

**РИФЕЙ ВОСТОЧНОЙ, СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ И СЕВЕРНОЙ ПЕРИФЕРИИ
РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЗАПАДНОЙ МЕГАЗОНЫ УРАЛА:
литостратиграфия, условия формирования и типы осадочных последовательностей**

А.В. Маслов*, В.Г. Оловянишников, М.В. Ишерская*****

**Институт геологии и геохимии УрО РАН
620151, Екатеринбург, Почтовый пер., 7
E-mail: maslov@igg.uran.ru*

***Институт геологии Коми НЦ УрО РАН
167610, Сыктывкар, Первомайская, 54
E-mail: olovyanishnikov@geo.comisc.ru*

****Институт геологии УНЦ РАН
450000, Уфа, Карла Маркса, 16/2
E-mail: ig@anrb.ru*

Поступила в редакцию 6 февраля 2002 г.

В эволюции нашей планеты с рифеем связано формирование платформенного чехла на гигантских эпикарельских кратонах, образывавших каркас Пангеи-I, последующая их деструкция и распад суперконтинента и развитие обширных мелководных бассейнов осадконакопления. В пределах восточной, северо-восточной и северной периферии Русской платформы, а также западной мегазоны Урала развит крупный комплекс осадочных образований этого временного интервала, в котором запечатлена история эволюции различных седиментационных бассейнов, существовавших на данной территории почти в течении 1 млрд лет. Более чем полувековые работы по созданию для рассматриваемой территории детальных стратиграфических схем позволяют в настоящее время с достаточно высокой долей уверенности предпринять анализ основных черт формирования существовавших здесь в рифее бассейнов осадконакопления, наметить их основные типы и эволюцию во времени. Наиболее ярко, на наш взгляд, это можно сделать на основе анализа состава, строения и особенностей внутренней "архитектуры" крупных седиментационных последовательностей, выполняющих известные здесь осадочные бассейны. В статье рассмотрена современная литостратиграфия рифея данной территории, суммированы данные по генезису осадочных последовательностей и намечены основные закономерности эволюции седиментационных бассейнов.

Ключевые слова: *Рифей, восток, северо-восток и север Русской платформы, западная мегазона Урала, литостратиграфия, типы осадочных последовательностей.*

**RIPHEAN DEPOSITS ON EASTERN, NORTH-EASTERN AND NORTHERN
PERIPHERY OF THE RUSSIAN PLATFORM AND WESTERN MEGAZONE OF THE
URALS: lithostratigraphy, formation conditions and types of sedimentary sequences**

A.V. Maslov*, V.G. Olovyanishnikov, M.V. Isherskaya*****

**Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS*

***Institute of Geology, Komi Scientific Center, Urals Branch of RAS*

****Institute of Geology, Ufimian Scientific center of RAS*

During Riphean in the history of our planet there were platform cover formation on the giant epicarelian cratons (parts of Pangea-I supercontinent), destruction of these cratons and appearance of wide shallow marine sedimentary basins. On the eastern, north-eastern and northern periphery of the East European platform and western megazone of the Urals are known huge sedimentary sequences of

Riphean. These sequences were formed in various types of intra- and pericratonic sedimentary basins for the space of more 1 billion years. At present more than half-century detailed stratigraphic investigations on the territory under review give us a possibility to reconstruct with great confidence main palaeogeographic, palaeotectonic and palaeoclimatic conditions and its changing during this incredibly long period of time. More easily it may be done by analysis of composition, structure and inner architecture of great sedimentary sequences, which were infilled these basins. New data of the Riphean lithostratigraphy, palaeogeography and genesis of the Lower, Middle and Upper Riphean deposits on the territory under review are discussed in this paper.

Key words: *Riphean, eastern, north-eastern and northern periphery of the Russian Platform, western megazone of the Urals, lithostratigraphy, types of sedimentary sequences.*

Введение

Настоящее сообщение включает два раздела. В первом суммированы современные данные по литостратиграфии и условиям формирования осадочных последовательностей рифея, известным на территории восточной, северо-восточной и северной периферии Русской платформы и западной мегазоны Урала; этот раздел разбит на ряд подразделов, отвечающих крупным регионам рассматриваемой территории (рис. 1). Первый подраздел посвящен т.н. южному сегменту, к которому принадлежат западный склон Южного Урала и Волго-Уральская область. Во втором подразделе рассматриваются материалы по центральному сегменту, охватывающему

Средний Урал (Кваркушско-Каменногорский мегантиклинорий) и Полнодов Кряж. Третий подраздел (северо-восточный сегмент) посвящен



Рис. 1. Положение рассматриваемых в работе сегментов в структуре восточной, северо-восточной и северной окраины Восточно-Европейской платформы и современной западной мегазоны Урала (картографическая основа по [Геологическая карта..., 1996]).

1 – Онего-Кандалакшинский авлакоген; 2 – Лешуконско-Сафоновский авлакоген; 3 – Солигаличско-Яренский авлакоген; 4 – Вятский авлакоген; 5 – Камско-Бельский прогиб; 6 – Серноводско-Абдуллинский авлакоген.

характеристике рифейских осадочных образований Тимано-Печорской области, а в четвертом суммированы данные по рифею мурманского побережья Кольского п-ва и северу Норвегии. Во втором разделе, исходя из наиболее общих литологических особенностей рифейских осадочных ассоциаций, сделана попытка провести их типизацию и наметить некоторые общие особенности формирования.

Литостратиграфия осадочных последовательностей рифея.

Южный сегмент

В составе южного сегмента выделяются две крупные области развития осадочных ассоциаций рифея - западный склон Южного Ура-

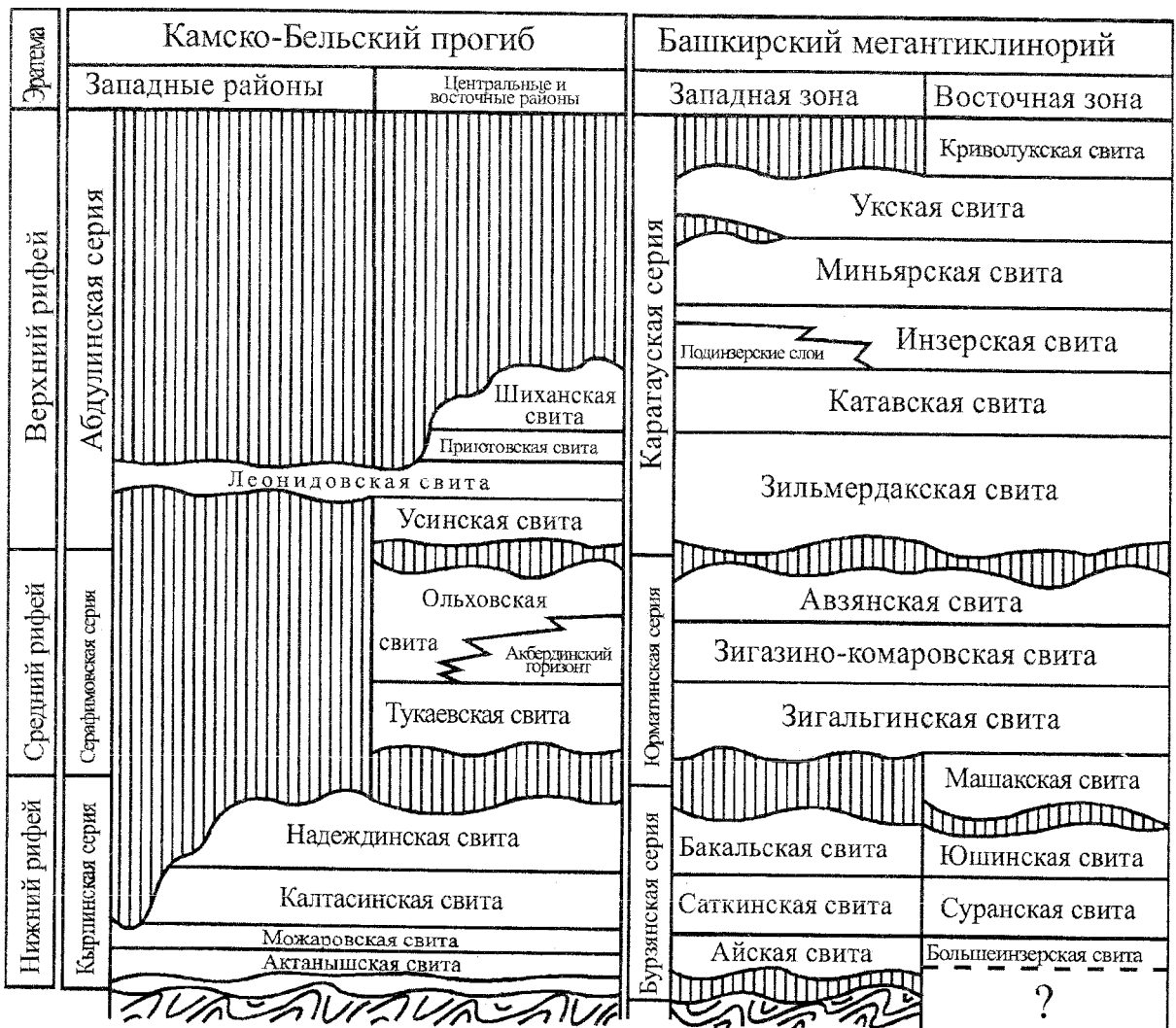
ла (Башкирский мегантиклинорий) и Волго-Уральская. В свою очередь, каждая из них подразделяется на ряд районов или зон.

Разрез *западного склона Южного Урала* является наиболее полным из всех известных разрезов рифея в пределах рассматриваемой в настоящем сообщении территории. Он объединяет терригенные и карбонатные образования бурзянской, юрматинской и каратауской серий (табл. 1), являющиеся соответственно эталонами нижнего, среднего и верхнего рифея Северной Евразии [Решение Всесоюзного..., 1979; Общие вопросы..., 1990; Семихатов и др., 1991; Стратиграфические схемы..., 1993].

Типовые разрезы бурзянской серии, объединяющей айскую, саткинскую и бакальскую свиты расположены на северо-востоке Башкир-

Таблица 1

Корреляция литостратиграфических подразделений рифея южного сегмента (таблица построена преимущественно по материалам [Стратотип рифея..., 1983; Стратиграфические схемы..., 1993; Романов, Ишерская, 1994, 2001; Маслов, Ишерская, 1998]).



ского мегантиклинория; в центральных его районах (Ямантауский антиклинорий) с ними по составу и комплексу фитолитов сопоставляются большеинзерская, суранская и юшинская свиты [Стратотип рифея..., 1983; Нижний рифей..., 1989; Козлов и др., 1990].

Айская свита, согласно решению IV Уральского стратиграфического совещания, подразделяется на три подсвиты – навышскую, чудинскую и кисеганскую [Стратиграфические схемы..., 1993]. Исходя же из данных литологических исследований [Маслов, Крупенин, 1991; Маслов, 1993], в ее разрезе могут быть намечены два крупных подразделения – нижнее (мощность до 2000-2500 м) вулканогенно-терригенное грубообломочное (соответствует навышской, липовской и чудинской подсвитам М.И. Гараня) и верхнее (мощность до 1000 м), представленное преимущественно темноокрашенными тонкозернистыми алюмосиликокластическими отложениями (в схеме М.И. Гараня это кисеганская и сунгурская подсвиты). Первое из них залегает с размывом и угловым несогласием на архейско-нижнепротерозойском тараташском комплексе и представлено преимущественно брекчиями и конгломератами, метабазальтами, разномзернистыми аркозовыми и полимиктовыми песчаниками с подчиненными прослоями и пакетами алевролитов и глинистых сланцев, имеющими, по всей видимости, в основном континентальный генезис [Парначев, Швецов, 1987, 1991; Парначев и др., 1990; Маслов, 1989а, 1993]. Второе объединяет преимущественно низкоуглеродистые глинистые сланцы; подчиненную роль в его разрезах играют алевролиты, мелкозернистые песчаники, гравелиты и мелкогалечниковые конгломераты.

В отложениях айской свиты известны единичные находки мелких микрофоссилий [Вейс и др., 1990; Козлов и др., 1990]. Вулканические породы в составе свиты имеют изотопный U-Pb возраст 1615 ± 45 млн лет [Нижний рифей..., 1989].

Саткинская свита (мощность 1700-3500 м) залегает согласно на айской и сложена механогенными и в меньшей степени фитогенными доломитами – образованиями преимущественно прибрежных зон мелководного шельфа [Маслов, 1993, 1997]. Свита подразделяется на пять подсвит, из которых в третьей снизу, т.н. половинкинской подсвите, преобладают низкоуглеродистые тонкозернистые алюмосиликокластические образования [Гарань, 1969; Стратотип

рифея..., 1983; Нижний рифей..., 1989].

Карбонатные породы саткинской свиты прорываются гранитами рапакиви и сиенитами Бердяушского массива, изотопный возраст которых составляет 1348 ± 16 млн лет (U-Pb метод по цирконам) [Краснобаев, 1986]. В разрезах саткинской свиты присутствуют строматолиты I (нижнерифейского) комплекса – *Paniscollenia satka* Kom., *Conophyton punctatus* Kom., *Crateria melodia* Kom., *Kussiella kussiensis* Kryl., *Gongylina differenciata* Kom., *Stratifera omachtella* Semikh., *Conophyton garganicus* Kom. [Крылов, 1963; Стратотип рифея..., 1983]. Глинистые сланцы из половинкинской и верхнесаткинской подсвит содержат преимущественно транзитные формы микрофоссилий – *Leiosphaeridia crassa* (Naum.), *L. incrassata* (Naum.), *Nucellosphaeridium minutum* Tim., *Protosphaeridium densum* Tim. [Вейс и др., 1990]. В кремнях присутствуют *Eomycetopsis sibiriensis* Lo., *Gunflintia minuta* Bargh., *Gloeodiniopsis uralicus* Kryl. et Serg., *Oscillatoriopsis* sp., *Eosynechococcus amadeus* Knoll et Golub. и другие окремненные микрофоссилии [Сергеев, Крылов, 1986; Сергеев, 1992].

Бакальская свита представлена в нижней части (макаровская подсвита, 500-650 м) преимущественно низкоуглеродистыми глинистыми сланцами (скорее всего это отложения небольших внутришельфовых седиментационных ванн с условиями ограниченной циркуляции); в верхней (малобакальской) подсвите (800-1000 м) примерно в равных соотношениях присутствуют алюмосиликокластические и карбонатные осадки “сверхмелководного”, прибрежно- и мелководно-морского генезиса [Крупенин, 1983, 1999; Маслов, 1989а, 1997]. Малобакальская подсвита объединяет 10 пачек карбонатных (нечетные пачки) и терригенных (четные пачки) пород, мощность каждой из которых варьирует от 50-60 до 250-300 м [Яницкий, Сергеев, 1962; Сергеев, 1963; Крупенин, 1999].

Возраст раннего диагенеза известняков березовской (самой нижней) пачки малобакальской подсвиты составляет, по данным Pb-Pb метода, 1430 ± 30 млн лет [Кузнецов и др., 2001]. Рвушая отложения бакальской свиты в пределах Бакальского рудного поля т.н. “Главная дайка” имеет изотопный возраст 1360 ± 35 млн лет [Эльмис и др., 2000]. В бакальской свите известны строматолиты I (нижнерифейского) комплекса (*Conophyton cylindricum* Masl., *C. lituum*

Masl., *Gaia irkuskanica* Kryl., *Jacutophyton* sp.) [Крылов, 1963; Стратотип рифея..., 1982, 1983; Нижний рифей..., 1989] и мелкие органостенные микрофоссилии *Leiosphaeridia crassa* (Naum.), *L. incrassata* (Naum.), *L. bicrura* Jank., *Protosphaeridium densum* Tim., *Leiominuscula minuta* Naum., *Germinosphaera todasii* A. Weiss [Вейс и др., 1990].

Большеинзерская свита (мощность более 2200 м) представлена в основном мелко- и среднезернистыми кварцевыми и полевошпато-кварцевыми песчаниками, при подчиненной роли низкоуглеродистых глинистых сланцев, алевролитов, известняков и доломитов. В нижней и средней частях разреза преобладают умеренно глубоководные гравитационные отложения, тогда как верхняя часть свиты объединяет в основном мелководно-морские алюмосиликокластические и карбонатные образования [Маслов, 1989б, 1993].

Суранская свита (мощность от 1000 м в западных до 2800 м в восточных разрезах) подразделяется на пять подсвит – миньякскую, бердагуловскую, ангастакскую, сердаукскую и лапыштинскую. В разрезах первой и пятой подсвит преобладают хемогенные и механогенные известняки и доломиты. Вторая и четвертая подсвиты сложены в основном глинистыми и карбонатно-глинистыми, в той или иной мере углеродистыми, сланцами и мелкозернистыми алевролитами, с подчиненными им прослоями и пакетами мергелистых и низкоуглеродистых известняков и доломитов. Отложения рассматриваемого уровня формировались в основном на значительном удалении от береговых зон бассейна, в условиях преобладания обстановок с ограниченной циркуляцией придонных вод [Маслов, 1997].

В доломитах относимых к самой верхней, лапыштинской, подсвите суранской свиты в южной части Башкирского мегантиклинория, в окрестностях д. Аскароро, В.В. Радченко и М.А. Федонкиным [1974] описаны строматолиты I комплекса.

Юшинская свита (650-1000 м) представлена исключительно алюмосиликокластическими образованиями - глинистыми сланцами и низкоуглеродистыми их разновидностями, алевролитами, мелко- и среднезернистыми песчаниками. По генезису это преимущественно мелководно-морские отложения [Маслов, 1989а].

На отложениях бурзянской серии с перерывом и угловым несогласием залегают тер-

ригенные и терригенно-карбонатные образования юрматинской серии - машакская, зигальгинская, зигазино-комаровская и авзянская свиты [Стратотип рифея..., 1983; Стратиграфические схемы..., 1993].

Машакская свита (2500-3000 м) развита в восточных районах Башкирского мегантиклинория и сложена преимущественно алюмосиликокластическими и вулканогенно-осадочными образованиями: мелко- и среднезернистыми кварцитовидными песчаниками и кварцито-песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами, конгломератами, глинистыми и углеродисто-глинистыми сланцами, базальтами, а также в подчиненном количестве липаритами и липарито-дацитами. В пластах конгломератов в основании машакской свиты встречаются окатанные гальки и валуны песчаников и кварцито-песчаников подстилающей их юшинской свиты [Анфимов и др., 1983; Ротару, 1983]. Нижние и средние уровни машакской свиты представлены преимущественно прибрежно-континентальными и прибрежно-морскими образованиями, тогда как верхние (седьмая и восьмая подсвиты) – мелководно-морскими отложениями зон интенсивных течений [Парначев и др., 1986; Парначев, 1988; Маслов, 1993].

Вулканогенные образования машакской свиты имеют изотопный возраст (U-Pb метод по цирконам и Rb-Sr изохронный метод по валовым пробам) 1330-1346 млн лет [Краснобаев, 1986; Нижний рифей..., 1989].

Зигальгинская свита (до 550 м) сложена преимущественно мелко- и среднезернистыми светлоокрашенными кварцитовидными песчаниками и алевролитами. На северо-востоке Башкирского мегантиклинория в основании и нижней части свиты присутствуют прослои и крупные линзы конгломератов [Гарань, 1969; Стратотип рифея..., 1983; Маслов, Крупенин, 1991]. В центральных и восточных районах мегантиклинория в средней части свиты наблюдается пачка низкоуглеродистых глинистых сланцев и мелкозернистых алевролитов [Стратотип рифея..., 1983; Маслов, Крупенин, 1991]. По совокупности текстурно-структурных признаков алюмосиликокластические образования данного уровня типового разреза относятся к осадкам “сверхмелководных”, сублиторальных и литоральных зон [Маслов, 1993, 1997].

