, Серафимовка, Урус-Тамак и др.). Выше троичской свиты согласно залегают две свиты осадочных пород, содержащих радиометрические и палеонтологические доказательства их нижнерифейского возраста. Нижняя мизгиревская свита – сложена зеленовато-серыми, буровато- и фиолетово-серыми тонкослоистыми полевошпатово-кварцевыми алевролитами с тонкими прослоями аргиллитов. В алевролитах в существенном количестве присутствует глауконит. Мощность свиты до 75 м (рис. 34). Завершает разрез кидашской серии малокамышская свита (см. рис. 34), представленная розовато-серыми, светло-зеленовато-серыми и коричневатосерыми доломитами с редкими прослоями глауконитсодержащих алевролитов и мелкозернистых песчаников. В доломитах из скважин Леонидовка-495 и Серафимовка-119 Э.А. Ревенко определен нижнерифейский комплекс онколитов и катаграфий: *Osagia uchurica* Nar., *Vesicularites rotundus* Z. Zhur., *Glebosites magnus* Nar. и др. Мощность свиты от 78 до 116 м.

Калий-аргоновым методом по глаукониту из мизгиревской свиты получены [Гаррис и др., 1964] цифры: 1326 (1296) млн. лет (скважина Леонидовка-352) и 1400 ± 30 (1358 ± 30) и $1375 (1334) \pm 75$ млн. лет (скважина Урус-Тамак-191). Для глауконита из малокамышской свиты (Серафимовка-119) имеются определения 1290–1336 (1252–1296) млн. лет [Гаррис и др., 1964].

Кидашскую серию [Солонцов и др., 1966] обычно сопоставляют с кырпинской серией Камско-Бельского прогиба. Однако мощность каждой из свит кидашской серии в 10–15 раз меньше мощности предполагаемых их аналогов (тюрюшевской, арланской и калтасинской) в кырпинской серии. Поэтому возможен и другой вариант сопоставления: троицкая свита отвечает тюрюшевской, а мизгиревская и малокамышская свита — лишь части арланской свиты.

В юго-западной части Камско-Бельского прогиба, там, где он сливается с Сергиевско-Абдулинским прогибом, вскрыты существенно красноцветные терригенные образования, выделяемые под названием боровской свиты. В значительной (западной) части Сергиевско-Абдулинского прогиба боровская свита перекрыта отложениями среднего девона (Елховка, Чесноковка, Горький Овраг, Валентиновка, Сосновка, Байтуган и др.), в центральной части прогиба она уже перекрыта отложениями венда (Красноярка, Султангулово и др.), а еще восточнее, вероятно, погружается под образование верхнего рифея.

Боровская свита сложена в основном красновато-коричневыми, фиолетово-коричневыми, розовыми, реже светло-серыми, зеленовато-серыми разнородными песчаниками с прослоями конгломератов, гравелитов, алевролитов и аргиллитов.

В осевой части авлакогена (Боровка, Боголюбово, Сосновка и др.) песчаники преимущественно мелко- и среднезернистые, реже разнородные и гравийные. В бортовых частях прогиба и особенно в мелких оперяющих его грабенах (Елховка, Серноводск, Горький Овраг, Султангулово и др.) преобладают в разрезе свиты крупнозернистые гравийные песчаники с прослоями гравелитов и конгломератов. По минеральному составу песчаники микроклино-кварцевые и кварцевые. Гравелиты и конгломераты чаще полимиктовые, кроме кварца и полевых шпатов, присутствуют обломки биотитовых, очковых гнейсов, гранито-гнейсов, кварцитов, сланцев, диабазов и т.д. Слоистость пород неотчетливая, горизонтальная и косая, подчеркивается изменением гранулометрического состава обломочного материала, наличием глинисто-слиудистых промазок по плоскостям наложения и распределением окраски.

В осевой части прогиба мощность (вскрытая) боровской свиты превышает 1500 м, сокращаясь к бортовым зонам до 509–174 м и менее.

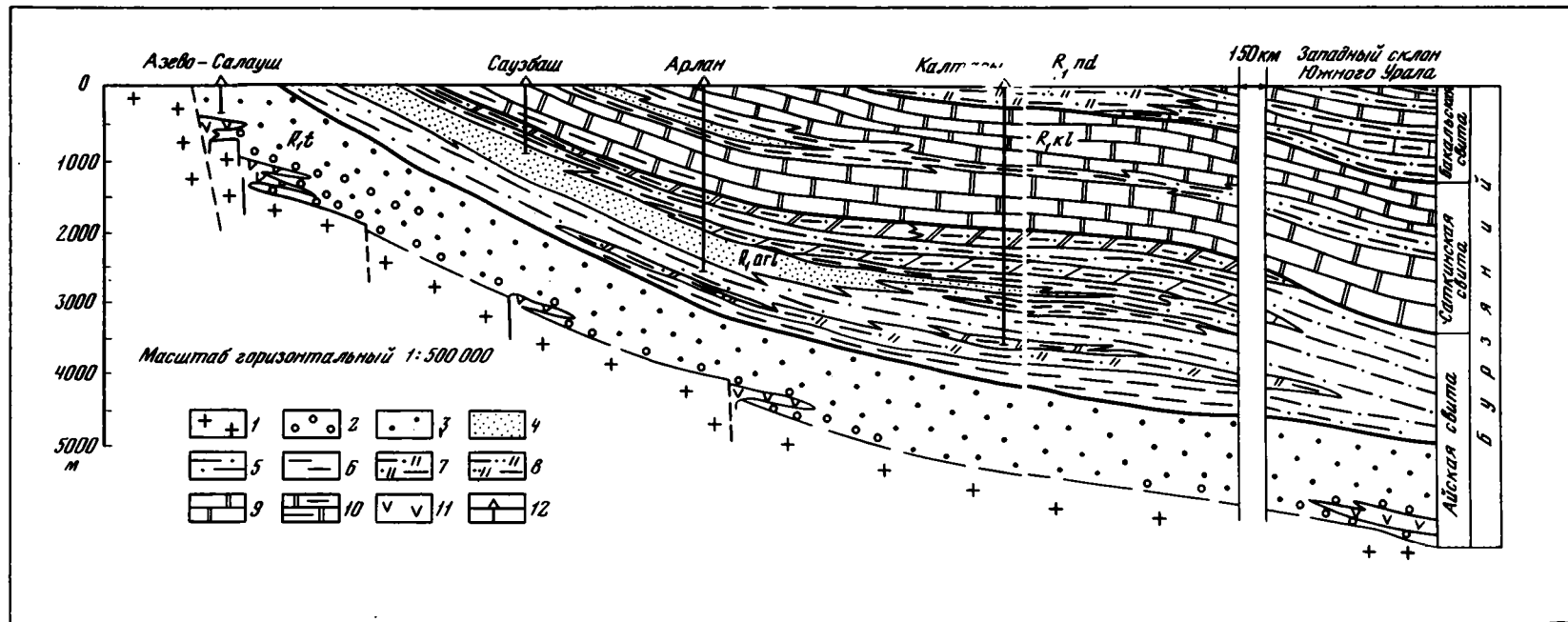
По структурному положению и литологическим особенностям боровская свита Сергиевско-Абдулинского прогиба весьма близка к тюрюшевской и троицкой свитам, а также к каверинской (путятинской) серии Рязано-Саратовского авлакогена.

Кырпинская серия Камско-Бельского прогиба по сходной последовательности в разрезе близких по вещественному составу и мощностям толщ отвечает бурзянской серии западного склона Южного Урала — стратотипического разреза нижнего рифея [Солонцов, Аксенов, 1970; Якобсон, 1968; и др.] (рис. 35).

В основании обеих коррелируемых серий залегают мощные толщи песчаников и конгломератов с пластами базальтовых порфиритов и их туфов (тюрюшевская свита и нижняя часть айской свиты в объеме навшышской, липовской и чудинской подсвиты), вверх по разрезу сменяющиеся сероцветными и темноцветными песчано-алевролитово-аргиллитовыми образованиями с пачками карбонатных пород (арланская свита и кисеганская и сунгурская подсвиты айской свиты). Выше в той и другой сериях залегают мощные толщи доломитов, содержащих подчиненные пачки темно-серых и зеленовато-серых глинисто-алевролитовых пород (калтасинская и саткинская свиты). Разрезы обеих серий завершаются карбонатно-терригенными образованиями (надеждинская и бакальская свиты). Суммарные мощности как кырпинской, так и бурзянской серии составляют около 5 км.

Нижнерифейский возраст кырпинской серии подтверждается приведенными выше данными изотопного возраста по глаукониту арланской свиты — от 1470 (1425) до 1535 (1488) млн. лет — и по секущим надеждинскую свиту габбро-диабазам — от 1403 (1361) до 1420 (1377) млн. лет. Возраст последних близок к возрасту гранитов рапакиви Бердяушского плутона (1348 ± 13 млн. лет) [Краснобаев и др., 1979], прорывающих саткинскую свиту бурзянской серии.

В составе кырпинской серии Волго-Уральской области широко развиты габбро-



Р и с. 35. Литолого-стратиграфический широтный палеофиль через Волго-Уральскую область на конец раннего рифея

1 – породы кристаллического фундамента; 2 – конгломераты; 3 – песчаники; 4 – песчаники мелкозернистые и алевролиты; 5 – переслаивание алевролитов и аргиллитов; 6 – аргиллиты; 7 – переслаивание аргиллитов, алевролитов и карбонатных пород; 8 – переслаивание аргиллитов, алевролитов, песчаников и карбонатных пород; 9 – доломиты; 10 – доломиты глинистые и (или) с прослоями аргиллитов; 11 – габбро-диабазы, базальтовые порфириты; 12 – буровые скважины
Свиты: R₁t – тюрюшевская; R₁ar – арланская, R₁kl – калтасинская, R₁nd – надеждинская

диабазы погребенной трапповой формации и более молодого возраста — $110 (1069) \pm 50$ млн. лет [Гаррис, Постников, 1969]. Таким образом, и на платформе и на Урале синхронно проявились две фазы интрузивного магматизма: предзигальгинская — $1400 (1358) \pm 50$ млн. лет — и предзильмердакская — 1069 ± 50 млн. лет, которые по времени совпадали с тектоническими перестройками, фиксируемыми географическими и стратиграфическими несогласиями.

В пользу отнесения кырпинской и кидашской серий к нижнему рифею свидетельствует присутствие в арланских и малокамышских доломитах первого (нижнерифейского) комплекса микрофитоцитов. Более противоречивы палеонтологические данные о возрасте калтасинской свиты, содержащей в основном верхнерифейские и юдомские формы микрофитоцитов.

Приведенные выше данные о строении разрезов, изотопном возрасте и комплексах микрофитоцитов позволяют в целом считать, что кырпинская серия, как единый крупный осадочный цикл, целиком имеет раннерифейский возраст. Об этом свидетельствуют и условия залегания кырпинской и кидашской серий, перекрытых с крупным несогласием базальными красноцветными песчаниками верхнего рифея.

ВЕРХНИЙ РИФЕЙ (КАРАТАВИЙ)

Вопрос о выделении среднерифейских образований в Волго-Уральской области является остро дискуссионным. Мы к нему вернемся после рассмотрения стратиграфического положения и возраста осадочных серий существенно красноцветных карбонатно-терригенных пород, трансгрессивно и с размывом залегающих на нижнерифейских отложениях. В пределах Камско-Бельского прогиба они выделяются под названием чишмалинской серии, а в Сергиевско-Абдулинском — соловьевкинской серии, которые, по сути дела, представляют собой два типа разрезов единой осадочной серии востока платформы.

Наиболее полный разрез рассматриваемых отложений в Камско-Бельском прогибе вскрыт глубокими скважинами Куш-Куль-100, Кабаково-62, Кипчак-1 и др. (рис. 36). В составе чишмалинской серии (скважина Куш-Куль-100, глубина 4701—2353 м, д. Чишмали) выделяются следующие свиты (снизу вверх).

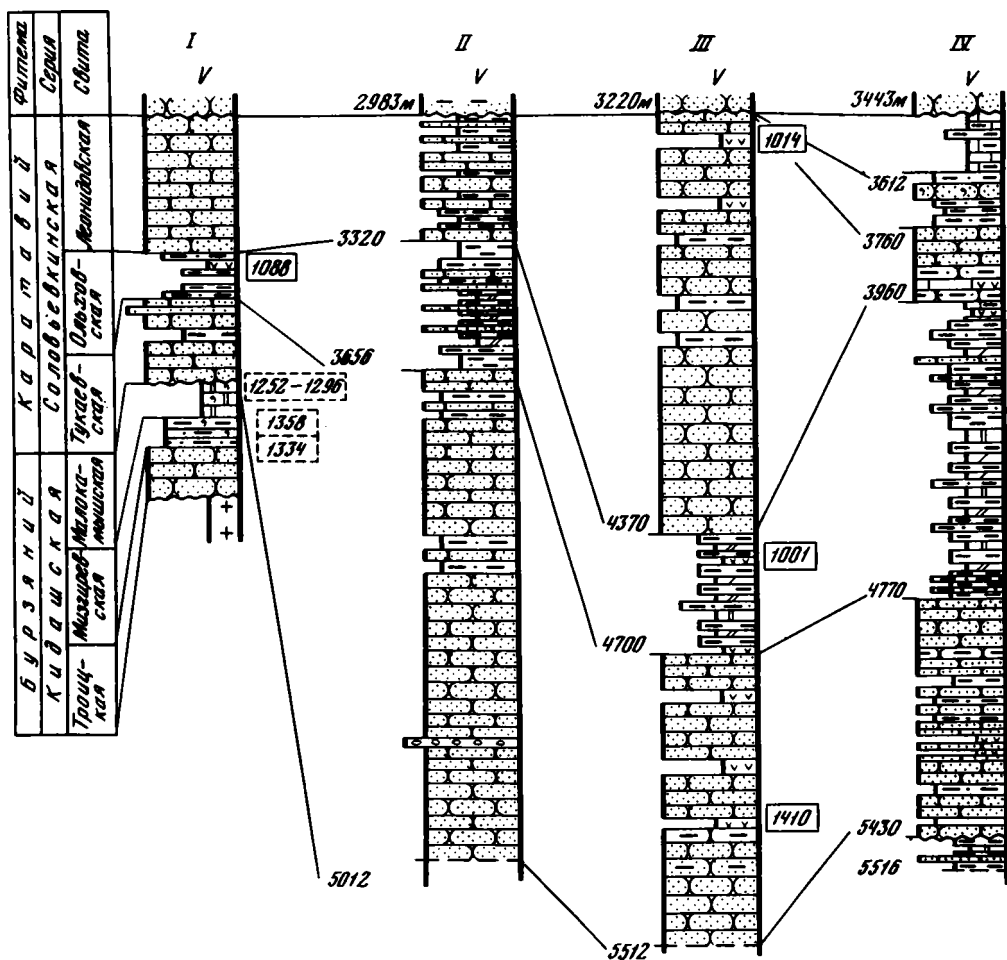
Гожанская (тукаевская) свита (глубина 4701—4277 м). Нижняя часть свиты (ежовская связка, вскрытая мощность 61 м) сложена светло-серыми, почти белыми кварцевыми песчаниками кварцитовидного сложения, с рассеянными зернами полевых шпатов. Верхняя часть свиты (чемаевская связка, мощность 363 м) представлена светло-розовыми, темно-розовыми, буровато-красными, буровато-коричневыми, реже зеленовато-серыми, массивными и неяснослоистыми полевошпатово-кварцевыми и кварцевыми мелкозернистыми, иногда разнозернистыми гравийными песчаниками с редкими прослоями и пачками красноцветных аргиллитов и алевролитов.

Седяшская (ольховская) свита (глубина 4277—3658 м) складывается красновато-коричневыми, сургучно-красными, реже темно-серыми и зеленовато-серыми аргиллитами и глинистыми алевролитами с прослоями мергелей и доломитов. В доломитах З.А. Журавлевой определены микрофитоциты из группы *Radiosus*.

Куш-кульская свита (глубина 3658—2774 м) согласно залегает на нижележащей. В ее составе по литологическому составу выделяются две связки. Нижняя, усинская связка (343 м) представлена розовыми и темно-розовыми микроклино-кварцевыми мелкозернистыми песчаниками. Верхняя, урюшская связка (541 м) сложена светло-розовыми, темно-розовыми, кирпично-красными кварцевыми песчаниками с каолинитовым и регенерационным кварцевым цементом. В интервале 3037,6—3037 м отмечены туффиты и туфопесчаники, а в кровле свиты описана железисто-каолинистая кора выветривания.

Кульская свита (глубина 2774—2550 м) также подразделяется на две связки. Нижняя (151 м) состоит из переслаивающихся зеленовато-серых, темно-зеленовато-серых, темно-серых, реже красновато-коричневых аргиллитов, алевролитов, песчаников и доломитов. В сложении верхней связки (73 м) принимают в основном участие красноцветные алевролиты и песчаники с тонкими прослоями аргиллитов.

Штандинская свита (2550—2352 м), завершающая разрез чишмалинской серии, также подразделяется на две связки. Нижняя (116 м) сложена чередующимися между собой кирпично-красными, темно-бурными и зеленовато-серыми аргиллитами, глинистыми алевролитами и темно-серыми тонкозернистыми и пелитоморфными долами-



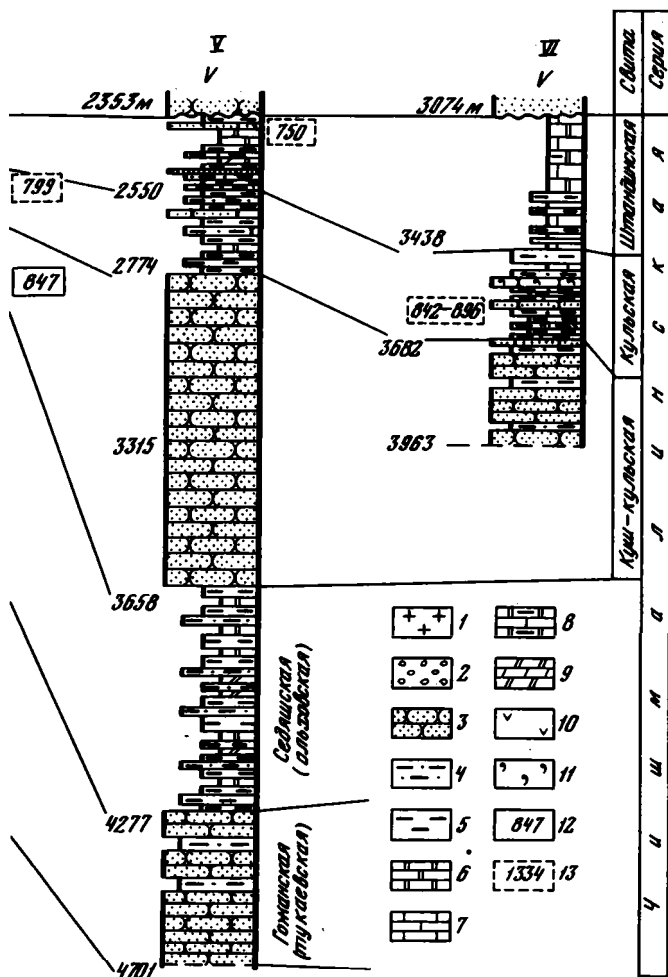
Р и с. 36. Схема корреляции разрезов верхнего рифея Сергиевско-Абдулинского и Камско-Бельского прогибов

Скважины: I – Серафимовка, Урус-Тамак; II – Шкапово-740; III – Кипчак; IV – Кабаково; V – Куш-Куль; VI – Шихан
 1 – породы кристаллического фундамента; 2 – конгломераты; 3 – песчаники; 4 – переслаивание алевролитов и аргиллитов; 5 – аргиллиты; 6 – доломиты; 7 – известняки; 8 – доломиты (известняки) глинистые или с прослоями аргиллитов; 9 – мергели доломитовые (известняковые); 10 – габбро-диабазы; 11 – глауконит; 12, 13 – изотопные определения возраста (в млн. лет): 12 – по габбро-диабазам, 13 – по глаукониту

тами и доломитовыми мергелями с прослоями розовых и зеленовато-серых алевролитов и мелкозернистых песчаников. В доломитах с глубины 2514,5–2510,9 м обнаружены микрофитолиты, среди которых З.А. Журавлевой определена *Volvatella vadosa* Z. Zhur. Верхняя связка (81 м) представлена серыми, темно-серыми, зеленовато-серыми, реже красновато-бурыми неравномерноглинистыми и песчанистыми доломитами с прослоями глауконитовых песчаников. В доломитах встречены онколиты, среди которых З.А. Журавлевой определены *Nubecularites abustus* Z. Zhur. Изотопный возраст по глаукониту равен 820 (799) млн. лет [Гаррис, Постников, 1970].

В вышеописанном разрезе Куш-Куля отчетливо отражены два цикла седиментации: нижний, охватывающий гожанскую (тукаевскую) и седяшскую (ольховскую) свиты, и верхний, объединяющий куш-кульскую, кульскую и штандинскую свиты. Такое циклическое строение чишмалинской серии позволяет подразделить ее на нижнечишмалинскую и верхнечишмалинскую (мишкинскую) подсерии.

К юго-востоку от Уфы скважиной Кабаково-62 вскрыт полный и хорошо изученный разрез чишмалинской серии [Андреев и др., 1981]. Он расположен всего в 130 км от Куш-Куля, но в верхней своей части имеет существенные отличия. Мы приведем его по первоначальному описанию, попутно сравнивая со скважиной Куш-Куля.



Наиболее древними отложениями, вскрытыми Кабаковской скважиной (глубина 5521–5430 м), являются темно-серые, почти черные аргиллиты и серые глинистые доломиты кабаковской свиты. Из аргиллитов Т.В. Янкаускасом определены микрофоссилии *Symplastosphaeridium undosum* Jank., *Kildinella hyperborea* Tim., *K. ternata* (Tim.), *Laxidium flexuosum* (Tim.). На основании состава микрофоссилий кабаковская свита сопоставлена с бакальской свитой Южного Урала и отнесена к нижнему рифею.

Непосредственно на нижнерифейских отложениях в кабаковской скважине залегают песчаники гожанской (тукаевской) свиты (глубина 5430–4770 м). Они представлены светло-серыми и розовыми полевошатово-кварцевыми песчаниками, в средней части свиты с прослоями красновато-коричневых глинистых алевролитов и аргиллитов.

Циркон-турмалин-титановая ассоциация минералов тяжелой фракции и титоморфные особенности минералов позволяют сопоставлять данную свиту с зильмердакской свитой Южного Урала. Этот вывод подтверждают и определения микрофоссилий, проведенные Т.В. Янкаускасом. С глубины 5100,6–5099,4 м описаны *Kildinella hyperborea* Tim., *K. ripheica* Tim., *K. maculifera* Yank., *K. ternata* Tim., *K. tschapomica* Tim., *K. vesljanica* Tim., *K. lophostriata* Jank., *Satka elongata* Jank., *S. colonialika* Jank., *Laxidium flexuosum* (Tim.).

Отличительной особенностью кабаковского разреза является увеличение мощности седашской (ольховской) свиты, которая имеет в нем более сложное строение. В нижней ее части обособляется толща темно-серых аргиллитов и алевролитов (глубина 4770–4710 м), выделенная в работе Ю.В. Андреева и др. [1981] как самостоятельная акбердинская свита. Именно из этих отложений в интервале 4765–4762 м Т.В. Ян-

каускасом определен комплекс микрофоссилий: *Kildinella hyperborejca* Tim., *K. ripheica* Tim., *K. vesljanica* Tim., *K. tschapomica* Tim., *K. lophostriata* Jank., *K. minuta* (Naum.), *K. maculifera* Jank., *K. ternata* Tim., *Laxidium flexuosum* Jank., *Satka favosa* Jank., *S. elongata* Jank., *S. colonialica* Jank. Т.В. Янкаускас считает, что видовой состав микрофоссилий может принадлежать как среднему, так и верхнему рифею, но, скорее всего, он свидетельствует об отнесении вмещающих отложений к низам верхнего рифея (бирьянский уровень). Остальная часть сидяшской свиты, обозначенная Ю.В. Андреевым и его соавторами как ольховская свита (4710–3900 м), сложена типичными для нее красновато-коричневыми и буровато-коричневыми аргиллитами с прослоями доломитов и доломитовых мергелей. Среди осадочных пород свиты встречены два прослоя базальтовых порфиритов (глубина 4447–4444 и 4550–4547 м).

Особенностью кабаковского разреза является резкое сокращение мощности верхнечишмалинской подсерии (517 м в Кабакове вместо 1286 м в Куш-Куле) и куш-кульской свиты песчаников. Своеобразие разреза позволило Ю.В. Андрееву с соавторами [1981] выделить в Кабаковской скважине новую, кармалинскую свиту в объеме трех подсвит: 1) нижней – переслаивание розовых кварцевых песчаников и шоколадно-коричневых аргиллитов (3960–3827 м); 2) средней – розовые средне- и разнотельные кварцевые песчаники (3827–3760 м) и 3) верхней – темно-серые аргиллиты и алевролиты с прослоями доломитовых мергелей и белых кварцевых песчаников (3760–3612 м).

Нижняя и средняя подсвиты отвечают куш-кульской свите. Такое сопоставление подтверждается ассоциацией и типоморфными особенностями минералов тяжелой фракции из песчаников нижней подсвиты, которые аналогичны тяжелой фракции лемзинских песчаников Урала. Верхняя подсвита (3760–3612 м), отвечающая кульской свите, содержит прослой глауконитовых песчаников с калий-аргоновым возрастом глауконита $750 (729) \pm 20$ и $820 (799)$ млн. лет (определения М.М. Аракелянц и М.А. Гаррис соответственно). В аргиллитах кульской свиты Кабакова определен комплекс микрофоссилий, на основании которого Т.В. Янкаускас сопоставил ее с бедерышинской толщей верхнего рифея западного склона Южного Урала: *Kildinella hyperboreica* Tim., *K. jacutica* Tim., *Gleocapsomorpha* sp., *Brevitrichoides bashkiricus* Jank., *Eomycetopsis psilata* Maithy et Shukla, *Leiothrichoides typicus* Herm., *Polytrichoides lineatus* Herm., *Siphonophycus costatus* Jank., *Cholorogloaeopsis zairensis* Maithy.

Как и в Куш-Куле, разрез чишмалинской серии Кабаковской скважины завершается буровато-коричневыми и светло-серыми известняками с тонкими прослоями мергелей и аргиллитов, выделенными Ю.В. Андреевым и др. [1981] под названием савалеевской свиты (глубина 3612–3443 м). Свита эта уверенно коррелируется со штандинской свитой Куш-Куля и катавской свитой западного склона Урала. С глубины 3578–3526 м Т.В. Янкаускасом определен богатый комплекс микрофоссилий, близкий к бедерышинскому западного склона Урала: *Kildinella veslyanica* Tim., *K. tschapomica* Tim., *K. minor* Schep., *K. ternata* Tim., *K. maculifera* Jank., *Pterospermopsisomorpha capsulata* Jank., *Trachyhystrichosphaera aimika* Herm., *Tasmanites ripheicus* Jank., *Baltisphaeridium* sp., *Arctacellularia ellipsoidea* Herm., *Brevitrichoides bashkiricus* Jank., *B. karatavicus* Jank.

Не на полную мощность разрез верхнечишмалинской подсерии вскрыт скважиной Шихан-5, что расположена примерно в 100 км южнее Кабакова. В этом разрезе выделялись салаватская и шиханская свиты. Подобие разрезов позволяет выделить и в Шиханской скважине те же свиты, что и в стратотипическом разрезе серии. Светло-серые и розовые кварцевые и микроклино-кварцевые песчаники (глубина 3963–3682 м), вскрытые в нижней части, относятся к куш-кульской свите, а перекрывающие их зеленовато-серые, серые и красновато-коричневые алевролиты, аргиллиты, песчаники с прослоями мергелей и доломитов (3682–3438 м) – к кульской свите. Как и в Кабакове, песчаники кульской свиты отдельными интервалами обогащены глауконитом. Изотопный возраст по глаукониту кульской свиты Шиханского разреза составляет 865–921 (843–896) млн. лет [Гаррис и др., 1964].

Завершается разрез верхнечишмалинской подсерии штандинской (шиханской) свитой, нижняя часть которой состоит из пестроцветных известняков с тонкими прослоями аргиллитов и алевролитов (глубина 3438–3290 м), а верхняя часть – из серых и темно-серых известняков и доломитов.

Верхнечишмалинская (мишкинская) подсерия вскрыта также и на других площадях (Байкибашево, Уржкумово и др.), прилегающих к району Куш-Куля. В более

западных районах, на северо-западе платформенной части Башкирии и юге Пермской области, на Калтасинской, Орьбашской, Чекмагушской, Игровской, Гожанской и других площадях верхнечешмалинская подсерия отсутствует. Здесь установлено лишь наличие гожанской свиты, залегающей с размывом на различных свитах кыргинской серии нижнего рифея. Мощность гожанской свиты колеблется от 215 (Надеждино) до 72 м (Чекмагуш) и постепенно уменьшается до полного выклинивания к западу и северо-западу.

В южной части Камско-Бельского прогиба, там, где он сливается с Сергиевско-Абдулинским прогибом, такого быстрого "срезания" разреза не наблюдается. Так, в скважине Кипчак, расположенной в 70 км запад-северо-западнее скважины Шихан-5, вскрыт мощный разрез (близкий по своему строению к Куш-Кульскому) в составе гожанской, седяшской и куш-кульской свит. Подобный же по своему строению мощный красноцветный глинисто-песчанниковый разрез вскрыт на Шкаповской площади в Сергиевско-Абдулинском прогибе (рис. 37).

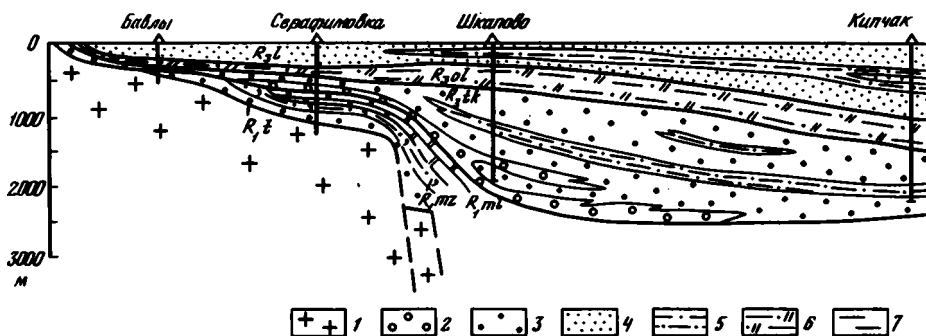
В северной же части прогиба, включая Балтаевско-Бавлинский грабен, на Леонидовской, Серафимовской, Урус-Тамакской и других площадях вскрыт другой тип разреза рассматриваемых красноцветных образований, представленный тукаевской (нижнесерафимовской), ольховской (верхнесерафимовской) и леонидовской свитами соловьевкинской серии [Тимергазин, 1959; Ожиганова, 1974б; Иванова, Трахтман, 1972; Морозов, Ревенко, 1969; Солонцов и др., 1979; Объяснительная записка ..., 1978; и др.].

Так же как и в чешмалинской серии, разрез начинается с полевошпатово-кварцевых красноцветных песчаников (тукаевская свита, до 160 м), выше — маркирующая толща сургучно-красных аргиллитов и глинистых алевролитов с прослоями мергелей (ольховская свита, до 140 м). Завершается разрез второй характерной литостратиграфической толщей — кварцевыми, реже полевошпатово-кварцевыми красноцветными песчаниками с регенерационным кварцевым и каолинитовым цементом (леонидовская свита, до 767 м). Хорошо сопоставляемые типы разрезов отличаются тем, что в пределах северной части Сергиевско-Абдулинского прогиба мощности значительно сокращены.

По вопросу о возрасте описанных серий и отдельных их подразделений существуют различные представления. Некоторые авторы на основании данных изотопных определений возраста по секущим ольховскую свиту габбро-диабазам — 1120 (1088) млн. лет (Серафимовка-119, определения Г.А. Казакова [1963], а также другие свиты в разрезах Кипчака, Кабакова) — считают, что тукаевская, ольховская и даже леонидовская свиты относятся к среднему рифею. По мнению этих же авторов, глауконит-содержащие породы кидашской серии с изотопным возрастом 1290–1336 (1252–1296) млн. лет (Серафимовка-119 и Леонидовка-352) относятся к тукаевской свите. Однако в скважине Урус-Тамак-191 отчетливо задокументировано, что глауконит-содержащие породы (с изотопным возрастом 1400 (1358) ± 30 млн. лет и 1375 (1334) ± 75 млн. лет [Гаррис, Постников, 1970]) залегают в составе нижнерифейской серии ниже подошвы тукаевской свиты.

На основании находок микрофитолитов седяшская свита чешмалинской серии некоторыми авторами относится к нижнему рифею, а кульская и штандинская свиты — к терминальному рифею [Морозов и др., 1979]. Соловьевкинская и особенно чешмалинская серии по своему строению, последовательности в смене толщ и пачек определенного состава, их мощности чрезвычайно сходны с кипчакской серией [Беккер, 1972] западного склона Южного Урала в объеме зильмердакской, катавской и подинзерской свит [Объяснительная записка ..., 1978]. Такое сопоставление подтверждается минералогическим изучением тяжелой фракции пород чешмалинской серии, проведенным А.П. Казаком по разрезам Куш-Кульской и Кабаковской скважин, и комплексами микрофоссилий, определенными Т.В. Янкаускасом из различных свит чешмалинской серии. На построенном литолого-стратиграфическом палеопрофиле, от восточного склона Волго-Камского массива до западного склона Южного Урала, для верхнерифейских образований отчетливо наблюдается определенная выдержанность и сопоставимость основных толщ и пачек в коррелируемых платформенных сериях и кипчакской серии Урала. Наряду с этим выявляется и вероятная фациальная взаимозамещаемость ряда литостратиграфических подразделений внутри кипчакского горизонта (см. рис. 37).

Таким образом, несогласное и с глубоким размывом залегание верхнерифейских



Р и с. 37. Литолого-стратиграфический широтный палеофиль через Волго-Уральскую область на конец позднего рифея

1 – породы кристаллического фундамента; 2 – конгломераты; 3, 4 – песчаники; 3 – полевошпатово-кварцевые, разнозернистые, 4 – существенно кварцевые; 5 – переслаивание алевролитов и аргиллитов; 6 – алевролиты и глины; 7 – аргиллиты; 8 – известняки; 9 – доломиты; 10 – известняки глинистые; 11 – глауконит; 12 – границы: а – свит, б – слоев; 13 – буровые скважины

Свиты: $R_1 t$ – тюрюшевская, $R_1 m z$ – мизгиревская, $R_1 m l$ – малокамышская, $R_1 k b$ – кабаковская, $R_2 t k$ – тукаевская, $R_2 o l$ – ольховская, $R_2 l$ – леонидовская, $R_2 g s h$ – гожанская, $R_2 s d$ – седяшская, $R_2 k s h - k l$ – куш-кульская, $R_2 k l$ – кульская, $R_2 s h t$ – штандинская

образований (чишмалинская серия и ее аналоги на платформе) на различных свитах и толщах кырпинской, кидашской серий нижнего рифея не позволяет выделить в рассмотренных разрезах глубоких скважин востока платформы отложения среднего рифея. Вероятнее всего, что разрезы среднего рифея будут установлены глубокими скважинами лишь в восточных районах платформенной части Башкирии.

На востоке платформы, в пределах Камско-Бельского, Сергиевско-Абдулинского прогибов, отложения тангаура и кудаша отсутствуют. В этих разрезах с глубоким размытием и несогласием на различных толщах от штандинской свиты верхнего рифея (в крайне восточных разрезах) до кристаллического фундамента (крайние западные разрезы) залегают отложения самой молодой верхнепротерозойской осадочной серии – бижбулякской (верхнебавлинской) и ее возрастного аналога – валдайской серии венда в Верхнекамской впадине. Все исследователи отмечают исключительное сходство бижбулякской (верхнебавлинской) серии и ашинской серии Южного Урала.