Зигазино-комаровская свита (1000-1200 м) сложена в основном темноцветными низкоуглеродистыми алевроито-глинистыми породами с

прослоями песчаников, известняков и доломитов [Маслов, 1991]. Текстурно-структурные особенности пород и геохимические данные [Маслов, 1990, 1991, 1993; Крупенин и др., 1995] указывают на формирование исходных осадков в достаточно часто пересыхавших обстановках перилиторального типа, а наличие в нижней части свиты желваковых стяжений пирита и линзовидных прослоев диагенетических сидеритов, предполагает периодическое установление на отдельных участках бассейна бескислородных обстановок.

В породах зигазино-комаровской свиты присутствуют поднимающиеся из более древних уровней, просто устроенные акритархи – *Leiosphaeridia crassa* (Naum.), *L. bicrura* Jank., *L. incrassata* (Naum.), *Leiominuscula minuta* Naum., *Satka favosa* Jank., *S. elongata* Jank. [Вейс и др., 1990].

Завершающая разрез среднего рифея Башкирского мегантиклинория *авзянская свита* (800-2000 м), расчленяется на шесть подсвит [Козлов и др., 1990; Стратиграфические схемы..., 1993]. Из них, первая, третья и пятая (снизу) слагаются известняками, доломитами и их переходными разностями, часто со строматолитами; в виде маломощных прослоев среди них присутствуют глинистые сланцы и их низкоуглеродистые разности, алевролиты и интракластические карбонатные брекчии. Вторая и четвертая подсвиты представлены в основном глинистыми и углеродисто-глинистыми сланцами, алевролитами и, реже, песчаниками. Наконец, шестая, тюльменская, подсвита слагается глинистыми сланцами с прослоями и пачками песчаников, алевролитов и доломитов¹.

Авзянская свита объединяет весьма пестрый по генезису спектр отложений [Маслов,

1993, 1997; Ларионов, 1994]. В ее разрезах описаны алюмосиликокластические осадки прибрежного мелководья, “сверхмелководные” образования и мелководно-морские отложения. Карбонатные образования данного уровня формировались в мелководно-морских условиях в основном в пределах мелкого шельфа (нижняя сублитораль и т.п. обстановки).

Карбонатные породы рассматриваемого уровня эталона рифея содержат строматолиты II (среднерифейского) комплекса – *Baicalia aborigena* Schap., *Svetliella avzianica* Kom., *Colleniella evoluta* Schap., *Conophyton metula* Kir., *Baicalia nova* Kryl. et Schap., *Stratifera flexurata* Kom., *Cryptophyton convolutum* Kom. [Крылов, 1975; Стратотип рифея..., 1983; Козлов и др., 1990]. В дотюльменских тонкозернистых алюмосиликокластических образованиях преобладают наиболее просто устроенные акритархи, чехлы и коккоидные микрофоссилии [Вейс и др., 1990]. В темноцветных алевролитах тюльменской подсвиты А.Ф. Вейсом и его соавторами обнаружена весьма представительная ассоциация микрофоссилий, которая существенно отличается по степени сохранности, количеству и разнообразию от других местонахождений микрофоссилий в разрезах авзянского уровня [Вейс и др., 1990; Козлов и др., 1990]. В составе указанной ассоциации определено более 30% не известных в среднерифейских отложениях Башкирского мегантиклинория таксонов, что позволяет некоторым авторам рассматривать тюльменскую толщу как переходную между юрматинской и каратауской сериями². В стяжениях кремней В.Н. Сергеевым [1992] определены *Eomycetopsis robusta* Schopf, *Eoentophysalis belcherensis* Hoffmann, *Polybessurus bipartites* Fairch., *Gloeodiniopsis*

¹ Как показано П.Н. Швецовым [2001, стр. 103, 105], “... при выделении тюльменского стратона ... в большинстве разрезов в него включены комплексы пород, разделенные стратиграфическим несогласием, т.е. несогласие находится внутри литостратиграфического подразделения” и “о разновозрастности нижней и верхней пачек тюльменской толщи свидетельствуют и палеонтологические материалы, согласно которым в верхах тюльменской толщи присутствуют микрофоссилии верхнерифейского, а в низах среднерифейского типа”. П.Н. Швецовым особо подчеркнуто, что все эти материалы давно известны, но игнорируются В.И. Козловым.

² Аргументация против такой точки зрения приведена в работах [Маслов, Анфимов, 2000; Маслов и др., 2001 и др.]. Расчеты возможной длительности формирования осадочных последовательностей юрматиния с учетом средних скоростей накопления различных по генезису осадочных ассоциаций [Маслов, 2001] позволяют предполагать, что между временем накопления терригенно-карбонатных и терригенных образований авзянской и зильмердакской свит мог существовать перерыв длительностью до 100-150 млн лет.

lamellosa Schopf и крупные *Leiosphaeridia*. Изотопный возраст минералогически неизученного глауконита из пород авзянской свиты (К-Аг метод) составляет порядка 1220 млн лет [Стратотип рифея..., 1983].

На отложениях юрматинской серии среднего рифея с размывом и угловым несогласием залегают алюмосиликокластические и карбонатные породы каратауской серии, включающей в западной части мегантиклинория (снизу вверх) зильмердакскую, катавскую, инзерскую, миньярскую и укскую свиты; на юго-востоке мегантиклинория, в бассейне р. Белой, разрез серии надстраивается терригенными образованиями криволукской свиты [Стратотип рифея..., 1983; Общие вопросы..., 1990; Стратиграфические схемы..., 1993].

Зильмердакская свита (1200-3200 м) состоит преимущественно из аркозовых и субаркозовых песчаников, с подчиненными им прослоями гравелитов и конгломератов, алевролитов и глинистых сланцев. Свита подразделяется на четыре подсвиты – бирьянскую, нугушскую, лемезинскую и бедерьшинскую.

Бирьянская подсвита (мощность варьирует от 800 до 2000-2500 м) представлена красноцветными и светлоокрашенными полевошпато-кварцевыми, аркозовыми и субаркозовыми, преимущественно крупно- и среднезернистыми песчаниками с прослоями гравелитов и мелкогалечниковых конгломератов, а также краснобурыми и кирпично-красными мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. Песчаники бирьянской подсвиты содержат обломочные цирконы, минимальный изотопный возраст которых не поднимается выше 1100 млн лет [Краснобаев, 1986; Стратотип рифея..., 1983].

Нугушская подсвита (200-350 м) сложена преимущественно алевролитами, глинистыми сланцами и аргиллитами серого, темно-серого и зеленовато-серого цвета. В нижней ее части в ряде разрезов присутствует пачка светло-серых кварцевых песчаников небольшой мощности.

Лемезинская подсвита (100-300 м) складывается в основном светлоокрашенными средне- и, реже, крупнозернистыми песчаниками.

Бедерьшинская подсвита (250-400 м) объединяет разнообразные песчаники, алевролиты и глинистые сланцы. В виде прослоев и пачек небольшой мощности в ее составе в ряде районов Башкирского мегантиклинория присутствуют известняки и доломиты.

В бедерьшинской подсвите описан богатый комплекс микрофоссилий – *Leiosphaeridia crassa*, *L. incrassata*, *L. bicrura*, *L. jacutica*, *Protosphaeridium densum* Tim., *Leiominuscula minuta* Naum., *Nucellosphaeridium minutum* Tim., *N. nordium trichoides typicus* Hermann, крупные и гигантские *Chuararia*, *Brevitrichoides bashkiricus* Jank., *B. karatavicus* Jank., *Eomycetopsis psilata* Maihy et Schukla, *E. rugosa* Schopf et Blacic, *Palaeolyngbya minor* Schopf, *P. zilimica* Jank. [Янкаускас, 1982а, 1982б; Стратотип рифея..., 1983; Вейс и др., 1990; Козлов и др., 1990]. В последние годы весьма богатые сборы микрофоссилий (*Leiosphaeridia bicrura*, *L. ternata*, *Chuararia*, *Navifusa*, *Myxococcoides*, *Ostiana*, *Leiotrichoides gracilis* Pjat., *Eomicrocoleus*, *Majaphyton*, *Simia*, *Nucellosphaeridium*, *Pterospermopsimorpha*, *Poysphaeroides* и др.) сделаны и в отложениях нугушской подсвиты [Вейс и др., 2000].

Катавская свита складывается пестроцветными тонкополосчатыми глинистыми известняками и мергелями с маломощными прослоями красноцветных глинистых сланцев и интракластических карбонатных брекчий, тяготеющими преимущественно к нижним горизонтам свиты; в юго-восточных районах мегантиклинория в составе свиты преобладают серые и зеленовато-серые известняки и их мраморизованные разновидности. Мощность свиты составляет 200-300 м.

Карбонатные породы катавской свиты содержат строматолиты III (верхнерифейского) комплекса – *Inzeria tjomusi* Kryl., *Jurusania cylindrica* Kryl., *J. nisvensis* Raab., *Malginella malgica* Kom., *M. zipandica* Kom. [Крылов, 1963, 1975; Комар, 1978; Стратотип рифея..., 1983]. Изотопный К-Аг возраст минералогически неизученного глауконита из верхней части свиты составляет 970-938 млн лет [Гаррис, 1977; Стратотип рифея..., 1983].

Инзерская свита (мощность до 1000 м) сложена терригенными (преобладают) и карбонатными отложениями; последние содержат разнообразные строматолиты III комплекса и богатый комплекс микрофоссилий – *Leiofusidium dubium* Jank., *Pterospermella simica* Jank. и др. [Вейс и др., 1990]. В западных районах мегантиклинория в составе свиты присутствуют две карбонатные (нижняя из них известна под названием подинзерских слоев или симской свиты) и две алюмосиликокластические толщи. В подинзерских слоях описаны строматолиты *Gonophyton garanicus var. ikeni*

Raab. et Komar, *Baicalia ex gr. prima* Semikh. В верхней карбонатной толще присутствуют строматолиты *Gymnosolen ramsayi* Steinm., *Katavia karatavica* Kryl. и *Parmites meridionalis* Raab. В восточных районах, на правом берегу р. Белой, в составе инзерской свиты известны только алюмосиликокластические образования.

Изотопный возраст минералогически неизученного глауконита, отобранного из верхней части инзерской свиты варьирует, по данным приведенным в работах [Гаррис, 1977; Стратотип рифея..., 1983], от 791 до 683 млн лет (К-Аг метод). По данным И.М. Горохова и Г.В. Овчинниковой с соавторами [Gorokhov et al., 1995; Овчинникова и др., 1995], Rb-Sr изотопный возраст раннедиагенетического иллита (политипная модификация 1M) из глинистых сланцев инзерской свиты составляет 805-835 млн лет. Время проявления раннего диагенеза в известняках подинзерских слоев датируется изохронным Pb-Pb методом в 836 ± 25 млн лет [Овчинникова и др., 1998].

Миньярская свита (500-800 м) представлена преимущественно механогенными доломитами и строматолитовыми их разностями (*Conophyton miloradovici var. krylovi* Raab., *Minjaria uralica* Kryl., *Gymnosolen levis* Kryl., *Parmites nubilosus* Raab. et Komar), в верхней трети существенно окремненными, подчиненную роль в ее разрезах играют известняки. В ряде районов мегантиклинория среди доломитов присутствуют маломощные прослои аргиллитов и кварцевых песчаников.

В кремнях из доломитов миньярской свиты определены многочисленные микрофоссилии типичные для верхнего рифея [Сергеев, 1992]. В прослоях глинистых сланцев среди доломитов верхней части свиты в разрезе по северо-восточному берегу пруда в г. Юрюзань присутствуют меланоцериллиумы верхнего рифея [Маслов и др., 1994]. По данным М.А. Гаррис [1977; Стратотип рифея..., 1983], глауконит из нижней части миньярской свиты имеет изотопный возраст (К-Аг метод) 740-710 млн лет. Г.В. Овчинникова и др. [1998] приводят средневзвешенное значение возраста доломитов миньярской свиты равное 778 ± 80 млн лет (Pb-Pb метод, валовые и обогащенные первичным кар-

бонатом пробы).

Укская свита (160-300 м) объединяет карбонатные и карбонатно-терригенные отложения (мелкозернистые песчаники и алевролиты с глауконитом, известняки, микрофитолитовые их разности и др.), залегающие согласно или с небольшим перерывом на породах миньярской свиты.

Изотопный возраст минералов группы глауконита, выделенных из песчаников уксской свиты составляет 688 ± 10 млн лет (изохронный Rb-Sr метод) и 670 ± 10 млн лет (К-Аг метод) [Горожанин, 1990; Горожанин, Кутявин, 1986]. Для Al-разности глауконита из нижней подсвиты уксской свиты в разрезе у д. Кулмас получена датировка 664 ± 11 млн лет [Зайцева и др., 2000]. Свита содержит преимущественно строматолиты *Linella ukka* Kryl. и *L. simica* Kryl. [Крылов, 1975; Раабен, 1975; Стратотип рифея..., 1983] и богатый комплекс микрофоссилий – *Eomycetopsis psilata* Maithy et Schukla и *Palaeolyngbya zilimica* Jank. и др. [Вейс и др., 1990].

На восточном крыле Башкирского мегантиклинория выше уксской свиты в составе каратауской серии присутствует *криволукская свита*, объединяющая кварцитовидные песчаники, филлитовидные сланцы и алевролиты с маломощными прослоями известняков. Мощность ее оценивается в 400-500 м. Криволукская свита и ее аналоги с перерывом и угловым несогласием перекрываются отложениями нижнего венда [Чумаков, 1998].

Прорывающие криволукскую свиту габбро-диабазы имеют изотопный возраст (Rb-Sr метод) порядка 660 млн лет [Горожанин, 1995].

В расположенной к западу и северо-западу от Башкирского мегантиклинория **Волго-Уральской области** также развиты терригенные и карбонатные образования нижнего, среднего и верхнего рифея [Рабочая схема..., 1981; Ишерская, Романов, 1993; Романов, Ишерская, 1994, 1998, 1999; Маслов, Ишерская, 1998; Козлов и др., 1999; Лозин, 1999; Стратиграфическая схема..., 2000].

Нижний рифей представлен здесь отложениями кырпинской серии, объединяющей актаньшскую, жоjarовскую³, калтасинскую и надеждинскую свиты [Романов, Ишерская, 1998, 2001]. Наиболее полные разрезы серии вскры-

³ Актаньшская и жоjarовская свиты выделены М.В. Ишерской и В.А. Романовым вместо прикамской; подробнее см. в [Романов, Ишерская, 2001].

ты глубокими и сверхглубокими скважинами в северо-западной части Камско-Бельского авлакогена на территории платформенного Башкортостана [Ожиганова, 1983; Ишерская, Романов, 1993; Романов, Ишерская, 1998, 2001; Маслов, Ишерская, 1998].

Актанышская свита является базальным подразделением рифея и залегает непосредственно на глубоко размытых породах кристаллического фундамента. В нижней части (азякульская подсвита) она сложена серыми и розовато-серыми, преимущественно мелко- и среднезернистыми, редко крупнозернистыми, кварцевыми песчаниками. Выше (норкинская подсвита) залегает толща грубо- и тонкопереслаивающихся преимущественно темноцветных аргиллитов и алевролитов с прослоями мелко- и среднезернистых полевошпат-кварцевых и аркозовых песчаников и песчаных доломитов. Мощность отложений актанышской свиты в скв. 20005 и 183 Мензелино-Актаныш составляет 1120 и 692 м.

Изотопный возраст минералогически неизученного глауконита (К-Аг метод) из песчаников этой свиты в скв. 203 Мензелино-Актаныш составляет 1542 ± 18 млн лет [Козлов и др., 1995], а в скв. 3 Бураево он равен $1520-1425$ млн лет [Стратотип рифея..., 1983]. Аргиллиты данного уровня имеют изотопный возраст от 1482 ± 15 до 1408 ± 14 млн лет (Rb-Sr метод, фракция менее 0,001 мм) [Горожанин, 1983].

Можаровская свита в центральной части Камско-Бельского прогиба залегает на породах актанышской свиты. Но в его западных и северных районах отложения данного уровня несогласно перекрывают породы кристаллического фундамента. Повсеместно образования можаровской свиты в нижней части (ротковская подсвита) представлены преимущественно красноцветными обломочными породами — кварц-полевошпатовыми песчаниками и гравелитами с линзами мелкогалечниковых конгломератов. В верхней части свиты (минаевская подсвита) преобладают алевролиты и доломиты с прослоями песчаных доломитов и доломитовых мергелей. Мощность свиты колеблется от 50-90 м на склоне Татарского свода до 740-860 м в Камско-Бельском прогибе.

Изотопный К-Аг возраст минералогически неизученного глауконита из отложений можаровской свиты, вскрытых скв. 191 Урус-Тамак, составляет 1334-1358 млн лет [Стратотип рифея..., 1983].

Среди образований актанышской и можаровской свит описаны галечниково-гравийнопесчаные аллювиальные и аллювиально-дельтовые отложения и песчано-алевроитовые осадки прибрежно-континентальных и прибрежно-морских зон [Иванова, 1970; Морозов и др., 1982; Иванова и др., 1993; Маслов, Ишерская, 1998; Аксенов, 1998].

Калтасинская свита (60-3000 м) представлена различными типами карбонатных пород при подчиненной роли терригенных разностей. Нижняя ее граница согласная и постепенная; верхняя, как правило, эрозионная: отложения калтасинской свиты трансгрессивно перекрыты породами надеждинской свиты нижнего рифея, либо более молодыми, вплоть до палеозойских, комплексами [Ишерская, Романов, 1993]. Максимальные мощности отложений калтасинского уровня характерны для центральной части Камско-Бельского авлакогена и достигают 3000-3500 м, тогда как на северной периферии данной структуры они не превышают первых десятков метров [Фролович, 1980; Ишерская, Романов, 1993; Маслов, Ишерская, 1998]. Результаты изучения первичных текстурно-структурных особенностей пород свидетельствуют, что на данном уровне нижнего рифея мы имеем дело в основном с мелководно-морскими и умеренно глубоководными осадками, накапливавшимися во многих случаях ниже базиса штормового волнения [Маслов, Ишерская, 1998].

По данным Г.А. Казакова [1967; Стратотип рифея..., 1983], изотопный возраст аутигенного глауконита, отобранного из пород калтасинской (арланской) свиты составляет 1470-1490 млн лет (К-Аг метод). А.Ф. Вейс и др. [2000], напротив, исходя из микрофитологической характеристики отложений калтасинского уровня, считает их принадлежащими "постюрматинской части рифея".

Завершающая разрез кыргинской серии *надеждинская свита* (150-730 м) объединяет пестроцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями гравелитов и конгломератов; в верхней ее части преобладают тонкозернистые терригенные и карбонатно-терригенные отложения. Исходя из совокупности первичных седиментационных признаков пород можно предполагать, что накопление исходных осадков происходило преимущественно в литоральных и сублиторальных условиях [Маслов, Ишерская, 1998].

Породы надеждинской свиты прорваны габбро-диабазами, изотопный К-Аг возраст которых составляет порядка 1370 млн лет [Стратотип рифея..., 1983]. Аутигенный глауконит из отложений данного уровня имеет изотопный возраст 1366 ± 6 млн лет (данные Л.В. Анфимова, цитируется по работе: [Маслов, Ишерская, 1998]).

Актаньшская и можаровская свиты кырпинской серии сопоставляется с айской свитой типового разреза рифея; калтасинская свита – с саткинской [Стратотип рифея..., 1983; Ишерская, Романов, 1993; Маслов, Ишерская, 1998; Козлов и др., 1999]. Отложения надеждинской свиты соответствуют либо бакальской, либо машакской свитам [Романов, Ишерская, 1994]; последнее возможно если считать, что калтасинская свита синхронна с образованиями всего послелейского интервала бурзянской серии.

Среднерифейские образования (серафимовская серия) залегают на отложениях нижнего рифея трансгрессивно и представлены тукаевской и ольховской свитами⁴ [Ишерская, Романов, 1993; Романов, Ишерская, 1994; Маслов, Ишерская, 1998]. Наиболее полные разрезы серии, также как и перекрывающих ее отложений верхнего рифея, известны в осевой зоне Предуральского прогиба – от района Куш-Куля на севере до Ишимбая на юге [Романов, Ишерская, 1998].

Тукаевская свита (мощность до 630 м) объединяет преимущественно пестроцветные аркозовые и близкие к ним по составу песчаники; глинистые сланцы и алевролиты играют в разрезах свиты подчиненную роль. Формирование рассматриваемых образований происходило преимущественно выше базиса обычного волнения в достаточно активных гидродинамических обстановках внутреннего шельфа, подверженного влиянию придонных течений и взмучиванию [Маслов, Ишерская, 1998; Маслов, 2000б].

Глауконит из песчаников тукаевской свиты имеет изотопный возраст 1253 ± 20 и 1274 ± 12 млн лет (данные Л.В. Анфимова, цит. по работам [Ишерская, Романов, 1993; Маслов, Ишерская, 1998]). По данным М.А. Гаррис и др. [1964], он варьирует от 1290 до 1336 млн лет. Изотопный возраст серицита из пород рассматриваемого

уровня составляет, по данным Б.Б. Зайдиса [1973], порядка 1270 млн лет (все определения – К-Аг метод). Максимальный К-Аг изотопный возраст (по породе в целом) рвущих отложения тукаевской свиты габбро-диабазов не превышает 936 млн лет [Романов, Ишерская, 1998].

Ольховская свита (340-840 м) представлена в верхней части пестроцветными аргиллитами, мергелями, алевролитами и доломитами. Нижняя часть свиты сложена темноцветными алевролитами и глинистыми сланцами; она выделяется под названием акбердинского горизонта (или свиты) [Андреев и др., 1981; Стратотип рифея..., 1983]. Среди отложений ольховского уровня реконструированы терригенно-карбонатные фациальные ассоциации литорального и/или субконтинентального генезиса (акбердинский уровень), а также мелководно-морские и собственно бассейновые образования, накапливавшиеся в основном выше уровня обычного волнения [Маслов, Ишерская, 1998; Маслов, 2000б].

К-Аг изотопный возраст даек габбро-диабазов, секущих отложения ольховской свиты, варьирует от 1138 до 1120 млн лет [Стратотип рифея..., 1983; Романов, Ишерская, 1998].

По совокупности данных тукаевская свита Волго-Уральской области соответствует зигальгинскому уровню Башкирского мегантиклинория, а верхняя часть ольховской сопоставляется с авзянской свитой [Романов, Ишерская, 1994; Маслов, Ишерская, 1998; Козлов и др., 1999; Маслов, 2000б]; акбердинский горизонт, по мнению большинства исследователей, коррелируется с зигазино-комаровским уровнем типового разреза рифея.

Верхнерифейская абдулинская серия (усинская, леонидовская, приютовская и шиханская свиты) залегают с размывом на средне- и нижнерифейских отложениях, а в ряде мест перекрывает кристаллический фундамент. Ее верхняя граница почти повсеместно определяется предвендским размывом, в связи с чем верхнерифейские образования сохранились в Волго-Уральской области только в центральных и восточных районах Камско-Бельского авлакогена, в Предуральском прогибе и на северном борту Серноводско-Абдулинского авлакогена.

Усинская свита (мощность от 45 до 400 и более м) сложена пестро- и сероцветными

⁴ В последние годы указанные названия изменены В.А. Романовым и М.В. Ишерской [1997, 2001], соответственно, на новокипчакскую и демскую.

полевошпато-кварцевыми и аркозовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. По генезису это аллювиальные (?), прибрежно-континентальные и прибрежно-морские образования, накопившиеся в основном выше уровня ординарного волнения [Маслов, Ишерская, 1998; Маслов, 2000б].

Леонидовская свита (мощность от 57 до 1300 и более м) представлена характерными пестро- и сероцветными кварцевыми песчаниками с каолиновым цементом. Среди рифейских отложений Волго-Уральской области эти породы аналогов не имеют. Залегает она согласно на отложениях усинской свиты [Ишерская, Романов, 1993; Маслов, Ишерская, 1998]. Генезис рассматриваемых образований сходен с тем, что предполагается для усинского уровня.

Приютовская свита (от 76 до 676 м) объединяет пестроцветные глинистые сланцы, алевролиты, мергели, доломиты, песчаники и терригенно-карбонатные породы. Исходя из текстурно-структурных особенностей указанных образований, можно предполагать, что накопление исходных осадков имело место в хорошо аэрируемых "сверхмелководных" и мелководно-морских обстановках.

Шиханская свита (мощность от 0 до 360 м) представлена серо-, зелено- и красноцветными глинистыми и строматолитовыми известняками (преобладают), доломитами, мергелями и др. Текстурно-структурные особенности пород и их состав указывают, что накопление исходных осадков происходило в достаточно мелководных, хорошо аэрировавшихся зонах морского бассейна, в условиях слабой гидродинамической активности [Маслов, Ишерская, 1998].

Ассоциация микрофоссилий из тонкозернистых алюмосиликокластических пород шиханской свиты близка к той, что известна в породах бедерьшинской подсвиты зильмердакской свиты [Козлов и др., 1999]. Изотопный возраст минералогически не изученного глауконита, отобранного из песчаников приютовской сви-

ты варьирует в пределах 843-896 млн лет [Стратотип рифея..., 1983].

Усинская свита Волго-Уральской области по комплексу признаков, в том числе и по данным интерпретации временных сейсмопрофилей, хорошо сопоставляется с бирьянско-нугушским уровнем типового разреза верхнего рифея, леонидовская свита с лемезинской подсвитой зильмердакской свиты, приютовская свита соответствует бедерьшинской подсвите той же свиты, а шиханская - параллелизуется с катавской [Рабочая схема..., 1981; Ишерская, Романов, 1993; Романов, Ишерская, 1994, 2001; Маслов, Ишерская, 1998; Стратиграфическая схема..., 2000]. Более молодые, нежели шиханская свита, образования в Волго-Уральской области отсутствуют.

Основные параметры осадочных последовательностей рифея южного сегмента, такие как преобладающие литотипы, окраска отложений, характерные первичные седиментационные текстуры, мощность отложений и характер ее вариаций по площади, наличие и типы перерывов, цикличность, характерные фациальные ассоциации и особенности их вертикальной и латеральной организации в разрезах осадочных серий и другие суммированы в табл. 2.

Центральный сегмент

К этому сегменту мы относим Средний и Северный Урал (Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий) и Полюдов кряж.

В пределах *Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория* рифейские осадочные ассоциации распространены в двух зонах – западной и восточной (табл. 3); в последней, в Усть-Сылвицком и Синегорском районах, известны наиболее низкие из вскрытых эрозией на дневной поверхности уровни верхнего рифея, представленные синегорской⁵ и клыктанской свитами, входящими в состав кедровской серии [Стратотип рифея..., 1983; Стратиграфические схемы..., 1993].

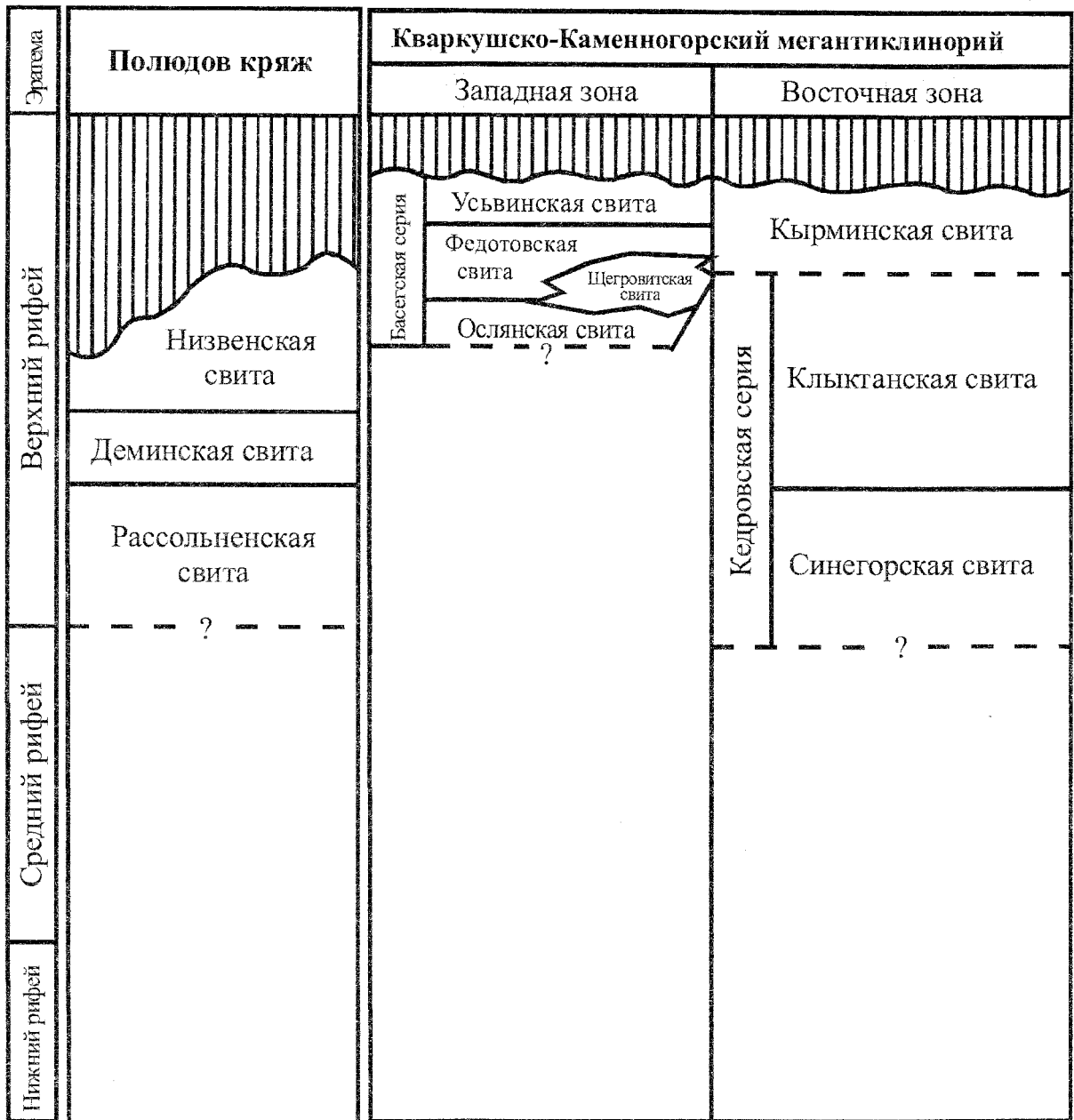
⁵ По данным Н.Я. Анцыгина [1999], в кварцито-песчаниках синегорской свиты к северу от перевала на Синегорском хребте найдены отпечатки стеблей криноидей плохой сохранности, которые по заключению В.С. Милициной возможно указывают на девонский возраст названных образований. Литологический состав кварцито-песчаников синегорской свиты, их положение в стратиграфическом разрезе, а также находки криноидей, дают, по мнению Н.Я. Анцыгина, «... основания для ее сопоставления с такатинским горизонтом эмского яруса нижнего девона». Нам, однако, представляется, что для столь кардинального изменения возраста кварцито-песчаников синегорской свиты требуются более весомые аргументы.

Основные параметры осадочных последовательностей рифея южного, северо-восточного и северного сегментов

Основные параметры седиментационных последовательностей	№ п/п	Волго-Уральская область и западный склон Южного Урала
Типы пород	1	Полный спектр терригенных образований – от конгломератов до глинистых сланцев; карбонатные породы – хемогенные, фитогенные и обломочные известняки, доломиты и переходные разности
Преобладающие типы песчаников	2	Типичны кварцевые, полевошпато -кварцевые, суб- и аркозовые разности песчаников; подчиненную роль играют литокласто - кварцевые и мезомиктовые разности псаммитов
Окраска пород	3	На Южном Урале на нижнем и среднем уровнях (R ₁ -R ₂) темноцветная, выше (R ₃) – в основном пестроцветная. В Волго-Уральской области на всех уровнях присутствуют пестроцветные образования
Характерные седиментационные текстуры	4	Для большинства страти графических уровней характерно широкое развитие косой, волнистой, косоволнистой, линзовидной, мелкой конфолютной и др. слоистости разных типов и размеров, знаков ряби, трещин синерезиса (в т.ч. усыхания); присутствуют также отпечатки капель дождя, стромато литы, плоскообломочные (интракластовые) карбонатные и сланцевые брекчии, линейность течения и т.д.
Мощность отложений и характер ее вариаций по площади	5	Суммарная максимальная мощность нескольких осадочных серий (ОС) составляет до 12 -15 000 м; на ниже рифейском уровне максимальные мощности типичны для центральной части ВУО (т.н. “центростремительное” распределение), на среднерифейском испытывают существенные вариации по латерали, тогда как на верхнерифейском – отчетливо сдвинуты в сторону Урала
Наличие и характер перерывов	6	ОС разделены несогласиями, фиксирующими перестройки стиля развития бассейнов седиментации; изредко присутствуют локальные размывы
Цикличность	7	На Южном Урале нижние и средние уровни не имеют ярко выраженной цикличности; последняя я (в форме чередования мощных карбонатных и терригенных толщ) характерна только для средней и верхней частей верхнего уровня (R ₃). В Волго-Уральской области цикличность четко прослеживается в отложениях кыргинской серии
Характерные фациальные ассоциации (ФА)	8	Наиболее характерны “сверхмелководные” и мелководно -морские ФА; подчиненную роль играют континентальные и умеренно глубоководные ФА
Характер вертикальной и латеральной организации ФА в разрезах крупных осадочных серий	9	Для каждой из ОС характерна своя “организация” ФА, которая подчеркивает неповторимое (специфическое) развитие процессов осадконакопления. Так, для нижнерифейского уровня присуще преобладание бассейновых “эвксинных” ФА; для среднерифейского – типичны крайне мелководные образования , тогда как для верхнего уровня свойственна отчетливо выраженная трансгрессивная линия развития
Обстановки осадконакопления	10	Преобладают бассейновые (мелководно -морские и перилиторальные) обстановки; на отдельных этапах вместе с ними существовали конт инентальные, “сверхмелководные” и прибрежно -континентальные ландшафты
Характер областей сноса	11	На начальных этапах формирования крупных ОС существовали умеренно расчлененные водосборы, на средних – пологовсхолмленные; для поздних этапах была характерна почти полная нивелировка областей сноса
Состав питающих провинций	12	Области сноса сложены преимущественно кислыми и средними магматическими, метаморфическими и метаосадочными породами

№ п/п	Тимано-Печорский регион	Север Кольского п-ва и Норвегии
1	Песчаники, алевролиты, аргиллиты (гравийно-галечниковый материал присутствует в виде прослоев и линз); хемогенные и фитогенные карбонатные породы	Валунно- и гравийно-галечниковые конгломераты, брекчии, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, известняки, доломиты, мергели
2	Типичны кварцевые, аркозовые и субаркозовые печаники	Кварцевые, субаркозовые и аркозовые, а также граувакковые псаммиты
3	На среднем уровне (R ₂) преобладают темноокрашенные терригенные породы, встречаются красноцветные разности	Зеленовато-серая, красно-бурая (типична для разрезов “внутренней” зоны), темно-серая
4	Для западных разрезов на многих уровнях характерно широкое развитие трещин усыхания, интракластических сланцевых брекчий, ряби волнения, горизонтальной и волнистой слоистости; в восточных разрезах преобладают текстуры, указывающие на седиментацию ниже уровня штормового волнения из высокоплотностных потоков	Для разрезов “внутренней” зоны характерны разнообразная косая и горизонтальная слоистость (в т.ч. маркируемая прослоями рудных минералов), знаки ряби, строматолиты. В разрезах “внешней” зоны преобладают турбидитовые многослои с текстурами Боума, массивные песчаники и песчаные пласты с текстурами флюидизации
5	Увеличение мощности отложений происходит от внутренних частей Восточно-Европейского кратона к Полярноуральскому сегменту	Суммарная мощность до 6000 м, однако, возможно, здесь не учтен характер латерального распределения осадочных последовательностей внутри бассейна
6	Разделяющие крупные ОС перерывы и несогласия не связаны с кардинальной сменой общего стиля осадконакопления	В нижних частях разрезов присутствуют многочисленные субрегиональные и локальные перерывы и несогласия
7	Для уровней преимущественного развития толщ переслаивания терригенных пород характерна цикличность различного (в основном мелкого) порядка	Формирование отложений нижней части разреза происходило в условиях чередования активного и стабильного тектонического режима
8	Присутствуют континентальные, прибрежно- и мелководно-морские ФА и (в восточных и северо-восточных разрезах) – осадки континентального склона и подножья; “сверхмелководные” образования играют подчиненную роль. На верхнем уровне (R ₃) мощные толщи карбонатов со строматолитами маркируют границу перикратона и миогеосинклинали (континентального склона)	В разрезах “внутренней” зоны преобладают аллювиальные, дельтовые и прибрежно-морские ФА, сменяющиеся мористее, вероятно, бассейновыми осадками. Во “внешней” зоне развиты почти исключительно классические турбидиты, отложения высокоплотностных, в т.ч. обломочных, потоков. Реконструировано несколько турбидитовых систем
9	В крупных ОС наблюдается постепенный переход с запада на восток (и снизу вверх) от прибрежных и субконтинентальных ФА к отложениям континентального склона и подножья	Распределение ФА отражает существование двух крупных структурно-формационных зон, отвечающих предположительно разным частям седиментационного бассейна (шельф и склон)
10	В западных разрезах преобладают мелководные ФА; для восточных более типичны собственно бассейновые образования	В раннем-среднем рифее имело место фрагментарное накопление осадков в интракратонном рифтогенном (?) бассейне. В позднем рифее на северной периферии Кольского п-ва был сформирован обширный перикратон
11	Примерно то же, что и для Волго-Уральской области	Расчлененный тектонический рельеф
12		Примерно то же, что и для Волго-Уральской области

Корреляция литостратиграфических подразделений рифея центрального сегмента
(таблица построена преимущественно по материалам
[Верхний рифей..., 1982; Стратотип рифея..., 1983; Стратиграфические схемы..., 1993]).



Синегорская свита, имеющая общую мощность более 2000 м, складывается в нижней части серыми, светло-серыми и желтовато-серыми кварцитами, а в верхней - сланцами и филлитами с прослоями песчаников и гравелитов. Нижняя граница синегорской свиты не вскрыта [Аблизин и др., 1982]. Накопление отложений синегорского уровня, судя по их текстурно-структурным особенностям и составу, имело

место в континентальных, прибрежно- и мелководно-морских обстановках при крайне незначительных глубинах бассейна [Аблизин и др., 1982; Курбацкая, 1985; Маслов и др., 1996].

Клыктанская свита подразделяется на две подсвиты. Нижняя (500-700 м) объединяет различные по составу сланцы и филлиты с прослоями кварцито-песчаников (внизу), известняков и мраморов (вверху). Выше наблюдается

300-400-метровая толща известняков и доломитов, в которой в ряде районов описаны строматолиты *Tungussia bassa* Kryl., *Linella ukka* Kryl., *L. simica* Kryl. и *Baicalia sp.* [Стратотип рифея..., 1983]. На ней залегают преимущественно сланцевая 230-250-метровая толща верхней части верхнеклыктанской подсвиты. Слагающие свиту осадочные образования накапливались, по всей видимости, в основном в прибрежно- и мелководно-морских обстановках [Курбацкая, 1985].