ВЕНД

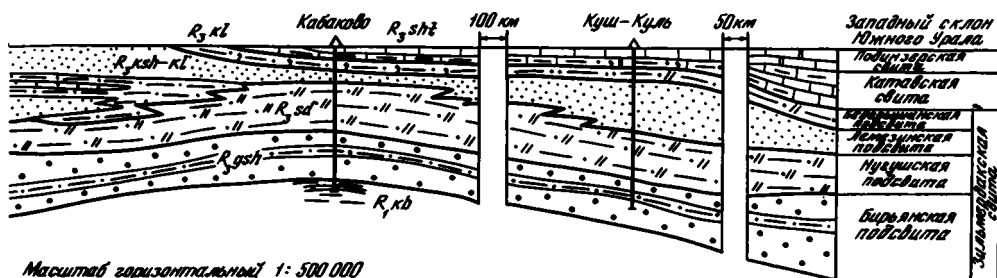
Венд является самостоятельным подразделением общей шкалы докембрия СССР с возрастными значениями от 650–680 (633–662) ± 20 млн. до 570 (555) ± 20 млн. лет. Стратотипическими районами венда являются западные и северные районы Восточно-Европейской платформы [Соколов, 1974], где в его составе выделяются вильчанская, волынская и валдайская серии [Махнач и др., 1976; Объяснительная записка ..., 1978; Аксенов и др., 1978; и др.].

В составе венда платформы по характеру строения, распространенности и присутствию остатков органического мира выделяются два его основных подразделения – нижний и верхний венд [Соколов, 1974]. К нижнему венду относятся вильчанская и волынская серии, а к верхнему – валдайская серия.

Для нижнего венда характерны такие специфические типы пород, как ледниковые отложения и эффузивно-пирокластические образования трапповой формации. Эти два литологических репера объединены Решением кишиневского совещания [Объяснительная записка ..., 1978] в древлянский стратиграфический горизонт. Для верхнего венда характерны чрезвычайно выдержанные в пространстве песчано-глинистые толщи с вулканокластическими супермаркерами. На основании присутствия комплексов органических остатков – эдиакарской фауны, микрофоссилий и вендотений – верхний венд подразделяется на два стратиграфических горизонта – редкинский и котлинский.

Нижневендские образования наиболее полно развиты в юго-западной части Восточно-Европейской платформы, в пределах Волынского и Оршанского прогибов.

Разрез вильчанской серии (до 500 м) Оршанского прогиба, являющегося типовым разрезом платформенных континентальных ледниковых образований лапландского



Масштаб горизонтальный 1: 500 000



ледникового горизонта [Чумаков, 1978а], сложен тиллитами, флювиогляциальными песками, алевритами и ленточными глинами.

В Волго-Уральской области к лапландскому горизонту, возможно, относятся пестроцветные плохо отсортированные неслоистые алеврито-песчано-гравийные породы с рассеянными крупными обломками пород фундамента, выделенные в веслянскую свиту. Тиллитоподобные породы установлены в ряде разрезов на севере Пермской области (Усть-Черная, Оныл), где они залегают непосредственно на кристаллическом фундаменте и имеют мощность до 85 м. В других районах Волго-Уральской области подобных образований не установлено, но ледниковые мариногляциальные образования лапландского горизонта широко развиты на Северном, Среднем и Южном Урале [Чумаков, 1978а], где они входят в состав чурочинской, серебрянской и кургашинской серий, с размывом залегающих на палеонтологически и радиометрически охарактеризованных отложениях кудаша. По разрезам Северного Урала можно сделать вывод, что К-Аг возраст по глаукониту ледникового горизонта заключен между 658–693 (642–674) млн. лет (усть-чурочинская свита) и 622–628 (606–611) млн. лет (ильявожская свита). Это совпадает с изохронными Rb-Sr определениями по сланцам из межтиллитовой свиты Ньюборг на северо-западе Балтийского щита (Северная Норвегия) – 668 (661) ± 23 млн. лет [Pringle, 1972].

Волынская серия в стратотипической ее местности в Волынском прогибе состоит из двух свит – горбашевской (гравелиты, песчаники, аргиллиты, до 60 м) и берестовецкой, представленной сложно чередующимися в разрезе базальтами и их туфами (до 500 м). На кишиневском совещании по стратиграфии верхнего докембрия платформы [Объяснительная записка..., 1978] была принята точка зрения геологов, считающих, что на восток-северо-восток от Волынской впадины – в Оршанской впадине и на северо-западе Рязано-Саратовского прогиба – происходит фациальное замещение эффузивно-пирокластических образований трапповой формации туфогенно-осадочными и осадочными отложениями в составе единой волынской серии. Туфогенно-осадочные образования выделяются в Оршанской впадине под названием берестовецкой (лапичская, ратайчицкая) свиты (мощностью до 60 м), а в Рязано-Саратовском прогибе – зубово-полянская свиты (до 43 м).

Однако, по мнению ряда исследователей [Якобсон, 1971; Аксенов и др., 1978], вулканогенно-осадочные отложения не являются возрастными аналогами волынской серии, а залегают в основании валдайской серии верхнего венда.

Верхневендские отложения пользуются максимальным распространением на платформе, и площадь их развития достигает 2 млн. км². Если нижневендские отложения в своем распространении тяготеют к рифейским прогибам, то верхневендские формируют обширные по площади структурные формы – интракратонную Московскую синеклизу и серию краевых впадин по периферии платформы: Верхнекамскую и Шкапово-Шиханскую на востоке платформы и Волыно-Молдавскую (Львовско-Кишиневскую) на юго-западе.

Типом разреза верхнего венда является валдайская серия Московской синеклизы. Лучшие разрезы ее описаны в приосевой зоне, в скважинах Любим, Поварово, Котлас, Решма, Усть-Пинега и др. В составе валдайской серии выделены два биостратиграфических горизонта – редкинский и котлинский, попарно объединяющие плетневскую, усть-пинежскую и любимскую (котлинскую), решминскую свиты.

Для редкинского горизонта, являющегося опорным лито- и биостратиграфическим

горизонтом венда платформы, характерно присутствие маркирующих вулканокластических горизонтов, сложенных туфоаргиллитами с прослоями туффитов и пепловых туфов, и, главное, богатого комплекса бесскелетных животных вендской (эдиакарской) фауны [Соколов, 1974; Келлер и др., 1974; Федонкин, 1981; и др.]. Последние обнаружены в самых различных частях платформы: в Волыно-Молдавской впадине, в Московской синеклизе — в скважинах Яренск, Усть-Пинега, Лешуконское, на Онежском полуострове и особенно на Зимнем берегу Белого моря. Среди них описаны *Cyclomedusa plana* Glaessner, *Tribrachidium geraldicum* Glaessner, *Pteridinium simplex* Gurich., *Dickinsonia costata* Sprigg и др. Для редкинского горизонта характерны остатки вендотениевой флоры, среди которых М.Б. Гниловской [1974] отмечены *Eoholynia*, *Candina*, *Orbisiana*. Для редкинского горизонта есть ряд определений изотопного возраста по глаукониту (Калуга) — 596–607 (580–590) млн. лет [Гаррис и др., 1963] — и по витрокластическому туфу (скважина Котлас) — 600 (584) млн. лет. [Постников, 1974].

Котлинский биостратиграфический горизонт характеризуется присутствием специфического комплекса микрофоссилий и, по данным М.Б. Гниловской, представителей родов *Vendotaenia* и *Tyrosotaenia*, не встречающихся ни в подстилающих редкинских отложениях, ни в перекрывающих слоях кембрия.

На востоке платформы выделяются два типа разрезов верхнего венда — верхнекамский и шкапово-шиханский. Верхнекамский разрез аналогичен четырехчленному разрезу Московской синеклизы. Здесь выделяются кыквинская и верещагинская свиты редкинского горизонта и велвинская, краснокамская свиты котлинского горизонта [Клевцова и др., 1965; Аксенов, 1967а,б; Солонцов, Аксенов, 1970; Объяснительная записка..., 1978].

Кыквинская свита трансгрессивно и с размывом залегает на различных свитах рифея в пределах северной части Камско-Бельского прогиба и на породах кристаллического фундамента Волго-Камского массива. Она развита обычно наиболее полно в понижениях доверхневендского рельефа и имеет непостоянную мощность от первых метров до 111 м. Кыквинская свита сложена пачками песчаников, гравелитов, реже конгломератов, а также темно-серых, почти черных алевролитов и аргиллитов, обогащенных углистым веществом и пиритом.

Верещагинская свита, трансгрессивно залегающая на различных пачках кыквинской свиты или же на породах кристаллического фундамента, представлена выдержанными толщами темно-зеленых и шоколадно-коричневых аргиллитов, глинистых алевролитов, разделенных пачками алевролитов и песчаников. В ее составе четко выделяются и прослеживаются три маркирующих для всей северной половины платформы вулканокластических горизонтов [Аксенов, 1967а,б]. В аргиллитах свиты найдены отпечатки эдиакарской фауны (скважины Кирс, Лойно, Ножовка). По витрокластическому туфу (скважина Кирс) получено определение изотопного возраста, равное 580 (565) млн. лет [Постников, 1974]. Мощность свиты до 380 м.

Велвинская свита развита на значительно меньшей площади, чем верещагинская, и представлена выдержанными толщами темно-зеленовато-серых, буровато-коричневых аргиллитов, глинистых алевролитов, чередующихся с пачками песчаниково-алевролитовых пород. Мощность свиты до 314 м.

Завершается разрез часто и незакономерно чередующимися, не выдержанными по площади пачками и пластами красноцветных и пестроцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов. В разрезах, тяготеющих к Уралу и Тиману, наблюдается увеличение количества и мощности песчаниковых пластов и общее увеличение мощности свиты до 500 м и более.

Как уже отмечалось, разрезы верхнего венда Верхнекамской впадины аналогичны типовым разрезам валдайской серии Московской синеклизы. Близкие к ним строение и состав отдельных свит имеют сыльвицкая и ильвовожская серии Среднего и Северного Урала. Такое сопоставление, помимо общегеологических данных, в последнее время получило подтверждение находками остатков эдиакарской фауны на Среднем Урале [Беккер, 1977, 1980а] в сыльвицкой серии.

Другой тип разреза верхнего венда установлен в Шкапово-Шиханской впадине, отделенной от Верхнекамской впадины Сарапульско-Красноуфимской седловиной.

В Шкапово-Шиханской впадине в составе бижбулякской (верхнебавлинской) серии выделяются четыре свиты (снизу вверх): байкибашевская (нижнекаировская), старопетровская (верхнекаировская), салиховская (нижнешкаповская) и карлинская (верхнешкаповская).

Наиболее полный разрез бижбулякской серии вскрыт в Приуралье, в восточной части Шкапово-Шиханской впадины, в скважине Шихан-5. В этом разрезе выше штандинской (шиханской) свиты верхнего рифея, по данным К.Т. Тимергазина [1962], Л.Ф. Солонцова, Е.М. Аксенова [1970] и Ю.Р. Беккера [19686], выделяются следующие стратиграфические подразделения.

Байкибашевская свита (глубина 3074—2989 м) состоит из светло-зеленовато-серых и серых песчаников с прослоями гравелитов, глинистых алевролитов и аргиллитов. Мощность свиты 85 м.

Старопетровская свита (2989—2661 м) представлена аргиллитами гидрослюдистыми, темно-зеленовато-серыми, зеленовато-серыми, в средней части темно-коричневыми, с тонкими прослоями и четырьмя пачками (17—20 м) зеленовато-серых глинистых алевролитов. Мощность свиты 328 м. Выше залегает мощная пачка (глубина 2661—2583 м) глинистых алевролитов с прослоями песчаников и аргиллитов. К.Р. Тимергазиным [1962] эта пачка относится к шкаповской свите (подсерии), но она литологически очень тесно связана с нижележащей толщей переслаивания. Поэтому Л.Ф. Солонцовым она была отделена от шкаповских отложений и выделена под названием ахмеровской свиты.

Салиховская свита (2583—2395 м). Для нее характерны розовато-серые, реже зеленовато-серые мелко- и среднезернистые песчаники и алевролиты с прослоями темно-коричневых глинистых алевролитов и аргиллитов. Мощность свиты 188 м.

Карлинская свита (2395—1739 м) состоит из двукратного чередования пачек (мощностью 124 и 97 м) темно-серых и зеленовато-серых полевошпатово-кварцевых глинистых алевролитов и пачек аргиллитов (мощностью 192 и 243 м) темно-зеленого, темно-серого и шоколадно-коричневого цвета с прослоями алевролитов.

В приведенном разрезе бижбулякской серии, как крупного осадочного цикла, отчетливо отражены два мезоцикла седиментации, названные К.Р. Тимергазиным [1962] каировской и шкаповской свитами (подсерии по современным представлениям). Бижбулякская серия включает байкибашевскую, старопетровскую, салиховскую и карлинскую свиты.

В центральной части впадины, на участке от скважины Шихан до скважины Шкапово, мощности и состав серии и отдельных свит, толщ и пачек в целом сохраняются. Из разреза выпадает лишь ахмеровская свита, и в разрезе серии с востока на запад все большее значение начинают играть алевролиты. В самых западных районах (Бавлы, Серафимовка, Туймазы и др.) разрезы становятся более грубозернистыми, вплоть до появления конгломератов. Наиболее широко в пределах впадины развиты байкибашевская и старопетровская свиты каировской подсерии.

Строение и состав байкибашевской свиты в целом выдержаны по площади. Мощность свиты обычно варьирует в пределах 20—37 м, достигая в отдельных разрезах (Шкапово) 60—70 м. Сохраняется общая характеристика и старопетровской свиты. В нижней части ее в скважинах Шихан (2836—2816 м), Уржумово (2260—2235 м), Караидель, Каирово, Тастуба и других прослеживается маркирующий горизонт шоколадно-коричневых аргиллитов, сложенных смешанно-слоистым минералом с содержанием монтмориллонитовых слоев до 30—40%. В этой же пачке встречены прослойки известковистых пород, структура которых аналогична кальцитизированным витрокластическим туфам [Лугатенкова, 1963]. По своему положению в разрезе, составу измененных туфов и глинистых минералов этот горизонт аналогичен нижнему (первому) вулканокласто-осадочному горизонту Московской синеклизы и Верхнекамской впадины. В целом мощности каировской подсерии закономерно уменьшаются с востока на запад и особенно на северо-запад.

Меньшим распространением, особенно вблизи Сарапульско-Красноуфимской седловины, пользуются отложения шкаповской подсерии. Для салиховской свиты, характерного литостратиграфического горизонта серии, типичны красновато-коричневые и буровато-коричневые полевошпатово-кварцевые и полимиктовые песчаники, алевролиты, а в самых западных разрезах — и конгломераты. Максимальная мощность свиты установлена в Шкаповском разрезе (320 м).

Также выдерживаются и состав и строение верхней толщи переслаивания зеленоцветных аргиллитов и алевролитов (карлинская свита), мощность которой закономерно уменьшается с востока на запад, от 658 м (Шихан) до 500 м (Шкапово), и особенно на северо-запад, до 158 м (Байкибашево), 70 м (Бураево) и менее. Бижбулякская серия Шкапово-Шиханской впадины по своему положению в стратиграфическом разрезе, строе-

нию, литологическим особенностям, мощностям аналогична ашинской серии Горной Башкирии. В обеих сериях отчетливо отражены по два мезоцикла, начинающихся толщами песчаников (байкибашевская, салиховская свиты и соответственно урюкская и куккараукская свиты) и завершающихся толщами переслаивания сероцветных и зеленоцветных аргиллитов и алевролитов (старопетровская, карлинская свиты и басинская, зиганская свиты). Нижние толщи переслаивания в обеих сериях содержат глауконит, изотопные определения возраста по которому дали идентичные значения. Для урюкской и басинской свит Южного Урала получены цифры 598–573 млн. лет [Гаррис и др., 1964], а для старопетровской свиты в районе Мензелинска, что на северо-востоке Татарии, определен возраст 595 млн. лет [Казаков и др., 1967]. Совершенно аналогичные, до деталей, строение и состав бижбулякской и ашинской серий позволяют многим исследователям называть первую также ашинской серией.

КОРРЕЛЯЦИЯ С РАЗРЕЗАМИ ЮЖНОГО УРАЛА

Приведенный материал по геологии и условиям залегания рифейских и вендских отложений на востоке Русской плиты наглядно показывает, что при продвижении с востока на запад, от Уральской миогеосинклинали к восточному склону Волго-Камского кристаллического массива, из разреза верхнего докембрия выпадают (табл. 2, вкл.) значительные по мощности серии пород. Крупные эрозионные размыты явились результатом длительных эпох континентального выветривания, господствовавших на востоке платформы в позднем докембрии. Одна из них предшествовала верхнему рифею и привела к выпадению из разрезов всего среднего рифея, другая, предвендская, привела к размыту верхней части верхнего рифея и, вероятно, всего кудаша. Значительные перерывы, блоковые перемещения пакетов рифейских толщ, определенные фациальные изменения осадочных горизонтов, неполное вскрытие разрезов глубокими скважинами затрудняли расшифровку стратиграфии верхнедокембрийских отложений, и лишь шаг за шагом геологи приблизились к выяснению истинных соотношений развитых здесь подразделений.

На восточной окраине Русской плиты в прогибах достаточно полно представлены нижний рифей (в объеме кырпинской и кидашской серий), нижняя часть верхнего рифея (чишмалинская и соловьевкинская серии) и венд.

Степень изученности разрезов платформы дает возможность проводить с определенной долей вероятности посвитную корреляцию со стратотипическими разрезами Южного Урала. Особенно много информации дают для такого сопоставления разрезы верхнего рифея по скважинам Куш-Куль, Кабаково, Шихан, расположенным в 50–60 км и менее от выходов их на дневную поверхность.

Из сравнения этих разрезов отчетливо видно, что имеется стратиграфическое подобие целого набора характерных литологических толщ, последовательно сменяющих одна другую вверх по разрезу. Гожанские полевошпатово-кварцевые песчаники могут быть сопоставлены с бирьянской подсвитой зильмердака, а вышележащие красноцветные и сероцветные аргиллиты и мергели седяшской свиты — с нугушской подсвитой Урала. Залегающие выше лемезинская и бедерьшинская подсвиты зильмердака находят себе полные аналоги в куш-кульской свите платформы. Штандинская же свита коррелируется с катавской свитой и, возможно, с нижней частью подинзерской западного склона Урала. Ранее подчеркивалась определенная условность таких сравнений, но данные изучения микрофоссилий и особенностей минерального состава песчаников делают такое сопоставление наиболее вероятным.

Основное затруднение при таких сравнениях заключается в резких изменениях мощностей седяшской и особенно куш-кульской свит. Однако надо учесть, что и на западном склоне Урала мощность отдельных подсвит зильмердака также испытывает резкие колебания (в 2–5 и более раз [Олли, 1948]). Все эти данные показывают, что мощности терригенных пачек верхнего рифея непостоянные. Это вполне объяснимо их фациальными замещениями, если учесть, что эти отложения были преимущественно континентальными.

Посвитная корреляция разрезов вендских отложений востока платформы и западного склона Урала отмечается всеми исследователями других толщ.

ВЕРХНИЙ ДОКЕМБРИЙ СРЕДНЕГО И СЕВЕРНОГО УРАЛА

На Среднем и Северном Урале отложения рифея и венда размещаются преимущественно в Западно-Уральской фашиально-тектонической зоне и имеют со стратотипом Южного Урала общие черты строения. Такое сходство, подкрепленное в ряде случаев палеонтологическими и радиометрическими данными, позволяет уже сейчас с большой степенью достоверности коррелировать рассматриваемые разрезы с отложениями стратотипа. Корреляция проводится с применением всех имеющихся историко-геологических методов: формационного, цикличности, стратиграфического подобия разрезов, прослеживания характерных пластов и чачек, палеоклиматических данных и др. Сущность перечисленных методов подробно рассмотрена в ряде работ [Келлер, 1952, 1968; Салоп, 1973; Семихатов, 1974; Чумаков, 1978а; и др.] и широко известна.

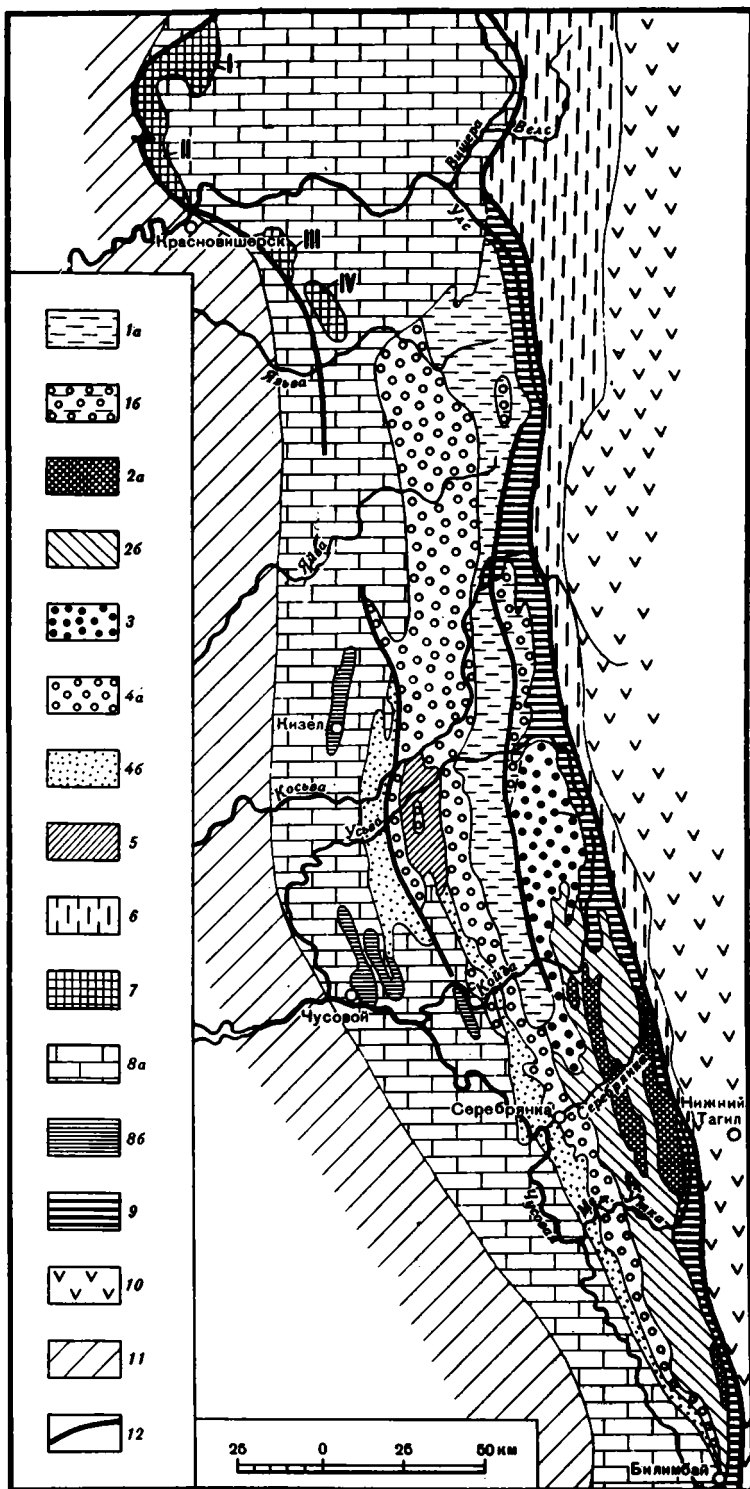
В пределах Среднего и Северного Урала выходы докембрийских отложений составляют три обособленные полосы. Одна из этих полос, наиболее широкая (25–70 км), протягивается вдоль западного склона Урала от широты ст. Билимбай Свердловской железной дороги до северного окончания хр. Кваркуш. Вторая полоса располагается в зоне Главного водораздела; начинается она в истоках р. Баранчи (близ г. Нижнего Тагила) и непрерывно прослеживается в бассейн р. Вишеры, где, резко расширяясь (до 20–40 км), продолжается в истоки р. Печоры и далее на север. Третья полоса, несравненно меньшая по площади, располагается в области сочленения Урала и Тимана, отвечая горной гряде Полюдов кряж. В отличие от двух первых полос, имеющих меридиональное простирание, она протягивается в северо-западном (тиманском) направлении, пересекая при этом Западно-Уральскую внешнюю зону складчатости и достигая непосредственно Предуральского прогиба. В пределах рассматриваемого отрезка Урала данная полоса соответствует наиболее западным выходам уральского докембрия.

Перечисленные полосы распространения докембрийских пород отделены одна от другой выходами палеозоя и представляют собой крупные сложно построенные антиклинальные поднятия, которые в дальнейшем будут обозначаться как Басегско-Синегорский мегантиклинорий, Печорско-Баранчинский антиклинорий и Полюдовско-Колчимское поднятие (рис. 38). В Басегско-Синегорском мегантиклинории выделяются, в свою очередь, два кулисообразно расположенных антиклинория — Кваркушко-Басегский и Синегорский. Расположенные между ними Усьвинско-Сьльвицкий седловинный прогиб и Язьвинско-Серебрянская моноклираль могут рассматриваться одновременно и как западные крылья упомянутых выше антиклинориев.

Докембрийские отложения Басегско-Синегорского мегантиклинория и Полюдовско-Колчимского поднятия, а также и территориально связанные с ними отложения палеозоя по своему фашиальному характеру существенно отличаются от соответствующих отложений Печорско-Баранчинского антиклинория. В связи с этим западному склону и водораздельной части Среднего и Северного Урала придается значение самостоятельных фашиально-тектонических зон (соответственно Западно-Уральская и Центрально-Уральская), причем первой из них свойственны черты миогеосинклинали, второй — эвгеосинклинали. Границей между ними на Среднем и Северном Урале служит региональный надвиг (Курыксарско-Висимский), по которому докембрийские толщи Печорско-Баранчинского антиклинория повсеместно надвинуты на палеозойские отложения так называемого Висимо-Улсовского синклинория, ограничивающего с востока Басегско-Синегорский мегантиклинорий на всем его протяжении¹.

Западно-Уральская фашиально-тектоническая зона вследствие фашиальных различий некоторых докембрийских толщ подразделяется на три структурно-фашиальные подзоны — Восточную, Центральную и Западную (Полюдовскую). Восточная подзона ох-

¹Применительно к упоминаемым структурным единицам употребляются также и иные названия. В частности, М.И. Гарань и П.М. Есипов выделяют Басегско-Синегорский мегантиклинорий и Печорско-Баранчинский антиклинорий под единым названием Вишерско-Чусовского антиклинория, И.Д. Соболев именуется их соответственно Кваркушко-Каменногорскими мегантиклинорием и Верхнепечорско-Исовским антиклинорием, а Висимо-Улсовский синклинорий — Улсовско-Койвинским синклинорием и т.д.



Р и с. 38. Геолого-тектоническая схема докембрийских отложений западного склона Среднего и Северного Урала (составлена С.В. Младших по материалам Б.Д. Аблизина, В.Г. Варганова, Г.А. Виллера, А.М. Курбацкого, С.В. Младших, В.В. Попова и др.)

1-5 - Басегско-Синегорский мегантиклинорий: 1 - Кваркушко-Басегский антиклинорий (серии: а - басегская, б - серебрянская), 2 - Синегорский антиклинорий (серии: а - кедровская, б - басегская), 3 - Усьвинско-Сылвицкий седловинный прогиб (серебрянская серия), 4 - Язьвинско-Серебрянская моноклиналь (серии: а - серебрянская, б - сылвицкая), 5 - Безгодовская синклиналь; 6 - Печорско-Баранчинский антиклинорий; 7 - Полюдовско-Колчимский антиклинорий (антиклинали: I - Верхнеухтымская, II - Полюдовская, III - Колчимская, IV - Тулым-Парминская); 8 - Западно-Уральская внешняя зона складчатости (а - палеозой - O_2 , -Р; б - сылвицкая серия); 9 - Висимо-Уловский синклинорий; 10 - Тагильский мегасинклинорий; 11 - Предуральский прогиб; 12 - крупные разломы

вывает Висимо-Улсовский синклиорий, восточное крыло Кваркушко-Басегского антиклинория, Усьвинско-Сылвицкий седловинный прогиб и весь Синегорский антиклинорий, Центральная подзона — западное крыло Кваркушко-Басегского антиклинория и Язьвинско-Серебрянский моноклинорий, наконец, Западная подзона — Западно-Уральскую внешнюю зону складчатости и пересекающее ее Полюдовско-Колчимское поднятие.

Для всех трех полос докембрия еще в 50-х — начале 60-х годов усилиями большого коллектива геологов были разработаны довольно детальные стратиграфические схемы, которые в дальнейшем получили широкое распространение и до настоящего времени служат основой всех проводящихся здесь геологических работ. Общая схема корреляции разрезов основных районов Северного, Среднего и Южного Урала отображена на рис. 38.

БАСЕГСКО-СИНЕГОРСКИЙ МЕГАНТИКЛИНОРИЙ

В пределах Басегско-Синегорского мегантиклинория докембрийские отложения расчленяются [Младших, Аблизин, 1967] на четыре серии — кедровскую, басегскую, серебрянскую и сылвицкую, разграниченные более или менее отчетливыми стратиграфическими несогласиями. Серии эти относятся к верхнему рифею (каратавию), куда-шу и венду.

ВЕРХНИЙ РИФЕЙ (КАРАТАВИЙ)

Кедровская серия

Распространение отложений кедровской серии ограничено пределами Синегорского антиклинория, где они образуют две значительные по протяженности (60 и 90 км) полосы, отвечающие наиболее крупным интенсивно нарушенным антиклиналям. В составе серии выделяются две свиты — синегорская (кварцито-филлитовая) и клыктанская (филлито-карбонатная), связанные постепенным взаимопереходом.

Синегорская свита

Отложения синегорской свиты слагают гряду гор Синяя, Болтун, Седло и прослеживаются далее на север, в район пос. Кедровка. По литологическому составу свита расчленяется на четыре связки.

Первая связка (нижняя) полностью состоит из существенно кварцевых разнослоистых кварцито-песчаников и кварцитов с характерной для них примесью магнетита, ильменита, титаноморфита и ярко-зеленого хлорита. В нижней части толщи они зеленоватые, мелко- и среднезернистые, в верхней — светло-серые, белые, неравнозернистые, содержат тонкие слои железистых кварцитов и редкие прослои мелкогалечных конгломератов. Мощность (видимая) 650–750 м.

Вторая связка — зеленые и зеленовато-серые, нередко полосчатые филлиты с прослоями и пачками черных углистых сланцев. Мощность 600 м.

Третья связка — светло-серые и белые разномзернистые кварцито-песчаники и гравелисты, полевошпатово-кварцевые, прослоями аркозовые (с ортоклазом и микроклином). Мощность 450–500 м.

Четвертая связка — в основном филлиты, аналогичные филлитам второй связки, но здесь значительно больше углистых сланцев и присутствуют прослои и пачки светлых полевошпато-кварцевых кварцито-песчаников. Мощность 1170–1200 м.

Клыктанская свита

Выходы данной свиты сосредоточены в основном в двух полосах. Одна из них (восточная) протягивается вдоль западного подножия упомянутой выше горной гряды, оконтуривая с запада выходы синегорской свиты на всем их протяжении. Вторая полоса (западная), более широкая и чрезвычайно раздробленная нарушениями, начинается в долине р. Межевая Утка близ пос. Висимо-Уткинска и достигает р. Койвы несколько восточнее пос. Бисер. Здесь, при пересечении ее р. Койвой и притоками — Кырмой и Большой Воронкой, вскрывается наиболее полный разрез свиты, в котором она расчленяется на нижне- и верхнеклыктанскую подсвиты.

Нижнеклыктанская подсвита представлена большей частью зеленовато-серыми и ярко-зелеными слюдясто- и хлорито-альбито-кварцевыми филлитами, которые вверх

по разрезу становятся карбонатизированными и в значительной мере замещаются хлорито-карбонатными сланцами с прослоями белых и кремовых мраморов. В основании подсвиты отмечаются невыдержанные прослои измененных основных эффузивов, нижний из которых знаменует собой границу с синегорской свитой. Мощность 350 м.

Верхнеклыктанская подсвита подразделяется на две связи. Нижняя из них мощностью 220–500 м, сложена мраморизованными известняками и доломитами от темно-серой до белой окраски. Верхняя связь — филлитовая; филлиты зеленовато- и темно-серые, часто полосчатые, прослоями черные, углистые. В нижней части толщи отмечаются прослой слюдясто-кварцитовых сланцев, местами — единичные прослой альбито-актинолитовых сланцев (измененные основные эффузивы). Мощность 60–150 м.

В карбонатных породах верхнеклыктанской подсвиты еще в начале 60-х годов И.Н. Крыловым были собраны и изучены строматолиты [Крылов, 1963]: по рекам Воронка и Линевка — *Tungussia bassa* Krylov, *Linella ukka* Krylov, *L. simica* Krylov, характерные для укской свиты Южного Урала; по р. Межевая Утка — *Baicalia* sp., сопоставляющаяся И.Н. Крыловым с формами их авзянской свиты. Кроме этого, в образцах В.Г. Варганова, отобранных по р. Черный Шишим (наиболее южный выход клыктанской свиты), З.А. Журавлевой определены микрофитолиты *Vesicularites bathrydioformis* (Krasnop.), *Vermiculites tortuosus* Reitl., *V. iregularis* (Reitl.), *Volvatella zonalis* Nar., *Ambigolamellalus horridus* Z. Zhur., *Nubecularites abustus* Z. Zhur., *Osagia nimir* Z. Zhur., характерные для укской свиты Южного Урала.

Более поздние исследования, проводившиеся в районе распространения клыктанской и синегорской свит В.Н. Соляником и другими авторами, дополнили приведенные выше палеонтологические данные. По образцам В.Н. Соляника в 1975 г. З.А. Журавлевой определены:

1) в западной полосе выходов клыктанской свиты — микрофитолиты четвертого комплекса в трех пунктах (по рекам Койва, Сылвица и Серебрянка): *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *V. enormis* Z. Zhur., *Vermiculites tortuosus* Reitl., *Nubecularites abustus* Z. Zhur., а также микрофитолиты третьего комплекса в двух пунктах (р. Койва — Бисерский карьер, р. Клытан), близкие к *Radiosus elongatus* Z. Zhur., *Osagia elegans* Rev.;

2) в восточной полосе выходов — микрофитолиты третьего комплекса в одном пункте (р. Кокуй): *Osagia elegans* Rev., *Vesicularia nogatuica* Kor., *Radiosus elongatus* Z. Zhur.;

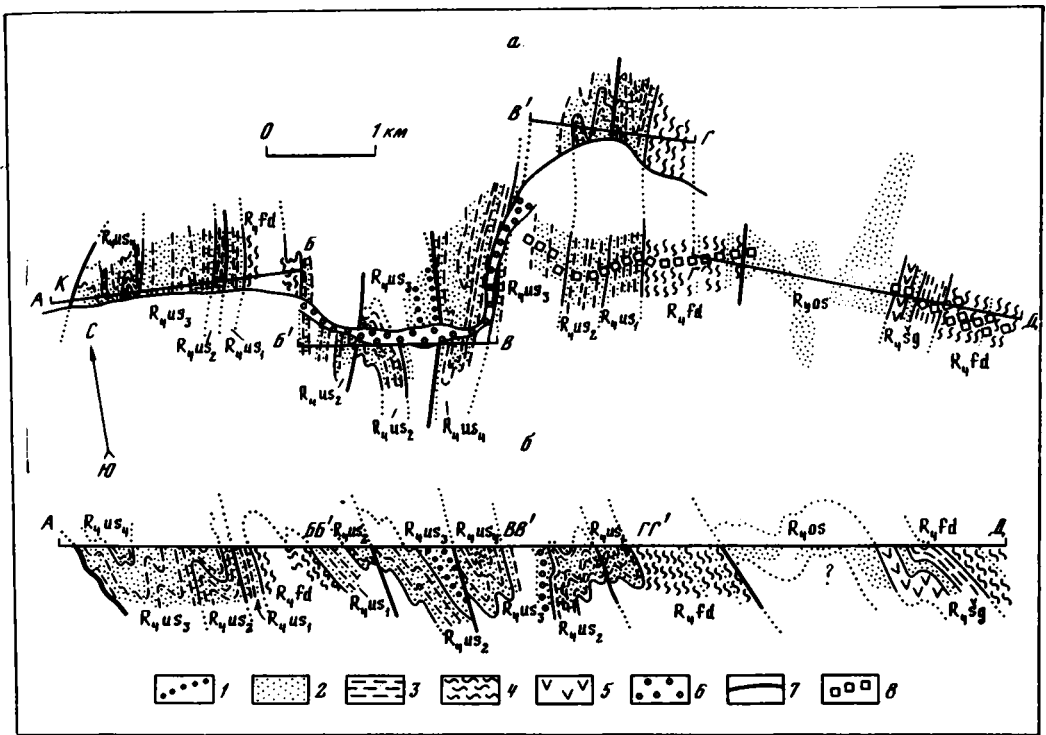
3) из обособленных выходов, расположенных между западной и восточной полосами клыктанской свиты, — микрофитолиты в двух пунктах (р. Подпора, верховья р. Кырма), близкие к *Vesicularites flexuosus* Reitl. (второй комплекс).