По данным приведенным в работе [Аблизин и др., 1982], нижняя толща верхнеклыктанской подсвиты соответствует миньярско-укскому уровню типового разреза верхнего рифея. Нижняя подсвита клыктанской свиты скоррелирована на IV Уральском стратиграфическом совещании с катавской и инзерской свитами типового разреза рифея [Стратиграфические схемы..., 1993].

В западной зоне Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория описанные выше осадочные последовательности перекрыты вулканогенно-терригенными образованиями басегской серии (ослянская, федотовская и усьвинская свиты) [Аблизин и др., 1982; Стратиграфические схемы..., 1993]⁶.

Ослянская свита объединяет светлоокрашенные разноплитчатые и разнотерригенные кварцитовидные песчаники и кварцито-песчаники, среди которых иногда наблюдаются маломощные прослои филлитовидных сланцев. Мощность свиты варьирует от 100 до 300 м [Аблизин и др., 1982].

Федотовская свита представлена преимущественно темноокрашенными глинистыми сланцами с редкими прослоями алевролитов и песчаников, в ее нижней части в ряде разрезов присутствуют эффузивы основного и кислого состава (базальтовые порфириты, ортофиры, кератофиры, андезитовые и дацитовые порфириты, туфы и туффиты), выделенные С.В. Младших в самостоятельную щегровитскую свиту, а в верхней – прослои известняков и карбонатно-глинистых сланцев [Аблизин и др., 1982].

Мощность свиты меняется от 500 до более 2000 м. Rb-Sr изотопный возраст вулканитов щегровитской свиты составляет 672 ± 22 млн лет [Коротеев и др., 1997].

Усьвинская свита (мощность от 280-300 до более 1200 м) слагается зеленовато- и/или пестроцветными глинистыми сланцами с заметной примесью алевро-песчаного материала, чередующимися с мелкозернистыми кварцевыми и полевошпато-кварцевыми песчаниками. Последние наблюдаются как в виде прослоев мощностью от 10 см до 1-2 м, так и слагают пакеты мощностью до 10 и более м.

В восточных районах Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория аналогом басегской серии считается *кырминская свита*, представленная чередованием филлитизированных глинистых и алеврито-глинистых сланцев и кварцито-песчаников, присутствуют в ее разрезах и “аповулканогенные сланцы” [Стратиграфические схемы..., 1993]. Мощность свиты достигает 1000 м. По своему положению в разрезе позднего докембрия она соответствует, по-видимому, криволукской свите восточной зоны Башкирского мегантиклинория.

Таким образом, в разрезах верхнего рифея Среднего и Северного Урала наблюдаются в основном мелководные бассейновые, в том числе прибрежные и, в ряде случаев, континентальные (?), образования. Общий облик известных в Кваркушко-Каменногорском мегантиклинории отложений сопоставим в главных чертах с эталоном каратавия, а в случае с кедровской серией, подобен ему вертикальной “организацией” осадочных комплексов. Вместе с тем в верхней трети верхнерифейской последовательности Среднего Урала существенное значение приобретают вулканогенные образования, что не типично для более южных районов палеоконтинентального сектора.

На *Полюдовом кряже* рифейские осадочные образования представлены рассольнинской, деминской и низьвепской свитами [Владимирская, 1955; Чочиа, 1955; Стратиграфия СССР..., 1963; Стратотип рифея..., 1983], об-

⁶ По мнению Ф.А. Курбацкой, усьвинская свита содержит специфический парагенез пород, включающий и тиллитоносные толщи и, следовательно, должна рассматриваться как подразделение нижнего венда. Ранее А.А. Кухаренко также описывал отложения усьвинской свиты в составе танинской (западные районы юга Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория) и вильвинской (восточные районы) свит (см. [Аблизин и др., 1982, стр. 28]).

щий облик и состав которых позволяет параллелизовать их, соответственно, с зильмердакской и катавской свитами и инзерско-укским уровнем типового разреза [Раабен, 1975; Стратиграфические схемы..., 1993].

Рассольнинская свита подразделяется на три толщи (подсвиты) [Владимирская, 1955; Чочиа, 1955; Стратиграфия СССР..., 1963]⁷. Подобное ее строение выдержано и достаточно хорошо сохраняется как в пределах собственно Полюдова кряжа, так и на Колчимском и Ксенофоновском поднятиях. Нижняя толща, по данным Е.В. Владимирской [1955], объединяет аркозовые и полевошпато-кварцевые песчаники и кварцито-песчаники, имеющие серую, зеленовато- и желтовато-серую или розовую окраску. В нижней ее части среди песчаников присутствуют маломощные прослои гравелитов и конгломератов. Мощность толщи оценивается в 450-550 м. Средняя толща слагается алевролитами и алевритистыми глинистыми сланцами зеленовато- или темно-серыми, для которых весьма типична тонкая слоистость, напоминающая ленточную. По данным Н.Г. Чочиа [1955], в разрезе Камня Рассольного на поверхностях напластования алевролитов наблюдаются трещины усыхания. Мощность второй толщи рассольнинской свиты не превышает 50-200 м. Верхняя толща (до 400 м) объединяет преимущественно красноцветные алевролиты и известково-глинистые их разности и подчиненные им алевритистые глинистые сланцы. В алевролитах, несмотря на интенсивную красноцветную окраску, допускающую предположение о континентальном генезисе рассматриваемых образований, присутствует глауконит. Возраст его (К-Аг метод) составляет порядка 913-927 (930) млн лет [Раабен, Журавлев, 1962].

Основываясь на достаточно широком распространении рассматриваемых образований, относительно выдержанном строении разрезов на всей территории, преобладании в породах

“правильной и тонкой” слоистости, присутствии глауконита и сидерита и, в верхней части, карбонатных пород со строматолитами, Е.В. Владимирская [1955] пришла к заключению, что формирование исходных для рассольнинской свиты осадков имело место в пределах подвижного прибрежного мелководья морского бассейна.

По своему положению в разрезе и составу слагающих ее пород, в том числе и с учетом наличия в терригенных породах свиты прослоев обогащенных шликсом тяжелых минералов, рассольнинская свита скоррелирована с зильмердакской свитой Башкирского мегантиклинория [Геология и палеогеография..., 1977; Стратиграфические схемы..., 1993].

Залегающая выше *демьинская свита* объединяет темно-малиновые, вишнево-красные и шоколадно-кирпичные, а также зеленовато- и голубовато-серые с фиолетовым оттенком глинистые известняки и мергели, обладающие достаточно хорошо выраженной тонкой, ровной, правильной ленточной слоистостью (полосчатостью). В виде относительно маломощных прослоев среди известняков присутствуют известковистые алевролиты, красноцветные аргиллиты и пласты плоскообломочных карбонатных брекчий. Общая мощность свиты достигает 300-350 м.

В нижней части демьинской свиты наблюдается пачка известняков со строматолитами *Inseria tjomusi* Kryl., *Jurusania nisvensis* Raab., *J. cylindrica* Kryl., *Tungussia* sp. [Раабен, Забродин, 1972; Раабен, 1975], имеющая мощность от 20-30 до 40 м.

Известняки демьинской свиты согласно перекрываются породами *низьвенской свиты* [Владимирская, 1955; Стратиграфия СССР..., 1963; Стратитип рифея..., 1983]. Последняя представлена доломитами, доломитизированными известняками и известняками серой и темно-серой окраски, среди которых иногда наблюдаются желтовато-серые и розовые раз-

⁷ На IV Уральском стратиграфическом совещании в разрезе рассольнинской свиты были выделены 5 пачек. Первая пачка объединяет красноцветные алевролиты и аргиллиты с прослоями песчаников и карбонатных пород. Вторая представлена преимущественно песчаниками и, вероятно, соответствует первой толще Е.В. Владимирской. Третья пачка имеет алевро-аргиллитовый состав. Четвертая слагается полевошпато-кварцевыми и аркозовыми песчаниками, а пятая – пестроцветными (зеленовато-серыми и шоколадными) алевролитами и аргиллитами с маломощными прослоями известняков, в том числе строматолитовых, и песчаников. В составе данной пачки указано также присутствие туфов, туфобрекчий и эффузивов основного состава. Общая мощность свиты оценивается в настоящее время примерно в 1000-1100 м [Стратиграфические схемы..., 1993].

ности. Существенная роль в разрезах свиты принадлежит карбонатным породам со строматолитами III комплекса. Количество их, по наблюдениям Е.В. Владимирской, растет вверх по разрезу свиты. Общая мощность свиты составляет в районе Камня Рассольного порядка 1700 м, постепенно убывая на север и юг от него до 800-1200 м.

В региональной стратиграфической схеме верхнепротерозойских отложений Урала, принятой на IV Уральском стратиграфическом совещании, в составе низьвенской свиты выделены четыре подсвиты. Нижняя (мощность до 700 м) объединяет серые и темно-серые слоистые и "узурчатые" доломиты с прослоями и пакетами темноокрашенных низкоуглеродистых доломитов, строматолитовых доломитов и глинистых сланцев. Вторая подсвита (около 240 м) представлена серыми доломитами с линзами и прослоями гравелитов, стяжениями кремней и постройками строматолитов. Третья подсвита (до 350 м) слагается доломитами, в том числе строматолитовыми и пестроокрашенными, среди которых присутствуют прослой и линзы кварцевых песчаников и гравелитов. Наконец, четвертая подсвита (0-300 м) включает чередующиеся между собой аргиллиты, алевролиты и пестроцветные глинистые известняки, среди которых иногда наблюдаются прослой песчаников. Присутствие в карбонатных породах данного уровня строматолитов *Linella ukka* Kryl. позволяет сопоставлять его с укской свитой типового разреза рифея. По представлениям М.Е. Раабен и В.С. Журавлева [1962], нижняя треть низьвенской свиты может быть сопоставлена с подинзерским уровнем каратавия типовой местности⁸.

В бассейне р. Большой Колчим на низьвенской свите с размывом залегает толща терригенных пород, выделяемая под названием чурочная (чурочинская) серия [Чочиа, Андрианова, 1952; Стратиграфия СССР..., 1963; Стра-

тотип рифея..., 1983 и др.]. В нижней части серии преобладают алевролиты и песчаники, в средней широким распространением пользуются конгломераты, а в верхней – вновь доминируют песчаники и алевролиты. Чурочная серия рассматривалась ранее «... как аналог криво-лукской и ашинской серий Южного Урала или одной из них. ... В унифицированную схему 1980 г. термин не вошел» [Стратиграфический словарь..., 1994].

При составление геологической карты масштаба 1:200 000 (лист Р-40-XXVIII) в бассейне нижнего течения р. Рассольной (Г.П. Снитко и др., ПГГСП "Геокарта") установлено, что на восточном крыле Верхнеухтымской антиклинали на известняках деминской свиты залегает примерно 350-400-метровая толща терригенных пород, ранее относившихся к коркасской свите⁹. В нижней ее части (~ 220-250 м) преобладают пестроцветные аргиллиты и алевролиты с маломощными прослоями мелкозернистых песчаников, а в верхней основную роль играют глауконитсодержащие песчаники, с маломощными прослоями алевролитов. Изотопный возраст глауконита (К-Аг метод) составляет 851 ± 36 и 843 ± 112 млн лет, что позволяет Г.П. Снитко и др. сопоставлять указанную толщу с инзерской свитой Башкирского мегантиклинория. Таким образом, на западном крыле Верхнеухтымской антиклинали на породах деминской свиты согласно залегают карбонатные образования низьвенской свиты, имеющие мощность до 1150 м, тогда как на восточном крыле той же структуры выше деминской свиты вскрыты также согласно пластуующиеся с ней терригенные отложения (мощность до 400 ? м).

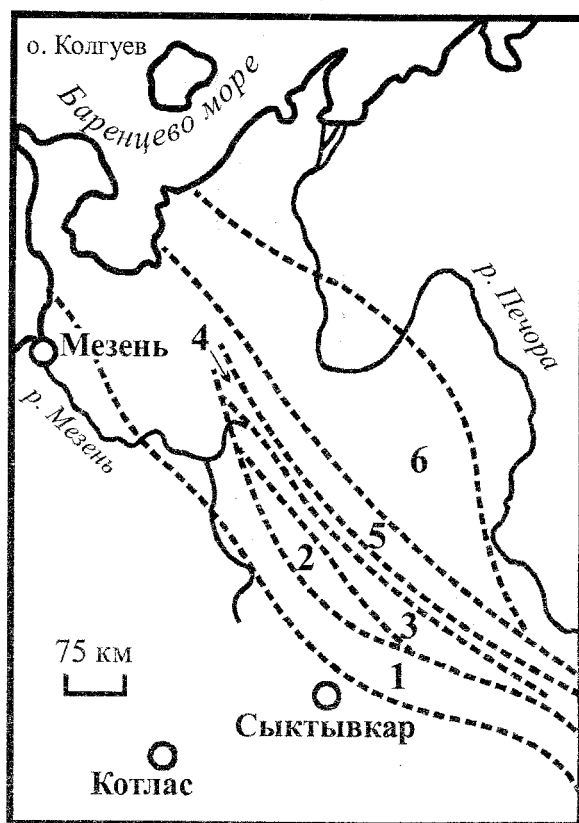
Значительная мощность карбонатных пород, присутствие среди них большого количества строматолитовых и микрофитолитовых разностей указывают на формирование исходных осадков в условиях неглубокого теплого

⁸ По данным М.Е. Раабен и В.С. Журавлева [1962], М.Е. Раабен [1975] и В.Г. Гецена [1975], низьвенская свита подразделяется на три подсвиты. Нижняя (350-400 м) слагается серыми тонкозернистыми плитчатыми доломитами. Средняя подсвита, имеющая примерно ту же мощность, что и нижняя, объединяет плитчатые хомогенные и массивные строматолитовые доломиты. Последние образуют относительно хорошо выдержанные по простиранию пласты или крупные линзы. В составе верхней подсвиты (до 1000 м) преобладают брекчиевидные доломиты и пестроцветные доломиты со строматолитами.

⁹ По данным С.В. Младших [Стратотип рифея ..., 1983], мощность коркасской свиты, залегающей на карбонатных породах неуставленного возраста, составляет более 800 м.

Рис. 2. Схема расположения структурно-формационных зон верхнедокембрийских отложений в пределах северо-восточного сегмента, по данным работы [Оловянишников, 1998а].

Структурно-формационные зоны: 1 – Мезенско-Вычегодская; 2 – Обдырско-Нившерская; 3 – Четласско-Джежимпарминская; 4 – Цильменско-Ропчинская; 5 – Вымско-Вольская; 6 – Канино-Печорская.



морского бассейна, в котором, по представлениям Е.В. Владимирской [1955], в районе современных Полюдова Кряжа и Колчимской гряды существовали два крупных рифовых массива.

Условия формирования рассольнинской, деминской и низьвенской свит были, по всей видимости, сходны с теми, что реконструированы для их аналогов в разрезе каратавия Башкирского мегантиклинория. Общая последовательность крупных осадочных ассоциаций верхнего рифея Полюдова Кряжа подобна эталону каратавия и вертикальной “организацией” осадочных комплексов, что, как уже было отмечено в литературе, подчеркивает, по всей видимости, существование в позднем рифее мелководного морского бассейна, протягивавшегося от широтного течения р. Белой на Южном Урале до, по меньшей мере, широты г. Сыктывкара.

Северо-восточный сегмент

К данному сегменту относится **Тиман, п-ов Канин** и прилегающие области **Мезенской** и **Печорской синеклиз**. В пределах сегмента с юго-запада на северо-восток В.Г. Оловянишниковым выделен ряд структурно-фациальных зон: Мезенско-Вычегодская, Обдырско-Нившерская, Четласско-Джежимпарминская, Цилемско-Ропчинская, Вымско-Вольская и Канино-Печорская (рис. 2). Три первые представляют зону перикратонного опускания, где накапливались преимущественно мелководные шельфовые отложения; три последние представляют в основном зону глубокого шельфа и континентального склона – миогеосинклинальную [Гецен, 1975; 1987; Оловянишников, 1998а]

или “basinal” (термин предложен А. Сидлецка и Д. Робертсом) зону [Olovyanishnikov et al., 1997, 2000 и др.] (табл. 4). На западе с ними граничит Рослятинская зона востока Русской платформы.

В Мезенско-Вычегодской зоне в разрезе верхнего докембрия Л.С. Коссовым выделены усть-няфтинская и сафоновская серии¹⁰.

Усть-няфтинская серия объединяет четыре толщи. *Первая* (до 400 м) представлена в основном темноокрашенными глинистыми сланцами, аргиллитами и алевролитами, в подчиненном количестве в ее составе присутствуют мелкозернистые песчаники. *Вторая толщина* (180-200 м) складывается преимущественно темно-серыми и черными глинистыми сланцами. Ранее указанные толщи выделялись под названием пезская свита. *Третья толщина* имеет в основном песчаниковый состав; в виде редких маломощных прослоев среди песчаников присутствуют глинистые сланцы. *Четвертая толщина* (400 м) складывается пестроцветными пес-

¹⁰ По данным В.А. Дедеева и др. [1993], сочленяющиеся с Мезенской синеклизой на юго-западе авлакогены и грабен-рифты (Пинежский, Казанско-Кажимский, Онежский, Средне-Русский и др.) выполнены преимущественно средне(?)-верхнерифейскими континентальными и мелководно-морскими образованиями. Мощность их не превышает $n \times 100-1500$ м.

Таблица 4

Корреляция литостратиграфических подразделений рифея северо-восточного сегмента (таблица построена преимущественно по материалам [Оловянишников, 1998а, 1998б]).

Эра	Верхний рифей	Средний рифей	Нижний рифей
Эра	Мезенско-Вытегодская зона	Няфтинская свита Оменская свита Усть-няфтинская свита ?	Сифоновская серия
	Облырско-Нившерская зона	Черносланцевая толща Терригенно-карбонатная толща ?	Облырская серия
Четласко-Джежимпарминская зона	Визингская свита	Новобобровская свита	Светлинская свита ?
	?	Паунская свита Павьюгская свита Рочутская свита ?	Четлаская серия Выстринская свита
Цильменско-Ропчинская зона	Покуёвская свита	Паунская свита	Паунская свита ?
	Вымская серия	Павьюгская свита	Микулкинская серия ?
Вымско-Вольская зона	Табуевская серия	Тархановская серия	Микулкинская серия ?
	Канно-Печорская зона		

чаниками. Первая и вторая толщи усть-няфтинской серии позднее были объединены в пезскую свиту; а третья и четвертая толщи выделены в дорогорскую свиту [Верхний докембрий..., 1986; Рифей и венд..., 1987].

Сафоновская серия объединяет оменскую, няфтинскую и уфтыгскую свиты. *Оменская свита* (мощность от примерно 500 м на юге до более 700 м на севере) представлена ритмичным переслаиванием глинистых сланцев, алевролитов, мелкозернистых песчаников, мергелей, доломитов и известняков. *Няфтинская свита* (мощность около 200 м) объединяет находящиеся в различном переслаивании темно- и зеленоцветные аргиллиты, алевролиты, мергели, доломиты и известняки. *Уфтыгская свита* (до 170 м) представлена преимущественно мелко- и среднезернистыми полевошпато-кварцевыми песчаниками, чередующимися с алевролитами и аргиллитами.

Возраст усть-няфтинской и сафоновской серий принимается как верхний рифей-нижний венд (?) на основании аналогии их с разрезами верхнего докембрия Среднего Тимана [Оловянишников, 1998а].

К западу от г. Архангельска по серии глубоких скважин описаны алевроито-глинистые (*тучкинская свита*) и песчаниковые (*чидвийская свита*) образования, имеющие мощность от 150 до более 500 м. Эти отложения могут быть сопоставлены с сафоновской серией Мезенской синеклизы [Якобсон и др., 1990].

В Обдырско-Нившерской зоне наиболее полный разрез верхнедокембрийских отложений, описанный В.Г. Оловянишниковым [1998б] под названием обдырской серии, вскрыт скважинами на Обдырском поднятии.

Обдырская серия объединяет две толщи (снизу) – терригенно-карбонатную (мощность более 450 м) и черносланцевую (80-90 м). *Терригенно-карбонатная толща* слагается пакетами и пачками тонкого чередования глинистых и карбонатно-глинистых сланцев, алевролитов, мелкозернистых песчаников и глинистых известняков. Для указанных образований типична тонкая горизонтальная, волнисто-горизонтальная слоистость, реже наблюдаются косослоистые текстуры, трещины усыхания и разнообраз-

ные гиероглифы. В тонкозернистых алюмосиликокластических породах присутствуют акридархи *Kildinella hyperboreica*, *K. sinica*, *Octaedrixium* sp., что наряду с литологическим сходством рассматриваемых образований и пород визингской свиты четлаской серии, позволило В.Г. Оловянишникову [1998а] отнести обдырскую серию к верхнему рифею-нижнему венду (?). *Черносланцевая толща* объединяет однородные темноокрашенные глинистые сланцы массивного облика или тонко-, горизонтальнослоистые с мелкобугорчатыми гиероглифами на поверхностях напластования. Выше, вероятно с размывом, залегает толща представленная разнозернистыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, с пачками гравелитов и тиллоидов; она рассматривается как аналог усть-палегской свиты венда Четлаского Камня [Оловянишников, 1998а].

В Четласко-Джежимпарминской зоне рифейские образования представлены четлаской серией, в состав которой входят светлинская, новобобровская и визингская свиты¹¹. *Светлинская свита* (мощность до 600 м) объединяет серые и зеленовато-серые кварцито-песчаники, темно-серые и черные глинистые сланцы и алевролиты, с прослоями карбонатных пород. В песчаных и алевролитовых разностях пород широко распространены полого-, линзовидно- и перекрестно-волнистая слоистость, характерная для прибрежно-морских отложений зоны волнений. Свита состоит из двух толщ: нижней – преимущественно филлитовой, и верхней – псаммо-алевролитовой.

Новобобровская свита (100-500 м) представлена в основном глинистыми сланцами с прослоями алевролитовых их разностей и полевошпато-кварцевых кварцито-песчаников. Присутствуют в ее разрезах также линзы или линзовидные прослои гравелитов и конгломератов. В основании свиты на р. Бобровой наблюдается 3-х метровый пласт гравелитов и грубозернистых песчаников, что дает основания для предположения о залегании новобобровской свиты на светлинской с размывом [Рифей и венд..., 1987]. Для глинистых сланцев характерна тонкая горизонтальная, волнисто-горизонтальная, прерывистая горизонтальная, линзовид-

¹¹ Ранее в сводном разрезе данной зоны выше визингской свиты помещались образования рочугской, павьюгской и паунской свит быстринской серии [Рифей и венд..., 1987]. По последним представлениям В.Г. Оловянишникова [1998а], карбонатные породы быстринской серии на территории Четласко-Джежимпарминской зоны не формировались.

но-волнистая и линзовидно-косая слоистость; наблюдаются также знаки ряби волнения, трещины усыхания, гиероглифы, а на отдельных интервалах – тонкая ленточная слоистость. Перечисленные текстурные особенности позволяют предполагать, что формирование исходных осадков происходило в прибрежной, периодически пересыхавшей и мелководной зонах морского бассейна [Плякин, 1972; Гецен, Пыхова, 1977; Рифей и венд..., 1987; Оловянишников, 1998а].

Визингская свита (650 – 1000-1400? м) залегает на новобобровской согласно или с местным размывом [Оловянишников, 1998а, 1998б] и объединяет низкоуглеродистые глинистые сланцы и алевролитистые их разности, алевролиты (преобладают), кварцито-песчаники и пачки тонкого переслаивания перечисленных выше пород; подчиненную роль в ее разрезах играют конгломерато-брекчии. В целом для пород свиты характерны горизонтальная, волнисто-горизонтальная, линзовидная и косая слоистость, рябь волнения и течения, гиероглифы, текстуры оползания слаболитифицированных осадков и трещины усыхания. В ряде случаев в подошве песчаных пластов присутствуют плоскообломочные сланцевые брекчии, также указывающие на периодическое осушение зоны осадконакопления [Оловянишников, 1998а, 1998б]. Последние, как и трещины усыхания, наиболее типичны для верхних уровней свиты [Рифей и венд..., 1987]. Использование геохимических данных позволило А.М. Плякину и Э.Я. Яхнину [1978] предположить, что в средней части визингской свиты присутствуют континентальные отложения, формировавшиеся в условиях климата близкого к гумидному. В целом, формирование пород четлаской серии происходило в мелководном морском бассейне, на отдельных этапах сменявшемся открытой лагуной, заливом или прибрежным озером.

На породах визингской свиты с размывом залегают отложения усть-палегской (аныюгской) свиты венда. Возраст пород четлаской серии до настоящего времени дискусионен; на основании одиночных К-Аг изотопных датировок пород по валу он оценивался как среднерифейский, а залегающие выше отложения относились к верхнему рифею [Наливкин, 1962; Верхний докембрий..., 1986]. Анализ обнаруженных в породах четлаской серии комплексов микрофоссилий и общегеологические данные свидетельствуют в пользу верхнерифейско-нижневен-

дского (?) возраста серии и вендского возраста усть-палегской свиты.

Таким образом, на востоке Мезенской синеклизы и западном склоне Тимана верхнедокембрийские отложения представлены, по последним данным, преимущественно верхнерифейско-нижневендскими (?) осадочными последовательностями. Присутствие на указанной территории среднерифейских образований незначительной мощности предполагается только по данным сейсмопрофилирования.

На территории Цильменско-Ропчинской зоны развиты верхнерифейские карбонатные образования быстринской серии, объединяющей рочугскую, павьюгскую и паунскую свиты. Наиболее представительные разрезы указанных подразделений известны в пределах Цильменского Камня [Оловянишников, 1998а]. Породы быстринской серии, по данным бурения, согласно залегают на кварцитах и сланцах невыясненного возраста.

Рочугская свита (мощность около 400 м) представлена темно- и зеленовато-серыми, а также пестроцветными филлитизированными глинистыми сланцами с редкими маломощными прослоями известняков, доломитов, алевролитов и мелкозернистых песчаников. Наличие на ряде уровней в породах нижней части свиты волнистых и горизонтально-волнистых текстур [Рифей и венд..., 1987] указывает предположительно на мелководно-морские обстановки накопления исходных осадков. Аналогом рочугской свиты на северо-восточном склоне Четлаского Камня является карбонатная ворыквинская свита, в которой М.Е. Раабен установлены строматолиты катавского уровня.

Павьюгская свита (до 1000-1400 м) объединяет мраморизованные известняки и доломиты со строматолитами и микрофитолитами верхнерифейского возраста. Она согласно залегает на породах рочугской свиты. Текстурно-структурные особенности рассматриваемых отложений предполагают их мелководно-морской генезис [Гецен, 1970, 1975; Раабен, 1975]. Строматолитовые известняки и доломиты павьюгской свиты и ее аналоги на Тимане и п-ве Канин в виде узкой полосы рифов распространены вдоль Центрально-Тиманского разлома и далее на северо-запад прослеживаются до о-ва Кильдин [Оловянишников, 1996].

Паунская свита (900-1000 м) слагается в основном темноокрашенными низко- и уме-

ренноуглеродистыми филлитами и глинистыми сланцами; подчиненную роль в ее составе играют прослой известняков, мергелей и доломитов, а также алевролитов. В некоторых карбонатных прослоях данного уровня присутствуют строматолиты и акритархи верхнего рифея [Оловянишников, 1998а]. Формирование отложений паунской свиты происходило, по-видимому, в умеренно мелководных обстановках внешнего шельфа. Наиболее типичны для них горизонтальная и пологоволнистая слоистость [Рифей и венд..., 1987].

М.Е. Раабен и Л.И. Опаренковой [1997] было предпринято специальное изучение строматолитов из карбонатных толщ рифея Цильменского камня. По их данным, в бассейне р. Цильма павьюгская свита может быть подразделена на три толщи. Первая (200-250 м) объединяет известняки и доломиты; в ее разрезе распознается ряд пачек со специфическими ассоциациями строматолитов (снизу вверх): 1) *Conophyton garganicus var ikeni* Raab. et Kom. и колонеллами; 2) *Baicalia ex gr. prima* Semikh. и *B. cf. lacera* Semikh. и 3) *Poludia mutabilis* Raab. et Kom. Вторая толща, мощность которой составляет 300-350 м, строматолитов не содержит. Третья толща (450-500 м) представлена серыми и пестроцветными массивными и слоистыми доломитами с онколитами, интракластическими плоскообломочными карбонатными брекчиями и строматолитами. В распределении их по разрезу толщи также наблюдается определенная закономерность – в нижней части преобладают *Gymnosolen giganteus* Raab. и *G. ramsayi* Steinm., в средней – *Poludia polymorpha* Raab., *Parmites nubilosus* Raab. и *P. sp.*, а в верхней присутствуют в основном *Parmites conrescens* Raab. и *Gymnosolen levis* Kryl. Как отмечают авторы, "... исходя из аналогий состава и последовательности таксонов, можно с большой долей уверенности сопоставить с катавской и деминской свитами допавьюгскую часть строматолитосодержащих толщ Среднего Тимана ...". Павьюгская свита Цильменского Камня по своему стратиграфическому объему сопоставима с низьвенской свитой Полюдова Кряжа и отвечает всему подинзерско-миньярскому интервалу каратауской серии Башкирского мегантиклинория.

В строении Вымско-Вольской зоны участвуют верхнедокембрийские осадочные последовательности быстринской (павьюгская и паунская свиты) и вымской серий. Павьюгская

свита близка здесь по составу и строению к одноименным образованиям Цильменско-Ропчинской зоны. Паунская свита (мощность до 800-850 м) объединяет зеленовато- и буровато-серые, а также темноокрашенные глинистые сланцы с прослоями и линзами мраморов в нижней части; в верхних ее горизонтах присутствуют прослой кварцито-песчаников. Вымская серия подразделяется на покьюскую, лунвожскую и кыквожскую свиты, из них, по всей видимости, только первая принадлежит, на основании находок в ней Л.Н. Ильченко богатого комплекса верхнерифейских микрофоссилий [Белякова и др., 1992], к рассматриваемому в нашей статье интервалу. К аналогичному выводу пришли также Н.Г. Пыхова и Н.С. Михайлова [Оловянишников, 1998а].

Покьюская свита слагается в нижней части серыми и желтовато-серыми кварцитовидными песчаниками с редкими прослоями и пачками глинистых сланцев (350-400 м), средние горизонты рассматриваемого уровня представлены темноокрашенными глинистыми и филлитовидными сланцами с прослоями и линзами известняков (мощность до 1400 м), а верхние (1000-1100 м) – пакетами и пачками переслаивания алевролитов, глинистых сланцев и мелкозернистых песчаников с конкрециями и линзами черных известняков и мергелей. Слагающие свиту породы обладают многочисленными признаками формирования за счет деятельности турбидитовых потоков [Оловянишников, 1998а].

На территории Канино-Печорской зоны развиты как осадочные, так и осадочно-метаморфические ассоциации верхнего докембрия, объединенные в три крупные серии (снизу вверх): микулкинскую, тархановскую и табуевскую [Гецен, 1975].

Микулкинская серия представлена слюдястыми разностями псаммитов, мусковит-биотит-гранатовыми, слюдясто-кварцевыми, амфиболовыми, хлорит-эпидот-амфиболовыми и известковистыми сланцами и мраморами. Строение серии близко к крупному циклу, нижняя часть которого сложена псаммитовыми или алевропсаммитовыми породами, средняя – чередующимися пачками первично-глинистых, алевритовых и песчаных отложений. Вверх по разрезу породы постепенно обогащаются карбонатным материалом, и завершается серия горизонтом карбонатных пород, превращенных в тонкополосчатые скарноиды. Мощность микулкинской серии оценивается примерно в 1000 м.

Тархановская серия (4500-5000 м) слагается в нижней части кристаллическими сланцами и мелкозернистыми слюдястыми кварцитами, средние ее уровни представлены монотонной микро- и/или мезоритмичной последовательностью темноокрашенных кристаллических сланцев (кварцево-биотитовых, плагиоклаз-кварцево-биотитовых, слюдясто-кварцевых и т.п.), среди которых иногда присутствуют маломощные прослои и пакеты кварцитопесчаников, а верхние – чередующимися пакетами и пачками кристаллических сланцев, метаалевролитов и кварцито-песчаников, причем количество последних растет вверх по разрезу. Накопление отложений средних уровней тархановской серии имело место скорее всего в спокойной тектонической обстановке континентального склона или материкового подножья.

Табуевская серия состоит из трех свит. Нижняя из них, т.н. *свита ручья Болванского*, слагается примерно на одну треть (около 900 м) кварцито-песчаниками и метаалевролитами, тогда как в средней и верхней ее частях (до 2000 м) преимущественным развитием пользуются зеленовато-, голубовато- и темно-серые глинистые (кварц-серицитовые и кварц-серицит-хлоритовые) сланцы, с подчиненными им прослоями алевролитов и мергелей.

Янейская свита объединяет пестроцветные кварциты с пакетами и прослоями глинистых и алеврито-глинистых сланцев, количество прослоев которых и мощность несколько увеличиваются вверх по разрезу. Мощность этого уровня табуевской серии составляет около 400 м.

Завершающая разрез серии *гнильская свита* (мощность около 800 м) объединяет преимущественно зеленовато- и темно-серые (хлоритовые, серицит-хлоритовые и т.п.) “апо-вулканогенные” глинистые сланцы с маломощными прослоями известняков, метаалевролитов и кварцитопесчаников. В верхнем, примерно 90-100-метровом интервале, присутствуют кварц-доломитовые породы, низкоуглеродистые глинистые сланцы и мергели.

Рассматривая общие особенности накопления позднедокембрийских осадочных ассоциаций, В.Г. Оловянишников [1998а] отмечает, что

ранне-среднерифейская история территории остается невыясненной. В позднем рифее в пределах Цильменско-Ропчинской зоны сформировался мощный комплекс карбонатных пород со строматолитами (павьюгская свита), который рассматривается в настоящее время многими исследователями как маркер зоны перехода от континентального шельфа к склону. К юго-западу от указанной зоны накапливались преимущественно прибрежно- и мелководно-морские алюмосиликокластические образования. Расположенные северо-восточнее районы характеризовались накоплением принципиально иного комплекса осадочных и, в приуральских и собственно уральских разрезах, вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований, среди которых преимущественным развитием пользуются турбидитовые ассоциации (отложения тархановской и табуевской серий). По особенностям своего строения позднерифейский бассейн может быть сопоставлен с современным Северным Ледовитым океаном, типичным для которого являются мощные призмы осадков на широких шельфах и пологих континентальных склонах [Гецен, 1991].

Основные параметры осадочных последовательностей рифея данного сегмента приведены в табл. 2.

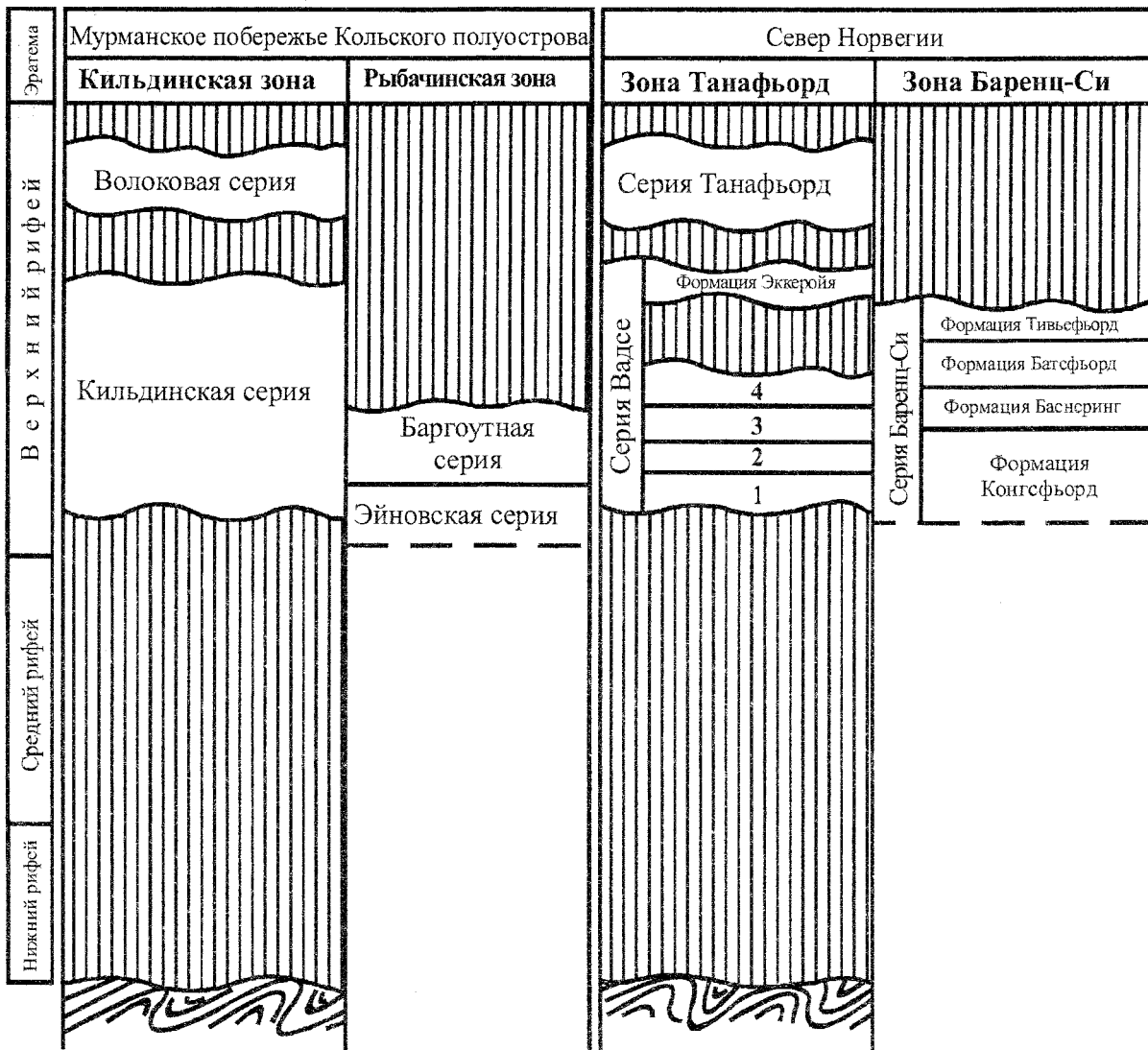
Северный сегмент

В северный сегмент нами включены **мурманское побережье Кольского полуострова** и наиболее **северные районы Норвегии** (Финнмарк). Здесь, к западу от Тимано-Печорского региона и п-ва Канин, верхнедокембрийские образования известны в береговой зоне Белого и Баренцева морей и на ряде островов и полуостровов [Любцов и др., 1989; Негруца и др., 1994; Siedlecka et al., 1995a, 1995b], однако, основная область их распространения скрыта под акваториями указанных морей [Ершов и др., 1974; Макиевский и др., 1974; Любцов и др., 1989]. В центральной части Кольского полуострова описаны осадочные образования (турьинская, терская и другие свиты¹²), возраст которых предположительно считается ранне-среднерифейским; В.В. Любцов и А.А. Предовский

¹² Осадочные образования *турьинской свиты* накапливались, как предполагается рядом авторов, в относительно небольшом бассейне рифтогенного типа, основная часть которого располагалась юго-восточнее Кольского полуострова. Во время накопления отложений *терской свиты* имело место некоторое его расширение.