Причины такого разнобоя в оценке возраста клыктанской свиты неясны. Они могут быть связаны или с недостаточной изученностью фитоцитов, или же с разновозрастностью отложений, объединенных в клыктанскую свиту. Имеющиеся данные позволяют допускать, что клыктанская свита является аналогом миньярских и укских отложений Южного Урала. Указания на нахождение в нем среднерифейских фитоцитов требуют дополнительной проверки. Имеющиеся данные показывают, однако, что верхняя часть клыктанской свиты относится уже к кудашским отложениям; точно отделить их от верхнего рифея пока не представляется возможным.

ТЕРМИНАЛЬНЫЙ РИФЕЙ (КУДАШ)

Басегская серия

Выходы отложений басегской серии занимают большую часть площади Синегорского антиклинория и всю центральную часть Кваркушко-Басегского антиклинория; наиболее полно она вскрывается по р. Усьве в районе пересечения горной гряды Басеги — Ослянка (рис. 39). По литологическому составу серия отчетливо расчленяется на четыре свиты — ослянскую, щегровитскую, федотовскую и усьвинскую, связанные между собой стратиграфически согласными взаимоотношениями. Три из них — ослянская, федотовская и усьвинская — представлены терригенными отложениями и прослеживаются почти на всем протяжении Басегско-Синегорского мегантиклинория, обнаруживая при этом высокую фаціальную устойчивость. Щегровитская свита развита локально, основное место в ней занимают различные вулканогенные образования трахит-трахибазальтовой формации.



Р и с. 39. Опорный разрез басегской серии (западный склон Среднего Урала, с. Усьва)
 а — план, б — разрез

1 — прослои конгломератов; 2 — кварциты и кварцито-песчаники; 3, 4 — сланцы; 3 — филлитизированные различной окраски, 4 — черные углистые слюдисто-кварцевые; 5 — измененные основные эффузивы; 6 — аллювиальные отложения; 7 — разрывные нарушения; 8 — шурфы

Свиты: R_{4os} — ослянская, R_{4sg} — щегровитская, R_{4fd} — федотовская, R_{4us} — усьвинская;
 К — руч. Компасечный

Ослянская свита

Свита обнажается в ядрах, местами, на крыльях крупных антиклиналей, образуя наиболее возвышенные гряды (Ослянка, Басеги-Плехан, Песочная и др.). Повсеместно представлена исключительно однородными и однообразными кварцитами и кварцито-песчаниками мономинерального кварцевого состава. Окраска пород преимущественно светло-серая, реже белая, серая, темно-серая, характерны различные знаки водной ряби. Нижняя граница свиты резкая, но без видимого несогласия. Однако состав и мощность подстилающей филлитовой толщи верхнекытканской подсвиты на разных участках неодинаковы, что, возможно, связано с наличием здесь скрытого стратиграфического несогласия. Мощность свиты 100—300 м.

Щегровитская свита

Щегровитская свита имеет наибольшее распространение в приосевой зоне Кваркушко-Басегского антиклинория на отрезке между реками Косьва и Койва. К югу и востоку от указанного отрезка мощность свиты резко снижается, из разреза исчезают многие разности пород. Наиболее полно свита обнажена по р. Вильва и ее притоку — Щегровитке, а также по р. Вижай ниже устья руч. Песчанка. В этих разрезах ее слагают базальтовые, авгитовые, андезитовые порфиры, кератофиры, ортофиры, фельзиты, кварцевые порфиры, различные туфы, лавобрекчии, агломераты и другие разности вулканогенных пород, претерпевшие метаморфизм в стадии эпизоны; в небольшом количестве (10—25%) присутствуют также осадочные породы — кварцито-песчаники и хлоритослюдисто-кварцевые сланцы, туффиты, часто гематизированные. Окраска пород сиреневая, темно-серая, вишневая, зеленая с различной тональностью. Максимальная мощность свиты 900 м, минимальная — 50 м и меньше.

Свита хорошо обнажена по всем рекам, пересекающим рассматриваемый мегантиклинорий, но лучший ее разрез располагается по р. Койве в районе пос. Федотовка. В составе свиты основное место занимают однообразные черные и темно-серые, нередко ленточно-полосчатые, обычно пиритизированные филлиты углисто-слюдисто-кварцевого состава. Среди филлитов изредка отмечаются прослои и пачки кварцито-песчаников, аналогичных кварцито-песчаникам ослянской свиты, и одна пачка, не выдержанная по мощности, известняков и известняковых сланцев. В основании свиты развита толща мощностью 80—100 м зеленовато-серых хлорито-слюдисто-кварцевых сланцев. Мощность свиты 1050—1100 м.

Усьвинская свита

Наиболее полно свита вскрывается на восточной окраине Центральной структурно-фациальной подзоны по р. Усьве выше руч. Компасечного (см. рис. 39). В составе свиты преобладают кварцито-песчаники, в подчиненном значении развиты филлитовидные сланцы алевритового, песчаного и пелитового строения; в единичных прослоях кварцито-песчаников отмечается обычно небольшое количество хорошо окатанных галек кварца и кварцитов. Все породы имеют однообразный хлорито-слюдисто-кварцевый состав с примесью незначительного количества (0,5—5%) полевых шпатов и, что особенно характерно, равномерно распыленных тонких частиц и кристалликов гематита и магнетита. Окраска пород, являющаяся одним из важных диагностических признаков, в основном светло-серая с четкими оттенками: коричневым, сиреневым, зеленым. По размещению в разрезе перечисленных выше разновидностей пород свита подразделяется на четыре связки (снизу вверх):

1) алеврито-песчанистые сланцы (мощность 250 м); 2) чередующиеся алевритовые сланцы и кварцито-песчаники (200 м); 3) кварцито-песчаники (390 м); 4) чередующиеся пачки кварцито-песчаников и алевритовых сланцев (видимая мощность 270 м).

Многие пачки свиты обладают отчетливым ритмичным строением с двучленными и трехчленными ритмами, мощность которых варьирует в пределах 3—20 см. Это придает свите флишoidalный характер, что хорошо согласуется с общим положением усьвинской свиты в формационном ряду байкальского геотектонического цикла.

В восточной структурно-фациальной подзоне усьвинская свита сохраняет тот же литологический состав пород, но в ней заметно увеличивается количество сланцевых пачек и теряется отчетливость четырехчленного строения свиты.

Мощность свиты в северных районах достигает 1100 м, в южных — снижается (вследствие размыва) до 400—280 м.

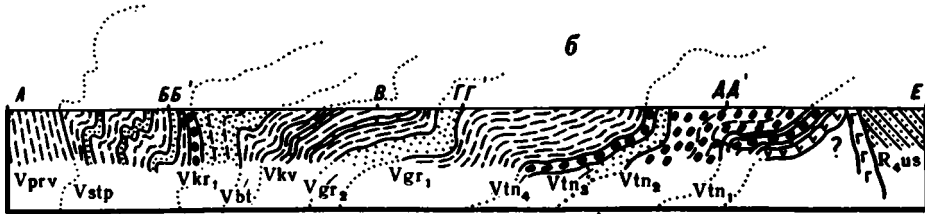
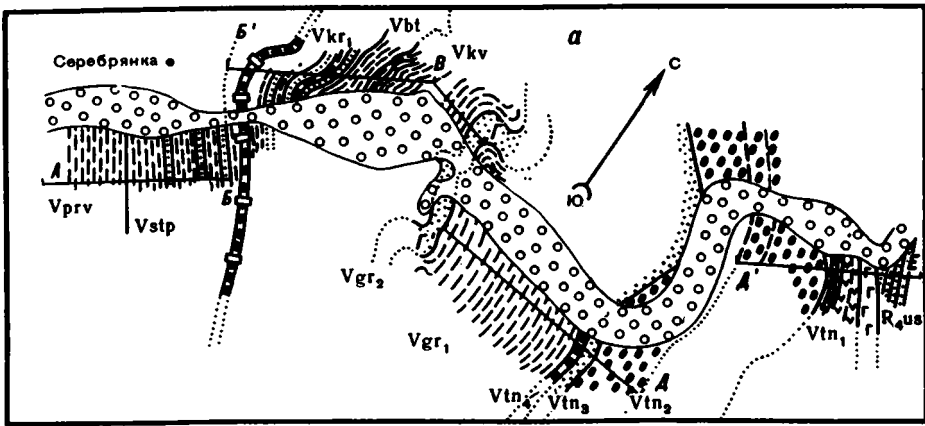
ВЕНД

Серебрянская серия

Серебрянская серия включает разнообразный набор пород, различающихся не только по составу, строению и облику, но также и по генезису. Среди них можно видеть различные осадочные морские отложения, большое количество своеобразных вулканогенных пород и, что особенно характерно, редкие прослои ледниковых образований. Данная серия, несмотря на очевидную неустойчивость фациальных обстановок в период ее формирования, выдерживается и без труда узнается на всем протяжении Басегско-Синегорского мегантиклинория, что делает ее надежным маркирующим горизонтом, значение которого, особенно для целей корреляции, трудно переоценить.

Наличие такого сочетания пород устанавливается все в большем числе районов как в СССР, так и за его пределами; вместе с этим возрастает и его роль в качестве опорного маркирующего горизонта. В этой связи разрез Среднего Урала может иметь особенно важное значение как эталон миогеосинклинального нижнего венда.

Отложения серебрянской серии широко распространены как в Центральной структурно-фациальной подзоне, так и в Восточной, обнаруживая при этом существенные фациальные различия. Последнее обстоятельство и явилось главной предпосылкой для разделения Западно-Уральской фациально-тектонической зоны на упомянутые структурно-фациальные подзоны.



Р и с. 40. Опорный разрез серебрянской серии (западный склон Среднего Урала, р. Серебрянка)
 а — план, б — разрез

1 — тиллитовидные конгломераты; 2 — различные песчаники; 3 — различные пелито-алевритовые сланцы; 4 — прослой карбонатных пород; 5 — измененные основные эффузивы; 6 — интрузивные диабазы; 7 — аллювиальные отложения; 8 — каналы

Свиты: R_{4us} — усвинская, Vtn — танинская, Vgr — гаревская, Vkv — койвинская, Vbt — бутонская, Vkr — керноская, Vstp — старопечинская, Vprv — переволокская

В Центральной структурно-фациальной подзоне данные отложения слагают восточную (большую) часть, а севернее р. Косью — всю площадь Язьвинско-Серебрянского моноклинория, образуя великолепные скальные выходы по берегам рек. Полный же разрез серии, принятый в качестве стратотипического, вскрывается по р. Серебрянке близ одноименного поселка (рис. 40). По литологическому составу и ряд других признаков серия расчленяется на пять свит — танинскую, гаревскую, койвинскую, бутонскую и керносскую, связанных согласными взаимоотношениями. Все свиты изучены с большой детальностью (послойно), во многих разрезах при хорошей обнаженности.

Танинская свита

Танинская свита слагается в основном тиллитовидными конгломератами, в подчиненном количестве присутствуют песчаники, алеврито-глинистые сланцы, измененные основные эффузивы, известняки и доломиты. Перечисленные породы в наиболее дифференцированных разрезах концентрируются в определенной их части, что позволяет подразделить свиту на четыре связки.

Первая связка (нижняя) в нижней части представлена преимущественно измененными основными эффузивами (зеленые альбито-хлоритовые сланцы с кальцитом, эпидотом, лейкоксеном), в верхней части — чередующимися пластами известняков, доломитов, зеленых и темно-серых алеврито-глинистых и карбонатных сланцев, тиллитовидных конгломератов и полевошпато-кварцевых известковистых песчаников. Мощность связки изменяется в пределах 8–50 м; в единичных пунктах, приуроченных, по-видимому, к сводовой части имевших место палеоподнятий, эффузивы отсутствуют, вместо них развита пачка мощностью 6–10 м известковистых мелко- и крупнозернистых полевошпато-кварцевых песчаников с прослоем гравелита в основании, содержащего мелкие обломки подстилающих алеврито-песчаных сланцев нижней толщи усвинской свиты; мощность связки в этом разрезе 13–14 м.

В известняках данной связки по р. Сылвице в 1975 г. Э.А. Ревенко определены микрофитолиты четвертого комплекса: *Vermiculites tortuosus* Reitl., *Nubecularites abustus* Z. Zhur.

Вторая связка представлена серыми и темно-серыми, реже черными или зеленоватыми и частично сиреневыми (р. Вильва) тиллитовидными конгломератами, содержащими прослой и пачки аналогичных по окраске алевроитовых и пелитовых сланцев. Тиллитовидные конгломераты (тиллоиды) образуют пласты мощностью от десятков сантиметров до десятков метров, полностью лишенные слоистости и состоящие на 40–98% из однообразной песчано-алеврито-глинистой цементирующей массы и на 2–60% из грубообломочного материала (гравия, галек, валунов, глыб). К наиболее характерным особенностям этих специфических образований следует отнести: полное отсутствие сортировки грубообломочного материала, крайне неравномерное: распределение его и самую различную степень окатанности, постоянное присутствие в цементе значительного количества более крупных зерен полупрозрачного (искристого) кварца и других пород, благодаря чему эти отложения легко узнаются даже в тех небольших обнажениях и горных выработках, где грубообломочный материал полностью отсутствует. В грубообломочной фракции основное место занимают различные кварциты, кварцито-песчаники и карбонатные породы. В меньшем количестве, но столь же широко распространены обломки разных гранитоидов, орто- и парагнейсов. Самыми малочисленными являются обломки основных эффузивных и интрузивных пород, составляющие в объеме не более 5–8%. Многие из перечисленных пород аналогичных местным породам, слагающим кедровскую и басегскую серии, но значительная часть их (все гнейсы, гранитоиды, некоторые разновидности кварцитов) определенно чужда рассматриваемому району. Мощность связки 250–450 м.

Третья связка сложена полевошпатово-кварцевыми песчаниками, в значительной степени известковистыми, мелко- и среднезернистыми, часто полосчатыми; окраска их серая, темно-серая, нередко с зеленоватым или коричневатым оттенком, при выветривании становится буровато-охристой. В нижней части связки местами присутствуют линзовидные прослой более грубозернистого материала полимиктового состава с плотноупакованными гравием и гальками в песчаном цементе. В целом для связки характерны замещение песчаников песчано-алевритовыми сланцами и, как следствие этого, резкая изменчивость мощности песчаников, варьирующей в пределах 23–130 м.

Четвертая связка состоит исключительно из темно-серых и черных, местами с зеленым оттенком тиллитовидных конгломератов, аналогичных конгломератам второй связки; мощность связки 25–80 м.

Гаревская свита

Полные и хорошо обнаженные разрезы свиты вскрываются по рекам Серебрянка (в приустьевой части руч. Гаревка), Усьва (ниже устья руч. Побойице) и Косьва (на участке устья руч. Большая Усьвинка); здесь она отчетливо подразделяется на нижне- и верхнегаревскую подсвиты.

Нижнегаревская подсвита представлена однообразными филлитизированными алевроито-глинистыми серицито-хлорито-кварцевыми сланцами, содержащими некоторое количество нераскристаллизованного глинистого материала. Сланцы преимущественно тонкослоистые, часто ленточно-полосчатые; окраска сланцев большей частью темно-серая и черная, в меньшем количестве зеленовато-серая, изредка отмечаются пачки и прослой сланцев голубоватой и фишашково-зеленой окраски. В верхней половине подсвиты наблюдаются прослой серых, иногда гравийных песчаников и отчетливо слоистых известняков и мергелей. Количество таких прослоев, особенно песчаниковых, к югу от р. Косьвы заметно сокращается. Мощность подсвиты составляет 470–530 м.

Верхнегаревская подсвита состоит из серых, темно-серых и зеленоватых полевошпатово-кварцевых песчаников, преимущественно средне- и мелкозернистых, толстослоистых, прослоями тонкослоистых, содержащих в приподошвенной части отдельных пластов значительное количество гравия и мелких, несколько окатанных обломков черных, обычно фосфатизированных сланцев, которые в виде прослоев и маломощных пачек присутствуют в этой же подсвите среди песчаников. Количество и мощность прослоев и пачек данных сланцев заметно возрастают к северу, в связи с этим в разрезе по р. Косьве подсвита уже не производит впечатления однородной песчаниковой толщи; в этом же направлении возрастает и мощность подсвиты — от 80 м (р. Серебрянка) до 220 м (р. Косьва).

Койвинская свита

Если отложениям двух предыдущих свит (а также последующей — бутонской свиты) свойственны относительное однообразие и монотонность окраски, то данная свита, напротив, резко выделяется многообразием отложений и широкой цветовой гаммой их окраски, благодаря чему она с успехом используется в качестве маркирующего горизонта. Основными составляющими свиты, имеющими повсеместное развитие, являются феллитизированные глинисто-алевритовые сланцы (от песчанистых алевролитов до типичных аргиллитов) хлорито-серицито-кварцевого состава с примесью полевых шпатов и полевошпато-кварцевые песчаники мелко- и среднезернистые, прослоями крупнозернистые (до гравийных); в резко подчиненном количестве присутствуют известняки и доломиты. Перечисленные породы чередуются между собой по всему разрезу свиты. Кроме отмеченных разностей, в составе свиты присутствуют, тяготея в общем к ее средней части, три пачки щелочных базальтоидов (трахибазальтовые и трахиандезитовые порфириты, авгититы, лимбургиты, их туфы, туфо- и лавобрекчии, карбонатиты и др.) мощностью 0,8, 64 и 4 м, а также толща тиллитовидных конгломератов мощностью до 80 м и толща гематитовых сланцев и песчаников мощностью до 100 м (приведены максимальные мощности); развитие этих специфических образований ограничено северной частью Язьвинско-Серебрянского моноклинория, южнее р. Койвы они не наблюдались.

Все разновидности пород, за исключением тиллитовидных конгломератов, обладают четкой слоистостью и яркими тонами различной окраски (зеленой, вишневой, сиреневой, голубоватой, кремевой, черной, розовой и др.). Тиллитовидные конгломераты аналогичны конгломератам танинской свиты, окраска их серая, зеленоватая, вишневая, нередко пятнистая.

Границы свиты стратиграфически согласные, но, как правило, четкие. Лишь в единственном пункте (р. Межевая Утка) в подошве ее установлен перерыв, связанный, по всей вероятности, с узлокальным палеоподнятием. Максимальная мощность свиты (700—750 м) фиксируется по рекам Усьве и Косьве, к югу от этого района она резко сокращается, в частности по р. Койве до 480 м, по р. Серебрянке до 225 м, по р. Межевая Утка до 12 м.

Бутонская свита

Бутонская свита представлена однообразными неясно- и тонкослоистыми, в отдельных пачках тонкополосчатыми черными углисто-кварцевыми алеврито-пелитовыми сланцами, содержащими обычно небольшую примесь фосфатного вещества. Среди сланцев присутствуют отдельные прослои серых и темно-серых полевошпатово-кварцевых песчаников. Мощность свиты 150—350 м.

Керноская свита

Свита наиболее полно вскрывается по р. Сылвице в районе устья руч. Кернос и по Усьве выше устья руч. Малый Басег. В этих разрезах свита отчетливо подразделяется на нижне- и верхнекерносскую подсвиты. Первая распространена на всем протяжении Язьвинско-Серебрянского моноклинория, вторая — только севернее р. Серебрянки, к югу от последней она полностью уничтожена предсылвицким (предашинским) размывом. Мощность свиты изменяется от 230—250 м (р. Межевая Утка) до 1100 м (р. Усьва).

Нижнекерноская подсвита представлена полевошпато-кварцевыми, в отдельных прослоях аркозовыми песчаниками серой, реже темно-серой окраски. Песчаники разномзернистые, прослоями гравийные с мелкими гальками, преимущественно толстослоистые. Изредка отмечаются прослои черных и зеленовато-серых глинисто-алевритовых сланцев, а также единичные прослои (в северных районах) доломитизированных известняков. Весьма характерно широкое распространение в песчаниках и сланцах примеси фосфатного вещества. Мощность подсвиты 230—300 м.

Верхнекерноская подсвита сложена преобладающими в разрезе пестроцветными глинисто-алевритовыми сланцами и серыми полевошпато-кварцевыми песчаниками: местами отмечаются карбонатные породы, гравелиты, своеобразные брекчиевидные оползневые образования, тиллитовидные конгломераты и щелочные базальтоиды. В наиболее полном усьвинском разрезе подсвита расчленяется на пять связок.

Первая связка (нижняя) представлена пестроцветными алеврито-глинистыми слан-

цами, щелочными базальтоидами, известняками и тиллитовидными конгломератами. Мощность связи 77 м.

Вторая связь — углистые сланцы и темно-серые полевошпато-кварцевые песчаники, мощность 158 м.

Третья связь — зеленоватые и вишневые глинисто-алевритовые сланцы, мощность 150—200 м.

Четвертая связь — серые полевошпато-кварцевые песчаники, мощность 150 м.

Пятая связь — вишневые и зеленовато-серые алеврито-глинистые сланцы с пачками и отдельными прослоями серых и зеленовато-серых полевошпато-кварцевых песчаников, мощность 232 м.

Вулканогенные образования подбиты близки к эффузивам койвинской свиты. Преобладающими среди них являются трахибазальты и базальты с подушечной отдельностью, а также их туфы, туфо- и лавобрекчии. В подчиненном значении отмечаются трахиандезито-базальты, диабазы, эффузивные пикриты и их агломератовые лавы и туфы, кимберлитоподобные породы (по составу кимберлиты), карбонатиты и др. В крайних западных выходах эффузивы достигают своего максимального развития (Танчихинский горст), замещая значительную часть разреза осадочных пород, среди которых указанные выше связи не выделяются. Суммарная мощность подбиты в этом горсте составляет 325 м. Мощность ее по р. Сыльвице 86 м, по р. Усьве 800 м.

Сыльвицкая серия

Отложения сыльвицкой серии слагают западную часть Язьвинско-Серебрянского моноклинория на отрезке, протягивающемся от его южного окончания до водораздела рек Яйва и Косьва, и хорошо обнажены по всем пересекающим их рекам. Небольшие по площади выходы их отмечаются также в пределах Западно-Уральской внешней зоны складчатости среди среднепалеозойских отложений. Серия с размывом залегает на керносской свите серебрянской серии и перекрывается несогласно такатинской свитой среднего девона. В ее строении участвуют исключительно терригенные слабометаморфизованные отложения — полимиктовые песчаники и песчано-алеврито-глинистые сланцы. Лишь в основании серии развита толща редкогалечных тиллитоподобных конгломератов. В наиболее полно вскрытых разрезах по рекам Сыльвица и Усьва серия отчетливо расчленяется на четыре свиты — старопечнинскую, переволокскую, чернокаменскую и усть-сылвицкую. Все они связаны согласными взаимоотношениями и сохраняют свои характерные особенности на всем протяжении выходов.

Старопечнинская свита

Старопечнинская свита представлена однообразными, в основном зеленовато-серыми, алевролитами и аргиллитами, содержащими единичные прослои, иногда значительной мощности, мелкозернистых полимиктовых песчаников. В основании свиты развита толща мощностью 15—80 м темно- или зеленовато-серых тиллитовидных конгломератов. Последние по своему строению и облику аналогичны тиллитовидным конгломератам серебрянской серии, но грубообломочный материал в них состоит главным образом из местных пород (преимущественно из пород керносской свиты). Данная толща залегает на разных горизонтах керносской свиты, что служит однозначным свидетельством наличия здесь стратиграфического несогласия. По наблюдениям Б.Д. Аблизина, в одном из обнажений по р. Сыльвице, расположенном несколько ниже устья руч. Кернос, между этой толщей и подстилающей керносской свитой имеют место даже небольшое угловое (16°) и азимутальное (10°) несогласия, но этот вопрос нуждается в дополнительном изучении. Мощность свиты 450—500 м.

Переволокская свита

Свита полностью обнажена по р. Межевая Утка у устья руч. Большой Переволок; хорошо обнаженные разрезы ее имеются также по рекам Серебрянка, Усьва и др. Свита представлена однородными темно-серыми и черными, нередко слабоизвестковистыми глинисто-алевритовыми сланцами, переходящими иногда в верхней части свиты в тонко- и мелкозернистые слюдистые песчаники. В целом для свиты чрезвычайно характерны общая фосфатизованность отложений и наличие тонких (1—13 см) слоев черных фосфоритов. Мощность свиты 180—270 м.

Чернокаменная свита вскрывается в почти непрерывном обнажении по р. Сылвице в районе урочища Черный Камень, а также по многим другим рекам. Свита делится на две подсвиты. Нижнечернокаменная подсвита сложена однообразными зеленовато-серыми породами: мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками, заметно преобладающими в разрезе, алевролитами и аргиллитами. Для песчаников характерны механоглифы, струи течений и трещины усыхания. Мощность подсвиты 1500 м. Верхнечернокаменная подсвита представлена теми же песчаниками, алевролитами и аргиллитами, что и нижнечернокаменная, но в отличие от последней они приобретают здесь более яркую пестроцветную окраску — вишневую, фишашковую, зеленовато-серую. Мощность подсвиты 150—270 м.

В целом для свиты весьма характерно ритмичное строение, что придает ей ярко выраженный флишоидный характер. Многослойно обычно трехчленные (песчаник, алевролит, аргиллит), иногда аргиллит выпадает из микроритма. В нижней части свиты по р. Косье ниже пос. Няр Ю.Р. Беккером [Беккер, 1977] впервые на Урале обнаружены отпечатки бесскелетных животных *Tirasiana concentralis* Bekker, *T. coniformis* Paliy. Эти формы близки к остаткам из вендских отложений Приднестровья.

Усть-сылвицкая свита

Свита прослеживается на отрезке между реками Косья и Серебрянка, южнее и севернее этого отрезка она перекрыта средним полеозом. Наиболее полный разрез свиты вскрывается по р. Усьве между руч. Голый и скалой Красная Гора. Более 90% объема свиты составляют полимиктовые песчаники мелко-, средне-, редко- и крупнозернистые, до гравийных, разнослойные, нередко косослойные, содержащие очень часто мелкие "бляшки" вишневых аргиллитов (внутрипластовая брекчия).

В средней части свиты резко выделяется пестроцветная толща чередующихся зеленых и вишневых алевролитов, полимиктовых песчаников и аргиллитов, создавая исключительно благоприятные возможности для выделения в составе свиты трех связей: нижней — песчаниковой, средней — песчаниково-сланцевой пестроцветной и верхней — песчаниковой; мощность их составляет соответственно 230—250, 67, 280—300 м. К югу от р. Усьвы песчаники нижней связи приобретают большей частью красно-бурую и силеневую окраску, мощность их возрастает до 350 м (р. Чусовая близ устья р. Сылвицы). Отложениями усть-сылвицкой свиты заканчивается разрез докембрия в пределах Басегско-Синегорского мегантиклинория на западном склоне Среднего Урала.

Итак, в пределах Басегско-Синегорского мегантиклинория намечаются два типа разрезов. Один из них, "восточный", в составе кедровской, басегской и серебрянской (вильвенская и першинская свиты) серий характерен для Восточной структурно-фациальной подзоны, второй, "центральный", в составе басегской, серебрянской (танинская, гаревская, койвинская, бутонская и керносская свиты) и сылвицкой серий — для Центральной подзоны. Связующим звеном между ними служит басегская серия, которая в обеих подзонах остается почти неизменной и залегает на палеонтологически охарактеризованной карбонатной толще, содержащей фитоциты каратавско-кудашского возраста.

Анализируя данные разрезы, нетрудно заметить, что первый из них сходен с разрезами тирлянского района Южного Урала, второй — с разрезами Башкирского мегантиклинория, в особенности его восточного крыла. Рассмотрим этот вопрос более подробно, используя данные полевых наблюдений автора на Южном Урале по разрезам р. Белой в излучине Кривая Лука, по клочку Городскому и рекам Белая и Тирлян в Тирлянской синклинали, а также данные по западному крылу Башкирского мегантиклинория.

В криволукском разрезе, также как и в центральном разрезе Среднего Урала, на карбонатной толще (миньярская и укская свиты) залегает комплекс терригенных пород, расчлененный на криволукскую свиту и покрывающую ее с размывом нижнюю часть ашинской серии, включающую здесь кургашлинскую, байназаровскую (урюкскую) и, возможно, басинскую свиты. Криволукская свита может сравниваться с верхами верхнекляктанской подсвиты и с басегской серией, а нижняя часть ашинской серии — с серебрянской серией. Апшакские кварцито-песчаники средней подсвиты криволукской серии и ее верхняя подсвита неотличимы от ослянской и федотовской свит. Примечательно, что толща характерных зеленовато-серых филлитов, развитая в основании фодо-

товской свиты, присутствует в разрезе Кривой Луки, занимая то же стратиграфическое положение. Для полного тождества сопоставляемых подразделений в криволюкской свите недостает аналогов щегровицкой и усьвинской свит, но щегровицкая свита и на Среднем Урале развита не повсеместно, а аналоги усьвинской свиты, по всей вероятности, уничтожены предкургашлинским размывом.

Еще большее сходство проявляется при сравнении серебрянской серии Среднего Урала и нижней части ашинской серии Кривой Луки. Рассматриваемые отложения в обоих разрезах начинаются полимиктовой толщей, содержащей тиллитовидные конгломераты и залегающей с перерывом на подстилающих образованиях. Выше этой толщи тиллитовидных пород в обоих разрезах в одинаковой последовательности залегают: 1) пелито-алевритовые сланцы, 2) полевошпатово-кварцевые песчаники, 3) пестроцветные глинисто-алевритовые сланцы, 4) песчаники с прослоями карбонатных пород, 5) черные и темно-серые полосчатые сланцы и, наконец, 6) полевошпатово-кварцевые, иногда аркозовые песчаники и гравелиты. Из перечисленных шести слоев первые пять отвечают на Среднем Урале соответственно танинской, гаревской (с учетом ее двух подсвит), койвинской и бутонской свитам, в Кривой Луке они составляют кургашлинскую свиту. Шестой слой на Среднем Урале отвечает нижнекерносской подсвите, в Кривой Луке — "урюкской" свите. Отложения басинской свиты, выделяемые в более южных районах Криволюкской грабен-синклинали, могут соответствовать верхнекерносской подсвите.

Сопоставляемые подразделения имеют одинаковый литологический состав пород и занимают в обоих районах одинаковое место в разрезе. Все это не оставляет сомнений в их одновозрастности. Наиболее существенные различия в строении двух разрезов заключаются в мощности отложений, которая в криволюкском разрезе в несколько раз меньше, чем на Среднем Урале. Принимая во внимание многочисленные примеры резкого изменения мощности даже в пределах сравнительно небольшого района, отмеченное различие, по-видимому, не будем считать серьезным препятствием для проводимого сопоставления.

Отложения докембрия в центральном разрезе Среднего Урала завершает сълвицкая серия, которая всеми исследователями сопоставляется с ашинской серией Южного Урала. Такое единодушие геологов, редкое в истории изучения докембрия, освобождает нас от необходимости подробного рассмотрения этого вопроса. Следует лишь подчеркнуть, что, кроме большого сходства между собой, обе серии сходны также с валдайской серией (с котлинским горизонтом) Русской плиты и занимают одинаковое с ней место в разрезе докембрия. Последнее подтверждается близким калий-аргоновым возрастом пород по глаукониту (582 млн. лет для основания ашинской серии и 584 млн. лет для редкинского горизонта), а также нахождением остатков бесскелетных животных венда как в валдайской, так и в сълвицкой серии. Для сравниваемых серий может быть проведено и посвитное сопоставление: нижняя часть старопечнинской свиты отвечает урюкской свите, верхняя часть староречнинской свиты, а также переволокская и чернокаменная свиты — басинской свите, нижняя часть усть-сълвицкой свиты — куккараукской свите, средняя и верхняя части усть-сълвицкой свиты — зиганской свите. Соответствие куккараукской и зиганской свит усть-сълвицкой свите особенно наглядно проявляется при осмотре разреза по руч. Кук-Караук. Здесь куккараукская свита, так же как и нижняя связка усть-сълвицкой свиты, подстилается и покрывается довольно мощными пачками очень характерных пестроцветных алеврито-пелитовых сланцев и песчаников. Большое сходство обнаруживают и вышележащие свиты сравниваемых разрезов.

Заканчивая корреляцию среднеуральских разрезов, следует подчеркнуть, что отложения, синхроничные стратотипической ашинской серии, на восточном крыле Башкирского мегантиклинория в настоящее время неизвестны. Присутствующие в Криволюкском и Тирлянемском районах терригенные надукские отложения целиком соответствуют басагской и серебрянской сериям Среднего Урала. Аналогов ашинской (сълвицкой) серии здесь нет. На западном крыле Башкирского мегантиклинория доашинские отложения сохранились лишь на отдельных участках и в незначительном объеме. Установленная в бассейне р. Зилим бакеевская свита пока недостаточно изучена, особенно это относится к ее взаимоотношению с подстилающими укскими и покрывающими урюкскими отложениями.

Данных по радиометрическому датированию серий и свит Басагско-Синегорского мегантиклинория нет, так как глауконит в пределах его не сохранился из-за эпигенети-

ческих изменений, а иногда и слабого метаморфизма пород. Тем больший интерес представляют данные о радиометрическом возрасте Троицкого массива кварцевых щелочных сиенитов, который по свежим неизмененным пробам был датирован А.А. Краснобаевым рубидий-стронциевым методом в 620 ± 18 млн. лет. Троицкий массив в бассейне р. Косьвы сечет и метаморфизует породы танинской, гаревской и койвинской свит серебрянской серии. Контакт его с бутонской и керносской свитами, а также с вышележащей сылвицкой серией не установлен. В конгломератах из основания старопечнинской свиты сылвицкой серии в удалении от массива по рекам Сыльнице и Серебрянке встречены гальки и валуны щелочных (калишпатовых) гранитов, а в гравелитах — зерна микроклина, ортоклаза. Таким образом, есть основания считать, что Троицкий массив внедрялся на рубеже между периодами формирования серебрянской и сылвицкой серии и представляет собой важный геохронологический репер.

ПОЛЮДОВСКО-КОЛЧИМСКОЕ ПОДНЯТИЕ

Согласно стратиграфической схеме, разработанной в начале 50-х годов геологами ВНИГРИ под руководством Н.Г. Чочиа, докембрийские отложения Полюдовско-Колчимского антиклинория подразделялись на четыре свиты [Чочиа, 1955] — рассольнинскую, деминскую, низьвенскую и чурочную, связанные стратиграфически согласными взаимоотношениями. А.Д. Ишковым и Ю.Г. Погореловым, производившими в 1959—1964 гг. съемочно-поисковые работы в пределах Колчимской и Тулым-Парминской антиклиналей, к известным ранее трем толщам рассольнинской свиты были добавлены снизу еще две толщи суммарной мощностью 680 м. Чурочная свита расчленена ими на две свиты, при этом за нижней (I—XII слои по Н.Г. Чочиа) было сохранено название "чурочная", верхняя (XIII слой Чочиа) получила название "полуденно-колчимская"; в подошве каждой из них указывался размыв. Н.Г. Боровко и другие геологи, проводившие в эти годы тематические исследования под руководством Ю.Д. Смирнова, расчленили чурочную серию уже на четыре свиты — усть-чурочинскую, средне-чурочинскую, ильвяжскую и кочешорскую, полагая при этом, что каждая из них залегает на подстилающих породах с размывом [Боровко и др., 1964].

Начиная с 1968 г. геологические исследования ведутся на Полюдовом кряже уже с применением колонкового бурения, что существенно повысило информативность получаемых данных. В результате этих исследований в северной части Полюдовско-Колчимского антиклинория (Верхнеухтымская антиклиналь) С.В. Младших, Л.И. Лядовой и другими исследователями выделена коркасская свита глауконитсодержащих песчаников, алевролитов и аргиллитов мощностью более 800 м; возраст глауконитов по трем калий-аргоновым определениям, выполненным лабораторией УТГУ, составляет $840(818) \pm 20$, $860(837) \pm 30$, $930(905) \pm 50$ млн. лет. Данная свита подстилается довольно мощной толщей известняков и доломитов, не получившей еще твердой стратиграфической привязки, и перекрыта с резким структурным несогласием пашийской свитой верхнего девона. По литологическому составу коркасская свита не обнаруживает значительного сходства с усть-чурочинской свитой, резко отличается от остальных свит чурочного комплекса, но весьма близка к инзерской свите Башкирского мегантиклинория.

В пределах Колчимской антиклинали Ю.И. Погореловым, В.Я. Колобяниным и В.И. Повонским установлено, что нижняя из двух толщ, причлененных ранее А.Д. Ишковым и Ю.П. Погореловым к рассольнинской свите, представляет собой повторный выход (по разлому) нижней толщи рассольнинской свиты Н.Г. Чочиа, а верхняя, названная Ю.И. Погореловым буркочимской свитой, залегает ниже рассольнинской свиты. Кроме того, в верхах рассольнинской свиты этими исследователями обнаружена мощная (320 м) толща карбонатных пород; она присоединена к деминской свите в качестве ее нижней подсвиты.

В 1977 г. в южной части Полюдовско-Колчимского антиклинория Л.И. Лядовой, С.В. Младших, Т.Н. Поповой, В.К. Серебренниковым и другими геологами существенно уточнены состав и строение стратотипического разреза чурочной серии по р. Чурочной и ее притоку р. Рассольной. Установлено подобие ее разреза с серебрянской серией Басегского-Синегорского мегантиклинория. Выявлены также важные детали в строении рассольнинской и частично низьвенской свит, в частности обособлены толща пестроцветных сланцев и толща светлых кварцевых песчаников, обнаруживающие разительное подобие с нугушской и лемезинской связками зильмердакской свиты Южного Урала.

Наряду с отмеченными работами в 1961—1963 гг. М.Е. Раабен и В.Е. Забродным были проведены палеонтологические исследования, в результате которых выявлены богатые комплексы фитолитов и микрофоссилий, позволяющие поставить датировку и корреляцию данного района на более твердую — палеонтологическую основу.

Как можно видеть, стратиграфия Полюдовско-Колчимского антиклинория находится пока в стадии интенсивной разработки и совершенствования. Однако представляется целесообразным и вполне возможным уже теперь наметить уточненный вариант стратиграфической схемы, который наиболее полно, с учетом всех новых данных, отразил бы стратиграфическое своеобразие данного района и вместе с тем позволил бы обосновать корреляцию с разрезами Башкирского и Басегско-Синегорского мегантиклинория. Докембрийские отложения Полюдовско-Колчимского антиклинория расчленяются на девять свит (снизу вверх): буркочимскую, рассольнинскую, деминскую, низьвенскую, большеколчимскую, усть-чурочинскую, среднечурочинскую, ильвовжскую и кочешорскую. В связи с тем что рассольнинская, деминская и низьвенская свиты, а также среднечурочинская, ильвовжская и кочешорская свиты составляют два резко различных комплекса пород, каждый из них следует выделить в самостоятельные серии, присвоив им особые названия. Нижнюю из них мы будем именовать дресвянской, верхнюю — помененской. Нижняя из этих серий относится к среднему (?) и верхнему рифею; лишь самая верхняя большеколчимская свита, видимо, принадлежит к кудашу. Верхняя помененская серия принадлежит к кудашу и венду.

СРЕДНИЙ РИФЕЙ (ЮРМАТИНЬИ)?

Буркочимская свита

Особым стратиграфическим подразделением Полюдово-Колчимского поднятия является буркочимская свита, вскрытая скважинами и шурфами на юго-западном склоне горы Буркочимский Камень. Соотношение буркочимской свиты с другими подразделениями рифейского разреза не вполне ясно. Нижняя часть свиты по разлому соприкасается с каменноугольными отложениями; характер ее верхней границы не установлен. Общие структурные соотношения показывают, что буркочимская свита лежит ниже дресвянской серии. Свита сложена переслаивающимися зелеными и вишневыми алеврито-пелитовыми сланцами, мергелями, песчанистыми доломитами, содержащими онколиты, и светло-серыми кварцевыми песчаниками; присутствуют также прослои седиментационной брекчии, состоящей из перечисленных выше пород.

ВЕРХНИЙ РИФЕЙ (КАРАТАВИЙ)

Дресвянская серия

Как уже отмечалось, дресвянская серия объединяет рассольнинскую, деминскую и низьвенскую свиты в уточненном объеме; все свиты связаны между собой постепенными взаимопереходами. Название серии происходит от имени горного увала Дресвяная Степь, протягивающегося вдоль юго-западной окраины Колчимской антиклинали. Как показали горно-буровые работы, в этом увале развиты все три свиты в полном объеме.

Рассольнинская свита

Свита обнажена нижней частью по р. Низьве в Камне Рассольном, полностью же вскрыта скважинами и шурфами в увале Дресвяная Степь. По литологическому составу свита четко подразделяется на четыре связи.

Первая связка (нижняя) — песчаники красноцветные, полевошпато-кварцевые и аркозовые, разнозернистые, с прослоями алевролитов, гравелитов и мелкогалечных конгломератов с гальками кварца, реже темных кварцитов и розовых гранитов. Мощность 300 м.

Вторая связка — алевролиты зеленоватые и вишневые, с прослоями песчаников и фисташковых аргиллитов. Мощность 100 м.

Третья связка — кварцитовидные песчаники кварцевого состава, светло-серые, в отдельных прослоях с зеленоватым или розоватым оттенком. Мощность 70 м.

Четвертая связка — алевролиты зеленоватые, реже вишневые, присутствуют прослои

полевошпато-кварцевых песчаников с глауконитом. В верхней части толщи появляются прослой известковистых алевролитов, мергелей, глинистых известняков. Мощность 150–180 м.

Имеющиеся калий-аргоновые датировки глауконитов из песчаников верхней половины рассольнинской свиты дают значительный разброс данных: 798 (777), 833 (808), 844 (822), 862 (839) и 927 (903) млн. лет.

Деминская свита

Деминская свита обнажается по р. Низьве близ д. Демино, а также вскрыта скважинами и шурфами в северо-восточной части увала Дресвяная Степь. Свита подразделяется на нижне- и верхнедеминскую подсвиты.

Нижнедеминская подсвита рассматривалась ранее как верхняя толща рассольнинской свиты и присоединена к деминской свите Ю.И. Погореловым. В составе подсвиты основное место занимают известняки серые и темно-серые, глинистые, ленточно-, тонко- и среднеслоистые. В самых верхах располагается пачка мощностью от десятков сантиметров до 20 м, представленная туфами и туффитами. Пирокласты туфов состоят из щелочных базальтоидов, реже из ультраосновных пород. Мощность подсвиты 320 м.

Верхнедеминская подсвита (по прежним работам — деминская свита) сложена преимущественно вишневыми известняками, нередко глинистыми, тонко- и ленточнослоистыми, а также мергелями; местами отмечаются прослой известково-кварцевых гравелитов мощностью 3–10 см. Мощность 250–300 м.

Известняки деминской свиты содержат строматолиты *Inseria tjomusi* Kryl., *Jurusania nisivensis* Raab., *J. cylindrica* Kryl., *Tungussia* sp. [Раабен, 1975], а также микрофитолиты *Radiosus* sp., *Nubecularites* sp., *Vesicularites raabenaе* Zabr. [Забродин, 1968]. Суммарная мощность свиты 570–620 м. Калий-аргоновый возраст глауконитов из алевролитов деминской свиты (одно определение) составляет 860 млн. лет.

Низьвенская свита

Свита полностью вскрывается по р. Низьве выше д. Демино и частично по р. Большой Колчим. По М.Е. Раабен, разрез свиты по р. Низьве следующий.

Первая связка — серые мелкокристаллические доломиты. Мощность 350 м.

Вторая связка — темно-серые известняки и доломиты с редкими биогермами *Tungussia colčimi* Raab. На рубеже с подстилающей связкой содержит массивные микрофитолиты *Osagia crispa* Z. Zhur., *Radiosus elongatus* Z. Zhur., *R. minjaricus* Zabr., *R. tenuis* Z. Zhur., *Asterosphaeroides sparsus* Zabr. Мощность 150 м.

Третья связка — темно-серые и черные известняки и доломиты, часто брекчиевидные и узорчатые, с пропластками кремней. Содержит *Osagia crispa*, *Radiosus elongatus*, *R. minjaricus*, *R. tenuis*, *Vesicularites enigmatus* Zabr., *V. vapolensis* Zabr., *V. raabenaе* Zabr., *V. elongatus* Zabr., в верхней части — строматолитовые известняки с *Gymnosolen asymmetricus* Raab., *G. giganteus* Raab. Мощность 270 м.

Четвертая связка — доломиты желтовато-серые, розоватые и кирпично-красные, со строматолитами *Coprophyton milogadovičiči* Raab., *Ramulus socialilis* Raab. и пластовыми формами. Мощность 100 м.

Пятая связка — доломиты того же облика со строматолитами *Inseria djejimi* Raab., *Gymnosolen aff. ramsayi* Steinm., *Poludia polymorpha* Raab., *Parmites cencrescens* Raab., *Minjaria uralica* Kryl., и микрофитолитами *Osagia maculata* Zabr., *O. milsteinae* Zabr., *O. pullata* Zabr., *Vesicularites vapolensis*, *V. eniquatus*, *V. elongatus*.

Шестая связка — доломиты светло-серо-желтые, кристаллические, массивные, с *Tungussia parmensis* и *Gymnosolenidae* плохой сохранности. Мощность 300 м.

Суммарная мощность дресвянской серии 2300–2600 м.

ТЕРМИНАЛЬНЫЙ РИФЕЙ (КУДАШ)

К отложениям терминального рифея, или кудаша, может относиться большеколчимская свита, однако точных палеонтологических или радиометрических данных для этого пока нет. Более определенны данные о кудашском возрасте усть-чурочинской свиты, которая одними авторами включалась в вышележащую помененскую серию (чурочинская свита Н.Г. Чочиа), другими — принимается за аналог басегской серии Среднего Урала.

Большеколчимская свита выделяется впервые, отвечает верхней части низьвенской свиты, вскрывается по р. Низьве ниже руч. Соплес, а также по р. Колчим в районе д. Чурочной, где нижняя граница ее обнажена, а верхняя вскрыта канавами и пересечена скважиной на глубине 366 м. В составе свиты основное место занимают массивные и разнослоистые доломиты, нередко известковистые, серой, светло-серой, коричневатой, темно-серой, розоватой окраски, содержащие в отдельных прослоях строматолиты и микрофитолиты. В основании свиты имеется пачка песчаников и мелкогалечных гравийных кварцевых конгломератов, мощность которой не превышает 6—10 м. Данная пачка залегает на неровной бугристой поверхности строматолитовых доломитизированных известняков верхней части низьвенской свиты, имеющих в приконтактной зоне пятнисто-вишневую или охристо-коричневую окраску. Наличие пластической пачки в основании свиты, заметное ожелезнение известняков подошвы позволяють предполагать здесь наличие стратиграфического перерыва.

В самой верхней части свиты по р. Низьве М.Е. Раабен найдены строматолиты, которые по ее заключению [Раабен, 1975] могут быть определены как *Linella cf. ukka* Kгуl. Мощность свиты 360—450 м.

Усть-чурочинская свита

Свита выделена из состава чурочной свиты Н.Г. Чочиа [Боровко и др., 1964] и отвечает его I—V толщам. Наиболее полно обнажена по правобережью рек Большой Колчим и Чурочная, в приустьевой части последней. Залегает с четким размывом на доломитах большеколчимской свиты. По данным бурения 1979 г., в строении свиты намечаются четыре связки.

Первая связка (нижняя) представлена пачками разноцветных (зеленые, вишневые, темно-серые, голубоватые) алевролитов с прослоями кварцевых, иногда с глауконитом, песчаников и тонкими слоями аргиллитов. В основании располагается пласт мощностью 0,5—1 м мелкогалечного розовато-серого конгломерата, залегающего с размывом на доломитах большеколчимской свиты. Гальки представлены кварцем и подстилающими доломитами, размер их 1—4 см, окатанность преимущественно плохая; цемент конгломерата известково-песчаный. Мощность 120—130 м.

Вторая связка сложена однообразными, в основном темно-серыми, алевролитами, часто тонкослоистыми. Среди алевролитов отмечается значительное количество прослоев мощностью от миллиметров до 3—10 см, темно- и зеленовато-серых кварцевых песчаников, содержащих изредка зерна розового полевого шпата и глауконита, а также тончайшие слои аргиллита. Мощность толщи 260 м.

Третья связка, наиболее характерная, состоит из красноцветных гематито-кварцевых песчаников, мелко- и среднезернистых, реже крупнозернистых и гравийных, разнослоистых; нередко в них отмечается полевой шпат и глауконит. Среди песчаников наблюдаются тонкие прослои вишневых и зеленых алевролитов и аргиллитов. Мощность толщи 300—350 м.

Четвертая связка представлена серыми аргиллитами с редкими прослоями алевролитов и тонкозернистых песчаников. Мощность толщи 100—130 м. Общая мощность усть-чурочинской свиты 830 м. Для усть-чурочинской свиты имеется ряд калий-аргоновых датировок глауконита. Глаукониты из основания свиты, взятые по р. Низьве у устья р. Соплес, дали 658 (642), 686 (668) млн. лет; из средней и нижней части по р. Чурочной — 612 (596), 622 (606), 640 (623) млн. лет.

ВЕНД

Помененская серия

В данную серию объединены разнообразные по облику и составу отложения, представляющие в целом типично молассовый комплекс. В схемах предшественников они отвечают VI—XIII толщам чурочной свиты Н.Г. Чочиа, верхнечурочной подсвите и полуденноколчимской свите А.Д. Ишкова, среднечурочинской, ильявожской и кочешорской свитам Н.Г. Боровко и др. Все отложения, входящие в состав серии, обнажаются фрагментарно по правобережью р. Чурочной и ее притока р. Рассольной;

дополнительно к обнажениям они вскрыты здесь большим количеством шурфов, канав и скважин. Кроме Колчимской антиклинали, отложения данного комплекса распространены в Тулым-Парминской антиклинали, но ввиду плохой обнаженности изучены мало и еще не получили надежной стратиграфической привязки к разрезу по рекам Чурочной и Рассольной. Серия получила наименование по названию высоты Помененный Камень.

Новые материалы позволяют сохранить в общем выделенные ранее среднечурочинскую, ильвовожскую и кочешорскую свиты, но вносят в них определенные коррективы.

Среднечурочинская свита

Среднечурочинская свита вскрывается по правобережью среднего течения р. Чурочной ниже устья р. Рассольной; отвечает нижней части одноименной свиты Н.Г. Боровко и др. В составе свиты намечаются четыре связи.

Первая связка (нижняя) представлена чередующимися зеленовато-коричневыми алевролитоглинистыми сланцами и серыми полевошпато-кварцевыми песчаниками, заканчивается толща пластом светлого доломита мощностью 2–3 м и пачкой (небольшой мощности) углистых сланцев.

В основании связки располагается пласт, мощностью до 1,5 м, конгломерата с алеврито-глинистым цементом и слабоокатанным гравийно-галечным материалом, состоящим из различных сланцев и песчаников, сходных с породами подстилающей устьчурочинской свиты. Это обстоятельство, с учетом данных по Среднему и Южному Уралу, позволяет полагать, что и в Полкудовско-Колчимском антиклинории на границе между тиллитосодержащим комплексом и подстилающими отложениями имеет место по меньшей мере стратиграфическое несогласие. Мощность 60 м.

Вторая связка — зеленовато-серые тиллитовидные мелкогалечные конгломераты, содержащие пачку аркозовых песчаников с глауконитом и гематитом. Мощность 80 м.

Третья связка — часто чередующиеся темно-вишневые и зеленовато-коричневые аргиллиты, алевролиты и песчаники; присутствуют редкие прослои известняков и тиллитовидных конгломератов. Мощность 120 м.

Четвертая связка — тиллитовидные конгломераты с глинисто-алевритовым цементом, содержащим примесь песчано-гравийного материала. Гальки и валуны имеют различную окатанность, распределены крайне неравномерно, размеры их заметно увеличиваются к кровле. Преобладают гальки и валуны различных песчаников, кварцитов, сланцев, меньше — карбонатных пород, диабазов, в верхах появляется значительное количество галек и валунов мясо-красного, реже серого гранита, гнейсов и других экзотических пород. Кровлей конгломератов служит пласт, мощностью до 20 м, светлых массивных доломитов с кремнями. Мощность 180 м.

Суммарная мощность среднечурочинской свиты достигает 440 м.

Ильвовожская свита

Ильвовожская свита вскрывается по правобережью р. Рассольной. Отвечает ильвовожской свите и верхней части среднечурочинской свиты Н.Г. Боровко; расчленяется на две подсвиты с четкими стратиграфически согласными границами. Мощность свиты 940 м.

Нижнеильвовожская подсвита сложена алевролитоглинистыми сланцами зеленоватой, серой и темно-серой окраски, часто ленточно-полосчатыми, содержащими прослой серых песчаников и, редко, доломитизированных известняков; в основании обособляется пачка черных углистых сланцев мощностью 50–70 м.

В верхней части подсвиты (верхние 60 м) преобладают серые и темно-зеленоватые полевошпато-кварцевые песчаники с прослоями зеленоватых и темно-серых глинисто-алевритовых сланцев; в основании отдельных пластов песчаников, особенно в нижней части толщи, наблюдаются окатыши и мелкие угловатые обломки зеленоватых и черных фосфатизированных сланцев. Мощность подсвиты 280 м.

Верхнеильвовожская подсвита представлена преимущественно пестроцветными (вишневые, зеленые, коричневые, темно-серые, фишашковые), нередко гематизированными алевролитами и аргиллитами, часто чередующимися между собой или образующими компактные пачки. Среди сланцев присутствуют в большом количестве прослой и пачки, иногда значительной мощности (до 60 м), аналогичных по окраске песчаников,

иногда косослоистых, часто с мелкими овальными обломками разных сланцев, зерен кварца и розового полевого шпата. Мощность подсвиты достигает 660 м. Калий-аргоновые датировки глауконитов из песчаников верхнеильявожской подсвиты составляют 628 (611), 635 (618), 643 (629) млн. лет.

Кочешорская свита

Свита обнажается в верхнем течении р. Рассольной, соответствует одноименной свите Н.Г. Боровко и др. В составе свиты доминируют полевошпат-кварцевые песчаники, серые, зеленовато-серые, светло-серые, разнозернистые, прослоями гравийные, часто с включениями дресвы и мелких обломков зеленоватых и черных сланцев. Песчаникам подчинены зеленоватые и темно-серые алевриты. Видимая мощность свиты достигает 500 м, в Тулым-Парминской антиклинали, она, возможно, значительно больше. Кочешорской свитой заканчивается разрез докембрия Полюдовско-Колчимского антиклинория. Калий-аргоновые датировки глауконитов из песчаников кочешорской свиты составляют 559 (545) и 590 (574) млн. лет.

Корреляция рассмотренного разреза со стратотипом Южного Урала дана в прилагаемой табл. 3 (вкл.). Следует напомнить, что еще в 30-х и 40-х годах многие геологи отмечали значительное сходство "древних" свит хр. Каратау и Полюдова кряжа. Более детальное посвитное сопоставление двух разрезов было дано в 50-х годах Б.М. Келлером [1952] и Н.Г. Чочиа [1955]. Привлечение палеонтологического метода позволило М.Е. Раабен [1975] уточнить эти построения.

При проводимых сопоставлениях бросается в глаза удивительное литологическое сходство пород ряда свит верхнего рифея и их общая последовательность. Хорошим примером этому является рассольнинская свита, которая состоит из четырех толщ (связок), почти неотличимых от четырех подсвит зильмердакской свиты Южного Урала. Эти терригенные отложения вверх по разрезу сменяются пестроцветной глинисто-карбонатной деминской свитой, чрезвычайно сходной с катавской свитой Южного Урала. Наконец, в двух сравниваемых разрезах выше пестроцветных пород располагаются известняки и доломиты со строматолитами, имеющими значительную мощность. Встречаются непостоянные пачки глауконитовых песчаников (низьвенская свита Северного Урала, подинзерская и миньярская свиты Южного Урала). Долгое время на Северном Урале геологи пытались найти аналоги инзерских песчаников и, привлекая радиометрические датировки глауконитов, коррелировали инзерские песчаники с рассольнинской свитой [Беккер, Смирнов, 1970]. Учитывая, однако, чрезвычайно изменчивую мощность инзерских песчаников Южного Урала и резкое ее уменьшение в западных разрезах (от 700—1000 м по р. Большой Инзер до 70—100 м по р. Зилим), мы считаем более вероятным предположение, что подинзерская и инзерская свиты в целом синхронны нижней половине низьвенской свиты. Такое сопоставление не противоречит имеющимся радиометрическим датировкам и находит подтверждение в составе строматолитов. Так, в низах деминской свиты встречены характерные для катавской свиты *Inzeria tjomusi* Krylov и *Yurusania cylindrica* Krylov. Эти две формы никогда не поднимаются на низьвенский уровень, где повсеместно встречаются *Gymnosolen ramsayi* Sheinm. и *Minjaria uralica* Krylov.

Более сложна корреляция терригенных толщ, выделявшихся ранее на Северном Урале под названием чурочной серии. Общие стратиграфическое положение и состав пород позволяют установить одновозрастность большеколчимской свиты и укских отложений Южного Урала.

Следует, однако, учесть, что в усть-чурочинской свите на Северном Урале калий-аргоновые даты по глаукониту чрезвычайно сходны с полученными для укских отложений Южного Урала. В усть-чурочинской свите мы имеем ряд цифр от 623 до 668 млн. лет (новые константы распада), в то время как в укских отложениях даты варьируют от 633 до 658 млн. лет. Это свидетельствует о том, что мы имеем дело с отложениями, весьма близкими по возрасту. Наконец, одним из главных стратиграфических реперов в двух сравниваемых разрезах является толща ледниковых отложений Северного Урала [Чумаков, 1978а], которая может быть сопоставлена с тиллитоподобными породами кургашлинской свиты Кривой Луки. Одинаковое стратиграфическое положение этих пород не вызывает сомнения. Надо надеяться, что в ближайшие годы проведенная корреляция получит дополнительное обоснование в результате изучения микрофоссилий и фитоолитов.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА И ПРИУРАЛЬЯ

Прошло 15 лет с тех пор, как коллективом геологов и геохронологов, возглавляемых Б.М. Келлером, опубликована первая в СССР геохронологическая шкала позднего докембрия [Гаррис и др., 1964]. Затем публиковались другие варианты этой шкалы. В 1974 г. в Кишиневе состоялось Межведомственное совещание по стратиграфии верхнего докембрия Русской платформы. Итоги этого совещания опубликованы в специальном выпуске, а также изложены в коллективной статье его участников [Аксенов и др., 1978]. В 1977 г. в Уфе проведено Межведомственное совещание по стратиграфии докембрия СССР [Келлер и др., 1977]. По материалам этого совещания Межведомственным стратиграфическим комитетом в 1978 г. утверждена стратиграфическая шкала докембрия СССР. В том же 1978 году председатель Международной комиссии по стратиграфии докембрия Х. Джеймс дал обзор схем расчленения докембрия, опубликованных за рубежом с 1968 по 1976 г.

Из сопоставления перечисленных схем вытекает, что геохронологи как в нашей стране, так и за рубежом еще не пришли к единому мнению о количестве и номенклатуре подразделений верхнего докембрия и о возрасте его внешних и внутренних рубежей и что наиболее детальными являются схемы, разработанные в СССР на базе совокупности геохронологических, палеонтологических и стратиграфических материалов по стратотипическим разрезам Башкирского мегантиклинория и глубоким буровым разрезам Башкирии, Татарии и других платформенных областей. Преимущества буровых разрезов перед естественными, как известно, состоят в их большей полноте и в свежести каменного материала, что необходимо для радиометрического датирования.

Достоверность и надежность выводов о возрасте тех или иных подразделений верхнего докембрия и рубежей между ними определяются согласованностью множества взаимопроверяемых изотопных датировок по стратифицированным и секущим объектам как между собой, так и со стратиграфическими, палеонтологическими и общегеологическими данными.

При изотопном датировании использовались различные минералы и горные породы: для урано-свинцового метода — циркон; для калий-аргонового метода — мусковит, биотит, калиевые полевые шпаты, амфибол, глауконит и различные свежие магматические, преимущественно жильные породы (долериты, габбро, сиениты, граниты, фельзитовые порфиры и др.); для рубидий-стронциевого метода — биотит и кислые магматические породы в целом. Особенности перечисленных минералов и горных пород в качестве изотопных геохронометров специально рассматривались в ряде работ. По отношению к уральским объектам это было сделано автором [Гаррис, 1977] недавно, в связи с чем останавливаться на данном вопросе подробно нет необходимости. Вместе с тем следует дать разъяснения по некоторым, часто возникающим у геологов вопросам, касающимся использования при калий-аргоновом датировании глауконита и основных пород трапповой формации.

Общим критерием оценки пригодности тех или иных пород или минералов для изотопного датирования, как известно, является их однофазность и сохранность от наложенных изменений, что контролируется с помощью комплекса геологических, детальных микропетрографических и некоторых специальных физико-химических исследований. При этом ясные следы преобразования под воздействием давления, температуры и химизма среды (*РТН*-факторов) обнаруживают именно слабоустойчивые минералы, что позволяет отбраковывать их измененные разности.

В природе нет минералов и горных пород, которые при существенном изменении *РТН*-условий не подвергались бы тем или иным преобразованиям с возможным или неизбежным нарушением радиоактивного равновесия. По этой причине при решении вопроса о пригодности различных минералов и горных пород для получения неиска-

женных датировок следует основываться не столько на их минералогическом (петрографическом) типе, сколько на индивидуальных особенностях каждой конкретной пробы. Это касается всех операций по разностороннему изучению каменного материала, по подготовке проб, проведению возрастных определений и интерпретации результатов.

Экспериментальное изучение развитых в рифее Урала и Приуралья глауконитов и габбро-диабазов трапповой формации [Денисенко, 1969, 1970, 1972], с определением энергии активации и характера диффузии радиогенного аргона при изотермическом отжиге, показало их несомненную пригодность для калий-аргонового датирования. Обязательным условием для глауконитов является исключение при его сепарации органических жидкостей и тщательная, с микроскопическим контролем, очистка проб от измененных, загрязненных пелитовыми налетами и переотложенных зерен. Малейшая преобразованность глауконита легко определяется оптически по изменению окраски зерен или цвета интерференции, утрате микроглобулярности и пр.

Правомерность использования "валовых" проб магматических пород применительно к неэффузивным представителям трапповой формации обосновывается, кроме упомянутых экспериментальных данных, рядом специфических особенностей этих образований. К ним относятся: 1) однофазность и относительно быстрое внедрение и кристаллизация даек; 2) хорошая "запечатанность" микропегматита в "треугольных" интерстициях диабазовой микроструктуры, предохраняющая его от последующих преобразований; 3) эмпирически доказанное на рифейских долеритах из скважины Чекмагуш-5 соответствие датировок, полученных по микропегматиту и по породе в целом; 4) практическое отсутствие продуктов аутометасоматоза; 5) определенная "компетентность" по отношению к постинтрузивным наложенным изменениям (последнее вообще характерно для представителей трапповой формации, что обеспечивается платформенными и миогеосинклинальными — переходными к платформенным условиями становления названной формации).

Отрицательной стороной использования неэффузивных траппов в виде "валовых" проб является повышенный (до 3—5%) разброс параллельных определений радиогенного аргона. Его можно понизить, уменьшая размерные фракции анализируемых проб, однако это не всегда технически удобно. Указанный разброс почти укладывается в обычную 3%-ную погрешность определений и не влечет за собой никаких искажений принципиального характера.

В крупных силлах, кристаллизовавшихся более продолжительно, чем мелкие дайки, нередко наблюдается эффект относительного обогащения радиогенным аргоном пород всякого бока за счет гравитационной миграции радиогенного аргона из еще не затвердевшей срединной части силла. В подобных случаях необходимо делать три: четыре определения для разных частей силла по его поперечному сечению. Начало кристаллизации будут характеризовать датировки, относящиеся к лежащему боку, завершение кристаллизации — датировки проб из срединных частей силла.

Используя особенности геологического строения разрезов рифея, а именно чередование глауконитосодержащих отложений и пересекающих их даек траппов, при геохронологическом изучении верхнего докембрия удалось применить перекрестный взаимоконтроль надежности получаемых возрастных значений. Он заключается в сопоставлении между собой по стратиграфической вертикали и палеогеографической горизонтали "глауконитовых" и "трапповых" датировок из контактирующих друг с другом структурных этажей.

Возраст нижнего рубежа рифея устанавливался по соотношениям наиболее молодых магматических (в том числе габбро-диабазов) и метаморфических образований кристаллического фундамента платформы и Тараташского выступа этого фундамента на Урале с наиболее древними из раннерифейских глауконитосодержащих осадков.

При использовании кислых магматических пород, особенно из крупных, длительно формировавшихся интрузивных массивов, испытывавших аутометасоматоз и более поздние метасоматические и динамотермальные преобразования, исследовались мономинеральные фракции, отражающие соответствующие этапы становления массивов. "Валовые" пробы в таких случаях дают "гибридные" возрастные значения.

Прекрасным геохронологическим материалом являются цирконы, слюды (мусковит, флогопит, биотит, серицит) и роговые обманки любого происхождения. Менее надежными объектами в отношении полноты сохранности радиоактивного равновесия показали себя древние эффузивные и пирокластические образования. Полученные по ним

датировки могут уклоняться в сторону омоложения из-за раскристаллизации вулканического стекла.

Общее количество использованных в разделе датировок, полученных различными методами, составляет более 200. Из них 150 отражены в табл. 4–14. В указанное количество вошли как опубликованные данные лабораторий Института геологии БФ, Института геологии и геохимии УНЦ, ГЕОХИ АН СССР, ВСЕГЕИ и Производственного объединения "Уралгеология", так и новые определения, произведенные в 1979–1981 гг. в лаборатории изотопной геологии и геохронологии докембрия ИГ БФ АН СССР. Все приведенные датировки, кроме специально оговоренных, получены К-Аг методом.

Последние рассчитаны по двум константам, рекомендованным Комиссией по определению абсолютного возраста геологических формаций в 1964 и 1976 гг. (второе значение в тексте – в скобках, а в таблицах – в отдельной графе).

Значения констант радиоактивного преобразования калия следующие:

а) принятые в 1964 г.: $\lambda^{40}\text{K}_e = 0,557 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $\lambda^{40}\text{K}_\beta = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $\text{K}/\text{K}^{40} = 122 \cdot 10^{-6} \text{ вес.}\%$;

б) принятые в 1976 г.: $\lambda^{40}\text{K}_e = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $\lambda^{40}\text{K}_\beta = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $\text{K}/\text{K}^{40} = 119,3 \cdot 10^{-6} \text{ вес.}\%$.

Авторам коллекций, представившим интересный каменный материал на возрастные определения, и в первую очередь Б.М. Келлеру, М.Е. Раабен, А.А. Арсеньеву, А.А. Алексееву, Н.П. Гилевой, В.И. Козлову, С.Г. Морозову, Л.Д. Ожигановой, П.Н. Швецову, А.Ф. Ротарю и другим исследователям, сотрудники лаборатории изотопной геологии и геохронологии докембрия ИГ БФ АН СССР выражают большую благодарность.

ОСНОВНЫЕ ДИСКУССИОННЫЕ И НЕЯСНЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОХРОНОЛОГИИ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ ЮЖНОГО УРАЛА И ПРИУРАЛЬЯ

Сопоставление опубликованных стратиграфо-геохронологических схем докембрия показывает, что наиболее дискуссионными являются оценка возраста нижней границы кудаша, венда и выделение внутреннего рубежа в постюрматинско-докудашском этапе. Так, в хроно-стратиграфическом интервале между верхней границей среднего рифея (по разным авторам – 1100 ± 50 ; 1100; 1000; 1050 ± 50 млн. лет в константах 1964 г.) и палеозоем выделен рубеж, возраст которого определяется в 670–680 млн. лет [Гаррис, Постников, 1970], 680 млн. лет [Келлер, 1973а], 680 ± 20 млн. лет [Гаррис, 1977], 650 или 650 ± 20 млн. лет [Салоп, 1973; Аксенов и др., 1978], причем в последней работе данная граница проводится между кудашем и вендом. На Уфимском совещании по докембрию (1977 г.) названная граница получила весьма широкий диапазон неопределенности – от 650(635) до $680(660 \pm 20)^1$ млн. лет.

С нашей точки зрения, между верхней границей юрматиния и палеозоем выделяются три рубежа – $825(800) \pm 25$, $700(680) \pm 20$ и $630(615)^1 \pm 20$ млн. лет. Последний разделяет кудаш и венд.

Не всеми исследователями признается расчленение верхнего рифея на два подразделения. При этом одни исследователи, вслед за Ю.Р. Беккером, делят верхний рифей на кипчак и тангаур, другие – на нижний и верхний каратавий с несколько расходящимися границами между названными подразделениями. Имеются расхождения на 50 млн. лет в трактовке возраста нижней и внутренних границ рифея. Высказывались сомнения в отношении рифейского возраста бурзянской серии [Салоп, Мурина, 1970], но после проведенных в Институте геологии и геохимии УНЦ АН СССР дополнительных исследований по Бердяушскому плутону с применением комплекса радиометрических методов был подтвержден первоначально определенный возраст внедрения этого массива – около 1390 (1350) млн. лет.

Геохронологическое обоснование выделения рифея в зоне Уралтау встречает большие трудности в связи с широким наложением палеозойского магматизма и метаморфизма. Не датированы в связи с отсутствием соответствующих объектов верхние свиты ашинской серии, что оставляет неопределенным возраст границы венда и кембрия.

Ряд авторов не признают распространение в Волго-Уральской области среднего

¹Значения 680, 650 и 630 млн. лет по константам 1976 г. соответствуют 662, 633 и 613 млн. лет; последние округлены до 660, 635 и 615 млн. лет.

рифей и относят соответствующие отложения (нижне- и верхнесерафимовскую свиты и их аналоги) к нижнечишмалинской подсерии верхнего рифея.

Постепенно, с развитием геохронологических исследований, сопровождающихся минералого-петрографическим изучением глауконитсодержащих, магматических и метаморфических пород, вопросы возраста различных стратиграфических подразделений верхнего протерозоя Урала и их сопоставления с рифеем и вендом платформенного Приуралья проявляются. По сравнению с предыдущей геохронологической схемой позднего докембрия названных регионов [Гаррис, 1977] предлагаемая ниже схема более детализирована и обоснована большим материалом, включающим и данные по новым глубоким буровым разрезам.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ ЗАПАДНОГО СКЛОНА И ОСЕВОЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО УРАЛА

РАННИЙ РИФЕЙ (БУРЗЯНИЙ)

Стратотипический разрез Башкирского мегантиклинория достаточно хорошо известен по многочисленным литературным данным. Геохронологические материалы по нему также в значительной части опубликованы. Они приведены в нижеследующих таблицах.

Как показано выше, одним из спорных вопросов является радиометрический возраст бурзянской серии, и в частности ее нижней границы, т.е. рубежа раннего и позднего докембрия, который имеет глобальное геосторическое значение.

Этот рубеж был принят в первой геохронологической шкале [Афанасьев и др., 1964] на уровне 1600 ± 50 млн. лет, а в общей стратиграфической шкале докембрия [Келлер и др., 1977] — на уровне 1650 ± 50 млн. лет.

Возраст нижнего рубежа рифея обосновывается как "снизу", так и "сверху". "Снизу" — датировками интрузивных тел, пересекающих бельдишскую серию Тараташского комплекса и не затрагивающих трансгрессивно перекрывающую этот комплекс айскую свиту. В их числе известны [Гаррис, 1977] габбро-диабазы трапповой формации — 1664(1612), 1659(1608), 1639(1588) млн. лет, а также наиболее молодые жильные граниты — 1660(1625), 1640(1605), 1625(1591) млн. лет, пегматит — 1632(1598) млн. лет и кварцево-мусковитовая жила — 1690(1654) млн. лет¹. "Сверху" возраст нижней границы рифея контролируется датировками щелочного базальтоида навьшской толщи айской свиты — 1588(1540) млн. лет (табл. 4). Интересно, что минимальная датировка терригенного циркона из базальных конгломератов свиты составляет 1640 млн. лет [Краснобаев, 1966] (α -Pb метод). Зеленокаменноизмененные вулканиты из низов айской свиты показали "омоложенное" значение возраста — 963(936) млн. лет.