Таблица 5

Корреляция литостратиграфических подразделений рифея северного сегмента (таблица построена преимущественно по материалам [Негруца, 1971; Сидлецка, Негруца, 1993; Siedlecka et al., 1995a, 1995b]).



Примечание. Цифрами на схеме показаны: 1 – формация Вейднесбоф; 2 – формация Клабнасен; 3 – формация Андерсби; 4 – формация Голнеселва.

[1998] и терскую и турьинскую свиты условно относят к средним уровням верхнего рифея. На мурманском побережье, на п-овах Рыбачий и Средний и о-ве Кильдин, вскрыты представительные разрезы верхнего рифея и венда [Келлер, Соколов, 1960; Любцов и др., 1989; Митрофанов и др., 1995].

Верхнерифейско-вендские осадочные образования *мурманского побережья Кольского полуострова* принадлежат, по данным Б.М. Келлера и Б.С. Соколова [1960], В.В. Люб-

цова с соавторами [1989] и ряда других авторов, двум различным структурно-фациальным зонам - внешней (п-ов Средний и о-в Кильдин) и внутренней (п-ов Рыбачий), предположительно отвечающим разным типам седиментационных бассейнов [Митрофанов и др., 1995, 1997] или разным зонам одного бассейна осадконакопления. В настоящее время существуют несколько различные представления о корреляции верхнепротерозойских образований Кольского полуострова (сравни, например, [Негруца, 1971;

Любцов и др., 1989; Митрофанов и др., 1997; Любцов, Предовский, 1998; Siedlecka et al., 1995a, 1995b]). В настоящей работе мы придерживаемся трактовки возраста и взаимоотношений развитых на данной территории верхнедокембрийских образований данной в работах [Негруца, 1971; Сидлецка, Негруца, 1993; Siedlecka et al., 1995a, 1995b].

В пределах внешней, Кильдинской, структурно-формационной зоны развиты осадочные породы кильдинской и волоковой серий (табл. 5). Кильдинская серия объединяет кварцевые, глауконито- и полевошпато-кварцевые, субаркозовые и субграувакковые песчаники и алевролиты, хемогенные и фитогенные известняки и доломиты, аргиллиты; окраска пород варьирует от зеленовато-серой до красной бурой. В составе серии выделены (снизу вверх) кутовая, иерновская, палвинская, поропелонская, землепахтинская и каруярвинская свита [Любцов и др., 1989]. Изотопный возраст глауконита (К-Аг метод) из песчаников кутовой свиты варьирует в пределах 1040-1050 млн лет; для глауконита из пород палвинской свиты этим же методом получены значения изотопного возраста от 730 до 619 млн лет, тогда как фосфатные гальки из отложений вышележащей куяканской свиты волоковой серии, источником которых являлись, по всей видимости, породы кильдинской серии, имеют датировку 830 ± 68 млн лет (Pb-Pb метод) [Негруца, 1971; Siedlecka et al., 1995a]. По данным [Samuelsson, 1995], ассоциации микрофоссилий, выделенные из пород кильдинской серии указывают на позднерифейский возраст вмещающих их образований, более того, "... комплекс микрофоссилий, полученный из кильдинской формации почти идентичен комплексу микрофоссилий формации Баснеринг п-ва Варангер, и эти два подразделения можно коррелировать по времени. ... Это также означает, что кильдинскую группу можно коррелировать с группой Вадсё региона Танафиорден-Варангерфиорден полуострова Варангер".

Формирование всего рассматриваемого комплекса отложений происходило преимущественно в мелководных (умеренно и среднеглубинных) обстановках в условиях чередования стабильного и активного тектонического режима. На это указывают такие текстурные особенности отложений как разнообразная косая слоистость, знаки ряби, подводно-оползневые и горизонтальнослоистые текстуры, присутствие строматолитовых и онколитовых карбонатных

образований, признаки подводного их размыва. На ряде уровней в разрезах кильдинской серии присутствуют песчаники с прослоями тяжелых минералов, представляющие, по мнению В.В. Любцова, пляжевые отложения.

Волоковая серия (мощность до 470 м) складывается субграувакковыми, аркозовыми и полевошпато-кварцевыми песчаниками, гравелитами, конгломератами и алевропелитовыми сланцами, объединенными в куяканскую и пуманскую свиты. По данным И.М. Горохова с соавторами [Gorokhov et al., 1995], кристаллизация сформированных в ходе диагенеза погружения аутигенных иллитов, выделенных из глинистых сланцев поропелонской свиты кильдинской серии и пуманской свиты волоковой серии, имела место примерно 620 млн лет назад. Ассоциации микрофоссилий, описанные из пород волоковой серии принадлежат верхнему рифею [Любцов и др., 1989; Samuelsson, 1995]. По мнению В.В. Любцова и А.А. Предовского [1998], они позволяют предполагать, что отложения верхней части кильдинской серии и всей волоковой серии принадлежат верхним горизонтам каратавия.

Указанные серии, имеющие п-ве Среднем суммарную мощность отложений до 2000 м, залегают несогласно на кристаллическом фундаменте; верхняя граница волоковой серии эрозионная. По данным А. Сидлецка [Siedlecka, 1995], в составе обеих серий распознаются флювиальные, прибрежно-морские и дельтовые фации. В нижней части кильдинской серии наблюдается несколько локальных несогласий; между кильдинской и волоковой сериями фиксируется крупное (?) несогласие с отчетливыми признаками бывшего существования субаэрального рельефа.

На о-ве Кильдин, кильдинская серия представлена в нижней части более мористыми фациями; среди терригенных и терригенно-карбонатных пачек в ее разрезах на ряде уровней присутствуют доломиты со строматолитами *Parmites cf. meridionalis* Raab., *Katavia cf. karatavica* Kryl. и др.; по данным М.Е. Раабен и В.В. Любцова [1993], эта ассоциация сравнима с той, что известна в верхах миньского горизонта Южного Урала. Материалы В.В. Любцова и др. [1989] о верхнерифейском возрасте кильдинской и волоковой серий, основанные на изучении микрофоссилий, позволяют, по мнению А. Сидлецка [Siedlecka, 1995], параллелизовать отложения волоковой серии с осадочными

ми последовательностями серии Танафьорд, развитыми на севере Норвегии.

Во внутренней, Рыбачинской, структурно-формационной зоне представлены отложения эйновской и баргоутной серий. Эйновская серия объединяет отложения мотовской, лонской и перевальной свит. Мощность ее оценивается примерно в 2000 м [Любцов и др., 1989] или 3000 м [Siedlecka et al., 1995a]. Серия представлена субграувакковыми и граувакковыми песчаниками, брекчиями, валунно-галечниковыми конгломератами, алевролитами, аргиллитами; в средней ее части среди терригенных пород наблюдаются маломощные прослои мергелей и глинистых известняков.

По представлениям А. Сидлецка с соавторами [Siedlecka et al., 1995a, 1995b], конгломератовые, гравийно-галечниковые и песчаные отложения *мотовской свиты* представляют результат седиментации из высокоплотностных турбидитовых потоков при подчиненной роли осадков обломочных потоков. В качестве источников обломочного материала для них выступали, по всей видимости, архейско-раннепротерозойские комплексы Балтийского щита, а возможным “триггерным механизмом” являлись подвижки по разломам, ограничивавшим глубоководную часть бассейна на юго-западе.

Лонская свита, объединяющая валунно- и гравийно-галечниковые конгломераты, песчаники и, редко, аргиллиты, также сложена преимущественно турбидитовыми ассоциациями. В нижней ее части это классические турбидиты Боума (циклы T_{ab-d}), сверху – отложения высокоплотностных потоков; возможно представляющие собой проксимальное заполнение русел верхней части подводного конуса выноса.

Перевальная свита (до 2000 м) представлена серыми массивными грубозернистыми песчаниками и гравийно-галечниковыми конгломератами. Эти образования рассматриваются А. Сидлецка и др. [Siedlecka et al., 1995a] как отложения высокоплотностных турбидитовых потоков, претерпевшие дополнительную флюидизацию, приведшую к стиранию первичных текстур.

Баргоутная серия, венчающая разрез верхнего докембрия мурманского побережья Кольского полуострова, объединяет широкий спектр пород - от граувакковых валунно-галечниковых конгломератов и песчаников до аспидных сланцев и карбонатных пород. В составе серии выделены майская, зубовская, цыпноволокская и

скарбеевская свиты [Негруца, 1971]. Мощность отложений серии составляет порядка 1500 м.

Изотопные датировки пород эйновской и баргоутной серий (K-Ar и Rb-Sr методы, глауконит и аутигенный иллит) варьируют в пределах 890-715 млн лет [Любцов, Предовский, 1998]. Материалы изучения микрофоссилий указывают на принадлежность пород рассматриваемых образований “... к нижним горизонтам верхнего рифея” [Любцов, Предовский, 1998, стр. 25].

Алюмосиликокластические образования баргоутной серии имеют, по данным приведенным в работе [Siedlecka et al., 1995a], также как и отложения эйновской серии, турбидитовый генезис. По мнению указанных авторов, эйновская и баргоутная серии представляют образования одной турбидитовой системы. Общая мощность сформированных в результате ее функционирования отложений оценивается примерно в 4000 м, из них почти три четверти приходится на грубозернистые песчаниковые турбидитовые многослои, что, вероятно, свидетельствует о накоплении исходных осадков поблизости от крутой границы бассейна при непосредственном влиянии синседиментационной тектоники. Высказано предположение, что эта проксимальная турбидитовая система функционировала у подножья эскарпа, образованного при дроблении кристаллического фундамента. А. Сидлецка и др. [Siedlecka et al., 1995a, 1995b] считают, что турбидитовые системы Конгсфьорд и п-ва Рыбачьего образованы вдоль границы одного и того же позднерифейского седиментационного бассейна, а присутствующие на п-ве Канин, а также в северных и центральных разрезах Тимано-Печорского региона “флишоидные” формации возможно являются их эквивалентами.

На *севере Норвегии* распространены верхнерифейско-вендские осадочные ассоциации. Они приурочены к двум зонам, разделенным глубинным разломом Троллфьорд-Комагелва - Танафьорд-Варангерфьорд и Баренц-Си. Вскрывающиеся на дневной поверхности в этих зонах осадочные последовательности верхнего докембрия формировались в различных тектонических обстановках [Siedlecka, 1975, 1985].

В зоне Танафьорд-Варангерфьорд мощность верхнедокембрийских отложений составляет более 3500 м. Они разделены на серии (снизу): Вадсё, Тана и Вестертана. Последняя залегают на подстилающих образованиях с небольшим региональным несогласием [The

Bedrock geology..., 1992]. Для нижней части серии Вестертана характерны два уровня тиллитов “Варангерского ледового покрова”.

По биостратиграфическим материалам отложения серии Вестертана имеют вендский возраст, а серии Тана – соответствуют верхам верхнего рифея [Siedlecka, 1985, 1995; Siedlecka et al., 1995a; Raaben, Lyubtsov, 1993; Vidal, Moczydlowska, 1995]. По данным приведенным в работе [Sturt et al., 1975], изотопный возраст (Rb-Sr метод по породе в целом) аргиллитов формации Клабнассен, принадлежащей нижней трети серии Вадсё, составляет 807 ± 19 млн лет.

Формирование алюмосиликокластических образований серий Вадсё и Тана происходило во флювиальных (континентальных) и мелководно-морских обстановках [Hobday, Reading, 1972; Hobday, 1974; Siedlecka, 1985; The Bedrock geology ..., 1992]. Накопление осадков имело место под влиянием крупной речной системы и сопровождалось многочисленными перерывами различного масштаба и длительности. Транспортировка обломочного материала осуществлялась в основном с юга и запада.

В зоне Баренц-Си вскрываются три мощных алюмосиликокластических комплекса – серии Баренц-Си, Локвик-фьелл и Вирливаг, из которых, по-видимому, только первый может быть более или менее уверенно отнесен к неопротерозою [Siedlecka, 1985]. Серия Баренц-Си объединяет четыре формации (снизу) – Конгсфьорд, Баснеринген, Батсфьорд и Тивьефьорд, представленные различными по организации пакетами и пачками песчаников, алевролитов, конгломератов и глинистых сланцев.

По данным микрофитологических исследований, возраст пород серии Баренц-Си верхнерифейский [Vidal, Siedlecka, 1983]. Изотопный Rb-Sr возраст аргиллитов формации Конгсфьорд составляет 828 ± 60 млн лет (данные А. Raheim, цитировано по работе [Siedlecka, Edwards, 1980]).

Исследования норвежских геологов [Bjorlykke, 1978; Pickering, 1982; Edwards, 1984; Siedlecka, 1985] показывают, что зона Баренц-Си и ее юго-восточное продолжение на п-ве Рыбачий, имеют характеристики, типичные для отмерших рифтовых ветвей. Баренцевоморский бассейн в такой трактовке мог являться, предположительно, частью более крупного грабена или системы грабенов, ориентированной параллельно крупной неоднородности в коре, и протягивавшегося (шейся) к Уралу. Предпола-

гается, что он был ограничен крутыми тектоническими границами, а наиболее мелководные его части располагались на северо-западе. Между 640 и 520 млн лет назад “блок” Баренц-Си был, предположительно, перемещен в его современное положение и совмещен по шовной зоне Троллфьорд-Комагелва с зоной Танафьорд-Варангерфьорд.

Дж. Нустиеном и А. Сидлецка [Nystien, Siedlecka, 1988] реконструирован следующий ряд обстановок (от суши вглубь бассейна): прибрежная равнина – интракратонные рифтовые бассейны – шельф – континентальный склон и подошва склона. Склоновые и нижнешельфовые отложения этого ряда представлены турбидитами формации Конгсфьорд (низы серии Баренц-Си). Средние и верхние части разреза серии Баренц-Си слагаются заметно более мелководными отложениями, формирование которых было обусловлено неоднократной проградацией в сторону бассейна осадков дельтовых и прибрежно-континентальных зон. В настоящее время предполагается, что по латерали рассматриваемый бассейн был связан с Тиманским авлакогеном [Siedlecka, 1985; Nystuen, Siedlecka, 1988], однако существуют и иные представления, в том числе о тесной связи верхнерифейских комплексов Северной Норвегии с восточноренландскими [Kjode et al., 1978].

Исходя из сказанного выше, в пределах северного и северо-восточного сегментов рассматриваемой в настоящей работе территории, вдоль серии крупных разломов (Танафьорд-Комагелва, Центрально-Тиманский и др.) контактируют, по всей видимости, два принципиально различных комплекса отложений верхнего рифея [Митрофанов и др., 1995, 1997; Norwegian-Russian., 1993; The Bedrock geology..., 1992; Siedlecka et al., 1995a, 1995b]. На юго-западе это преимущественно мелководные и прибрежно-морские осадки аркозового и субаркозового состава (песчаники различных гранулометрических типов, алевролиты, гравелиты и конгломераты), тогда как на северо-востоке – турбидитовые ассоциации. Вполне вероятно, что рассматриваемые образования маркируют начальные этапы формирования северной рифтогенной пассивной окраины Европейского континента [Сидлецка, Негруца, 1993].

Несколько по-иному трактуют эволюцию северного сегмента Русской платформы в позднем рифее В.В. Любцов и А.А. Предовский [1998]. По их представлениям, начало позднего

рифей (в их трактовке – время накопления отложений эйновской и баргутной серий и формации Конгсфьорд) характеризовалось существенной тектонической активностью, приведшей к накоплению в системе конусов выноса мощных граувакковых последовательностей. Во второй половине каравая (кильдинское и отчасти волоковое время, а также период формирования отложений верхней части серии Баренц-Си) обстановки седиментации стали заметно более стабильными и накапливались весьма зрелые в петрохимическом отношении силикокластические образования.

Основные особенности осадочных последовательностей рифей данного сегмента суммированы в табл. 2.

Типизация осадочных последовательностей рифей

Попробуем теперь суммировать такие наиболее общие параметры осадочных последовательностей рифей [Маслов, 1997] на территории восточной, северо-восточной и северной периферии Русской платформы и западной мегазоны Урала как состав отложений, первичные седиментационные текстуры пород, мощность отложений и характер ее вариаций, наличие и характер перерывов, цикличность, характерные фациальные ассоциации, особенности вертикальной и латеральной “организации” их в разрезах крупных осадочных серий, обстановки осадконакопления и др.

Среди песчаников в осадочных последовательностях рифей, известных на восточной, северо-восточной и северной периферии Восточно-Европейской платформы преобладают умеренно зрелые и зрелые в минералогическом отношении аркозовые, субаркозовые, полевошпато-кварцевые и кварцевые, что свидетельствует о размыве преимущественно кристаллических комплексов фундамента, метаосадочных и осадочных образований и заметном влиянии на формирование каркаса псаммитов процессов вызревания кластики [Маслов, 1997; Подковыров, 2001]. Для части рифейских осадочных ассоциаций (север Кольского полуострова, Тимано-Печорская область и др.) наряду с семейством аркозовых и полевошпато-кварцевых песчаников, типичны также граувакковые разности псаммитов, участвующие в сложении мощных турбидитовых толщ [Siedlecka, 1985, 1995; The Bedrock geology..., 1992; Сочава и др., 1994].

Первичные седиментационные текстуры пород рифей исключительно разнообразны и подчеркивают существование двух мегаассоциаций, которые условно могут быть названы “шельфовой” и “склоновой”. В составе первой доминируют отложения многословых аллювиальных, аллювиально-дельтовых и прибрежно-континентальных равнин, литоральных, перилиторальных и мелководно-морских зон бассейнов (выше уровня штормового волнения) и характеризующиеся широким развитием различных типов косой, перекрестной, фестончатой, линзовидной и линзовидно-волнистой, волнистой, косо- и пологоволнистой, флазерной, клиновидной и мультимодальной, горизонтальной и субгоризонтальной, конволютной и градиационной слоистости, а также знаков ряби волнения и течения, трещин усыхания, микроразмывов и борозд размыва, псевдоморфоз по галиту и сульфатным минералам, гиероглифов различных типов, текстур нагрузки, слепков струй течения, отпечатков капель дождя, интракластитовых сланцевых брекчий в подошвах песчаных пластов, врезанных русел, текстур обезвоживания осадков и др.; в разрезах карбонатных подразделений можно видеть строматолитовые постройки разных типов, прослои и линзы синседиментационных интракластитовых брекчий, трещины усыхания и синерезиса, псевдоморфозы кремнезема по галиту, а также различные типы слоистости и т.д. Вторая мегаассоциация объединяет в основном гравитационные отложения (классические турбидиты, отложения обломочных и флюидизированных потоков, обвальнопользовые и другие подобные им образования, формирование которых происходило в пределах подводного склона), с всеми присущими им текстурами.

Для описанных выше осадочных последовательностей намечается в самом первом приближении два типа вариации мощности. К первому принадлежит такое, условно названное “центростремительным”, которое характеризуется постепенным увеличением данного параметра от проксимальных к дистальным частям бассейнов [Маслов, 1997]. Наиболее отчетливо это видно на примере нижнерифейских последовательностей бурзянской и кыргинской серий Волго-Уральской области и Башкирского мегантиклинория. Параллельно с указанным изменением мощности отложений, реконструируется переход от прибрежных мелководных и “сверхмелководных” осадочных

ассоциаций к отложениям открытых и умеренно глубоководных зон бассейнов и далее вновь к мелководным и прибрежно-морским образованиям. На севере Норвегии и Кольского п-ова, в Тимано-Печорском регионе и, в какой-то мере возможно, в разрезах верхнего рифея Среднего и Северного Урала, распределение мощностей отложений иное. По набору литотипов, составу песчанниковых ассоциаций, окраске и фациальному облику отложений здесь намечаются близбереговая шельфовая и удаленная склоновая области. Осадочные ассоциации последней имеют значительно большую мощность, чем первой.