Приведенные данные показывают, что возраст рубежа рифея и дорифея лежит между 1650 и 1600 (соответственно — по константам 1976 г. с округлением — 1600 и 1550) млн. лет. Поскольку отложения айской свиты могли начать накапливаться позднее начала раннего рифея, то для установления рубежа между ранним и поздним докембрием более правомерно ориентироваться на возраст посторогенных субсеквентных гранитоидов и траппов, интрузирующих Тараташский комплекс. В этом случае возраст названного рубежа составит $1650 (1600) \pm 50$ млн. лет.

Верхняя возрастная граница бурзянской серии в составе айской (большеинзерской), саткинской (суранской) и бакальской (юшинской) свит вполне надежно определяется в пределах от 1400(1360) до 1350(1310)² млн. лет на основании многочисленных датировок, полученных по интрузирующим саткинскую свиту гранитоидам и габброидам (см. табл. 4). В этот интервал укладывается большинство возрастных значений, полученных для таких реперных объектов, как Бердяшский плутон — 1390(1350) млн. лет (среднее по 14 датировкам) и прорывающие его нефелиновые сиениты — 1370(1329) млн. лет. Саткинскую свиту интрузируют плагиограниты из Кузинского комплекса — 1370(1329) и 1390(1350) млн. лет — и граниты Губенского и Рябиновского массивов. Их урано-свинцовые датировки по циркону — 1350 млн. лет

¹ Четыре последние датировки получены Rb-Sr методом [Дунаев, Дурнева, 1966].

² Округленные возрастные значения.

[Тугаринов и др., 1970]. Биотит из губенского гнейсо-гранита показал 1380(1339) млн. лет. После проведения по Бердяушскому плутону контрольных исследований с применением U-Pb, K-Ar и Rb-Sr методов был вполне надежно установлен различными геохронологическими лабораториями возраст внедрения этого массива — 1380—1390 (округленно, по константам 1976 г., 1340—1350) млн. лет [Краснобаев и др., 1979].

В восточной зоне Башкирского меантиклинория аналогом бакальской свиты считается юшинская свита. Возраст интрузирующих ее силлов габбро-диабазов Кургасского комплекса, выделенного А.А. Алексеевым, судя по датировке приконтактового альбит-хлорит-мусковитового роговика, составляет 1380(1339) млн. лет.

Приведенных данных вполне достаточно для определения возрастных границ бурзянской серии в составе айской, саткинской и бакальской свит от 1650(1600) ± 50 до 1390(1350) ± 50 млн. лет, или, с небольшим округлением, 1400(1350) млн. лет.

Для юрматинской серии в составе машакской, зигальгинской, зигазино-комаровской и авзянской свит известен ряд датировок, относящихся как к стратифицированным образованиям, так и к секущим магматическим телам (табл. 5).

Попытки определить возраст вулканитов из стратотипических разрезов машакской свиты хр. Шатак (коллекция М.Е. Раабен) не увенчались успехом из-за значительной измененности пород (серицитизация, хлоритизация, окварцевание, милонитизация). Эти породы дали разброс K-Ar значений в пределах 748(726)—658(642) млн. лет [Гаррис, 1977]. Косвенные данные о возрасте машакской (шатакской) свиты по датировке ее аналога — кувашской свиты показывают, что она во всяком случае древнее 1 млрд. лет, поскольку развитые по ней гранито-гнейсы из района пос. Куваши по левому шпату дали значение 980(960) ± 30 млн. лет [Овчинников и др., 1964].

Для эффузивов с р. Кужи, которые, по А.И. Оплли, являются аналогами машакской свиты, была получена K-Ar дата 1337(1297) млн. лет. По-видимому, это минимальное возрастное значение, поскольку вулканиты нередко теряют некоторую часть аргона.

Возрастное определение, выполненное свинцово-свинцовым методом по фосфатному цементу песчаников зигальгинской свиты, — 1430(1407) млн. лет [Ершов, и др., 1969], по всей вероятности, удревнено из-за примеси "терригенного" свинца, поступавшего в бассейн седиментации в растворенном виде. Аналогичные завышения до 2 млрд. лет известны для доломитов саткинской и калтасинской свит [Искандерова и др., 1978].

Метаморфогенный мусковит из кварцитов зигальгинской свиты показал вендский возраст — 590(575) млн. лет.

Для авзянской свиты известна [Полевая, Казаков, 1961] только одна датировка — 1263(1226) млн. лет, полученная по глаукониту из песчаников разреза на р. Большой Катав (см. табл. 5).

Верхняя возрастная граница юрматинской серии определяется по данным датирования секущих магматических тел, а также метасоматических образований, не затрагивающих отложения каратауской серии (см. табл. 5).

Среди габбро-диабазов и долеритов, а также различных метаморфических пород, которые относятся ко времени тектонических движений, фиксирующих названный рубеж, по стратиграфической позиции магматических тел выделяются три группы. К первой группе относятся дайки и силлы, имеющие горячие контакты с одной из свит нижнего рифея (чаще всего с саткинской или бакальской) или пересекающие более крупные магматические тела, интрузирующие эти свиты. Вторая группа представлена дайками или силлами, залегающими среди отложений зигальгинской, уреньгинской, зигазино-комаровской и авзянской свит. Третью группу составляют близкие по возрасту к первым двум группам дайки, интрузивные залежи и продукты метаморфизма, приуроченные к дорифейским образованиям. Хотя они непосредственно и не дают информации в отношении возраста стратиграфических подразделений верхнего докембрия, но косвенно, по широте проявления соответствующих эндогенных процессов, подтверждают правомерность выделения и возрастную характеристику рубежа между средним и поздним рифеем. То же самое относится и к более древним, и к более молодым рубежам.

В первую группу входят: 1) дайка габбро-диабазы, прорывающая суранскую свиту близ д. Бердагулово, — 1160(1127) млн. лет; 2) дайка габбро-диабазы среди доломитов сакинской свиты вблизи Бердяушского плутона — 1080(1050) млн. лет; 3) аналогичные дайки, секущие Копанский массив, — 1115(1083) ± 45 и 1033(1011) млн. лет, а также габброиды самого массива, для которых по биотиту из габбро-пегматита по-

Т а б л и ц а 4

Геохронологические данные по западному склону Южного Урала
Ранний рифей

| № п/п | Место взятия геохронологической пробы, адрес обнажения | Название породы, ее особенности | Геологический возраст породы, ее стратиграфическая позиция |
|-------|--|--|--|
| 1 | 2 | 3 | 4 |
| 1 | д. Александровка в 1,4 км на СЗ от горы Тагаяк | Щелочной базальтоид | Основание айской свиты |
| | | <i>Бердяушский плутон</i> | |
| 2 | Карьер 2, северная стенка (эндоконтакт) | Гранит рапакиви темно-серый | Интрузивные контакты с саткинской свитой |
| 3 | Карьер 1 | Гранит рапакиви розовый | То же |
| 4 | То же | Гранит рапакиви темно-серый | " |
| 5 | " | Гранит рапакиви биотитовый | " |
| 6 | " | Гранит | " |
| 7 | Восточная краевая часть плутона | " | " |
| 8 | Карьер 1 | Гранит рапакиви | " |
| 9 | То же | То же | " |
| 10 | " | " | " |
| 11 | Разные карьеры около ст. Бердяуш | Гранит розовый | " |
| 12 | То же | Граниты разные Нефелиновый сиенит Темная габбровидная порода Сиенит | " " " " |
| 13 | Бердяушский комплекс | Габброиды, сиенит-диориты, граниты, нефелиновые сиениты | " |
| 14 | гора Вилесова | Нефелиновый сиенит | Сиенит прорывает Бердяушский плутон |
| | | <i>Кусинский район</i> | |
| 15 | Кусинское месторождение | Плагиогранит | Плагиогранит прорывает Кусинский магмато-метаморфический комплекс; вмещающие породы – саткинская свита |
| 15a | То же | " | То же |
| 16 | То же | Флогопитовый сланец | Саткинская свита |
| 17 | Копанский массив | Габбро | Прорывает саткинскую свиту |
| | | <i>Кусинско-Зюраткульская зона</i> | |
| 18 | Губенский массив | Гранито-гнейс | Приурочен к границе нижнего и среднего рифея |

| Исследованная проба | | Возраст (в млн. лет) по константам | | Автор коллекции; литературный источник; интерпретация результатов |
|------------------------------------|-------------------------|------------------------------------|-----------|--|
| Лабораторный номер | Порода в целом, минерал | 1964 г. | 1976 г. | |
| 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| 2917 | Порода | 1588 ± 10 | 1540 ± 10 | С.П. Еремеев, лаборатория ПГО "Уралгеология" |
| <i>Бердлушский плутон</i> | | | | |
| 54-43 | Биотит | 1415 | 1373 | [Овчинников, Гаррис, 1960] |
| 53-34 | " | 1385 | 1344 | То же |
| 3821 | " | 1380 | 1339 | [Гаррис, 1973] |
| 63-62 | Порода Биотит | 1285 ± 5* | 1257 | [Дунаев, Дурнева, 1966] |
| | | 1278* | 1250 | [Дунаев и др., 1972.] |
| 3820 | " | 1320 | 1281 | [Гаррис, 1973] |
| 2335B | " | 1410 ± 10 | 1368 ± 10 | [Овчинников и др., 1964] |
| 2335B | " | 1440* | 1410 | То же |
| К-1 | Циркон | 1260 ± 100** | — | [Краснобаев, 1966] |
| 1 | Циркон призматический | 1466***1 | 1442 | [Тугаринов и др., 1970]; |
| | | 1452***2 | 1428 | принятое [Тугаринов и др., |
| | | 1446***3 | 1422 | 1970] значение возраста по |
| | | 830***4 | — | № 9 — 1430 млн. лет (старые константы) |
| 2 | Циркон | 1404***1 | 1382 | Л.И. Салоп; [Салоп, Мурина, 1970] |
| 5112, 5116 | " | 1575***1 | 1551 | Принятое авторами значение возраста по № 10 и 11 — 1575 млн. лет***** (старая константа) |
| | | 1510***2 | 1495 | |
| | | 1535***3 | — | |
| | | 1555***4 | — | |
| 5116 | Порода | 1560 ± 30* (изохрона) | 1529 ± 30 | [Краснобаев и др., 1979]; в графах 7–8 — принятое авторами значение возраста по трем методам (Rb-Sr, U-Th- Pb, K-Ar) |
| 21**** | | | | |
| 35**** | | | | |
| 48 | | | | |
| б/н | Концентрат амфибола | 1380–1390 | 1340–1350 | [Краснобаев и др., 1979] |
| A-1226 | Порода | 1370 | 1329 | [Дунаев и др., 1972.] |
| <i>Кусинский район</i> | | | | |
| 60/93 | Биотит | 1390 ± 30 | 1349 | В.С. Мясников, ИГЕМ |
| 1276, 1282 | " | 1370 | 1329 | [Гаррис, 1977] |
| 4667 | Флогопит | 1370 | 1329 | То же |
| 3938, 3939 | Биотит | 1428 | 1385 | " |
| <i>Кусинско-Зюраткульская зона</i> | | | | |
| За | Циркон | 1340***1 | 1322 | А.А. Краснобаев; [Тугаринов и др., 1970]. Принятое авторами значение возраста — 1350 млн. лет (старые константы) |

Таблица 4 (окончание)

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|--|--------------------|---------------|--|
| <i>Кусинский район</i> | | | |
| 19 | Губенский массив | Гнейсо-гранит | Приурочен к границе нижнего и среднего рифея То же |
| 20 | Рябиновский массив | Гранит | |
| <p>*Данные рубидий-стронциевого метода. **Данные альфа-свинцового метода. ***Данные урано-ториево-свинцового метода: **** $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$; **** $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; **** $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$; **** $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$. ****Образцы с 21-го по 35-й и 48 из коллекции А.Н. Заварицкого [1958], названия пород – по А.Н. Заварицкому.</p> | | | |

Таблица 5

Геохронологические данные по западному склону Южного Урала
Средний рифей и границы позднего рифея

| № п/п | Место взятия геохронологической пробы, адрес обнажения | Название породы, ее особенности | Геологический возраст породы, ее стратиграфическая позиция |
|-------|--|--|---|
| 1 | Кургасская антиклиналь, р. Кужа, правый берег напротив горы Кужа | Липаритовый порфир | Аналог машакской свиты |
| 2 | р. Катав | Песчаник | Авзянская свита |
| 3 | Кусинский район, Копанский массив | Габбро-диабаз | Дайки прорывают Копанский массив, а массив интродуцирует саткинскую свиту |
| 4 | То же | ” | То же |
| 5 | ” | Габбро-пегматит | ” |
| 6 | ст. Бердяуш, карьер в 1 км к югу от станции | Габбро-диабаз | Дайка прорывает саткинскую свиту близ контакта с Бердяушским массивом |
| 7 | Бакальский рудник, карьер Иркутскан | Габбро-диабаз серицитизированный и окварцованный | Дайка прорывает бакальскую свиту |
| 8 | р. Лесенява (левый приток р. Малый Инзер) | Амфиболитизированный протоксенит | Дайка интродуцирует суранскую свиту |
| 9 | В 3 км восточнее д. Бердагулово | Габбро-диабаз | То же |
| 10 | р. Инзер | Габбро-диабаз биотитизированный | Интродуцирует породы инзерской и миньярской свит |
| 11 | Там же, у пос. Казмаш | Габбро-диабаз | То же |

*Рубидий-стронциевые датировки.

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|---|---|---|---|---|

Кусинский район

| | | | | |
|--------|--------------------------|------|------|--|
| 1486 | Биотит | 1380 | 1339 | [Гаррис, 1977] |
| 4а, 4б | Циркон призматический | 1350 | 1332 | [Тугаринов и др., 1970]; в графе 7 – принятое авторами значение возраста (U-Th-Pb метод) |

*****Значение возраста 1575 млн. лет, по-видимому, завышено, так как оно получено по пробам, среди которых участвуют гибридные породы [Заварицкий, 1958] – см. работу М.А. Гаррис [1977].

Примечание. Во всех таблицах приведенные датировки, кроме специально оговоренных в последней графе (ссылки на публикации и др.), получены в лаборатории изотопной геологии и геохронологии докембрия Института геологии Башкирского филиала АН СССР; б/н – без номера.

| Исследованная проба | | Содержание | | Возраст (в млн. лет) по константам | | Автор коллекций; литературный источник; интерпретация результатов |
|---------------------|-------------------------|------------|------------------------|------------------------------------|---------|---|
| Лабораторный номер | Порода в целом, минерал | K, % | ⁴⁰ Ar, иг/г | 1964 г. | 1976 г. | |
| 2930 | Порода | 2,51 | 334,6 | 1337 | 1297 | А.И. Олли; [Гаррис, 1964] |
| – | Глауконит | 5,85 | 711,5 | 1263 | 1226 | Н.П. Вербицкая; [Полевая, Казаков, 1961] |
| A-987 | Порода | 0,21 | – | 1115 ± 45 | 1083 | [Овчинников и др., 1969] |
| A-35 | ” | – | – | 1033* | 1011 | [Дунаев, Дурнева, 1966] |
| A-35 | Биотит | – | – | 1095* | 1074 | То же |
| 3759 | ” | 0,72 | 71,4 | 1090 | 1070 | Д.В. Постников; [Постников, 1973] |
| 3755 | ” | 0,50 | 47 | 1040 | 1011 | То же |
| 6062 | ” | 1,07 | 121,1 | 1195 | 1161 | П.Н. Швецов |
| 5409 | ” | 0,55 | 58,8 | 1160 | 1127 | То же |
| 3921 | ” | 1,17 | 77,2 | 650 | 633 | [Постников, 1973] |
| 3923 | ” | 0,20 | 11,1 | 670 | 653 | То же |

лучен возраст 1095 (1063) млн. лет; 4) интрузивная залежь амфиболита в Кусинском рудном поле, приуроченная к контакту пород бурзянской серии и кувашской свиты, — 1050 (1020) млн. лет по биотиту.

Ко второй группе принадлежат секущие бакальскую, зигальгинскую и зигазино-комаровскую свиты дайки Бакало-Саткинского района, объединенные А.А. Алексеевым в Буландихинский пикрит-диабазовый комплекс, для которого получены датировки 1040 (1011) и 1143 (1110) млн. лет — по экзоконтактному кварцево-мусковитовому роговуку.

К третьей группе относятся дайковые породы основного состава, интрузирующие Тараташский комплекс, например выделенная В.И. Ленных и В.И. Петровым [1974] дайковая серия двупироксеновых диабазовых порфиритов и микропегматитовых диабазов, объединенных А.А. Алексеевым в Повальненский порфирит-диабазовый комплекс. Среди пород этого комплекса имеется дайка, возраст которой 1161 (1128) млн. лет.

Из метаморфических образований к рубежу среднего и верхнего рифея относятся амфиболит из Ахтенско-Александровской зоны и биотитовый гнейс из Ахтенского сидеритового месторождения, показавшие по роговой обманке 1060 (1031) и по биотиту 1003 (975) млн. лет [Овчинников и др., 1969].

Можно считать, что несогласие между средним и поздним рифеем (геохронологический рубеж) имеет возраст около 1090 млн. лет (среднее значение из датировок девяти различных тел докаратауских траппов). При округлении в пределах ± 10 млн. лет получится 1100 (1050) млн. лет. Такой возраст рубежа хорошо увязывается как с датировками по авзянскому и катавскому глауконитам, так и с данными по глауконитам и магматитам Волго-Уральской области.

Рубеж между юрматинием и каратавием отмечен крупными поднятиями, вызвавшими довольно длительный континентальный перерыв (следы каолиновой коры выветривания), после которого осадконакопление в пределах Башкирского мегантиклинория началось в субаэральных условиях [Акимова, 1967].

ПОЗДНИЙ РИФЕЙ (КАРАТАВИЙ)

Верхнерифейские отложения (каратауская серия) охарактеризованы значительным количеством взаимопроверяемых датировок хорошо сохранившихся глауконитов. Эти датировки образуют последовательный ряд, соответствующий стратиграфической позиции глауконитов, возраст которых лежит в интервале от 964 (938) до 700 (681) млн. лет (табл. 6). Эти датировки неплохо согласуются и с геохронологическими данными по секущим магматическим образованиям.

Для аркозовых песчаников зильмердакской свиты имеются лишь альфа-свинцовые датировки терригенных цирконов, составляющие 2200 ± 200 , 1940 ± 170 , 1500 ± 125 , 1290 ± 115 , 1160 ± 120 , 1105 ± 135 и 1100 ± 100 млн. лет [Краснобаев, 1966]. По этим данным можно считать (приблизительно), что зильмердакская свита моложе 1100 млн. лет и что при ее формировании размыв затрагивал породы кристаллического фундамента Русской платформы.

Для катавской (или низов поднизерской) свиты по глаукониту получено 964 (938) млн. лет, а для различных разрезов инзерской свиты — 921 (896), 910 (886), 890 (867) и 876 (853) млн. лет.

Интрузивная залежь микропегматитового габбро-диабазы, секущего песчаники инзерской свиты, имеет возраст 670 (658) млн. лет (см. табл. 9), т.е. является послеминьярской.

К внутрипозднерифейским эндогенным образованиям принадлежат довольно разнообразные магматические тела, причем не только габбро-диабазы трапповой формации, но и магматиты кислого и щелочного состава. К ним относятся: 1) габбро-диабаз и долериты, прорывающие терригенно-карбонатные породы авзянской свиты из опорного разреза Кулгунино-1, — 805 (734), 810 (789) и 832 (810) млн. лет; 2) диабаз из рудного поля Бакальского месторождения — 878 (854) млн. лет; 3) долерит и апопироксенит с р. Лесенява (левого притока р. Малый Инзер) — 820 (799) млн. лет; 4) граносиенит с р. Малый Бердяуш — 815 (794) млн. лет; 5) кварцевые габбро-диабазы из районов горы Листвянка и д. Курыгаз — $732 (712) \pm 17$ и $750 (729) \pm 35$ млн. лет и др.

Таблица 6

Геохронологические данные по Башкирскому антиклинорию
Глаукониты верхнего рифея, кудаша и венда

| № п/п | Место взятия геохронологической пробы, адрес обнажения, № обр. | Геологический возраст породы, ее стратиграфическая позиция | Возраст (в млн. лет) по константам | | Автор коллекции; литературный источник; интерпретация результатов |
|-------|--|--|------------------------------------|------------|--|
| | | | 1964 г. | 1976 г. | |
| 1 | р. Большой Шишняк выше д. Нугушево, обр. 7-1 | Катавская свита | 964 | 938 | В.А. Романов; [Гаррис, 1964] |
| 2 | г. Миньяр, шурф 18, обр. М-51 | Инзерская свита | 921 | 896 | И.Е. Постникова; [Казаков, Полевая, 1958] |
| 3 | Киселев Ключ, обр. 1042 | То же | 910 | 886 | А.А. Арсеньев; [Гаррис и др., 1964] |
| 4 | р. Большой Шишняк в 1 км выше д. Нугушево, обр. 17-2 | " | 890 | 867 | В.А. Романов; [Гаррис, 1964]; датировка по сравнению с опубликованной уточнена |
| 5 | р. Нугуш, обр. 74 | " | 876 | 853 | Н.П. Вербицкая; [Полевая, Казаков, 1961] |
| 6 | г. Миньяр, обр. 1609 | Миньярская свита | 813 | 791 | А.А. Арсеньев; [Гаррис и др., 1964] |
| 7 | г. Миньяр, обр. 322д | Миньярская свита, миньская толща | 760 | 740 | Ю.Р. Беккер; [Полевая, Казаков, 1961] |
| 8 | р. Баса, обр. 105 | Миньярская свита, бянкская толща | 733 | 713 | А.И. Олли; [Гаррис и др., 1964] |
| 9 | Там же, обр. 104 | То же | 731 | 712 | И.Н. Крылов; [Казаков, 1963] |
| 10 | Там же, обр. 104 | " | 722 | 703 | То же |
| 11 | Там же, обр. 101 | " | 700 | 681 | " |
| 12 | пос. Усть-Катав, обр. 308/8 | Укская свита | 676 | 658 | Н.П. Гилева; [Гаррис, 1977]; датировка по сравнению с опубликованной уточнена |
| 13 | Там же, обр. 308/22 | То же | 665 | 649 | Н.П. Гилева |
| 14 | Там же, обр. 308/16 | " | 650 | 632 | То же |
| 15 | р. Баса | " | 648 | 630 | Б.М. Келлер; [Гаррис и др., 1964] |
| 16 | р. Шишняк, обр. 55 | Верхи укской или низы бакеевской свиты | 630 | 613 | А.А. Арсеньев; [Гаррис и др., 1964] |
| 17 | р. Зилим близ устья р. Куртазы (район с. Бакеева) | Бакеевская свита | 625 | 609 | [Беккер, 1975] |
| 18 | р. Зилим | То же | 622 | 605 | Ю.Р. Беккер; [Полевая, Казаков, 1961] |
| 19 | р. Баса, обр. 1021 | Вероятные аналоги бакеевской свиты зилимского разреза* | 622 | 605 | А.И. Олли; [Гаррис и др., 1964] |
| 20 | Киселев Ключ, обр. 12а | Ашинская серия, урюкская свита | 598** | 582** | А.А. Арсеньев; [Казаков, 1963] |
| 21 | д. Орловка, обр. 7а | То же | 585 ± 20** | 569 ± 20** | В.А. Романов |
| 22 | р. Баса, обр. 158д | Ашинская серия, басинская (?) свита | 616 | 600 | Ю.В. Беккер; [Полевая, Казаков, 1961] |
| 23 | Киселев Ключ, обр. 8 | То же | 573** | 557** | И.Е. Постникова; [Полевая и др., 1960] |

*Видимо, в басинском разрезе присутствуют аналоги бакеевской свиты зилимского разреза, поскольку там имеются укская и басинская (по Ю.Р. Беккеру) свиты.

**Возможно некоторое "омоложение" глауконита, связанное с воздействием поверхностных вод. Так, глауконит № 23 при микроскопическом изучении показал низкую железистость, вероятно связанную с процессами выщелачивания.

Таблица 7

Геохронологические данные по Полюдову кряжу
Глаукониты из песчаников верхнего докембрия

| № п/п | Место взятия геохронологической пробы, адрес обнажения, № обр. | Геологический возраст породы, ее стратиграфическая позиция | Возраст (в млн. лет) по константам | | Автор коллекции; литературный источник; интерпретация результатов |
|----------------------|--|--|------------------------------------|---------|---|
| | | | 1964 г. | 1976 г. | |
| 1 | р. Ухтым, обр. Ж-83 | Рассольнинская свита | 927 | 903 | Ю.Д. Смирнов; [Стратиграфия СССР, 1963] |
| 2 | р. Низьва, обр. 227р | То же | 897 | 874 | В.С. Журавлев; [Казаков, 1963] |
| 3 | Полюдов Камень, обр. 251 | Верхняя часть рассольнинской свиты | 913 | 889 | Ю.Д. Смирнов; [Гаррис, и др., 1964] |
| 4 | То же | То же | 862 | 839 | То же |
| Среднее из № 3 и 4 – | | | 887 (868) + 25 млн. лет | | |
| 5 | пос. Демино | Деминская свита | 860 | 837 | Ю.Д. Смирнов; [Гаррис и др., 1964] |
| 6 | р. Буркочим, обр. 1594 | Низьвенская свита | 785 | 764 | Е.Ф. Пинегин; [Гаррис и др., 1964]; датировка (785) по сравнению с опубликованной (775 млн. лет) уточнена |
| 7 | р. Низьва, обр. 268-1 | Усть-чурочинская свита (основание свиты) | 686 | 668 | Ю.Д. Смирнов; [Гаррис и др., 1964] |
| 8 | То же | То же | 686 | 668 | То же |
| 9 | р. Рассольная, обр. Г-82 | Усть-чурочинская свита (низы) | 693 | 674 | Ю.Д. Смирнов; [Гаррис и др., 1964] |
| 10 | р. Низьва, обр. 214а | Усть-чурочинская свита | 658 | 648 | В.С. Журавлев; [Гаррис и др., 1964] |
| 11 | р. Чурочная, обр. 342б | Верхи чурочинской свиты (по В.С. Журавлеву) или ильязовская свита (по Ю.Д. Смирнову) | 640 | 623 | В.С. Журавлев; [Казаков, 1963] |
| 12 | Там же, обр. 301 (выше обр. 342) | То же | 623 | 607 | То же |
| 13 | р. Рассольная, обр. К-48 | Ильязовская свита (по Ю.Д. Смирнову) | 628 | 611 | Ю.Д. Смирнов; [Гаррис и др., 1964] |
| 14 | Там же, обр. 1552 | Чурочная свита | 612 | 596 | А.М. Басс; [Гаррис и др., 1964] |

Проявление магматической активности нельзя интерпретировать иначе, как следствие определенной структурно-тектонической перестройки, которая неизбежно должна была отразиться и на стратиграфических взаимоотношениях более ранних и более поздних отложений. И действительно, недаром Ю.Р. Беккером [1972] поздний рифей (каратавий) был подразделен на кипчак и тангаур, а М.Е. Раабен [1975] отмечен стратиграфический перерыв между инзерской и миньярской свитами. Возраст позднерифейских магматических пород варьирует в довольно широких пределах. Позднерифейская дайка долеритов выявлена и на платформе, разрез Кабаково-62, – 825 (803) ± 45 млн. лет. Габбро-диабазы с датировками 780 (760) и 728 (708) + 22 млн. лет пересекают (соответственно) породы Тараташского комплекса и Бакальского рудного поля. В районе горы Большой Миасс развиты габбро-диабазы, возраст которых составляет 735 (715) млн. лет.

По глауконитам из песчаников (завьяловской связки?) миньярской свиты (г. Миньяр) получены датировки 813 (791) и 760 (740) млн. лет, а из бьяннской подсвиты (с р. Баса) – 733 (713), 731 (712), 722 (703) и около 700 (681) млн. лет. (см. табл. 6).

Изучение глауконитов из верхних горизонтов инзерской свиты и завьяловской

связки миньярской свиты, проведенное Т.А. Ивановской и С.Б. Смеловым [1976] на разрезах г. Миньяра, показало, что пробег глауконита с примесью измененного биотита, как и следовало ожидать, дали значительно уклоняющиеся от действительного возраста толщи результаты: 570(555) ± 17 и 875(852) ± 26 млн. лет. Датировки, полученные названными авторами по остальным пробам глауконита из завьяловской связки того же разреза, — 801(779), 781(761), 778(758) и 703(683) млн. лет, — на наш взгляд, удовлетворительно отражают возраст миньярской свиты.

Миньярская свита интродуцируется дайками габбро-диабазов, по которым получено: 622(607), 630(613) млн. лет [Постников, 1973].

Аналоги верхнего рифея радиометрически обоснованы в ряде других районов Урала, но для Полюдова кряжа данные по глаукониту несколько расходятся с возрастом палеонтологических комплексов: катавской свите соответствует деминская — 860(837) млн. лет, а большей части нижележащей рассольнинской свиты — зильмердакская — 862(839), 897(874), 913(889) и 927(903) млн. лет (табл. 7). Аналогом миньярской свиты являются средняя и верхняя толщи низьвенской свиты — 775(774) млн. лет.

ТЕРМИНАЛЬНЫЙ РИФЕЙ (КУДАШ) И ВЕНД

В стратотипическом разрезе Южного Урала граница верхнего рифея и кудаша располагается между миньярской и укской свитами.

Наиболее древние горизонты кудаша (укская свита) были выделены [Домрачев, 1952; Беккер, 1958] и радиометрически датированы [Полевая, Казаков, 1961; Гаррис и др., 1963] на западном крыле Башкирского мегантиклинория.

По Ю.Р.Беккеру, укская свита залегает на миньярской со следами размыва и длительного перерыва (кора выветривания). Для ее глауконитсодержащих пачек получено пять возрастных значений (см. табл. 6): 676(658), 665(649), 650(632), 648(630) и 630(613) млн. лет. Вышележащая бакеевская свита показала датировки 625(609) ± 13 и 622(605) млн. лет (разрезы по р. Зилим).

В восточном крыле Башкирского мегантиклинория укская свита перекрывается терригенной криволукской свитой (серией). Необходимо провести геохронологическое изучение криволукских отложений. Пока известно лишь то, что они древнее 560(546) млн. лет (верхняя возрастная граница дайки габбро-диабазы, пересекающей криволукскую свиту в разрезе Кривая Лука).

Ахмеровский гранитный массив имеет возраст по биотиту 600(584) млн. лет. Возрастные аналоги ахмеровских гранитов — 602(586) млн. лет — выявлены в районе Кужинского баритового месторождения. Это сиениты Авашинского комплекса. Подобные породы обнаружены также в разрезе скважины Кулгунино-1, но из-за их сильной измененности в данном разрезе полученная по ним датировка искажена в сторону омоложения. Близкий к границе венда — кембрия возраст показала дайка долерита, секущая породы суранской свиты.

Для собственно ашинской серии (без бакеевской свиты) по глауконитам из разреза Киселев Ключ (см. табл. 7) получено 598(582) млн. лет для урюкской свиты [Казаков, 1963] и 573(557) млн. лет для басинской свиты [Полевая и др., 1960]. По глауконитовому песчанику из урюкской свиты с р. Катав (д. Орловка, коллекция В.А. Романова) имеется наша датировка 585(569) ± 20 млн. лет, но она может рассматриваться лишь как приближенная, так как выделить чистый глауконит не удалось. По отношению к трем приведенным датировкам следует отметить, что не только значение 585 ± 20 млн. лет, но и обе другие даты являются, возможно, несколько "омоложенными", ибо глауконит с Киселева Ключа показал низкую железистость, а сами песчаники несут следы обожженности.

Довольно хорошо охарактеризованный глауконитовыми датировками разрез послекаратауского докембрия известен на Полюдовом кряже. Для низов нижней, усть-чурочинской свиты, залегающей с перерывом на низьвенской свите, получено 693(674), дважды по 686(668) и 658(648) млн. лет, а для ее верхов (по В.С. Журавлеву) или для вышележащей ильязовской (по Ю.Д. Смирнову) свиты — 640(623) и 623(607) млн. лет. Отложения, принадлежащие бесспорно к ильязовской свите (по Ю.Д. Смирнову — к ее верхам), датируются значением 628(611) млн. лет, а чурочинская свита — 612(596) млн. лет (см. табл. 7).

Обильные геохронологические материалы по каратавию и перекрывающим его верхнедокембрийским образованиям подтверждают приведенный выше вывод о том,

что рубеж между средним и поздним рифеем древнее 1 млрд. лет, и позволяют уточнить возраст рубежей между каратавием и кудашем (миньярским и укским временем), а также между кудашем и вендом. Минимальная датировка, относящаяся к миньярской свите, составляет 700(681) млн. лет, а максимальные датировки низов кудаша — 693(674), 686(668) млн. лет по усть-чурочинской свите и 676(658) млн. лет по укской. Эти данные гармонируют с возрастом наиболее древних кудашских магматических формаций (см. ниже), а следовательно, обосновываются и с историко-геологических позиций. Оптимально согласующийся со всеми имеющимися данными возраст рубежа между миньярием и кудашем — 700 млн. лет (по новой константе с округлением — 680 млн. лет).

Возраст границы между кудашем и вендом до появления новых уточняющих данных может быть принят за 630 (613) млн. лет.

Что касается границы венд — кембрий, то за неимением по ней на Урале геохронологических материалов ее возраст остается в соответствии с геохронологической шкалой 1964 г. прежним — 570(555) млн. лет.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Известно, что за последние 20 лет представления о возрасте, стратиграфическом расчленении, а также о внутрирегиональной и межрегиональной корреляции верхнего докембрия Волго-Уральской области претерпели существенные изменения и осложнения.

В настоящее время количество датировок, полученных по позднедокембрийским

Т а б л и ц а 8

Геохронологические данные по Волго-Уральской области
Предрифейские граниты и габбродиабазы трапповой формации

| №п/п | Место взятия геохронологической пробы, название буровой площадки | № скв. | Глубина, м | Название породы, ее особенности | Геологический возраст породы, ее стратиграфическая позиция |
|------|--|--------|----------------------|--|--|
| 1 | Орлянка | 1 | 2527 | Гранит микроклиновы́й | В составе пород кристаллического фундамента |
| 2 | Мустафино | 5 | 1763 | То же | То же |
| 3 | Ташляяр | 26 | 1682 | ” | ” |
| 4 | Удмуртская АССР, Кучуково | 163 | 1985 | Диабазовый порфирит | Покров на кристаллическом фундаменте в основании нижнего рифея |
| 5 | Азеве-Салауш | 9 | 1723–1725 | Габбро-диабаз | Дайка прорывает породы фундамента |
| 6 | Куйбышевская обл., Кутулук | 1 | 3181,1–3182,8 | Габбро-диабаз, слабо измененный | Дайка среди пород кристаллического фундамента |
| 7 | Сива | 3 | 2962,7–2965,3 | Габбро-диабаз | Прорывает фундамент, перекрывается рифеем |
| 8 | Татарская АССР, Бутровка | 17 | 2131–2135 | Кварцевый габбро-диабаз эпимагматически измененный | Дайка прорывает породы фундамента |
| 9 | То же | 17 | 2133–2135 | То же | То же |
| 10 | Бугульма | 23 | Сведения отсутствуют | Габбро-диабаз слабо измененный | ” |
| 11 | ” | 23 | То же | То же | ” |

* Лабораторный номер.

глауконитам и габбро-диабазам трапповой формации, заметно увеличилось и составляет для Башкирской, Татарской и Удмуртской автономных республик и для Пермской, Кировской, Архангельской и Куйбышевской областей соответственно 18 и 51 возрастное значение, характеризующее 47 буровых разрезов. Кроме глауконитов, были использованы аутигенный серицит, который дал близкую к "глауконитовой" датировку, а также порфирит и три образца туффитов (итого 74 датировки). Сверх этого более десятка датировок обосновывают возраст нижней границы рифея "снизу" – с уровня кристаллического фундамента платформы (табл. 8).

Результаты многолетних геохронологических исследований кристаллического фундамента [Гаррис, 1977] показали, что в течение интервала времени 1850–1750 (1791–1695) млн. лет в пределах многокилометровой толщи пород нижнего докембрия шла интенсивнейшая гранитизация, после которой имели место длительные дифференциальные движения крупных блоков фундамента. Самыми молодыми отголосками и побочными продуктами гранитизации явились сравнительно небольшие инъекции микроклиновых гранитов, возраст которых составляет 1655 (1603), 1645 (1593), 1620 (1570) млн. лет (см. табл. 8). На этом завершилось становление пород кристаллического фундамента Волго-Уральской области.

Для следующего этапа было характерно формирование глубоких расколов фундамента и внедрение по ним производных базальтового слоя. К последним относятся излияния диабазовых порфиритов – 1646 (1594) млн. лет, а затем внедрение габбро-диабазов трапповой формации – 1607 (1557), 1580 (1532), 1575 (1527), 1550 (1503), 1530 (1482) млн. лет. Перечисленные магматические тела срезаются погребенной эрозионной поверхностью кристаллического фундамента и не затрагивают вышележащий осадочный покров рифея.

| Исследованная проба (порода в целом), № по Каталогу... [1978] | Содержание | | Возраст (в млн. лет) по константам | | Автор коллекции; литературный источник; интерпретация результатов |
|---|------------|------------------------|------------------------------------|---------|---|
| | К, % | ⁴⁰ Аг, нг/г | 1964 г. | 1976 г. | |
| 884 | 3,77 | 676 | 1655 | 1603 | Л.Э. Егорова; [Гаррис и др., 1966] |
| 843 | 3,60 | 712 | 1645 | 1593 | Н.И. Мешалкин; [Гаррис и др., 1961] |
| 704 | 6,65 | 1158 | 1620 | 1570 | [Лапинская, 1962] |
| 3416* | 0,82 | 147 | 1646 | 1594 | Л.Ф. Солонцев; [Постников, 1973] |
| 996 | 0,39 | 67 | 1607 | 1557 | Т.А. Лапинская; [Гаррис и др., 1967] |
| 985 | 0,58 | 90 | 1580 | 1532 | С.В. Богданова; [Гаррис и др., 1967] |
| 215 | 0,75 | 125 | 1580 | 1532 | Т.В. Мокшакова; [Гаррис, 1977] |
| 982 | 0,75 | 125 | 1575 | 1527 | Т.А. Лапинская; [Гаррис и др., 1967] |
| 981 | 0,85 | 132,6 | 1530 | 1482 | Т.А. Лапинская; [Гаррис и др., 1967] |
| 983 | 0,75 | 125 | 1575 | 1527 | Б.С. Ситдииков; [Гаррис, 1977] |
| 983 | 1,04 | 169 | 1550 | 1503 | То же |

Следует отметить, что в некоторых работах датировка 1646 (1594) млн. лет рассматривается как доказательство необходимости проведения границы между ранним и поздним докембрием на временном уровне 1650 ± 50 (1600 ± 50) млн. лет. Однако по одной датировке (против многих более молодых) устанавливать возраст названной границы неправомерно, кроме того, следует учесть, что диабазовый порфирит слагает не дайку, а эффузивное тело. Отбор керн был достаточным для того, чтобы в случае дайки не пропустить зону контактовых изменений. Однако не исключено, что эта датировка "омоложена" и магматическое тело относится не к рифею, а к концу предрифейского протерозоя.

Возраст границы раннего и позднего докембрия проверяется также "сверху" – по датировкам глауконита, наиболее древние из которых, относящиеся к тюрюшевской и арланской свитам, составляют 1557 (1510) и 1535 (1488) млн. лет. Вместе с тем необходимо учитывать следующие конкретные геологические и геохронологические данные: 1) названные глаукониты лежат значительно выше подошвы нижнего рифея (разрез арланской свиты по скважине Арлан-36 – 1535 (1488) млн. лет); 2) базальные части разреза нижнего рифея вообще изучены явно недостаточно, и среди них в некоторых разрезах (например, Арлан-7000) обнаруживаются мощные (по геофизическим данным более 1 км) подтюрюшевские (подтроицкие) терригенные осадки, которые выделены [Морозов и др., 1979] под названием норкинской и петнурской толщ; 3) глауконит из подвалдайских отложений разреза скважины Коноша, относимых к аналогам каменноборской свиты, иотния, датирован 1654 (1594) млн. лет [Казаков, 1963; Каталог..., 1978], что подтверждает раннерифейский возраст иотния – во всяком случае его определенной части. Следует подчеркнуть, что именно для рифея наиболее характерно широкое распространение морских глауконитосодержащих отложений.

Таким образом, и на платформе имеются основания для понижения возраста нижней границы рифея до 1650 (1600) ± 50 млн. лет.

При интерпретации геохронологических данных по наиболее молодым магматитам, прорывающим фундамент, надо учитывать, кроме 3%-ной погрешности определений, еще и то, что некоторые породы могли потерять аргон при предрифейском выветривании.

Т а б л и ц а 9

Геохронологические данные по Волго-Уральской области
Глауконитосодержащие породы кырпинской серии нижнего рифея

| № п/п | Место взятия геохронологической пробы, название буровой площадки, № обр. | № скв. | Глубина, м | Название породы, ее особенности | Геологический возраст породы, ее стратиграфическая позиция |
|-------|--|--------|---------------|---------------------------------|--|
| 1 | Бураново, обр. 110 | 3 | 2021,9–2023,2 | Глауконитовый песчаник | Толща переслаивания между арланской и калтасинской свитами |
| 2 | То же | 3 | 2021,9–2023,2 | То же | То же |
| 3 | " | 3 | 2021,9–2023,2 | Алевролит | " |
| 4 | Арлан, обр. 414 | 36 | 2975–2982 | " | Арланская свита |
| 5 | То же | 36 | 2995 | " | То же |
| 6 | Урус-Тамак, обр. 80 г | 191 | 2349–2354 | Глауконитовый песчаник | Мизгиревская свита (аналог арланской свиты) нижнего рифея |
| 7 | Там же, обр. 88 г | 191 | 2364–2369 | То же | То же |

* Номера по Каталогу... [1978].

** Определение возраста выполнено в ИГЕМ АН СССР М.М. Аракелянц.

РАННИЙ РИФЕЙ (БУРЗЯНИЙ)

Это подразделение представлено кырпинской (кидашской) серией. Ее расчленение на свиты проводится в разных районах по-разному. Так, кидашская серия в Серноводско-Абдулинском авлакогене расчленена (снизу вверх) на троицкую, мизгиревскую и малокамьшинскую свиты, которым в Камско-Бельском авлакогене соответствуют тюрюшевская, арланская и калтасинская свиты. Верхняя свита этого разреза, надежинская, в первом районе отсутствует [Солонцев и др., 1966].

В 1972 г. были опубликованы две схемы расчленения самых древних отложений рифея. Под названием кырпинской серии в составе тех же свит они были отнесены к среднему рифею [Клевцова, Иванова, 1972]. В другой работе [Морозов и др., 1979] тюрюшевская, арланская и малокамьшинская (седашская) свиты показаны как нижнерифейские, а стратиграфически несогласно перекрывающая их серафимовская (в составе тукаевской и ольховской подсвит) — как среднерифейская.

Дальнейшая эволюция взглядов на расчленение рифея отражена в сводной стратиграфо-корреляционной схеме верхнего докембрия Русской платформы в сопоставлении со стратотипическим разрезом западного склона Южного Урала [Аксенов и др., 1978]. Для нижнего рифея мы основываемся именно на этой схеме, в которой к кырпинской серии отнесены тюрюшевская, арланская, калтасинская и надежинская свиты, причем в арланской указывается первый, а в калтасинской — третий комплекс микрофитоцитов.

Глаукониты из переходных слоев между арланской и калтасинской свитами (скважина Бураново), по данным Г.А. Казакова с соавторами [1967], дали 1470 (1425) млн. лет. Нами из тех же слоев были получены более древние датировки — 1557 (1510) и 1568 (1520) млн. лет, что объясняется небольшой примесью терригенного материала, от которого нельзя было освободиться, не уменьшив и так малое количество глауконита (табл. 9). Близкие возрастные значения — 1535 (1488) и 1515 (1469) млн. лет — дал глауконит из арланской свиты [Казаков и др., 1967].

Глауконит из мизгиревской свиты удалось выделить в чистом виде, но в очень малом

| Исследованная проба | | Содержание | | Возраст (в млн. лет) по константам | | Автор коллекции; литературный источник; интерпретация результатов |
|---------------------|--|------------|------------------------|------------------------------------|-----------|---|
| Лабораторный номер | Минерал | К, % | ⁴⁰ Ar, нг/г | 1964 г. | 1976 г. | |
| 2999 | Фракция 0,2–0,15 мм, обогащенная глауконитом | 3,33 | 546,08 | 1557 | 1510 | Л.Ф. Солонцев; возрастные значения 1557 и 1568 млн. лет завышены из-за примеси терригенного материала |
| 3000 | То же | 3,49 | 578,57 | 1568 | 1520 | То же Л.Ф. Солонцев; [Казаков и др., 1967] |
| — | Глауконит, фракция < 0,15 мм | 6,20 | 986,88 | 1470 | 1425 | |
| 1020* | Глауконит | 3,42 | 542,52 | 1535 | 1488 | В.В. Кирсанов; [Казаков и др., 1967] |
| 1019* | ” | 3,66 | 621,04 | 1515 | 1469 | А.Г. Ревенко определены микрофитоциты нижнего рифея |
| 6604 | ” | 5,79 | 812 | 1400±30** | 1358±30** | Е.М. Аксенов; [Каталог..., 1978] |
| 6605 | ” | 6,02 | 828 | 1375±75** | 1334±75** | Е.М. Аксенов |

Т а б л и ц а 10

Геохронологические данные по Волго-Уральской области

Дайки и силлы, прорывающие породы нижнего рифея и не затрагивающие породы среднего рифея

| № п/п | Место взятия геохронологической пробы, название буровой площади | № скв. | Глубина, м | Название породы, ее особенности | Геологический возраст породы, ее стратиграфическая позиция |
|-------|---|--------|-----------------|---|---|
| 1 | Надеждино | 27 | 2269 | Кварцевый габбро-диорит крупнозернистый | Дайка среди песчаников надеждинской свиты |
| 2 | " | 27 | 2274 | Кварцевый габбро-диорит | То же |
| 3 | " | 27 | 2350,8–2354,4 | Габбро-диабаз | " |
| 4 | Варзи-Ятчи | 7 | — | Габбро-диабаз с порфировой структурой | Тюрюшевская свита |
| 5 | Приказанская | 24 | 1843,5–1841,2 | Габбро-диабаз слабо биотитизированный и хлоритизированный | Интрузия в породах кристаллического фундамента |
| 6 | Туймаза | 2000 | 3334,14–3336,54 | Долерит | То же |
| 7 | Карача-Елга | 25 | 2161,4–2168,2 | Кварцевый габбро-диабаз с микропегматитом, слабо измененный | Дайка в породах нижне-калтасинской (тюрюшевской?) свиты |
| 8 | " | 25 | 2158–2166 | Габбро-диабаз | То же |
| 9 | Маркеты | 1 | 2267–2270 | Сиенито-диорит | Дайка в породах нижнего рифея |
| 10 | Кипчак | 1 | 5227–5229 | Габбро оливинное меланократовое | Дайка в терригенных породах тукаевской (по Л.Д. Ожигановой) свиты |

* Лабораторный номер.

** Породы, вмещающие дайку с датировкой 1414 млн. лет (№ 10), скорее всего относятся к аналогам надеждинской свиты нижнего рифея.

количестве. Он показал более молодой, чем у арланского глауконита, возраст — $1400(1358) \pm 30$ и 1375 ± 75 (1334) + 75 млн. лет (определения М.М. Аркелянц).

Отложения нижнего рифея, вплоть до верхней, надеждинской свиты, пересечены рядом даек габбро-диабазов трапповой формации, стратиграфическая позиция и возраст (табл. 10) которых позволяют определить границу между ранним и средним рифеем минимум в 1370 (1330) + 50 млн. лет. Одни дайки, показавшие датировки 1350 (1310) млн. лет, зафиксированы только в породах кристаллического фундамента (Туймаза-2000, Приказанская-24); другие (Карача-Елга-25, Варзи-Ятчи-7) — с датировками 1340(1301), 1350 (1310) и 1370(1330) млн. лет — интродуцируют тюрюшевскую и нижнюю часть калтасинской свиты; третьи развиты в породах нижнего рифея, более детально не расчлененных, — сиенито-диориты, скважина Маркеты-1 — 1350 (1310) млн. лет.

В верхней, надеждинской свите (Надеждино-27) известна крупная интрузивная залежь кварцевых габбро-диабазов, по которой на пересечении более 80 м отобраны образцы разного состава: в верхней части — сравнительно кислые и щелочные породы типа габбро-диоритов, а в нижней части — настоящие габбро-диабазы. Гравитационная дифференциация, по-видимому, отразилась на перераспределении выделявшегося в течение медленного остывания сила радиогенного аргона, что сказалось на относительном обогащении им висячего бока тела. Соответственно габбро-диориты показали несколько удревленные датировки — 1420 (1377) и 1410(1368) млн. лет, а габбро-диабазы из лежащего бока — обычную для траппов, пересекающих нижний рифей, дати-

| Исследованная проба (порода в целом) номер по КATALOGу... [1978] | Содержание | | Возраст (в млн. лет) по константам | | Автор коллекции: литературный источник |
|--|---------------|------------------------|------------------------------------|--------------|---|
| | К, % | ⁴⁰ Аг, мг/м | 1964 г. | 1976 г. | |
| 2497* } 1025 } | 2,50 | 355 | 1410 | 1368 | К.Р. Тимергазин; [Гаррис и др., 1967] |
| 1026 | 2,35 | 335 | 1420 | 1377 | Э.М. Удовиченко; [Виноградов и др., 1960] |
| 2505* 1028 | 0,50 | 67 | 1350 | 1310 | К.Р. Тимергазин; [Гаррис и др., 1967] |
| 3561* 179 | 1,66 | 228 | 1370 | 1329 | Л.Ф. Солонцов; [Клевцова, Иванова, 1972] |
| 4785* 993 | 0,56 | 75 | 1350 | 1310 | Б.С. Ситдииков; [Каталог..., 1978] |
| 3167* 1030 | 0,215 0,88 | 29 118 | 1350 1350 | 1310 1310 | Д.В. Постников; [Постников, 1974] С.Г. Морозов; [Постников, 1974] |
| 1031 | 0,78 | 103,2 | 1340 | 1301 | Л.Ф. Солонцов; [Гаррис и др., 1967] |
| 199 | 5,34 | 714 | 1350 | 1310 | [Постников, Удовиченко, 1969] |
| 7052* | 0,45 | 66,0 | 1414** | 1372 | Л.Д. Ожиганова |
| | Среднее | | 1370 | 1329 | |

ровку – 1350 (1310) млн. лет. Локальное развитие вулканогенной надеждиной свиты (Надеждино-27, Орьбаш-82) свидетельствует о ее латеральном фашиальном замещении либо о срезании ее в других местах поверхностью предюрматинского перерыва. Этот перерыв прослеживается регионально.

Нижний рифей вскрыт также в разрезе Кипчак-1 на глубине более 5 км, где он интродирован дайкой оливинного габбро, показавшей 1414(1372) млн. лет. В призабойной части разреза, на глубине около 5,5 км. Т.В. Янкаускасом выявлены акритархи нижнего рифея. Вместе с тем терригенная толща, вмещающая внизу акритархи, а сверху досреднерифейские габброиды, литологически близка к вышележащей толще песчаников, которая отнесена Л.Д. Ожигановой к тукаевской свите среднего рифея. На этом основании Л.Д. Ожиганова включает в названную свиту и нижнюю терригенную толщу. Это один из многочисленных примеров ограниченности литологического метода, особенно в условиях развития локальных зон седиментации в отдельных авлакогенах, что характерно для всего платформенного рифея.

Внедрение траппов после отложения наиболее молодых свит нижнего рифея явилось следствием существенных структурно-тектонических перестроек, имевших место около 1370(1330) млн. лет назад (среднее из 10 датировок траппов), что, в свою очередь, обуславливало перераспределение областей седиментации, изменение фашиальной обстановки осадконакопления и появление стратиграфических несогласий. Так определилась самостоятельность нижнерифейского структурного этажа. Время этих структурно-

Таблица 11

Геохронологические данные по Башкирской АССР
Средний рифей

| № п/п | Место взятия геохронологической пробы, название буровой площадки | № скв. | Глубина, м | Название породы, ее особенности | Геологический возраст породы, ее стратиграфическая позиция |
|-------|--|--------|------------|---------------------------------|--|
| 1 | Серафимовка | 119 | 2891–2898 | Глауконитовый песчаник | Серафимовская свита |
| 2 | ” | 119 | 2891–2898 | То же | То же |
| 3 | ” | 119 | 2997,3 | Аргиллит гидрослюдистый | ” |
| 4 | Леонидовка | 352 | 1999,0 | Песчаник глауконитовый | ” |

тектонических перестроек на платформе практически совпадает (с учетом 3%-ной погрешности) с возрастом аналогичных перестроек на Южном Урале – 1390 (1350) млн лет.

Учитывая, что кипчакские габброиды представлены маломощной дайкой, быстрота кристаллизации которой вряд ли смогла привести к существенному перераспределению радиогенного аргона, есть основание считать, что полученная по ним датировка близка к возрастному значению геохронологического рубежа между ранним и средним рифеем, который может быть принят за 1400 (1350)¹ ± 50 млн лет.

СРЕДНИЙ РИФЕЙ (ЮРМАТИННЫЙ)

Имеющиеся в литературе представления о распространении в Волго-Уральской области среднего рифея и его стратиграфическом расчленении являются дискуссионными.

Трансгрессивно перекрывающие нижний рифей терригенные отложения нижнесерафимовской свиты датируются по глаукониту из скважин Серафимовка-119 и Леонидовка-325 1336 (1297), 1290 (1252) и 1326 (1286) млн лет соответственно (табл. 11). Аутигенный серицит из первой скважины дал 1270 (1232) млн лет. Вся серафимовская серия пересекается дайками габбро-диабазов с датировками 1110 (1079), 1175 (1142), 1132 (1100), 1130 (1098), 1150 (1117), 1081 (1051), 1120 (1088), 1112 (1080) млн лет (табл. 12, № 4, 5, 9, 11, 16, 18, 22, 27). Несмотря на многочисленность и объективность этих данных, не все исследователи их принимают. В своих стратиграфо-корреляционных схемах на месте среднего рифея они показывают перерыв, а посленижнерифейско-довендские отложения целиком относят к верхнему рифею. Эта точка зрения принята и в корреляционной схеме верхнего докембрия Русской платформы [Аксенов и др., 1978].

Автор считает, что, по приводимым результатам геохронологического и по опубликованным результатам литолого-стратиграфического [Ожиганова, 19746] изучения верхнего докембрия Западной Башкирии, серафимовская серия слагает с а м о с т о я т е л ь н ы й структурный этаж, заключенный между двумя крупными стратиграфическими несогласиями.

Серафимовская серия, по Л.Д. Ожигановой [19746] включает, кроме нижне- и верхнесерафимовской (тукаевской и ольховской) свит, еще самую молодую – усинскую свиту. В схеме А.А. Клевцовой и Т.В. Ивановой [1972] нижнесерафимовская свита соответствует гожанской свите, а верхнесерафимовская – штандинской². В общей схеме стратиграфии [Аксенов и др., 1978] это гожанская и седяшская свиты (соответственно).

¹ По константе 1976 г. датировка округлена на 9 млн лет.

² При первом выделении гожанской и штандинской свит [Солонцов, и др., 1966] на севере Башкирии авторы считали их одновозрастными серафимовским отложениям Западной Башкирии.

| Исследованная проба | | Содержание | | Возраст (в млн. лет) по константам | | Автор коллекции; литературный источник |
|-----------------------------|--------------------|------------|------------------------|------------------------------------|---------|--|
| Номер по КATALOGУ... [1978] | Минерал | К, % | ⁴⁰ Аг, мг/г | 1964 г. | 1976 г. | |
| 946 | Глауконит | 6,38 | 840,6 | 1336 | 1297 | А.А. Клевцова; [Гаррис и др., 1964] Н.С. Логутенкова; [Полевая, Казаков, 1961] М.М. Веселовская; [Зайдис, 1973; Семеновко и др., 1973] Н.С. Логутенкова; [Казаков, 1963] |
| 945 | Глауконит | 6,31 | 793 | 1290 | 1252 | |
| 944 | Серицит аутигенный | 7,03 | 859,7 | 1270 | 1232 | |
| 947 | Глауконит | 6,50 | 842 | 1326 | 1286 | |

Таким образом, приведенные датировки глауконита характеризуют также и гожанскую свиту, а датировки порядка 1000–1100 млн. лет, относящиеся к дайкам трапповой формации, являются более молодыми, чем седяшская свита, что определяет ее допозднерифейский возраст. Широкое развитие даек и силлов трапповой формации свидетельствует об интенсивном проявлении тектонических движений, обусловивших послесерафимовский (послеюрматинский) перерыв. Они охватили обширную территорию, причем не только Волго-Уральскую область, но и более западные и восточные (Башкирский мегантиклинорий) районы. Среднее значение возраста геохронологически изученных даек и силлов составляет по 31 определению 1092 (1061) млн. лет (см. табл. 12). Из этих магматических тел ни одно не прорывает заведомо верхнерифейские отложения, подошвой которых является леонидовская свита. В стратотипической местности Южного Урала дайки габбро-диабазов, пересекающие юрматиний и более древние образования, но не затрагивающие зильмердакскую свиту, имеют тот же возраст – 1090 (1059) млн. лет. Интересно, что в глубоком разрезе Кипчак-1 среднерифейские отложения мощностью более 1,5 км пересекают целых четыре дайки траппов с датировками около 1 млрд. лет (см. табл. 12).

Таким образом, возраст границы среднего и верхнего рифея надежно, по большому количеству данных, составляет около 1090 (1060)±40 млн. лет, а с округлением в ±10 млн. лет – 1100 (1050) млн. лет.

ПОЗДНИЙ РИФЕЙ (КАРАТАВИЙ)

На первых этапах изучения верхнего докембрия Волго-Уральской области к верхнему рифею были отнесены все "нижнебавлинские" отложения, залегающие на кристаллическом фундаменте, несмотря на наличие данных об их более древнем возрасте [Гаррис, 1961б; Казаков, Полевая, 1962]. Такая точка зрения была принята, например, в "Стратиграфии СССР" [1963] и во многих других работах начала 60-х годов.

После того, как в Предуральском прогибе скважина Шихан-5 вскрыла карбонатную и терригенную толщи рифея, и по глаукониту из последней (интервал 3525–3527 м) были получены датировки 921¹ (896) и 865 (843) млн. лет (табл. 13), появились неоспоримые данные для отнесения к верхнему рифею части разреза, заключенной между серафимовской и верхнебавлинской (ныне бижбулякской) сериями.

По материалам разреза Куш-Куль-100 в интервале 2358,9–2364,6 м по глаукониту нами была получена датировка 820 (799) млн. лет (см. табл. 13). Стало ясно, что верхняя, карбонатная часть разреза Шихан-5, вероятнее всего, соответствует миньярской свите Башкирского мегантиклинория. В Куш-Куле она значительно размыта.

¹ В дальнейшем путем проведения параллельных определений калия и аргона-40 эта датировка была уточнена; получено значение 900 (875) млн. лет.

Таблица 12

Геохронологические данные по Волго-Уральской области

Дайки и силлы габбро-диабазов, прорывающие породы среднего рифея и не затрагивающие породы верхнего рифея

| № п/п | Место взятия геохронологической пробы, название буровой площадки | № скв. | Глубина, м | Название породы, ее особенности | Геологический возраст породы, ее стратиграфическая позиция |
|-------|--|--------|-----------------|--|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| 1 | Калтасы | 83 | 2347,8–2351,3 | Кварцевый габбро-диабаз | — |
| 2 | Вояды | 34 | 2339,2–2343,7 | Габбро-диабаз | Прорывает серафимовскую свиту |
| 3 | Орьбаш | 22 | 2030–2034 | ” | — |
| 4 | ” | 82 | 2301–2303,8 | Кварцевый габбро-диабаз | В верхнесерафимовской свите |
| 5 | ” | 82 | 2303–2306,8 | Габбро-диабаз | То же |
| 6 | ” | 82 | 2440–2444,7 | ” | Интрузирует калтасинскую свиту |
| 7 | ” | 82 | 2440–2444,7 | ” | То же |
| 8 | ” | 14 | 2059–2073 | Кварцевый габбро-диабаз | ” |
| 9 | ” | 57 | 2335 | Габбро-диабаз | Прорывает низы серафимовской свиты |
| 10 | Чекмагуш | 5 | 2097–2135 | Кварцевый габбро-диабаз | Прорывает калтасинскую свиту |
| 11 | ” | 77 | 2102–2106 | То же | Сечет отложения тукаевской свиты среднего рифея |
| 12 | ” | 132 | 2322–2323 | Габбро-диабаз | Интрузирует калтасинские доломиты |
| 13 | Арлан | 7 | 1940–1942 | ” | Залегае в породах калтасинской свиты |
| 14 | ” | 7000 | 1951,48–1956,78 | ” | Прорывает калтасинскую свиту |
| 15 | Старое Петрово | 5 | 2550–2555 | Кварцевый габбро-диабаз | В верхнесерафимовской свите |
| 16 | Серафимовка | 119 | 2650–2750 | Габбро-диабаз с биотитом | Пересекает верхнесерафимовскую свиту |
| 17 | Туймазы | 1282 | 1931,4–1934,5 | Оливиновый габбро-диабаз | — |
| 18 | Югомаш-Татышлы | 80 | 2584–2590 | То же, но биотитизированный и слабо серицитизированный | Габбро-диабаз прорывает гожанскую свиту |
| 19 | Татышлы | 69 | 2425,5–2426,3 | Габбро-диабаз с оливином, слабо хлоритизированный и серицитизированный | — |
| 20 | Мензелино-Актанышская | 23 | 1957–1961 | Габбро-диабаз | Дайка перекрыта (с размывом) породами верхнебавлинской серии (венд) |
| 21 | ” | 22 | 1975–1979 | Кварцевый габбро-диабаз слабо измененный | То же |
| 22 | ” | 113 | 1736,6–1739,9 | Габбро-диабаз | Дайка прорывает породы среднего рифея |
| 23 | ” | 54 | 1957–1961 | ” | То же |

| Исследовательская проба | | Содержание | | Возраст (в млн. лет) по константам | | Автор коллекции; литературный источник; интерпретация результатов |
|-----------------------------|--------------------------------------|------------|------------------------|------------------------------------|---------|---|
| Номер по КATALOGУ... [1978] | Порода в целом, минерал | K, % | ⁴⁰ Ar, нг/г | 1964 г. | 1976 г. | |
| 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13. |
| 7004* | Порода | 2,11 | 230,2 | 1160 | 1127 | Предварительное определение |
| 201 | '' | 0,88 | 91,0 | 1118 | 1086 | |
| - | '' | 1,00 | 112,6 | 1190 | 1155 | С.Г. Морозов; [Постников, 1974] |
| 204 | '' | 1,70 | 174,2 | 1110 | 1079 | То же |
| 205 | '' | 1,15 | 127,4 | 1175 | 1142 | С.Г. Морозов; [Гаррис и др., 1967] |
| 207 | '' | 1,06 | 113,9 | 1074 | 1044 | [Постников, 1974] |
| 208 | '' | 1,09 | 117,2 | 1150 | 1117 | То же |
| 202 | '' | 2,07 | 215 | 1115 | 1083 | [Гаррис и др., 1967] |
| 210 | '' | 0,80 | 75,0 | 1132 | 1100 | То же |
| 1035 | Фракция, обогащенная микропегматитом | 3,15 | 318 | 1100 | 1069 | [Тимергази, 1959; Гаррис и др., 1967] |
| 1037 | Порода | 4,03 | 438,3 | 1130 | 1098 | С.Г. Морозов; [Гаррис и др., 1967] |
| 1036 | '' | 0,86 | 78,34 | 1013 | 985 | Л.Д. Ожиганова; [Каталог..., 1978] |
| 5595* | '' | 1,09 | 117,1 | 1127 | 1094 | С.Г. Морозов; [Гаррис и др., 1966] |
| 1039 | '' | 1,15 | 120 | 1130 | 1098 | С.Г. Морозов |
| 1033 | Фракция, обогащенная микропегматитом | 2,50 | 268,7 | 1150 | 1117 | С.Г. Морозов; [Каталог..., 1978] |
| 3696* | Порода | 0,62 | 61,4 | 1081 | 1051 | Л.Ф. Солонцов; [Постников, 1974] |
| 3123* | '' | 0,34 | 35,3 | 1124 | 1092 | [Тимергази, 1959] |
| 214 | '' | 0,86 | 69 | 950 | 926 | То же |
| 213 | '' | 0,93 | 76 | 930 | 905 | С.Г. Морозов |
| 991 | '' | 0,65 | 59,8 | 1020 | 991 | [Постников, 1974]; значения возраста № 18, 19 несколько "омоложены" в связи с измененностью пород |
| 988 | '' | 0,73 | 82,8 | 1196 | 1164 | [Казаков и др., 1967] |
| 994 | '' | 1,53 | 159,2 | 1120 | 1089 | Б.С. Ситдииков; [Гаррис и др., 1967] |
| 989 | '' | 0,50 | 55,6 | 1183 | 1148 | Б.С. Ситдииков; [Гаррис и др., 1967] |

Таблица 12 (окончание)

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|----|-----------------------|----|---------------|--|--|
| 24 | Мензелино-Актанышская | 71 | 1943–1948 | Габбро-диабаз | Дайка прорывает породы фундамента |
| 25 | Ножовка | 92 | 2591–2593 | Кварцевый габбро-диабаз | Прорывает катаскинскую свиту |
| 26 | Алтуховская | 1 | 3032,7–3033,9 | Габбро-диабаз с признаками континентального выветривания | Залегают в породах кристаллического фундамента, покрывается отложениями девона |
| 27 | Тартинская | 6 | 2381,4–2383,3 | Монзонит | Залегают в породах серафимовской свиты |
| 28 | Кипчак | 1 | 3280–3283 | Габбро-диабаз, сильно измененный, выветрившийся | Интудирует породы среднего рифея |
| 29 | ” | 1 | 4428–4430 | Долерит мелкозернистый | То же |
| 30 | ” | 1 | 4629–4633 | То же | ” |
| 31 | ” | 1 | 4770–4774 | Габбро-диабаз, сильно мусковитизированный, хлоритизированный и карбонатизированный | ” |

* Лабораторные номера.

Примечание. Использован каменный материал из коллекций С.В. Богдановой, М.М. Веселовской, Т.В. Ивановой, Т.А. Лапинской, А.А. Клевцовой, С.Г. Морозова, Л.Д. Ожигановой, Д.В. Постникова, Б.С. Ситдикова, Л.Ф. Солонцова, К.Р. Тимергазина и др.

Таблица 13

Геохронологические данные по Западной Башкирии
Позднерифейские глаукониты и габбро-диабазы

| № п/п | Место взятия геохронологической пробы, название буровой площадки | № скв. | Глубина, м | Название породы, ее особенности | Геологический возраст породы, ее стратиграфическая позиция |
|-------|--|--------|---------------|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| 1 | Шихан | 5 | 3525,4–3527,9 | Алевролит с глауконитом | Аналог инзерской свиты |
| 1а | ” | 5 | 3525,4 | То же | То же |
| 2 | Куш-Куль | 100 | 2358,9–2364,6 | Глауконитовый песчаник | По С.Г. Морозову – штандинская свита, по Л.Д. Ожигановой – шиханская свита, по М.А. Гаррис – фациально измененные аналоги миньярской свиты каратавия (часть куш-кульской серии) |
| 3 | Кабаково | 62 | 3691–3692 | Глауконитовый песчаник с примесью зерен слюдястых сланцев | Фациально измененная в сторону преобладания терригенного материала нижняя часть шиханской свиты (аналог миньярской свиты) |

| 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
|--------|--------|------|-------|------|------|---|
| 990 | Порода | 0,78 | 83,8 | 1150 | 1017 | Л.Ф. Солонцов; [Гаррис и др., 1967] |
| 211 | " | 0,60 | 66,0 | 1170 | 1137 | А.А. Клевцова; [Постников, 1974] |
| 987 | " | 0,66 | 57 | 975 | 948 | С.В. Богданова; [Каталог..., 1978]; значения возраста "омоложено" из-за измененности породы |
| 3410* | " | 4,03 | 414,0 | 1112 | 1080 | Д.В. Постников; не опубликовано |
| 7014* | " | 0,71 | 94,6 | 1043 | 1014 | Л.Д. Ожиганова; не опубликовано |
| 7029* | " | 0,74 | 66,0 | 1030 | 1001 | То же |
| 7016* | " | 0,71 | 71,4 | 1090 | 1050 | " |
| 7031л* | " | 3,17 | 26,8 | 956 | 939 | То же; возраст нало- женной мусковитиза- ции |

| Исследованная проба | | Содержание | | Возраст (в млн. лет) по константам | | Автор коллекции; литературный источник |
|----------------------------|-------------------------------|------------|------------------------|---------------------------------------|----------------|--|
| Лаборатор- ный номер | Порода в целом, минерал | К, % | ⁴⁰ Ar, мг/г | 1964 г. | 1976 г. | |
| 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
| 901* | Глауконит | 2,87 | 231,1 | 921** | 896** | К.Р. Тимергазин; [Гаррис и др., 1964] А.А. Клевцова; [Стратиграфия рифея..., 1963] |
| 902* | " | 3,98 | 295,1 | 865 | 843 | |
| 4997 | " | 1,93 | 205,2 | { 820 750+20** | { 799 729** | Л.Д. Ожиганова; [Постников, 1974] |
| | | | Среднее по № 2 | 785 | 764 | |
| 6660 | " | 5,33 | 372,9 | 820 | 799 | С.Г. Морозов, Т.В. Ива- нова; не опубликова- но |

Таблица 13 (окончание)

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|---|----------|----|-------------|---|---|
| 4 | Кабаково | 62 | 3919–3922,6 | Габбро-диабаз, участками ссоритизированный, хлоритизированный и эпидотизированный | Интрудирует нижнюю часть приютовской (салаватской) свиты верхнего рифея |

*Номер по Каталогу... [1978].

**Уточненное определение аргона.

***Определение возраста выполнено в ИГЕМ АН СССР М.М. Аракелянц.

Следующим подтверждением развития в восточных платформенных разрезах верхнего рифея явился разрез опорной глубокой скважины Кабаково-62. Здесь на глубине 3691–3692 м залегает терригенная толща с прослоем глауконитового песчаника, показавшего по глаукониту 820 (799) и 750 (729) ± 20 млн. лет (определения наши и М.М. Аракелянц соответственно). Примерно на 230 м ниже глауконитового песчаника, на глубине 3919–3922,6 м, вскрыта дайка габбро-диабазы, возраст которой составляет в среднем 825 (804) ± 25 млн. лет (см. табл. 13). Таким образом, в разрезе Кабаково-62 впервые для Западной Башкирии установлены аналоги уральских позднерифейских магматических образований, разброс датировок которых лежит в интервале 850–750 млн. лет. Это свидетельствует о проявлении в соответствующее время тектонических движений. Не исключено, что они обусловили формирование перерыва внутри верхнего рифея данного разреза, с чем, вероятно, и связано сокращение мощности нижней части верхнего рифея и увеличение терригенной составляющей в базальной толще верхней его части.