Крупномасштабная цикличность внутри осадочных серий рифея на рассматриваемой территории наиболее ярко проявлена в разрезе каратауской серии Башкирского мегантиклинория. Она в чем-то напоминает макроцикличность пострапитанской части надсерии Уиндермер на северо-западе Канады. Там, в горах МакКензи, “Гранд циклы” Уиндермера представляют типичный дрифтовый комплекс, сформированный, как считают канадские и американские исследователи, на пассивной континентальной окраине за счет эвстатических колебаний уровня моря. Присутствующие в базальной части каратауской серии (бирьянская подсвита зильмердакской свиты) мощные толщи грубозернистых аркозовых песчаников, также, на первый взгляд, свидетельствуют в пользу данного предположения. Однако фациальный облик грифов Уиндермера и аркозов бирьянской подсвиты зильмердакской свиты кардинально различен. Нижние уровни Уиндермера представлены мощными толщами плохо отсортированных, преимущественно неслоистых гравийно-песчанниковых образований, формировавшихся в глубоководных и умеренно глубоководных условиях при активном влиянии тектоники на процессы осадконакопления. В разрезах же бирьянского уровня доминируют континентальные и прибрежно-континентальные отложения.

Осадочные последовательности рифея на рассматриваемой территории представлены весьма широким спектром фациальных ассоциаций, однако, преобладают среди них “сверхмелководные” и мелководно-шельфовые образования; заметно меньшую или, в некоторых районах, примерно равную с ними роль играют турбидитовые образования и связанные с ними другие типы отложений массовых гравитационных перемещений обломочного материала, а

также континентальные ассоциации, формировавшиеся за счет деятельности мелководных многоруслых аллювиальных и аллювиально-дельтовых систем. Архитектура фациальных ассоциаций и слагаемых ими еще более крупных единиц – осадочных комплексов – в разрезах бурзянской, юрматинской и каратауской серий свидетельствует, что для каждой из них характерно “свое лицо”. Развитие бассейнов осадконакопления, существовавших на территории современной Волго-Уральской области и западного склона Южного Урала в раннем, среднем и позднем рифее происходило в специфических для каждого из этих крупных этапов, палеотектонических, палеогеографических и палеоклиматических обстановках, что и обусловило появление седиментационных последовательностей с различной архитектурой осадочных комплексов и фациальных ассоциаций (табл. 6).

Состав питающих провинций достаточно сходен для почти всех осадочных последовательностей рифея рассматриваемой территории [Келлер, Соколов, 1960; Нетруца, 1971; Якобсон и др., 1991; Маслов, 1993, 1997; Сочава и др., 1994; Подковыров, 2001]. Наиболее интересным представляется реконструируемое для разрезов рифея Волго-Уральской области и Башкирского мегантиклинория, а также севера Кольского п-ва былое существование в областях размыва дорифейских осадочно-метаморфических образований, представлявших собой, скорее всего, платформенный чехол стабилизированных к середине или концу раннего протерозоя массивов коры.

Суммируя сказанное, можно наметить несколько крупных типов осадочных последовательностей, существовавших в рифее на востоке и северо-востоке Восточно-Европейского кратона и в той или иной мере характеризующих развитые ранее здесь палеобассейны (точнее, их фрагменты) осадконакопления. Основой для выделения указанных типов является выполненный ранее одним из авторов настоящей работы анализ осадочных последовательностей рифея Северного полушария [Маслов, 1997; Maslov, 1998].

К *первому типу* осадочных последовательностей рифея рассматриваемой территории может быть отнесена верхнерифейская каратауская серия. Нижние ее уровни сложены преимущественно континентальными, прибрежно-континентальными аркозовыми и субаркозовыми образованиями при подчиненной роли при-

брежно- и мелководно-морских отложений, а средние и верхние представлены циклично чередующимися терригенными и карбонатными образованиями мелководного и, в ряде случаев, умеренно мелководного генезиса. Чередование в составе серии карбонатных и терригенных осадков может отражать вариации уровня моря (в том числе и эвстатические) и/или приноса кластики в мелководные зоны бассейна.

Ко *второму типу* принадлежат нижнерифейские отложения бурзянской и кырпинской серий западного склона Южного Урала и Волго-Уральской области. По данным палеогеографических реконструкций и материалам сейсмопрофилирования, указанные образования выполняют относительно крупный, близкий к овалному эпикратонный бассейн. В пределах известной в настоящее время площади распространения осадочных образований нижнего рифея наблюдается постепенное увеличение их мощности от проксимальных зон палеобассейна к дистальным, сопровождающееся сменой субконтинентальных и прибрежно-морских фаций дистальными отложениями открытого шельфа, а иногда и более глубоких зон. Среднерифейские последовательности Волго-Уральской области и западного склона Южного Урала (серафимовская и юрматинская серии) имеют черты промежуточного типа между первым и вторым типами; особенно хорошо это видно по характеру изменения мощностей отложений каждого из четырех их уровней [Маслов, 2000а].

Третий тип осадочных последовательностей на рассматриваемой нами территории представлен верхнерифейскими отложениями севера Кольского п-ова, Финмаркена и Тимано-Печорской области. Для него характерны: 1) латеральная ассоциация мелководных шельфовых и мелководных (склоновых) образований, представленных, соответственно, аркозовыми и полевошпато-кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, и граувакковыми псаммитами и 2) значительное увеличение мощности отложений в дистальном направлении.

Пространственные соотношения различных по генезису и составу крупных осадочных ассоциаций в разрезах нижнего, среднего и верхнего рифея на восточной северо-восточной и северной периферии Восточно-Европейской платформы показаны на рисунках 3, 4 и 5.

Заключение

Анализ характера строения разрезов, состава отложений, а также ряда других данных по верхнедокембрийским (довендским) осадочным ассоциациям западной мегазоны Урала, Волго-Уральской и Тимано-Печорской областей и северной периферии Кольского полуострова показывает, что в целом история формирования седиментационных бассейнов, существовавших в рифее на рассматриваемой территории может быть разбита на два неравных по продолжительности этапа: ранне-среднерифейский и позднерифейский. Основными поставщиками обломочного материала на всем протяжении рифея выступали восточные районы Русской платформы. Накопление осадков происходило в основном в семиаридных обстановках; существенно менее продолжительными были гумидные и субгляциальные эпохи. Среди карбонатных и силикокластических осадочных образований рифея основное место занимают мелководные и прибрежно-бассейновые отложения. В раннем и среднем рифее основными типами седиментационных бассейнов на рассматриваемой территории были, по всей видимости, относительно небольшие эпикратонные моря. Особенности строения и пространственного распределения осадочных образований позднего рифея позволяют предполагать появление в его середине или конце крупного перикратонного бассейна, охватившего всю восточную и северо-восточную периферию Восточно-Европейского кратона. На это со всей очевидностью указывает значительное литологическое сходство осадочных ассоциаций базальных уровней каратавия на Южном и Среднем Урале, в Волго-Уральской области, а также на северном побережье Кольского полуострова. Вышележащий маркер типового разреза каратавия – катавская свита – имеет, по всей видимости, менее широкое латеральное распространение. Сходные с ним по своему облику и условиям формирования карбонатные красноцветные мелководно- и прибрежно-морские ассоциации известны за пределами Башкирского мегантиклинория только в Волго-Уральской области (шиханская свита) и на Полюдовом кряже (деминская свита). Значительно шире распространены карбонатные последовательности более высоких уровней каратавия. С подинзерскими слоями инзерской свиты, миньярской и укской свитами Башкирского мегантиклинория хорошо сопоста-

Палеотектонические, палеогеографические и палеоклиматические параметры формирования осадочных последовательностей рифея южного сегмента [Маслов, 1997, 2000].

УРОВНИ РАЗРЕЗА	СОСТАВ ОБЛАСТЕЙ СНОСА	ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ	ТЕКТОНИЧЕСКИЙ РЕЖИМ	КЛИМАТ	ЗРЕЛОСТЬ ТОНКОЙ СИЛИКОКЛАСТИКИ
R ₃ uk	Преобладание в областях сноса кварсодержащих пород	ПМ+ММ+му	П	?	Н
R ₃ mn		СМ+ПМ+ММ+му			В
R ₃ in		СМ+ПМ+ММ+МУ			У+В
R ₃ kt	Тот же, практически полностью преобразованный процессами выветривания субстрат	ПМ+ММ+му		Ар	В
R ₃ zl ₄	Преобладание в областях сноса кварсодержащих пород; в середине интервала поступление аркозового материала	СМ+ПМ+ММ+му		Ар+ Сем-Ар	У+В!!
R ₃ zl ₃	Практически полностью преобразованный процессами выветривания субстрат	СМ+ПМ+ММ		Э-Гум!!	?
R ₃ zl ₂	?	ПМ+ММ+му		-“-	Н
R ₃ zl ₁	Граниты и гранито-гнейсы, осадочно-метаморфические комплексы	К!+ПМ+мм	В	Ар!!	У+Н
R ₂ av	Осадочно-метаморфические толщи в значительной мере преобразованные процессами выветривания	СМ+ММ!+МУ	П	Гум!!+Ар	У+В
R ₂ zk	В середине интервала поступление менее зрелой силикоккластики	СМ+ПМ+ММ+МУ		Сем-Ар	Н+У
R ₂ zg	Осадочные и осадочно-метаморфические ассоциации практически полностью преобразованные процессами выветривания	СМ+ПМ+ММ		Э-Гум!!	
R ₂ msh	Преимущественно осадочно-метаморфические породы + некоторое количество вулканитов	ПМ+ММ	А+Вул	Гум!!	В
R ₁ b ₂	Существенно преобразованный процессами выветривания субстрат	СМ+ММ+МУ	П	Гум	
R ₁ b ₁		ММ+МУ			
R ₁ st		ММ+МУ		Ар/Гум!	У
R ₁ ai ₄₋₅	Преимущественно породы основного и ультраосновного (?) состава	ММ+МУ		-“-	?
R ₁ ai ₁₋₃	Граниты, гранито-гнейсы, осадочно-метаморфические образования	К!+ПМ		А+Вул	Ар!!/Хол

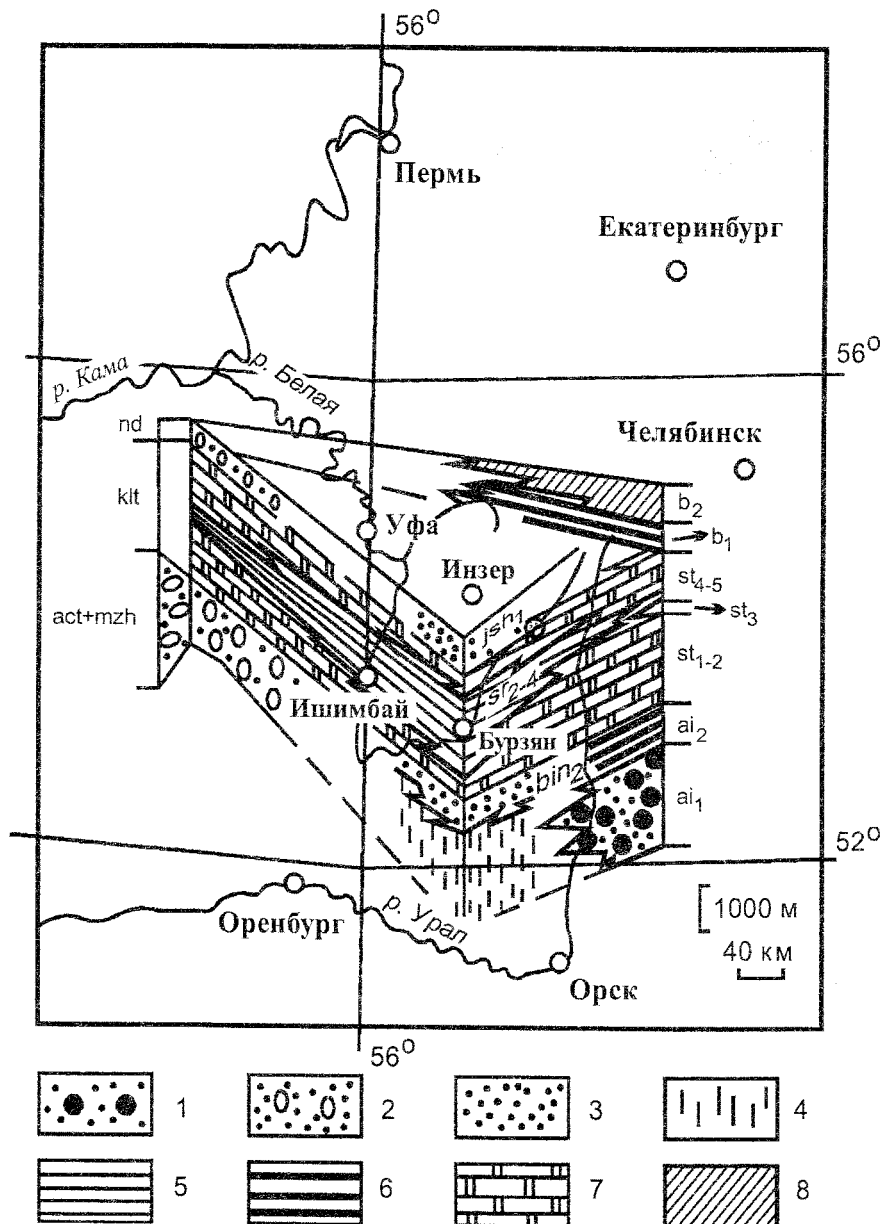
Примечания. Буквами и знаками препинания в таблице показаны: **обстановки осадконакопления** (К – континентальные; ПМ – прибрежно-морские; ММ – мелководно-морские; СМ – “сверхмелководные”; МУ – морские удаленные; ! – знак преобладания; !! – безусловного преобладания); **тектонический режим** (А – активный; П – пассивный; В – вялый; Вул – наличие в разрезах вулканитов); **климат** (Ар – аридный; Хол – холодный; Гум – гумидный; Э-Гум – экстрагумидный; Сем-Ар – семиаридный); **зрелость тонкой силикокластики** (Н – низкая; У – умеренная; В – высокая). Индексами показаны основные литостратиграфические подразделения типового разреза: $R_1 ai_{1,3}$ – навьшская, липовская и чудинская подсвиты айской свиты; $R_1 ai_{4,5}$ – кисеганская и сунгурская подсвиты айской свиты; $R_1 st$ – саткинская свита; $R_1 b_1$ – макаровская подсвита бакальской свиты; $R_1 b_2$ – малобакальская подсвита бакальской свиты; $R_2 msh$ – машакская свита; $R_2 zg$ – зигальгинская свита; $R_2 zk$ – зигазино-комаровская свита; $R_2 av$ – авзянская свита; $R_3 zl_1, R_3 zl_2, R_3 zl_3, R_3 zl_4$ – бирьянская, нугушская, лемезинская и бедерышшинская подсвиты зильмердакской свиты; $R_3 kt$ – катавская свита; $R_3 in$ – инзерская свита; $R_3 mp$ – миньярская свита; $R_3 uk$ – укская свита.

Рис. 3. Пространственные соотношения различных по генезису и составу крупных осадочных комплексов в разрезах нижнего рифея южного сегмента.

Комплексы отложений: 1 – вулканогенно-терригенных, преимущественно континентальных и прибрежно-морских; 2 – терригенных континентальных и прибрежно-морских; 3 – терригенных мелководно-морского генезиса; 4 – терригенных (преимущественно алеврито-песчаных) умеренно глубоководных; 5 – тонкозернистых терригенных умеренно глубоководных (накапливавшихся ниже уровня штормового волнения) и удаленных от побережья; 6 – то же, обогащенных тонкодисперсной органикой; 7 – карбонатных прибрежно- и мелководно-морских; 8 – терригенных и карбонатных преимущественно мелководно-морских.

Индексами на рисунке показаны: ai_1 – нижнее подразделение айской свиты; ai_2 – верхнее подразделение айской свиты;

$st_{1,2}$ – ниже- и верхнекусинская подсвиты саткинской свиты; st_3 – половинкинская подсвита саткинской свиты; $st_{4,5}$ – ниже- и верхнесаткинская подсвиты саткинской свиты; b_1 – макаровская подсвита бакальской свиты; b_2 – малобакальская подсвита бакальской свиты; jsh – юшинская свита; $st_{2,4}$ – бердагуловская, ангастакская и сердаукская подсвиты суранской свиты; $act+mzh$ – актанышская и можаровская свиты; klt – калтасинская свита; nd – надеждинская свита; ar_1 – арланская подсвита калтасинской свиты.



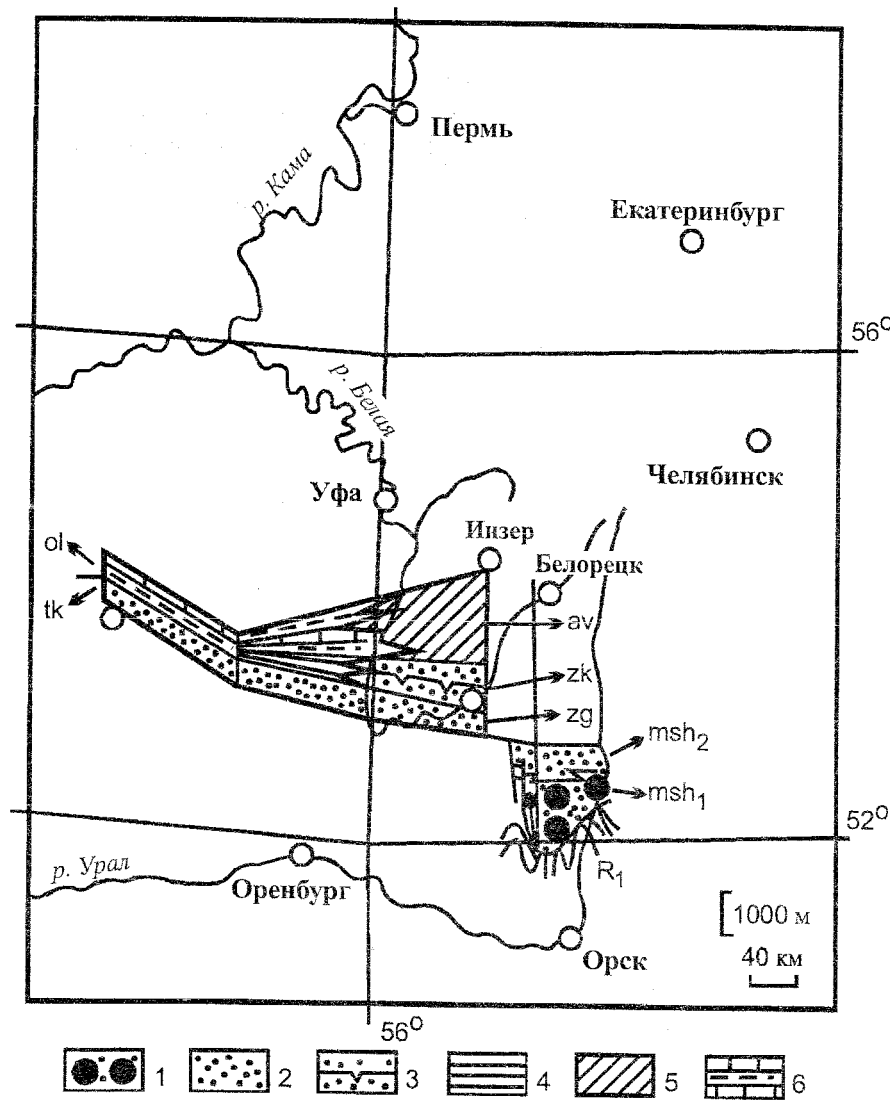


Рис. 4. Пространственные соотношения различных по генезису и составу крупных осадочных комплексов в разрезах среднего рифея южного сегмента.