Последний разрез, где в Западной Башкирии известны датированные верхнерифейские отложения, – Сергеевка-800. Здесь имеются два глауконитосодержащих горизонта – на глубинах 2865–2869 м (данные Л.Д. Ожигановой) и 3006,3–2011,8 м (данные Т.В. Ивановой). Нами получен керн только из верхнего горизонта, для которого по глаукониту установлен возраст 686 (668) ± 40 млн. лет (определение М.М. Аракелянц, ИГЕМ АН СССР). Эта датировка близка к границе верхнего рифея и кудаша; однако, по данным Т.В. Янкаускаса, на глубине 2942,4–2946,7 м обнаружен богатый комплекс

Таблица 14

Геохронологические данные по северному, центральному и восточному районам Восточно-Европейской платформы
Вулканогенные породы и глаукониты венда

| № п/п | Место взятия геохронологической пробы, название буровой площади, № обр. | № скв. | Глубина, м | Название породы, ее особенности | Геологический возраст породы, ее стратиграфическая позиция |
|-------|---|--------|---------------|---------------------------------|--|
| 1 | Архангельская обл., Котлас | 1 | 2305–2310 | Туффит | Каировская свита |
| 2 | То же, Зимний берег, обнажение | – | – | Песчаник | Валдайская серия (по Е.М. Аксенову) |
| 3 | Татарская АССР, Мензелинск, обр. 11 | 23 | 1852,7–1858,0 | Алевролит | Верхнебавлинская серия, верхняя толща |
| 4 | Кировская обл., Кирс | 15 | 1888,6–1889,6 | Туффит витрокластический | Аналог каировской свиты |
| 5 | Удмуртская АССР, Зура | 18 | 2250,6–2253,3 | Туффит ожелезненный | Каировская свита |

*Лабораторный номер.

| 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
|------|--------|----------------|--------------|---------------|---------------|-------|
| 6679 | Порода | { 1,14 1,18 | 85,7 77,3 | 870 780*** | 847 760*** | То же |
| | | Среднее по № 4 | | 825 | 804 | |

микрофоссилий, характерный для редкинского горизонта венда. Это несоответствие требует проведения специальных исследований.

Из датированных магматических пород позднего рифея, известных в пределах платформы, следует указать на базальт из разреза Азево-Салауш-209, глубина 1904—1911,8 м (коллекция Б.С. Ситдикова). Толща щелочных базальтов с миндалекаменной текстурой и интерсертальной структурой залегает непосредственно под девоном, к которому она и была отнесена. Возраст базальтов составляет 765 (744) млн. лет, что, по-видимому, меньше действительного возраста (потери аргона, характерные для эффузивов). Проявления магматизма приурочены к той же эпохе позднерифейской активизации платформы в интервале времени 850 (826) — 750 (721) млн. лет.

ВЕНД

По венду Волго-Уральской области известны всего четыре датировки (табл. 14): 1) 600 (584) млн. лет — туффит из аналогов каировской свиты — скважина Котлас-1; 2) 595 (579) млн. лет — глауконит из верхнебавлинской серии — скважина Мензелинск-23; 3) 585 (569) млн. лет — витрокластический туффит из каировской свиты — скважина Кирс-1; 4) 500 (488) млн. лет — выветрившийся (ожелезненный) туффит — скважина Зура-18.

Не принимая во внимание последнюю, "омоложенную" датировку, можно считать, что бывшая верхнебавлинская, ныне [Аксенов и др., 1978; и др.] бижбулякская, серия

| Исследованная проба | | Содержание | | Возраст (в млн. лет) по константам | | Автор коллекции; литературный источник; интерпретация результатов |
|------------------------------|-------------------------|------------|------------------------|------------------------------------|---------|--|
| Номер по КATALOGУ..., [1978] | Порода в целом, минерал | К, % | ⁴⁰ Аг, мг/г | 1964 г. | 1976 г. | |
| 16 | Порода | 1,87 | 89,0 | 600 | 584 | Л.Ф. Солонцов; [Каталог..., 1978] |
| 3860* | Глауконит | 4,24 | 204 | 600 | 584 | Б.М. Келлер; не опубликовано |
| 959 | " | 4,20 | 199 | 595 | 579 | Л.Ф. Солонцов; [Казаков и др., 1967] |
| 182 | Порода | 1,64 | 76,0 | 585 | 569 | Л.Ф. Солонцов; [Постников, 1974] |
| 181 | " | 1,40 | 54,0 | 500 | 488 | Л.Ф. Солонцов; [Каталог..., 1978]; датировка омоложена в связи с измененностью туффита |

в составе каировской и шкаповской свит относится к венду. В верхней, старопетровской подсвите (толще) каировской свиты в названной работе указывается присутствие отпечатков эдиакарской фауны. В составе каировской свиты известны прослои пепловых туфов.

Бижбулякская серия сопоставляется на востоке с ашинской, на западе — с валдайской, что имеет под собой не только стратиграфическое и палеонтологическое, но и геохронологическое основания. Так, по базальтоидам западных областей платформы (Брест, Кобрин) имеются датировки базальтов — 640(623), 600(584), 595(579), 588(572) и 570(555) млн. лет — и дацитового порфирита — 587(571) млн. лет [Каталог..., 1978, № 302, 298, 303, 299, 301]. Одна датировка (№ 297) базальта дала 680(662) млн. лет [Постников, 1974]. Возможно, она искажена в сторону удрежнения ("пузырьковый" аргон), так как четыре остальные датировки базальтов из скв. 12 показали возраст от 600(684) до 570(555) млн. лет.

Интересный разрез валдайской серии имеется на побережье Белого моря. Для глауконитов с Зимнего берега нами получена датировка 600(584) млн. лет. Этот уровень обычно относится к редкинской толще валдайской серии. Именно к нему (усть-пинезская свита) приурочены богатые отпечатки эдиакарской фауны. К ее датированию привлекаются [Аксенов и др., 1978] определения по удаленным районам: по глаукониту из района Калуги — 596–607(581–591) млн. лет [Гаррис и др., 1946] — и по туфу из Котласа — 600(584) млн. лет [Каталог..., 1978].

Следует непосредственно датировать вулканогенные породы этого района и сопоставить датировки с "глауконитовой" датой из Зимнего берега — 600 (584) млн. лет.

В Волго-Уральской области необходимо продолжать поиски геохронологических реперов в обеих свитах венда, особенно в палеонтологически охарактеризованных отложениях, что важно для датирования границы венда и кембрия.

По изложенным материалам возраст этой границы не может быть точно определен, так как в Волго-Уральской области отсутствуют геохронологические данные по кембрию. Приведенные материалы пока не позволяют считать эту границу древнее 570(555) млн. лет. Если принять датировку, предложенную Л.В. Фирсовым для Прибалтики и Сибири [Фирсов, 1978], — 485 ± 10 млн. лет, то при переводе с принятых им констант на константы 1964 г. это будет 610 ± 10 , а по константам 1976 г. — 584 ± 10 млн. лет. Такая датировка войдет в противоречие с рядом приведенных данных.

ОБЩАЯ СХЕМА РАСЧЛЕНЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИИ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ ЮЖНОГО УРАЛА И ПРИУРАЛЬСКОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Определение возраста рубежей между крупными подразделениями верхнего докембрия (на уровне серий) основывается на сопоставлении датировок, полученных по стратифицированным (вулканыты, глауконитсодержащие отложения), секущим (интрузии, дайки, силлы) и наложенным метаморфическим (метасоматическим) образованиям.

Согласованность датировок с геологическими данными и между собой (особенно при использовании нескольких радиометрических методов) является надежным критерием достоверности построенных таким образом региональных геохронологических схем, отражающих возраст свит и перерывов между сериями (структурными этапами). Возраст этих перерывов (стратиграфических, формационных, угловых или азимутальных несогласий) следует рассматривать в качестве геохронологических рубежей первого ранга. Рубежи второго ранга отражают меньшие по масштабу структурно-тектонические перестройки, имевшие место в течение времени формирования того или иного структурного этапа (серии).

Как показал многолетний опыт изучения верхнего докембрия, хроно-стратиграфические границы крупных подразделений совпадают с эпохами тектоно-магматической активизации, что позволяет широко использовать геохронологические данные по секущим магматическим телам для того, чтобы взять в "возрастную вилку" даже такие подразделения, которые лишены пригодных для датирования стратифицированных образований. Достоверность установления возраста стратиграфических подразделений и рубежей между ними возрастает в случае существования в сводном разрезе множественных разновозрастных глауконитсодержащих уровней и направленного (во времени) набора магматических формаций. Последнее выявлено на Урале именно для того под-

разделения (кудаш и венд), для которого в литературе отсутствует единство взглядов по вопросу о возрасте его внутренних и внешних границ. При рассмотрении этих дискуссионных вопросов необходимо учитывать всю совокупность имеющихся по Уралу и сопредельной части Восточно-Европейской платформы формационно-геохронологических материалов.

Естественный разброс датировок, получаемых по разнородным породам и минералам, определяет необходимость введения для возрастного значения каждого рубежа коэффициента неопределенности, составляющего не менее 3% от соответствующего возрастного значения. Этот процент характеризует обычную суммарную погрешность возрастных определений. Кроме того, допустимо некоторое округление принятых для геохронологических рубежей возрастных значений.

Разработанная с учетом приведенных положений геохронологическая схема расчленения и корреляции верхнего протерозоя Южного Урала и приуральской части Восточно-Европейской платформы (табл. 15, вкл.) включает четыре главных (первого ранга) и два второстепенных (второго ранга) рубежа. К первым относятся рубежи (в млн. лет): 1650(1600) \pm 50 – нижняя граница рифея; 1400(1350) \pm 50 – граница бурзiania и юрматиния; 1100(1050) \pm 40 – граница юрматиния и каратавия; 700(680) \pm 20 – граница верхнего рифея и кудаша. Ко второму рангу принадлежат рубежи (в млн. лет): 825(800) \pm 25 – рубеж внутри каратавия, близкий к границе инзерского и миньярского уровней, и рубеж 630(616) \pm 20 – предполагаемая граница кудаша и венда. Граница венда и кембрия за неизменением уточняющих данных оставлена на принятом уровне – 570(555) \pm 15 млн. лет. Каждое из перечисленных подразделений, разграниченных рубежами первого ранга, в разрезах составляет самостоятельный структурный этаж, отделенный от выше- и нижележащих структурных этажей перерывами в осадконакоплении и несогласиями.

Суммируя все имеющиеся данные по радиометрическому датированию пород верхнего докембрия Южного Урала и восточной части платформы, можно сделать следующие выводы.

1. Калий-аргоновые датировки стратифицированных и нестратифицированных образований верхнего докембрия, как правило, в пределах общей 3%-ной погрешности соответствуют урано-свинцовым и рубидий-стронциевым датировкам, а также геологическим данным. Свинцово-свинцовые датировки по фосфатным и карбонатным породам являются резко дискордантными по отношению ко всем другим датировкам и отражают не возраст исследуемых пород, а возраст источников сноса. Примером этому является "возраст" доломитов калтасинской свиты (скважина Орьебаш-82), показавший 2100 \pm 10 млн. лет [Каталог..., 1978].

2. Подтверждена правомерность использования для датирования верхнепротерозойских отложений глауконита, поскольку полученные по нему возрастные значения с учетом стратиграфической последовательности слоев полностью согласуются между собой, с датировками более древних и более молодых магматических пород, а также с био-стратиграфическими и другими историко-геологическими данными.

3. Тектоно-магматические рубежи позднего докембрия фиксируют становление самостоятельных структурных этажей (серий, фитем) и подэтажей (соответственно рубежи первого и второго рангов).

4. Выделенные в приведенной геохронологической схеме возрастные рубежи адекватны хроно-стратиграфическим границам подразделений позднего протерозоя.

5. Все крупные подразделения верхнего докембрия восточной части Восточно-Европейской платформы в пределах структурных этажей (серий) хорошо коррелируются с соответствующими подразделениями рифея и венда сопредельной части Южного Урала.

6. Изотопно-геохронологические данные по дайкам трапповой формации, интрузирующим штандинскую и гожанскую свиты, однозначно свидетельствуют об их допоздне-рифейском, а не о "нижневендском" возрасте. С этой точки зрения необходимо пересмотреть диагностические характеристики и стратиграфическое значение микрофитолигов, обнаруженных в штандинской свите [Морозов, Ревенко, 1969] и отнесенных к четвертому комплексу, который на Урале характерен для уксской свиты кудаша.

7. Выделение в платформенных разрезах позднерифейских даек трапповой формации свидетельствует о вероятности наличия в верхнем рифее Волго-Уральской области скрытых перерывов, что следует учитывать при разработке и уточнении региональных стратиграфо-корреляционных схем.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате работ, проведенных за последние годы, стратотип рифейской группы на Южном Урале получил новое и значительно более полное обоснование. Установлена и подтверждена многочисленными исследователями общая стратиграфическая последовательность отложений, в которой в конце 70-х годов, ко времени Межведомственного совещания по докембрию, были два спорных положения: 1) возраст Бердяшского массива и в связи с этим общая стратиграфическая принадлежность и корреляция нижнего рифея и 2) положение в разрезе и возраст машакской свиты. Оба эти вопроса можно считать теперь решенными благодаря новым радиометрическим датам, полученным рубидий-стронциевым методом по породе и урано-свинцовым определениям по цирконам. Таким образом, общая последовательность свит и серий уральского стратотипа рифея в настоящее время надежно доказана.

К настоящему времени выяснены основные особенности вертикального распределения органических остатков в рифейском стратотипе. Прежде всего значительно пополнились наши сведения о строматолитах и микрофитолитах карбонатных пород рифейского разреза Урала. Число установленных здесь родов и видов значительно возросло, и все они получили не поспитную, а послоную привязку к стратиграфическому разрезу. Неизмеримо возросли наши знания о микрофоссилиях рифея Урала, где удалось установить присутствие не только сфероморфных, но и акантоморфных акритарх, а также многочисленных нитчатых водорослей. Обилие органических остатков дало возможность выделить в верхнем рифее дробные стратиграфические горизонты, насыщенные комплексами микрофоссилий и фитоцитов, и уверенно опознавать фитемы рифейского разреза. Впервые были получены биостратиграфические данные для выделения венда на Южном Урале, где были найдены свойственные ему комплексы микрофоссилий. Были также получены новые данные, касающиеся терминального рифея или кудаша. Отвечающие ему отложения сохранились в авлакогенах Восточно-Европейской платформы и в наиболее прогнутых структурах западного склона Урала. В более поднятых участках кудашские отложения срезаны трансгрессивно залегающим вендом. Биостратиграфическая характеристика кудаша своеобразна. По составу фитоцитов он резко отличается от подстилающего верхнего рифея и чрезвычайно близок к юдомской свите Сибири. В то же время микрофоссилии кудашского уровня сходны с верхнерифейскими и значительно отличаются от найденных в венде Урала. Радиометрические данные о возрасте кудаша скудны и не очень надежны. Все же можно сделать вывод, что длительность формирования кудашских отложений может быть оценена в 30 млн. лет.

Все сказанное дает возможность сделать вывод, что кудаш нельзя считать фитемой, длительность которой достигает 250–300 млн. лет. Его можно скорее рассматривать как стратиграфическое подразделение, состоящее из двух горизонтов и занимающее переходное положение между рифейской группой и вендской системой. Принадлежность его к венду не менее вероятна, чем к рифею, и вопрос этот требует дальнейшего обсуждения. Напомним, что на межведомственном совещании в Казани (1964 г.) отложения, относимые теперь к кудашу, считались нижним подразделением венда. Не исключено, что эта точка зрения может в дальнейшем получать новую и более полную аргументацию.

Не вызывает сомнения, что три подразделения рифея и венд уверенно могут быть выделены во всей европейской части СССР и в ряде европейских стран. Корреляция их разрезов принята на Межведомственном стратиграфическом совещании в Кишиневе (1974 г.) и отражена в коллективной статье Е.М. Аксенова с соавторами [1976].

Значительно более трудной задачей является привязка к уральскому стратотипу стратиграфических подразделений рифея и венда Сибири. На этой огромной территории, включающей Сибирскую платформу и примыкающие к ней горные сооружения, верхний докембрий подробно расчленен и его типовые разрезы хорошо увязаны один с другим. Одновременно с этим выяснилось, что сопоставление сибирских стратиграфических схем с уральским стратотипом связано с большими трудностями и проводи-

лось по-разному. Мы рассмотрим их на примере Учуро-Майского района, разрез которого считается гипостратотипом рифейской группы в азиатской части СССР. В этом разрезе хорошо обособляется нижний, средний и верхний рифей, выше них выделяется юдомская свита, которая считается аналогом вендской системы. Все указанные подразделения содержат богатые комплексы фитолигов и микрофоссилий, а многие из них — глауконитовые уровни, по которым может быть произведено радиометрическое датирование. Эти данные служат основой для сопоставления опорного разреза Сибири с уральским стратотипом. Сопоставление это проводится достаточно уверенно, но в нем есть два узловых вопроса, по поводу которых велась многолетняя дискуссия.

Первый из этих вопросов связан с проведением нижней границы верхнего рифея в сибирском разрезе. Долгое время эта граница проводилась в основании игниканской свиты лахандинской серии, в которой на смену многочисленным байкалиям и якутофитонам появлялись характерные для верхнего рифея *Inzeria tjomusi* и *Jurusania cylindrica*. В дальнейшем было установлено, что эти характерные формы встречаются и в более древних свитах лахандинской серии, а в первой снизу свите встречается многочисленный комплекс микрофоссилий, свойственных верхнему рифею Туруханского района Сибири (миродихинская свита) и зильмердакской свите верхнего рифея Урала. Эти доводы послужили основанием для отнесения к верхнему рифею всей лахандинской серии и проведения границы среднего и верхнего рифея в Сибири по подошве лахандинских отложений, что соответствует радиометрической дате в 1000 млн. лет. Эта точка зрения принята на межведомственных стратиграфических совещаниях во Владивостоке (1978 г.) и в Новосибирске (1979 г.). На этих совещаниях высказывалась, однако, и другая точка зрения, согласно которой к верхнему рифею относятся также и более древние ципандинская, малгинская, омнинская и кондерская свиты. Радиометрически подошва этих отложений (или тоттинской свиты Юдомо-Майского прогиба) датируется около 1100 млн. лет.

Вторым вопросом, вызвавшим многолетнюю дискуссию, была стратиграфическая принадлежность юдомской серии Сибири. Эта серия, залегающая ниже палеонтологически доказанного кембрия, с глубоким размытием располагается на более древних образованиях и сложена в нижней части терригенными отложениями (песчаники, выше — алевролиты и глины), а выше доломитами и известняками. В томе "Стратиграфии СССР", посвященном верхнему докембрию [1963], юдомская свита (серия) была сопоставлена с вендом Восточно-Европейской платформы. Позже, когда были изучены комплексы микрофитолигов юдомской серии, выяснилось, что они чрезвычайно близки к встреченным в довендской укской свите Урала, после чего рядом авторов допускалась прямая корреляция укских и юдомских отложений. В настоящее время выяснилось, что характерный "юдомский" комплекс микрофитолигов может встречаться и в более древних отложениях (сизачанская и нелегерская свиты Хараулаха). В то же время новые изохронные рубидий-стронциевые определения возраста по глинистым минералам (640 млн. лет для юдомской свиты урочища Нуучалах по р. Юдоме) подтверждают ранее принятую прямую корреляцию венда Русской плиты и юдомия Сибири.

Таким образом, усилия большого коллектива советских геологов дали возможность провести более точную корреляцию сибирских разрезов с уральским стратотипом и уверенно выделять здесь аналоги нижнего, среднего, верхнего рифея и венда. Это дает возможность утверждать, что уральский стратотип может считаться эталоном для сравнения не только европейских, но и сибирских разрезов верхнего докембрия.

Значение этого эталона представляется, однако, значительно более широким. Даже самое беглое рассмотрение зарубежных типовых разрезов верхнего докембрия показывает, что аналоги трех подразделений рифея и венд могут быть выделены и в ряде зарубежных стран. Среди них заслуживают упоминания следующие.

1. Синийская "субэратема" КНР, типом которой является хорошо изученная последовательность серий Яньшаньского прогиба, датирована радиометрическими значениями возраста [On the Sinian... 1977]. Богатые комплексы строматолитов, установленные в разных свитах разреза А. Грабау [1962; Grabau, 1922], еще недостаточно изучены по новейшей методике. По имеющимся данным можно полагать, что нижний синий (серия Чанчен) относится к дорифейским образованиям, серия Нанькоу относится к нижнему, серия Цзисян — к среднему, а серия Цзинбайкоу — к верхнему рифею. Наиболее молодые датировки глауконитов из последней серии имеют возраст около 850 млн. лет. Между этими слоями и вышележащими кембрийскими отложениями имеется большой перерыв, отвечающий верхам рифея и всему венду. Этот перерыв заполняется

Т а б л и ц а 16

Корреляция некоторых подразделений верхнего докембрия материков

| Южный Урал (стратотип) | | Восточная Сибирь (гипостратотип) | | Китай, север | | Австралия | | Северная Америка Скалистые горы | | | |
|---------------------------|-------------------|-------------------------------------|----------------------------------|----------------------|---|------------------|--------------------|------------------------------------|-----------|------------|---------|
| Венд | Ашинская серия | Венд | Юдомская серия | Синийская субэратема | | Система Аделаида | Марино | Верхний докембрий | Уиндермир | | |
| | Рифей | | Верхний рифей (каратавий) | | | | Уйская серия | | | Цзинбайкоу | Стерт |
| | | | Средний рифей (юрматиний) | | | | Лахандинская серия | | | Цзисян | Торренс |
| Нижний рифей (бурзяний) | Керпыльская серия | Нанькоу | Серия Ропер (северная Австралия) | Виллур | | | | | | | |
| | Аимчанская серия | Чанчен | Карпентарий | Белт | ? | | | | | | |
| | Учурская серия | | | | | | | | | | |

свитами верхнего докембрия Южного Китая, где выделяются песчаники Наньто с широко известными тиллитами (возраст их оценивается в 709 млн. лет), свита Доушаньто (Rb-Sr изохрона 693 ± 66 млн. лет) и карбонатные породы свиты Денин, соответствующие юдомию. Верхняя часть этой свиты, содержащая скелетную фауну древнейших слоев кембрия, обособляется в настоящее время под названием слоев Мыншучун. Радиометрический возраст этих слоев (Rb-Sr изохрона по глинистым породам) 603 и 623 млн. лет. Свиты докембрия Южного Китая выделяются китайскими геологами под именем синийской системы, что вряд ли правильно с терминологической точки зрения при наличии синийской субэратемы.

2. Серия Аделаида Австралии, которую одно время считали общим стратиграфическим эталоном, содержит изученные по новейшей методике комплексы фитоцитов, микрофоссилий и множество радиометрических, преимущественно рубидий-стронциевых дат. Выяснилось, что карпентарий австралийской схемы, причисляемый в настоящее время к верхнему протерозою, по данным И.Н. Крылова, содержит в верхней части строматолиты нижнего рифея (*Kussiella kussiensis*, *Omachtenia*, тиссагетиды).

Средний рифей имеет в Австралии крайне ограниченное распространение и опознается лишь в северной части континента (бассейн Мак-Артур) главным образом по радиометрическим датам (серия Ропер). Значительно более широко распространена в Австралии надсерия (система) Аделаида, по новейшим данным [Preiss, Forbes, 1981] отвечающая интервалу времени от 1050 млн. лет до подошвы кембрия, т.е. соответствующая верхнему рифею и венду СССР. В Аделаидской геосинклинали система Аделаида включает четыре серии, которым австралийские геологи придают теперь хроно-стратиграфическое значение. Они сложены преимущественно терригенными породами с отдельными прослоями и линзами доломитизированных известняков и доломитов. В нижнем подразделении, обозначенном как Виллур, имеются пачки вулканических пород с Rb-Sr датировками 1076 ± 34 млн. лет. В карбонатных породах под ними найдены строматолиты *Asaciella* и *Gymnosolen*. В вышележащих слоях Торренс доломиты Скилогалли дали иной состав строматолитов (*Baicalia burra*, *Tungussia*). Слои Стерт и Марино (серия Умберетана), перекрывающие слои Торренс, заключают два уровня тиллитов. На шельфе Стюарт слои выше нижнего ледникового уровня датированы Rb-Sr изохронным методом в 750 ± 53 млн. лет, отложения, налегающие на верхний ледниковый горизонт, — в 676 ± 204 млн. лет. Верхняя часть слоев Марино, или серия Уилпена, венчается кварцевыми песчаниками и кварцитами Паунд, содержащими известную эдиакарскую фауну. Видовой состав собранных в этих отложениях бесскелетных животных дает основание для надежной корреляции кварцевых песчаников Паунд с вендом СССР.

3. Надсерия Белт и серия Уиндермир Скалистых гор в Северной Америке относятся к числу наиболее полных разрезов верхнего докембрия в западном полушарии. Они принадлежат к многоэпизодическим образованиям и имеют значительную мощность, которая для одной надсерии Белт может достигать 20 км. Названная надсерия сложена однообразными темноцветными, реже красными глинистыми и алевритовыми отложениями с прослоями доломитов и известняков с остатками строматолитов. В составе рассматриваемых отложений выделяются четыре серии, которые подразделяются на ряд свит. Многочисленные радиометрические датировки, произведенные изохронным Rb-Sr методом по сланцам и глауконитам, показывают, что возраст нижних свит надсерии Белт определяется в пределах 1100–1325 млн. лет и более, что свидетельствует о принадлежности ее к среднему рифею. Возможность отнесения низов надсерии к нижнему рифею пока достоверно не подтверждена, а верхний предел определяется возрастом наложенной урановой минерализации и изохронными Rb-Sr определениями, близкими к 1100 млн. лет.

Вышележащая серия Уиндермир отделена от надсерии Белт несогласием. Она сложена преимущественно терригенными породами, среди которых встречаются тиллитоподобные конгломераты и вулканогенные образования. Калий-аргоновое датирование показало для эффузивов большой разброс значений возраста. Суммирование полученных данных позволяет отнести время излияния эффузивов к 895–900 млн. лет. Располагающиеся выше тиллиты Монк могут быть отнесены к основанию венда. Таким образом, серия Уиндермир может коррелироваться с верхним рифеем и вендом (тимурием) нашей схемы или с аделаидием Австралии.

В целом мы можем представить себе соотношение классических разрезов верхнего докембрия мира в следующем виде (табл. 16). Из сравнения этих различных схем видно, что стратотипический разрез Южного Урала, видимо, является одним из наиболее полных. Он лишен больших пропусков в общей стратиграфической последовательности, на ряде уровней заключает отложения с многочисленными органическими остатками и содержит прослойки пород, пригодными для радиометрического датирования разными методами. Все это дает возможность выдвигать рифей Южного Урала в качестве серьезного претендента на роль эталона общей стратиграфической шкалы верхнего докембрия.

ЛИТЕРАТУРА

- Аблизин Б.Д., Ключина М.Л., Младших С.В., Пинегин Е.Ф.*: К вопросу о возможности сопоставления отложений ашинской свиты западного склона Среднего и Южного Урала. — В кн.: Палеогеография Урала. Свердловск, 1965, с. 75–85.
- Акимов Г.Н.* Косая слоистость в породах зильмердакской свиты на Южном Урале. — В кн.: Материалы по стратиграфии и тектонике Урала. Л.: Недра, 1967, с. 36–65. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.; Т. 144).
- Аксенов Е.М.* К стратиграфии вендских отложений востока Русской платформы. — Тр. Геол. ин-та (Казань). 1967а, вып. 15, с. 213–230.
- Аксенов Е.М.* О венском комплексе на востоке Русской платформы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967б, № 9, с. 81–91.
- Аксенов Е.М., Келлер Б.М., Соколов Б.С.* и др. Общая схема стратиграфии верхнего докембрия Русской платформы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 12, с. 17–34.
- Андреев Ю.В., Иванова Т.В., Келлер Б.М.* и др. Стратиграфия верхнего протерозоя восточной окраины Русской плиты и западного склона Южного Урала. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 10, с. 57–68.
- Анфимов Л.В., Бусыгин Б.Д., Демина Л.Е.* Об условиях образования магнетитовых залежей в месторождениях саткинской группы на Южном Урале. — Литология и полез. ископаемые, 1980, № 1, с. 115–128.
- Архангельский А.Д.* К вопросу о покровной тектонике Урала. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1932, т. 10, вып. 1, с. 105–111.
- Афанасьев Г.Д., Багдасарян Г.П., Боровиков Л.И.* и др. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР с учетом зарубежных данных. — В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. М.: Наука, 1964, с. 287–324.
- Беккер Ю.Р.* О стратиграфическом положении уских отложений на Южном Урале. — Докл. АН СССР, 1958, т. 122, № 5, с. 879–882.
- Беккер Ю.Р.* Возраст и последовательность напластования отложений верхней части каратауской серии Южного Урала. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 9, с. 49–60.
- Беккер Ю.Р.* Древняя моласса Урала. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1968а, т. 143, с. 110–118.
- Беккер Ю.Р.* Позднедокембрийская моласса Южного Урала. Л.: Недра, 1968б. 160 с.
- Беккер Ю.Р.* Основные проблемы стратиграфии докембрия Русской платформы и ее складчатого обрамления. — Сов. геология, 1972, № 5, с. 13–23.
- Беккер Ю.Р.* О выделении бакеевских отложений в стратотипическом разрезе рифея. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 6, с. 125–129.
- Беккер Ю.Р.* Первые палеонтологические находки в рифее Урала. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 3, с. 90–99.
- Беккер Ю.Р.* Новое местонахождение фауны эдиакарского типа на Урале. — Докл. АН СССР, 1980а, т. 254, № 2, с. 480–482.
- Беккер Ю.Р.* Обоснование выделения венда на Урале. — В кн.: Доордовикская история Урала. Свердловск, 1980б, с. 33–47.
- Беккер Ю.Р., Келлер Б.М., Козлов В.И., Ротарь А.Ф.* Стратотипический разрез рифея. — В кн.: Стратиграфия верхнего протерозоя СССР: (Рифей и венд). Л.: Наука, 1979, с. 71–85.
- Беккер Ю.Р., Смирнов Ю.Д.* О проблемах геологии верхнего протерозоя Русской платформы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 7, с. 127–130.
- Блохин А.А.* Новые данные о геологическом строении Южного Урала. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1932, т. 10, вып. 1, с. 193–207.
- Блохин А.А.* О стратиграфии и возрасте древних "немых" свит западного склона Южного Урала. — Сов. геология, 1939, № 9, с. 54–62.
- Боровко Н.Г., Келль Г.Н., Смирнов Ю.Д.* Стратиграфия, условия образования и алмазоносность отложений "чурочной" свиты (Сев. Урал). — Тр. ВСЕГЕИ, 1964, т. 109, с. 23–50.
- Виноградов А.П., Тузаринов А.И., Кнорре К.А.* и др. О возрасте кристаллического основания Русской платформы. — В кн.: Определение абсолютного возраста дочетвертичных геологических формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 132–148. (Междунар. геол. конгр. 21-я сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 3).
- Гарань М.И.* Докембрийские отложения Западного склона Урала и связанные с ними полезные ископаемые. — В кн.: Труды 17-й сессии Международного геологического конгресса СССР, 1937. М.; Л.: ОНТИ, 1939, т. 2, с. 173–181.
- Гарань М.И.* Возраст и условия образования древних свит западного склона Южного Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1946. 51 с.
- Гарань М.И.* Геологическое строение и полезные ископаемые Бакало-Саткинского района. — В кн.: Вопросы развития Бакальской рудной базы. Свердловск, 1957, с. 23–55. (Сборник трудов Бакальского совещания УФ АН СССР).
- Гарань М.И.* Протерозой и нижний палеозой Южного Урала. — Тр. Горно-геол. ин-та Урал. фил. АН СССР, 1959, вып. 32, с. 15–32.
- Гарань М.И.* Западный склон и центральная зона Южного Урала. — В кн.: Стратиграфия СССР. Т. 2. Верхний докембрий. М.: Госгеолтехиздат, 1963а, с. 114–161.
- Гарань М.И.* Корреляция разрезов верхнедокембрийских образований Урала. — В кн.: Стратиграфия СССР. Т. 2. Верхний докембрий. М.: Госгеолтехиздат, 1963б, с. 204–206.
- Гарань М.И.* Верхний докембрий (рифей). Стратиграфия. — В кн.: Геология СССР. Т. 12. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969а, с. 70–106.

- Гарань М.И.* Нижний и средний докембрий. — В кн.: Геология СССР. Т. 12. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969б, с. 64—149.
- Гаррис М.А.* Геохронология магматических и метаморфических пород Южного Урала и Мутоджар. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1961а, вып. 8, с. 127—135.
- Гаррис М.А.* О корреляции докембрия Южного Урала и восточной части Русской платформы по данным калий-аргонового метода. — В кн.: Вопросы геохронологии и геохимии докембрия и палеозоя Южного Урала и восточной части Русской платформы. Уфа: Баш. фил. АН СССР, 1961б, с. 1—15.
- Гаррис М.А.* Геохронологическая шкала Урала и основные этапы его развития в докембрии и палеозое: (По данным калий-аргонового метода). — В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. М.: Наука, 1964, с. 128—156 (Междунар. геол. конгр. 22-я сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 3).
- Гаррис М.А.* Опыт формационного расчленения эндогенных образований Урала и сопредельной части Русской плиты на изотопно-геохронологической основе. — В кн.: Определения абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических процессов: Тез. докл. 18-й сессии Комис. по определению абсолютного возраста геол. формаций. М.: Наука, 1973, с. 39—41.
- Гаррис М.А.* Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. М.: Наука, 1977. 295 с.
- Гаррис М.А., Дядин Н.Н., Денисенко Е.А.* и др. Новые данные к геохронологической шкале Урала. — В кн.: Труды 11-й сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 361—374.
- Гаррис М.А., Дядин Н.Н., Закирова Ф.С.* Предварительная геохронологическая шкала докембрия и палеозоя Южного Урала и восточной части Русской платформы. — В кн.: Труды 9-й сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 56—75.
- Гаррис М.А., Казаков Г.А., Келлер Б.М.* и др. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венд). — В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. М.: Наука, 1964, с. 431—455. (Междунар. геол. конгр. 22-я сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 3).
- Гаррис М.А., Лапинская Т.А., Ситдииков Б.С., Соловьева Н.Н.* Основные этапы магматизма и метаморфизма в докембрии на территории восточной части Русской платформы. — В кн.: Абсолютное датирование тектономагматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М.: Наука, 1966, с. 210—224.
- Гаррис М.А., Постников Д.В.* Геохронологические рубежи позднего докембрия. — В кн.: Труды 15-й сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М.: Наука, 1969, с. 53—71.
- Гаррис М.А., Постников Д.В.* Геохронология докембрия востока Русской платформы и миогеосинклинальной области Урала. — В кн.: Геохронология докембрия. М.: Наука, 1970, с. 74—96.
- Гаррис М.А., Постников Д.В., Попов Ю.П.* и др. О возрасте габброидов Волго-Уральской области. — В кн.: Вопросы датировки древнейших (катархейских) геологических образований и основных пород. М.: Наука, 1967, с. 36—44.
- Гаррис М.А., Пиеничный Г.Н., Зайдис Б.Б.* Серицит как изотопный геохронометр. — В кн.: Вопросы изотопной геологии Урала и востока Русской платформы. Уфа: Баш. фил. АН СССР, 1976, с. 85—94.
- Гилювская М.Б.* О стратиграфическом значении вендотенид. — В кн.: Микрофоссилии протерозоя СССР. — Л.: Наука, 1974, с. 58—59.
- Горлинова О.П., Доробеев Н.В., Наливкин Б.В.* и др. Стратиграфия древних "немых" толщ западного склона Южного Урала. — Изв. Всесоюз. геол.-развед. об-ния, 1931, т. 52, вып. 70, с. 1097—1099.
- Горлинова О.П., Фалькова Э.А.* Отчет о геологических исследованиях в бассейне рр. Б. Инзер и Зилим. — Тр. Всесоюз. геол.-развед. об-ния, 1933, вып. 272. 36 с.
- Горлинова О.П., Фалькова Э.А.* К стратиграфии свит древнего палеозоя западного склона Южного Урала. — Зап. Всерос. минерал. о-ва, 1935, ч. 64, вып. 2, с. 273—285.
- Горлинова О.П., Фалькова Э.А.* Древние свиты западного склона Южного Урала. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1937, т. 15, вып. 3, с. 242—274.
- Горлинова О.П., Фалькова Э.А.* Геология Инзерского и Зигазино-Комаровского районов Башкирской АССР. — Тр. Геол. упр. БашАССР, 1940, вып. 9. 370 с.
- Грабау А.* Синийская система. — В кн.: Древнейшие породы Китая. М.: Изд-во иностр. лит., 1962, с. 9—38.
- Денисенко Е.А.* Основные результаты экспериментального изучения миграции радиогенного аргона в горных породах и минералах для целей изотопной геохронометрии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Воронеж. гос. ун-т, 1969. 25 с.
- Денисенко Е.А.* О выделении радиогенного аргона из слюд, калишпатов и глаукоцитов при изотермическом отжиге минералов. — Бюл. Комис. по определению абсолютного возраста геол. формаций, 1970, вып. 9, с. 33—44.
- Денисенко Е.А.* О радиогенном аргоне в амфиболитах, габбро-диабазе и пироксенитах. — В кн.: Вопросы изотопной геохронологии Урала и восточной части Русской платформы. Уфа: Баш. фил. АН СССР, 1972, с. 127—150.
- Домрачев С.М.* Девон хр. Каратау и прилегающих районов Южного Урала. — Тр. ВНИГРИ. Нов. сер., 1952, вып. 61. 162 с.
- Дунаев В.А., Дурнева Н.Н.* О возрасте породы из района Кусинско-Копанской основной интрузии на Урале по данным рубидий-стронциевого метода. — В кн.: Абсолютное датирование тектономагматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М.: Наука, 1966, с. 131—139.
- Дунаев В.А., Панова М.В., Степанов А.И.* К вопросу о возрасте нефелиновых сиецитов Бердяшского плутона. — Тр. Ин-та геол. и геохим. УНЦ АН СССР, 1972, вып. 93, сб. 2, с. 269—272.

- Ершов В.М., Марков С.Н., Хайретдинов Р.К.* Абсолютный возраст пород зигальгинской свиты Урала. – *Геохимия*, 1969, № 5, с. 623–627.
- Журавлева З.А.* Онколиты и катаграфин рифея и нижнего кембрия Сибири и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1964. 75 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 114).
- Журавлева З.А.* Онколиты и катаграфин рифейских отложений Южного Урала. – *Сов. геология*, 1967, № 9, с. 147–149.
- Журавлева З.А.* Диагностические признаки онколитов и катаграфин и распределение их в разрезе рифея Южного Урала. – Тр. ГИН АН СССР, 1968, вып. 188, с. 83–100.
- Журавлева З.А.* Распределение онколитов в рифейских отложениях Южного Урала. – *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1980, № 2, с. 38–55.
- Зайдис Б.Б.* Применение гидрослюдистых минералов для изучения времени катагенеза и метаморфизма горных пород: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Киев: ИГФМ, 1973. 25 с.
- Забродин В.Е.* Микрофитолиты рифея Урала и Шпицбергена: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1967. 35 с.
- Забродин В.Е.* О расчленении миньярско-укских отложений по микрофитолитам. – *Докл. АН СССР*, 1968, т. 182, № 2, с. 418–421.
- Забродин В.Е.* Новые формы онколитов из нижнерифейских отложений Московского грабена. – *Докл. АН СССР*, 1972а, т. 204, № 2, с. 455–457.
- Забродин В.Е.* Онколиты верхнего рифея Урала и Шпицбергена. – Тр. ГИН АН СССР, 1972б, вып. 217, с. 52–107.
- Заварицкий А.Н.* К тектонике Урала. – *Изв. Геолкома*, 1923, т. 42, № 2, с. 51–61.
- Иванов А.И.* К геологии Тирляньских железорудных месторождений. – *Разведка недр*, 1937а, № 15, с. 23–25.
- Иванов А.И.* К стратиграфии и древнему орогенезу западного склона Южного Урала. – Тр. Баш. геол. упр., 1937б, вып. 7, с. 2–28.
- Иванов А.И.* Возраст древних свит западного склона Южного Урала. – *Изв. Баш. геол. упр.*, 1946, с. 3–90.
- Иванов А.И.* Обоснование сводного стратиграфического разреза древних свит западного склона Южного Урала. – *Бюл. МОИП. Отд. геол.*, 1949, т. 24, вып. 5, с. 31–42.
- Иванов А.И.* Древние "немые" свиты Южного Урала. – В кн.: *Советские по унификации стратиграфических схем Урала и соотношению древних свит Урала и Русской платформы*: Тез. докл. Лт., 1956, с. 57–59.
- Иванова Т.В., Трахтман В.П.* К вопросу о корреляции рифейских терригенно-карбонатных отложений некоторых разрезов Западной Башкирии. – *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1972, № 10, с. 147–155.
- Ивановская Т.А., Смелов С.Б.* Материалы по изотопному возрасту и минералогии глауконита верхнего рифея Южного Урала (район г. Миньяра). – *Литоология и полез. ископаемые*, 1976, № 1, с. 147–151.
- Искандерова А.Д., Неймарк Л.А., Полевая Н.И.* Корреляция некоторых протерозойских карбонатных отложений Восточно-Европейской платформы по данным свинцово-изохронного метода. – В кн.: *Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленение Кавказско-Карпатской системы*. М.: Наука, 1978, с. 190–194.
- Казakov Г.А.* Исследование пригодности глауконитов для определения абсолютного возраста осадочных пород: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1963. 21 с.
- Казakov Г.А., Кнорре К.Г., Стрижов В.П.* Новые данные о возрасте нижних свит нижнебавлинской серии Волго-Уральской области. – *Геохимия*, 1967, № 4, с. 482–485.
- Казakov Г.А., Полевая Н.И.* Некоторые предварительные данные по разработке последовательности докембрийской шкалы абсолютной геохронологии по глауконитам. – *Геохимия*, 1958, № 4, с. 296–306.
- Казakov Г.А., Полевая Н.И.* Абсолютный возраст додевонских осадочных толщ Русской платформы и Урала. – В кн.: *Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Девон*. М.: Гостоптехиздат, 1962, т. 2, с. 38–53.
- Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А.* Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов западного склона Южного Урала. – *Докл. АН СССР*, 1969, т. 189, № 5, с. 1077–1080.
- Камалетдинов М.А.* Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.
- Камалетдинова М.А.* Тектоника верхнего докембрия в районе рифейского стратотипа. – В кн.: *Корреляция докембрия*. М.: Наука, 1977, т. 2, с. 224–235.
- Каталог определений возраста горных пород СССР радиологическими методами. Русская платформа (кристаллический фундамент и вулканогенно-осадочный покров). Л.: ВСЕГЕИ, 1978. 398 с.
- Келлер Б.М.* Рифейские отложения краевых прогибов Русской платформы. – Тр. ИГН АН СССР, 1952, вып. 109 (Геол. сер.; № 35). 62 с.
- Келлер Б.М.* Вендский комплекс Урала. – *Сов. геология*, 1966, № 5, с. 58–69.
- Келлер Б.М.* Верхний протерозой Русской платформы: (Рифей и венд). М.: Изд-во МГУ, 1968. 101 с. (Очерки по региональной геологии; Вып. 2).
- Келлер Б.М.* О работе Уральской секции совещания по стратиграфии пограничных слоев докембрия и кембрия. (Уфа, 1967 г.). – *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1969, № 7, с. 152–154.
- Келлер Б.М.* Венд, юдомий и терминальный рифей (вендомий). – *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1973а, № 1, с. 86–92.
- Келлер Б.М.* Рифей и его место в единой стратиграфической шкале докембрия. – *Сов. геология*, 19. 36, № 6, с. 3–17.
- Келлер Б.М.* Тектоническая история и формирования верхнего докембрия. М.: ВИНТИ, 1973в. 120 с. (Итоги науки и техники. Серия "Общая геология"; Т. 5).
- Келлер Б.М.* Нижний рифей Урала. – Тр. ГИН АН СССР, 1978, вып. 312, с. 35–42.
- Келлер Б.М.* Стратиграфические подразделения докембрия. – В кн.: *Стратиграфическая классификация*. Л.: Наука, 1980, с. 116–124.
- Келлер Б.М., Казakov Г.А., Крылов И.Н.* и др. Новые данные по стратиграфии рифейской группы (верхний протерозой). – *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1960, № 12, с. 26–42.
- Келлер Б.М., Кратц К.О., Митрофанов Ф.П.* Достигновения в разработке общей стратигра-

- фической шкалы докембрия СССР. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 11, с. 16–21.
- Келлер Б.М., Меннер В.В., Степанов В.А., Чумаков Н.М.* Новые находки Метазоа в вендомии Русской платформы. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1974, № 12, с. 130–134.
- Келлер Б.М., Янкаускас Т.В.* Микрофоссилии стратотипа рифея Южного Урала. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 12, с. 58–68.
- Клевицова А.А.* К вопросу о корреляции разрезов верхнедокембрийских отложений Русской платформы и Урала. — Докл. АН СССР, 1965, т. 169, № 6, с. 1371–1374.
- Клевицова А.А.* Основные черты истории развития Русской платформы в венде. — Изв. вузов. Геол. и развед., 1972, № 8, с. 3–15.
- Клевицова А.А.* Позднерифейский этап развития Русской плиты. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1977, № 11, с. 36–50.
- Клевицова А.А., Иванова Т.В.* Литолого-геохимические особенности рифейских отложений востока Русской платформы. — Тр. ВНИГРИ, 1972, вып. 121, с. 6–30.
- Клевицова А.А., Кутуков А.В., Удовиченко Э.М.* О стратиграфии и нефтеносности досреднедевонских отложений Пермской области и Удмуртской АССР. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1965, № 9, с. 21–23.
- Клевицова А.А., Солонцов Л.Ф.* К вопросу о стратиграфической принадлежности и корреляции древнейших отложений осадочного покрова Русской платформы. — Изв. Казан. фил. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 9, с. 241–248.
- Клочихин А.В., Романов В.А., Радченко В.В., Михайлов Н.П.* К вопросу о стратиграфическом расчленении и корреляции доордовикских отложений Авалянского района Южного Урала. — В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Уфа: Баш. фил. АН СССР, 1969, вып. 9, с. 18–27.
- Козлов В.И.* К вопросу о строении уксских и ашинских отложений верхнего протерозоя Южного Урала. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 7, с. 112–123.
- Козлов В.И.* Верхний и терминальный рифей Башкирского Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук, М.: ГИН, 1975. 22 с.
- Козлов В.И.* Основные черты стратиграфии верхнего докембрия Башкирского Урала. — Тр. Ин-та геол. и геохим. УНЦ АН СССР, 1978, вып. 133, с. 3–15.
- Комар В.А.* О строении и строматолитах типовых разрезов верхнего рифея (Южный Урал.) — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 8, с. 50–60.
- Конюшевский Л.* Геологические исследования в районе рудников Архангельского завода на Южном Урале. — Тр. Геолкома. Нов. сер., 1906, вып. 30. 113 с.
- Краснобаев А.А.* Морфологические особенности и альфа-свинцовый возраст цирконов из различных геологических образований Урала. — В кн.: Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М.: Наука, 1966, с. 140–152.
- Краснобаев А.А.* Основные итоги и проблемы геохронологического изучения Урала. — В кн.: Доордовикская история Урала. Свердловск, 1980, с. 28–39.
- Краснобаев А.А., Бибикова Е.В., Степанов А.И.* и др. Геохронология Бердяушского массива. — В кн.: Изотопная геохронология докембрия: Тез. докл. 21-й сессии Комис. по определению абсолютного возраста геол. формаций СССР. Уфа, 1979, с. 7.
- Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Степанов А.И.* и др. Петрология и рубидий-стронциевая геохронология Бердяушского массива рапакиви (Южный Урал). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 1, с. 21–38.
- Краснопольский А.А.* Бакальское, Инзерское, Белорецкое, Авзяно-Петровское месторождения руд на Южном Урале. — Изв. Геолкома, 1901, т. 20, № 1/2, с. 1–89.
- Краснопольский А.А.* Геологический очерк окрестностей Лемезинского завода Уфимского горного округа. — Тр. Геолкома. Нов. сер., 1904, вып. 17. 59 с.
- Крылов И.Н.* Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии верхнего докембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 133 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 79).
- Крылов И.Н.* Строматолиты рифея СССР. М.: Наука, 1975. 243 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 274).
- Лагутенкова Н.С.* Следы вулканической деятельности в отложениях верхнебавалинской серии Пермской области и Башкирской АССР. — Докл. АН СССР, 1963, т. 150, № 6, с. 1352–1355.
- Лапинская Т.А.* Главнейшие типы кристаллических пород фундамента Волго-Уральской области и их распространенность. — В кн.: Петрография фундамента и осадочных пород нефтегазоносных областей. М.: Гостоптехиздат, 1962, с. 3–17.
- Ленных В.И., Петров В.И.* Новые данные о магматизме и метаморфизме пород западного склона Южного Урала в связи с историей его тектонического развития. — В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974, с. 129–141.
- Ленных В.И., Петров В.И.* Стратиграфия айской свиты и проблема ее возраста. — Тр. Ильменского заповедника, 1978, вып. 19, с. 33–43.
- Лунгерсгаузен Г.Ф.* О фацальной природе и условиях отложения древних свит Башкирского Урала. — Сов. геология, 1947, сб. 18, с. 35–74.
- Львов К.А.* О древних отложениях Урала, их возрасте и стратиграфии. — Сов. геология, 1957, сб. 55, с. 51–77.
- Львов К.А., Олли А.И.* Об отношении среднего девона к ашинской свите и о возрасте "немых" толщ западного склона Урала. — Зап. Всерос. минерал. о-ва, 1935, ч. 64, № 2, с. 277–314.
- Маслов В.П.* Попытка возрастного определения "немых" толщ Урала с помощью строматолитов. — В кн.: Проблемы палеонтологии. М.: Изд-во МГУ, 1939, т. 4, с. 277–284.
- Махнач А.С., Веретенников Н.В., Шкуратов В.И., Бардон В.Е.* Рифей и венд Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1976. 360 с.
- Младших С.В., Аблизин Б.Д.* Стратиграфия верхнего докембрия западного склона Среднего Урала. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 2, с. 67–80.
- Младших С.В., Ключина М.Л., Аблизин Б.Д.* Корреляция терригенных отложений вендома западного склона Южного и Среднего

- Урала. — Тр. Ин-та геол. и геохим. УНЦ АН СССР, 1978, вып. 135, с. 13–29.
- Морозов С.Г., Ревенко Э.А.* О возрасте карбонатных толщ бавлинских отложений Башкирии. — Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 4, с. 917–920.
- Морозов С.Г., Ожиганова Л.Д., Балашова М.М.* и др. Стратиграфия и корреляция верхнего докембрия востока Русской плиты. — В кн.: Стратиграфия верхнего протерозоя СССР: (Рифей и венд). Л.: Наука, 1979, с. 143–147.
- Наливкин Д.В.* Об условиях образования древних "немых" толщ западного склона Южного Урала. — Изв. Всесоюз. геол.-развед. об-ния, 1931, т. 50, вып. 70, с. 1100–1103.
- Наливкин Д.В.* Ашинская свита Южного Урала. — В кн.: Стратиграфические схемы палеозойских отложений: (Додевон). М.: Гостехиздат, 1962, с. 21–22.
- Наумова С.Н.* Споры древних свит западного склона Южного Урала. — Тр. МОИП. Отд. геол., 1951, т. 1, с. 183–187.
- Нижняя граница рифея и строматолиты афебиа. М.: Наука, 1978. 198 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 312).
- Объяснительная записка к схеме стратиграфии верхнего докембрия Русской платформы АН УССР. Киев: Ин-т Геол. наук, 1978, с. 1–36.
- Овчинников Л.Н., Гаррис М.А.* Абсолютный возраст геологических образований Урала и Приуралья. — В кн.: Определение абсолютного возраста дочетвертичных геологических формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 195–207. (Междунар. геол. конгр. 21-я сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 3).
- Овчинников Л.Н., Дунаев В.А., Краснобаев А.А.* Материалы к абсолютной геохронологии Урала. — В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. М.: Наука, 1964, с. 157–171. (Междунар. геол. конгр. 22-я сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 3).
- Овчинников Л.Н., Дунаев В.А., Краснобаев А.А.* Об абсолютном возрасте геологических образований Ильменских гор. — Докл. АН СССР, 1969, т. 186, № 5, с. 1174–1177.
- Ожиганов Д.Г.* Геологическое строение метаморфического пояса хр. Урал-Тау Южного Урала. — Учен. зап. Баш. пед. ин-та, 1955, вып. 4, с. 357.
- Ожиганов Д.Г.* Метаморфические толщи хр. Урал-Тау. — В кн.: Геология СССР. Т. 13. Башкирская АССР и Оренбургская область. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1964, с. 78–98.
- Ожиганова Л.Д.* История изучения бавлинских отложений (верхний протерозой) и роль К.Р. Тимергазина в этих исследованиях. — В кн.: Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западной Башкирии. Уфа: Баш. фил. АН СССР, 1974а, с. 13–21.
- Ожиганова Л.Д.* Новые данные о стратиграфическом расчленении бавлинских отложений Башкирии. — В кн.: Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западной Башкирии. Уфа: Баш. фил. АН СССР, 1974б, с. 23–36.
- Олли А.И.* Древние отложения западного склона Урала. Саратов: Саратов. гос. ун-т, 1948. 414 с.
- Парначев В.П.* Калиевые метасоматиты айской свиты западного склона Южного Урала. — В кн.: Ежегодник 1976 Свердловск: Ин-т геол. и геохим. УНЦ АН СССР, 1977, с. 49–50.
- Полевая Н.И., Казаков Г.А.* Возрастное расчленение и корреляция древних "немых" отложений по отношению Al^{40}/K^{40} в глауконитах. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 103–122. (Тр. Лаб. геологии докембрия АН СССР; Вып. 12).
- Полевая Н.И., Казаков Г.А., Мурина Г.А.* Глаукониты как индикатор геологического времени. — Геохимия, 1960, № 1, с. 3–10.
- Постников Д.В.* Диабазовые породы девона Западной Башкирии и их соотношение с осадочной толщей и кристаллическим фундаментом. — В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Уфа: Баш. фил. АН СССР, 1968, вып. 12, с. 224–231.
- Постников Д.В.* Разновозрастные группы габбро-диабазовых даек западного склона Урала и прилегающих частей Русской платформы. — В кн.: Магматизм и эндогенная металлогения западного склона Южного Урала. Уфа: Баш. фил. АН СССР, 1973, с. 116–123.
- Постников Д.В.* Новые геохронологические данные по верхнему докембрию Русской платформы: Тез. докл. совещ. по верхнему докембрию (рифею) Русской платформы. М., 1974, с. 48.
- Постников Д.В., Удовиченко Э.М.* Анатектиты и метасоматиты в составе отложений докембрия северных районов Русской платформы. — Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 3, с. 672–675.
- Постникова И.Е.* Верхний докембрий Русской плиты и его нефтеносность. М.: Недра, 1977. 221 с.
- Прейсс В., Крылов И.Н.* Стратиграфия и растительные микрофоссилии верхнего докембрия Южной Австралии. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1980, № 7, с. 61–74.
- Раабен М.Е.* К вопросу о стратиграфическом положении машакской свиты Южного Урала. — Докл. АН СССР, 1957, т. 11, № 6, с. 1045–1048.
- Раабен М.Е.* Верхний рифей как подразделение общевропейской шкалы докембрия. — Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 4, с. 901–904.
- Раабен М.Е.* Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. М.: Наука, 1975. 247 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 273).
- Раабен М.Е.* Перспективы детализации биостратиграфии верхнего докембрия. — В кн.: Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия. М.: Наука, 1976, с. 198–207. (Междунар. геол. конгр. 25-я сессия. Докл. сов. геологов).
- Раабен М.Е.* Миньярская свита Южного Урала — литостратиграфическое подразделение. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 4, с. 56–66.
- Раабен М.Е., Забродин В.Е.* К биостратиграфической характеристике верхнего рифея Арктики. — Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 3, с. 676–679.
- Раабен М.Е., Забродин В.Е.* Водорослевая проблематика верхнего рифея. М.: Наука, 1972. 130 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 217).
- Радченко В.В., Федюкин М.А.* Нижнерифейские отложения южной части Башкирского антиклинария. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 11, с. 117–122.
- Ревенко Э.А.* Новые данные о вендском комплексе Волго-Уральской области. — Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 5, с. 1123–1125.

- Ревенко Э.А.* Карбонатные толщи докембрия Волго-Уральской области: Автореф. дис. . . канд. геол.-минерал. наук. Уфа: Уфимск. нефт. ин-т, 1970. 16 с.
- Романов В.А.* Типовые разрезы докембрия Южного Урала. М.: Наука, 1973. 133 с.
- Романов В.А.* Строение и соотношение верхних горизонтов рифея в стратиграфическом разрезе Южного Урала. — В кн.: Стратиграфия верхнего протерозоя СССР. Л.: Наука, 1979, с. 89–94.
- Ротарь А.Ф.* Машакская свита (рифей) на Южном Урале. — Сов. геология, 1974, № 4, с. 116–124.
- Ротарь А.Ф.* Строение и рудоносность машакской свиты рифея на Южном Урале. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 6, с. 53–62.
- Ротарь А.Ф.* К вопросу о составе и стратиграфическом положении конгломератов машакской свиты на Южном Урале. — Тр. Ин-та геол. и геохим. УНЦ АН СССР, 1976, вып. 123, с. 14–20.
- Ротарь А.Ф., Ротарь З.М.* Машакская свита рифея района хребта Большой Шатак. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 4, с. 119–124.
- Ротарь А.Ф., Шевцов П.Н.* Вулканогенные породы машакской свиты района г. Яман-Тау. — В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Уфа: Баш. фил. АН СССР, 1973, вып. 21, с. 82–89.
- Румянцева Н.А.* Новые данные по геологии шатакской свиты Южного Урала. — Материалы ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1960, вып. 28, с. 19–30.
- Румянцева Н.А.* Вулканизм и метаморфизм региона древних свит западного склона Южного Урала. — В кн.: Геология СССР. Т. 13. Башкирская АССР и Оренбургская область. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1964, с. 453–455.
- Салоп Л.И.* Общая стратиграфия шкалы докембрия. Л.: Недра, 1973. 310 с.
- Салоп Л.И., Мурина Г.А.* Возраст Бердяшского плутона рапакви и проблема геохронологических границ нижнего рифея. — Сов. геология, 1970, № 6, с. 15–27.
- Семенов Н.П., Плаксенко Н.А., Гавриш В.К.* и др. Новые данные по определению абсолютного возраста кристаллических пород Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М.: Наука, с. 137–142.
- Семихатов М.А.* Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 256).
- Семихатов М.А.* Соотношение нижнерифейских и подстилающих образований в опорных разрезах материков. — Тр. ГИН АН СССР, 1978, вып. 312, с. 9–35.
- Сергеев О.П.* Стратиграфия бакальской свиты Уральского протерозоя. — В кн.: Материалы по региональной стратиграфии СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 45–54.
- Смирнов Ю.Д.* История развития Уральской складчатой области в докембрии. — В кн.: Геология докембрия. М.: Недра, 1964, с. 195–207. (Междунар. геол. конгр. 22-я сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 10).
- Соколов Б.С.* Венд Русской платформы, его границы, расчленение и стратиграфические аналоги: Тез. докл. совещ. по верхнему докембрию (рифею) Русской платформы. (27 мая – 1 июня 1974 г.). М., 1974, с. 3–10.
- Соколов Д.С.* Несогласия и перерыв внутри рифейской группы в Катав-Ивановском районе (Южный Урал). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1947, т. 22, вып. 1, с. 73–81.
- Соловцов Л.Ф., Аксенов Е.М.* О стратиграфии валдайской серии Восточно-Европейской платформы. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1970, № 6, с. 3–13.
- Соловцов Л.Ф., Аксенов Е.М., Игнатъев С.В., Кузнецов О.Б.* О формационных рядах протерозоя Восточно-Европейской платформы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 8, с. 12–26.
- Соловцов Л.Ф., Клевцова А.А., Аксенов Е.М.* Новые данные о стратиграфии рифейских отложений востока Русской платформы. — Сов. геология, 1966, № 1, с. 70–77.
- Старостина З.М.* Сидеритоносная формация рифея западного склона Южного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 106 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 71).
- Стратиграфический словарь СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 1283 с.
- Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). — В кн.: Труды V сессии Научного совета по геологии докембрия. Уфа, 1977. Л.: Наука, 1979, с. 215.
- Стратиграфия СССР. Т. 2. Верхний докембрий. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 716 с.
- Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм. М.: Наука, 1982. 176 с. (Тр. ГИН; АН СССР Вып. 368).
- Сюндюков А.З., Ревенко Э.А.* О стратиграфическом положении укской свиты западного склона Южного Урала. — В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Уфа: Баш. фил. АН СССР, 1972, вып. 16, с. 11–14.
- Тетяев М.М.* Геотектоника СССР. Л.: ГОНТИ, 1938. 299 с.
- Тимергазин К.Р.* Додевонские образования Западной Башкирии и перспективы их нефтегазоносности. Уфа, 1959. 312 с.
- Тимергазин К.Р.* О вскрытии полного разреза верхнебавлинских отложений в Предуральском прогибе. — Докл. АН СССР, 1962, т. 145, № 1, с. 176–178.
- Тугаринов А.И., Бибилова Е.В., Краснобаев А.А., Макаров В.А.* Геохронология Уральского докембрия. — Геохимия, 1970, № 4, с. 501–509.
- Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала: Приняты 3-м Урал. межвед. стратигр. совещанием 8 апреля 1977 г. и утверждены МСК 30 января 1978 г. Свердловск, 1980. 126 отд. л.
- Федонкин М.А.* О новых находках онколитов в ямантауской серии Южного Урала. — В кн.: Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Европы и Северной Азии. М.: Наука, 1974, с. 249–252.
- Федонкин М.А.* Беломорская биота венда. М.: Наука, 1981. 100 с.
- Филитов В.А.* О закономерностях распределения фаций в древних толщах западного склона Южного Урала. — Литология и полез. ископаемые, 1972, № 5, с. 123–126.
- Филитов В.А.* Зона сочленения складчато-глыбовых структур в Кужинском рудном районе (Южный Урал). — Докл. АН СССР, 1975, т. 225, № 5, с. 1158–1161.
- Фирсов Л.В.* Примеры неоднозначного датирования глауконита из нижнего кембрия. — Геология и геофизика, 1978, № 4, с. 24–30.

- Фирсов Л.В., Николаева И.В., Лебедев Ю.Н., Солонцева С.И.* Состав, происхождение и абсолютный возраст слюдястых минералов синих глин нижнего кембрия Прибалтики. — Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1971, вып. 144, с. 165–192.
- Чайка В.М.* Являются ли метаморфизованные конгломераты айской свиты базальными образованиями докембрия Южного Урала? — Сов. геология, 1965, № 3, с. 115–118.
- Чепикова И.К.* К вопросу о стратиграфическом положении верхнебавлинских отложений Волго-Уральской области. — Докл. АН СССР, 1971, т. 197, № 3, с. 671–673.
- Чочиа Н.Г.* Геологическое строение Колво-Вишерского края. — Тр. ВНИГРИ. Нов. сер., 1955, вып. 91, с. 392–404.
- Чумаков Н.М.* Вендское оледенение Европы и Северной Атлантики (верхний докембрий). — Докл. АН СССР, 1971, т. 198, № 2, с. 419–422.
- Чумаков Н.М.* Докембрийские тиллиты и тиллоиды. М.: Наука, 1978а. 202 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 308).
- Чумаков Н.М.* К стратиграфии верхних горизонтов докембрия на Южном Урале. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978б, № 12, с. 35–48.
- Шатский Н.С.* Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. М.: МОИП, 1945. 131 с. (Материалы к познанию геологического строения СССР; Вып. 2/6).
- Шатский Н.С.* Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы. — В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 5–15. (Международ. геол. конгр. 21-я сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 8).
- Швецов П.Н.* К методике фациального картирования докембрийских вулканитов Урала. — В кн.: Палеовулканизм и оруденение: Тез. докл. к 2-му Урал. палеовулканол. симпозию. Свердловск; Миасс, 1974, с. 57.
- Швецов П.Н.* Базальные горизонты верхних серий рифея Южного Урала как отражение предшествующих эпох корообразования. — Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 1, с. 168–171.
- Швецов П.Н.* и др. Структурно-формационные зоны рифея западного склона Башкирского Урала. — В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974, с. 66–75.
- Швецов П.Н., Козлов В.И.* Западно-Уральская экскурсия. — В кн.: Путеводитель экскурсий 3-го Уральского петрографического совещания. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974, с. 86–100.
- Швецов П.Н., Ямаев Ф.А., Астахов Л.В.* Среднерифейская липарито-базальтовая формация западного склона Южного Урала. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала: Тез. докл. 3-го Урал. петрогр. совещ. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974, вып. 1, с. 39–40.
- Штукенберг А.А.* Геологические исследования на Южном Урале, произведенные в 1898 г. — Изв. Геолкома, 1899, т. 18, с. 297–313.
- Якобсон К.Э.* Основные черты строения рифейских осадочных толщ Приуралья. — Докл. АН СССР, 1968, т. 179, № 1, с. 175–178.
- Якобсон К.Э.* Проблема корреляции довендских неметаморфизованных толщ Русской платформы. — Тр. ВСЕГЕИ, 1971, т. 175, с. 88–105.
- Якобсон К.Э., Казак А.П.* О возможной природе конгломератов в айской свите Урала и их значении для стратиграфии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 3, с. 91–97.
- Янкаускас Т.В.* Растительные микрофоссилии рифейских отложений Южного Урала. — Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 4, с. 913–915.
- Янкаускас Т.В.* Древнейший комплекс растительных микрофоссилий из венда Башкирского Приуралья: (Сергеевская микробиота). — Докл. АН СССР, 1980а, т. 250, № 6, с. 1434–1436.
- Янкаускас Т.В.* Новые водоросли из верхнего рифея Южного Урала и Башкирского Приуралья. — Палеонтол. журн., 1980б, № 4, с. 107–113.
- Янкаускас Т.В.* Шишенякская микробиота верхнего рифея Южного Урала. — Докл. АН СССР, 1980в, т. 251, № 1, с. 190–192.
- Grabau A.W.* The Sinian system. — Bull. Geol. Soc. China, 1922, N 1/4, p. 1–28.
- On the Sinian geochronological scale of China based on isotopic ages for the Sinian strata in the Jenschan Region, North China. — Sci. sinica, 1977, vol. 20, N 6, p. 818–834.
- Preiss W.V., Forbes B.G.* Stratigraphy, correlation and sedimentary history of Adelaidean (late Proterozoic) basins in Australia. — Precambrian Res., 1981, vol. 15, N 9, p. 255–304.
- Pringle J.R.* Rb-Sr age determinations on shales associated with the Varanger Joe Age. — Geol. Mag., 1972, vol. 109, N 6, p. 465–472.
- Schopf J.W., Dolnik T.A., Krylov I.N.* et al. Six new stromatolitic microbios from the proterozoic of the Soviet Union. — Precambrian Res., 1977, N 4, p. 269–284.

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|---|-----|
| Введение (Б.М. Келлер) | 3 |
| Верхний докембрий Башкирского мегантиклинория | 4 |
| Общие географические сведения и структурно-фациальное районирование (Б.М. Келлер) | 4 |
| История исследований (Б.М. Келлер) | 6 |
| Стратиграфия рифей и венда Башкирского мегантиклинория | 8 |
| Нижний рифей (бурзяний) (Б.М. Келлер, В.И. Козлов) | 8 |
| Средний рифей (юрматиний) (Б.М. Келлер, В.И. Козлов, А.Ф. Ротарь) | 29 |
| Верхний рифей (каратавий) (М.Е. Раабен, В.И. Козлов) | 50 |
| Терминальный рифей (кудаш) (Б.М. Келлер, В.И. Козлов) | 81 |
| Венд (Б.М. Келлер, В.И. Козлов) | 92 |
| Верхний докембрий Волго-Уральской области (Е.М. Аксенов, С.Г. Морозов, Л.Ф. Солонцов, А.П. Казак) | 107 |
| Стратиграфия рифей и венда | 107 |
| Нижний рифей (бурзяний) | 107 |
| Верхний рифей (каратавий) | 115 |
| Венд | 120 |
| Корреляция с разрезами Южного Урала | 124 |
| Верхний докембрий Среднего и Северного Урала (С.В. Младших) | 125 |
| Басегско-Синегорский мегантиклинорий | 127 |
| Верхний рифей (каратавий) | 127 |
| Терминальный рифей (кудаш) | 128 |
| Венд | 130 |
| Полюдовско-Колчимское поднятие | 137 |
| Средний рифей (юрматиний)? | 138 |
| Верхний рифей (каратавий) | 138 |
| Терминальный рифей (кудаш) | 139 |
| Венд | 140 |
| Геохронология позднего докембрия западного склона Южного Урала и Приуралья (М.А. Гаррис) | 143 |
| Основные дискуссионные и неясные вопросы геохронологии позднего докембрия Южного Урала и Приуралья | 145 |
| Геохронология позднего докембрия западного склона и осевой зоны Южного Урала | 146 |
| Ранний рифей (бурзяний) | 146 |
| Поздний рифей (каратавий) | 152 |
| Терминальный рифей (кудаш) и венд | 155 |
| Геохронология позднего докембрия восточной части Русской платформы | 156 |
| Ранний рифей (бурзяний) | 159 |
| Средний рифей (юрматиний) | 162 |
| Поздний рифей (каратавий) | 163 |
| Венд | 169 |
| Общая схема расчленения и корреляции верхнего докембрия Южного Урала и приуральской части Русской платформы | 170 |
| Заключение (Б.М. Келлер) | 172 |
| Литература | 176 |

CONTENTS

| | |
|--|----|
| Introduction (B.M. Keller) | 3 |
| Upper Precambrian of the Bashkirian meganticlinorium | 4 |
| Geographical data and tectonical zonation (B.M. Keller) | 4 |
| Previous investigations (B.M. Keller) | 6 |
| Riphean and Vendian stratigraphy of the Bashkirian meganticlinorium | 8 |
| Lower Riphean (Bourzyanian) (B.M. Keller, V.I. Kozlov) | 8 |
| Middle Riphean (Yourmatinian) (B.M. Keller, V.I. Kozlov, A.F. Rotar) | 29 |
| Upper Riphean (Karatavian) (M.E. Raaben, V.I. Kozlov) | 50 |
| Uppermost Riphean (Kudash) (B.M. Keller, V.I. Kozlov) | 81 |
| Vendian (B.M. Keller, V.I. Kozlov) | 92 |

| | |
|--|-----|
| Upper Precambrian of the Volga-Ural region (<i>E.M. Aksenov, S.G. Morozov, L.P. Solontsov, A.P. Kazak</i>) | 107 |
| Stratigraphy of the Riphean and the Vendian | 107 |
| Lower Riphean (Bourzyanian) | 107 |
| Upper Riphean (Karatavian) | 115 |
| Vendian | 120 |
| Correlation with the southern Urals sections | 124 |
| Upper Precambrian of the Middle and Northern Urals (<i>C.V. Mladshikh</i>) | 125 |
| Basegsko-Sinegorskii meganticlinorium | 127 |
| Upper Riphean (Karatavian) | 127 |
| Uppermost Riphean (Kudash) | 128 |
| Vendian | 130 |
| Poludovo-Kolchim uplift | 137 |
| Middle Riphean (Yourmatinian) ? | 138 |
| Upper Riphean (Karatavian) | 138 |
| Uppermost Riphean (Kudash) | 139 |
| Vendian | 140 |
| Late Precambrian Geochronology of the Western Slope of the Southern Urals and the Volga-Urals region (<i>M.A. Harris</i>) | 143 |
| The main problems of the Late-Precambrian geochronology of the Southern Urals and the Preuralian area | 145 |
| Geochronology of the Late Precambrian of the Western Slope and of the axial zone of the Southern Urals | 146 |
| Early Riphean (Bourzyanian) | 146 |
| Late Riphean (Karatavian) | 152 |
| Latest Riphean (Kudash) and Vendian | 155 |
| Geochronology of the Late Precambrian of the Western part of the Russian Plate | 156 |
| Early Riphean (Bourzyanian) | 159 |
| Middle Riphean (Yourmatinian) | 162 |
| Late Riphean (Karatavian) | 163 |
| Vendian | 169 |
| General subdivision and correlation of the Upper Precambrian of the Southern Urals and of the Preuralian part of the Russian Plate | 170 |
| Conclusion (<i>B.M. Keller</i>) | 172 |
| Bibliography | 176 |

СТРАТОТИП РИФЕЯ

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОХРОНОЛОГИЯ

*Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом АН СССР*

Редактор издательства *И.М. Ерофеева*
Художник *Л.А. Григорян*. Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*
Технические редакторы *Н.А. Торгашова, Г.П. Каренина*
Корректор *Т.И. Шеповалова*

ИБ № 27494

Подписано к печати 22.02.83. Т — 04552. Формат 70х108 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 16,1 + 0,7 вкл. Усл.кр.-отт. 17,2. Уч.-изд.л. 21,2
Тираж 750 экз. Тип.зак. 65. Цена 3 р. 20 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва, В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

3 р. 20 к.