Комплексы отложений: 1 – вулканогенно-терригенных, преимущественно континентальных и прибрежно-морских; 2 – терригенных континентальных и прибрежно-морских; 3 – терригенных, преимущественно “сверхмелководного” и мелководно-морского генезиса; 4 – тонкозернистых терригенных умеренно глубоководных (накапливавшихся ниже уровня штормового волнения) и удаленных от побережья; 5 – терригенных и карбонатных преимущественно мелководно-морских; 6 – терригенных и карбонатных преимущественно прибрежно-морских.

Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

Индексами на рисунке показаны: msh_1 – нижние и средние уровни машакской свиты; msh_2 – верхняя часть машакской свиты; zg – зигальгинская свита; zk – зигазино-комаровская свита; av – авзянская свита; tk – тукаевская свита; ol – ольховская свита.

вимы по составу и комплексам строматолитов карбонатные последовательности клыктанской и низьвенской свит Северного Урала, а также павьюгской свиты Тимана. Архитектура осадочного выполнения этого бассейна в ряде регионов (Тимано-Печорский регион, север Кольского п-ова, возможно Средний Урал) обнаруживает черты, которые присущи осадочным последовательностям пассивных окраин. Его проксимальная (шельфовая) часть соответствовала, по видимому, современному Башкирскому мегантиклинорию и Волго-Уральской области, тогда как дистальная (склон и подножье) ре-

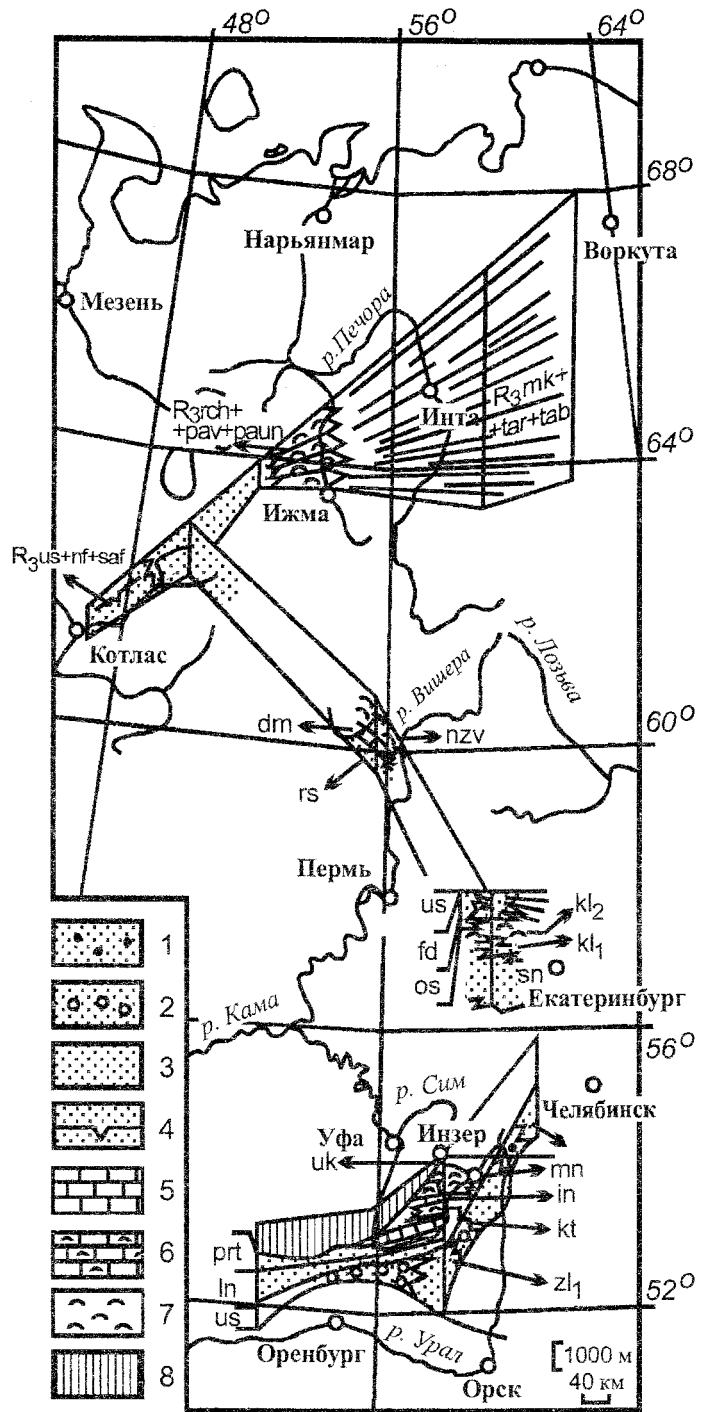
конструируется в пределах Тимано-Печорской области. В таком виде основные структурные элементы указанного бассейна были заметно дискордантны к структурному плану раннепалеозойского Уральского палеоокеана.

В изучении рифейских осадочных последовательностей западного склона Южного Урала за последние 10-15 лет сделано несколько крупных шагов вперед. Это касается не только седиментологии и литологии рифея, но также в значительной мере и его минерагии [Реше-

Рис. 5. Пространственные соотношения различных по генезису и составу крупных осадочных комплексов в разрезах верхнего рифея южного, центрального и северо-восточного сегментов.

Комплексы отложений: 1 – вулканогенно-терригенных, преимущественно континентальных и прибрежно-морских; 2 – терригенных континентальных и прибрежно-морских; 3 – терригенных мелководно-морского генезиса; 4 – терригенных, преимущественно “сверхмелководного” и мелководно-морского генезиса; 5 – карбонатных прибрежно- и мелководно-морских; 6 – то же, со строматолитами; 7 – собственно строматолитовые карбонаты; 8 – области отсутствия отложений. Остальные условные обозначения см на рис. 3 и 4.

Индексами на рисунке показаны: z_1 – бирьянская подсвита зильмердакской свиты; kt – катавская свита; in – инзерская свита; mn – миньярская свита; uk – укская свита; us – усинская свита; ln – леонидовская свита; prt – приутовская свита; sn – синегорская свита; kl_1 – нижняя подсвита клыкганской свиты; kl_2 – верхняя подсвита клыкганской свиты; os – осянская свита; fd – федотовская свита; us – усвинская свита; rs – рассольненская свита; dm – деминская свита; nzv – низьвенская свита; $R_3us-nf+saf$ – устьняфтинская и сафоновская серии; $R_3rch+rav+raun$ – рочугская, павьюгская и паунская свиты; $R_3mk+tar+tab$ – микулкинская, тархановская и табуевская серии.



ние четвертого..., 2000; Коротеев и др., 2000, 2001]. Вместе с тем по мере расширения наших знаний обозначается все больший круг новых задач, требующих осмысления и решения в будущем. К числу их, на наш взгляд, можно отнести следующие.

Палеогеодинамика. Современные публикации на эту тему не содержат принципиально нового фактического материала или новых идей и базируются в основном на представлениях середины 70-х гг. прошедшего века.

Изотопное датирование осадочных ассоциаций раннего и среднего рифея. В последние годы получено много новых, методически корректных изотопных датировок как карбонатных, так и терригенных отложений типа ри-

фея, однако все еще не датированы отложения большеинзерской, суранской и юшинской свит бурзянской серии, имеющие широкое распространение в центральной части Башкирского мегантиклинория, а также образования зигальгинской, зигазино-комаровской и авзянской свит среднего рифея. Еще менее датированы изотопными методами осадочные последовательности рифея Среднего и Северного Урала и Тимано-Печорской области.

Напрямую с точной датировкой осадоч-

ных последовательностей рифея методами изотопной геологии связана *реконструкция динамики погружения осадочных толщ* данного временного интервала (т.н. бакстриппинг-анализ).

Событийная и хемостратиграфия рифея (в данном направлении в последние годы сделаны существенные усилия как геологами Санкт-Петербурга, так и их башкирскими и екатеринбургскими коллегами и в самое ближайшее время можно ожидать публикации весьма любопытных материалов). Представляется, что в свете данных по изотопии стронция могут тем или иным образом быть подкорректированы современные модели эволюции седиментационных бассейнов рифея.

Структурные исследования и датирование основных эпох структурных перестроек. Крупный комплекс работ, выполненных на западном склоне Южного Урала в рамках проекта Uralides Программы EUROPROBE западно-европейскими и отечественными исследователями оказался разбросан в многочисленных разрозненных иностранных статьях и заметках и сейчас практически не доступен широкой массе исследователей¹³. До сих пор в литературе нет внятного объяснения какие события имели место на рассматриваемой в настоящей работе территории на границах раннего и среднего рифея, среднего и позднего рифея, позднего рифея и раннего венда, а также внутри бурзяния, юрматиния или каратавия. Эта проблема напрямую связано с созданием моделей формирования, локализованных в осадочных последовательностях рифея западного склона Урала месторождений и проявлений различных полезных ископаемых.

Разработка моделей формирования и трансформации месторождений. На западном склоне Южного Урала в рифейских осадочных комплексах локализованы крупные месторождения магнезитов, сидеритов, баритов и полиметаллов; в середине 80-х и начале 90-х гг. XX в. открыты Суранская группа месторождений и проявлений флюорита и селлаита, а также фосфориты в Кусинском районе Челябинской области. Подавляющее большинство указанных месторождений являются стратиформными и

приурочены к мощным карбонатным толщам; генезис их все еще является дискуссионным. Многочисленные новые факты, полученные как при полевом изучении рудных тел и вмещающих их образований, так и с использованием современных прецизионных методов анализа вещественного состава пород и руд, позволяют в настоящее время значительно продвинуться вперед в этом весьма важном вопросе [Маслов и др., 2001].

Актуальным нам представляется *сравнительное сопоставление материалов о составе и главных особенностях эволюции источников сноса, полученных как по данным минералого-петрографического изучения песчаников и конгломератов, так и по анализу петрогеохимических особенностей тонкой алюмосиликокластики* (спектры РЗЭ, отношения Eu/Eu^* , La_N/Yb_N и Gd_N/Yb_N , изотопия неодима, отношения La/Sc , Th/Sc , Co/Th , Cr/Th , Sc/Th , Cr/Zr , Th/Co и др.).

Взаимосвязь фациальных обстановок седиментогенеза и последующих литогенетических преобразований осадочных толщ. За уже более чем 20-летнюю историю литогенетических исследований осадочных толщ рифея западного склона Южного и Среднего Урала практически нет публикаций в которых анализ последовательных литогенетических трансформаций терригенных и карбонатных отложений был бы выполнен с учетом их генезиса. Между тем подобный подход к рассмотрению процессов литогенеза в различных регионах можно назвать уже классическим.

Скрытые перерывы в осадочных последовательностях рифея (типы, длительность, латеральная протяженность). Так, как это сделано для других объектов [Лисицын, 1980; Менс, Пиррус, 1987; Сиротин и др., 2000], к изучению осадочных последовательностей рифея названных выше сегментов восточной периферии Русской платформы и западной мегазоны Урала не обращался еще практически ни один исследователь.

Макро-, мезо- и микроцикличность в алюмосиликокластических и карбонатных отложениях рифея. Климатические и иные циклы и их выражение в последовательностях крупных

¹³ Уже после написания этой статьи увидела свет монография «Глубинное строение и геодинамика Урала» [2001], в которой часть из названных выше вопросов освещена достаточно подробно.

осадочных комплексов различного состава.

Взаимосвязь фациальных обстановок и ассоциаций фаунистических остатков. На примере строматолитосодержащих карбонатных отложений Сибири этот вопрос был подробно рассмотрен С.Н. Серебряковым с коллегами [Серебряков и др., 1972; Серебряков, Семихатов, 1973, 1975; Серебряков, 1975, 1979]. Для карбостромовых формаций рифея рассмотренной в настоящей статье территории данный вопрос даже не был поставлен. В последнее десятилетие крупный комплекс работ по реконструкции обстановок накопления органостенных и окремненных микрофоссилий в рифейских отложениях западной окраины Сибирской платформы выполнен специалистами Геологического института РАН [Вейс, Петров, 1994; Петров, Вейс, 1995; Петров и др., 1995; Вейс и др., 1998а, 1998б]; для осадочных последовательностей рифея западной мегазоны Урала этот вопрос пока также находится вне поля зрения исследователей.

Авторы искренне признательны А.Ю. Корниловой за подготовку компьютерных версий графических материалов.

Исследования по данной теме поддержаны Российским фондом фундаментальных исследований (проект 00-05-64497).

Список литературы

Аблизин Б.Д., Ключина М.Л., Курбацкая Ф.А., Курбацкий А.М. Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1982. 140 с.

Аксенов Е.М. История геологического развития Восточно-Европейской платформы в позднем протерозое: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук в виде научного доклада. С-Пб.: ИГГД РАН, 1998. 106 с.

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., Козлов В.И., Ротарь А.Ф. и др. Зрелость обломочных зерен кварца из песчаников базальных свит рифейских серий Южного Урала // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 5. С. 114-118.

Белякова Л.Т., Охотникова С.Л., Ильченко Л.Н. Новые данные по стратиграфии верхнего докембрия Тимана // Наследие А.Я. Кремса в исследованиях ухтинских геологов. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 1992. С. 44-49.

Богданов Б.П., Плякин А.М. Фациальные особенности быстринской рифогенной формации Среднего Тимана // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России. Тр. XIII геол. конгресса Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: Геопринт,

1999. С. 92-94.

Вейс А.Ф., Петров П.Ю. Главные особенности фациально-экологического распределения микрофоссилий в рифейских бассейнах Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 5. С. 97-129.

Вейс А.Ф., Козлова Е.В., Воробьева Н.Г. Органостенные микрофоссилии типового разреза рифея (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 9. С. 20-36.

Вейс А.Ф., Петров П.Ю., Воробьева Н.Г. Возрастные преобразования фациально-экологической структуры докембрийских биот и стратиграфия рифея // Геология и геофизика. 1998а. Т. 39. № 1. С. 85-96.

Вейс А.Ф., Петров П.Ю., Воробьева Н.Г. Миродихинская микробиота верхнего рифея Сибири. Сообщение 1. Состав и фациально-экологическое распределение органостенных микрофоссилий // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998б. Т. 6. № 5. С. 15-37.

Вейс А.Ф., Ларионов Н.Н., Воробьева Н.Г., Ли Сень-Джо. Микрофоссилии в стратиграфии рифейских отложений Южного Урала (Башкирский мегаантиклинорий) и Приуралья (Камско-Бельский авлакоген) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 5. С. 3-28.

Верхний докембрий европейского севера СССР: Объяснительная записка к схеме стратиграфии. Сыктывкар: Книгоиздат, 1986. 40 с.

Владимирская Е.В. Додевонские отложения Колво-Вишерского края // Стратиграфия палеозойских отложений Тимана и западного склона Урала. Л.: Гостоптехиздат, 1955. С. 225-280.

Гарань М.И. Верхний докембрий (рифей): Стратиграфия // Геология СССР. М.: Недра, 1969. Т.12. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Ч. 1. Геологическое описание. С. 149-200.

Гаррис М.А. Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. М.: Наука, 1977. 295 с.

Гаррис М.А., Казаков Г.А., Келлер Б.М. и др. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венд) // Абсолютный возраст геологических формаций. М.: Наука, 1964. С. 431-455.

Геология и палеогеография западного склона Урала / Под ред. Ю.Д. Смирнова. Л.: Недра, 1977. 199 с.

Геологическая карта Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления (в границах бывшего СССР). Довендские образования. М-б 1:2500000. Ред. Ю.Р. Беккер. С-Пб.: Роскомнедра, 1996. 4 л.

Гецен В.Г. О литологии и условиях осадконакопления докембрийских отложений Северного Тимана // Тектоника и древние толщи Тимана и Приполярного Урала. Сыктывкар: Коми ФАН СССР, 1968. С. 55-66.

Гецен В.Г. О стратиграфическом и тектоническом

ком положении верхнерифейской карбонатной толщи Тимана и п-ова Канин // БМОИП. Отд. геол. Т. 45. Вып. 1. 1970. С. 58-70.

Гецен В.Г. Строение фундамента Северного Тимана и п-ова Канин. Л.: Наука, 1975. 144 с.

Гецен В.Г. Рифейский комплекс Тимано-Печорской провинции - возможная нефтепроизводящая толща // Нефтегазоносные комплексы Печорской синеклизы. Сыктывкар: Коми ФАН СССР, 1981. С. 27-38.

Гецен В.Г. Тектоника Тимана. Л.: Наука, 1987. 172 с.

Гецен В.Г. Палеотектоника северо-востока Европейской платформы в позднем протерозое // Тектоника северо-востока Европейской платформы. Сыктывкар: Коми НИЦ УрО АН СССР, 1988. С. 32-46.

Гецен В.Г. Геодинамическая реконструкция развития северо-востока европейской части СССР для позднепротерозойского этапа // Геотектоника. 1991. № 3. С. 26-37.

Гецен В.Г., Пыхова Н.Г. Стратиграфия рифейских отложений Среднего Тимана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 6. С. 69-80.

Глубинное строение и геодинамика Южного Урала. Проект Уралсейс. Тверь: Изд-во ГЕРС, 2001. 286 с.

Горожанин В.М. Новые геохронологические данные по верхнему докембрию Татарии (скв. 20005 Карачевская) // Стратиграфия и литология верхнего докембрия и палеозоя Южного Урала и Приуралья. Уфа: БФАН СССР, 1983. С. 48-51.

Горожанин В.М. Геохронология нижнего венда Южного Урала // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Тез. докл. Всес. совещ. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. С. 51-52.

Горожанин В.М. Rb-Sr метод в решении проблем геологии Южного Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. 23 с.

Горожанин В.М., Кутявин Э.П. Рубидий-стронциевое датирование глауконита укской свиты // Докембрий и палеозой Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1986. С. 60-63.

Дедеев В.А., Аминов Л.З., Мальшиев Н.А. и др. Рифтогенез и нефтегазоносность северо-востока Европейской платформы // Рифтогенез и нефтегазоносность. М.: Наука, 1993. С. 51-59.

Ершов Ю.П., Красильщиков А.А., Волк В.Э. и др. Геотектоническая характеристика южной части Баренцевоморского шельфа // Геотектонические предпосылки к поискам полезных ископаемых на шельфе Северного Ледовитого океана. Л.: Наука, 1974. С. 34-50.

Зайдис Б.Б. Использование гидрослюдистых минералов для исследования катагенеза и метаморфизма пород: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Киев: ИГН АН УССР, 1973. 18 с.

Зайцева Т.С., Ивановская Т.А., Горохов И.М. и др. Rb-Sr возраст и ЯГР-спектры глауконитов укской

свиты, верхний рифей, Южный Урал // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. М.: Геос, 2000. С. 144-147.

Иванова Т.В. Некоторые вопросы седиментогенеза нижнерифейских отложений северо-западной Башкирии // Стратиграфия и литология палеозоя Волго-Уральской области. Казань: Казанский ФАН СССР, 1970. С. 7-14.

Иванова Т.В., Андреев Ю.В., Масагутов Р.Х. и др. К истории тектонического развития востока Русской плиты на рифейском этапе // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1993. С. 85-94.

Ишерская М.В., Романов В.А. К стратиграфии рифейских отложений Западной Башкирии. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1993. 35 с.

Казаков 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.

Келлер Б.М., Соколов Б.С. Поздний докембрий севера Мурманской области // Доклады АН СССР. 1960. Т. 133. № 5. С. 1154-1157.

Козлов В.И., Краснобаев А.А., Вейс А.Ф. и др. Стратотип рифея: строение, палеонтологическая характеристика, изотопный возраст // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. С. 11-17.

Козлов В.И., Масагутов Р.Н., Лозин Е.В. и др. Стратиграфия и нефтегазоносность верхнедокембрийских отложений Волго-Уральской области // Стратиграфия, палеонтология и перспективы нефтегазоносности рифейских и вендских отложений восточной части Восточно-Европейской платформы. Ч. 1. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1999. С. 40-48.

Комар Вл.А. О строении и строматолитах типовых разрезов верхнего рифея (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 8. С. 50-60.

Коротеев В.А., Краснобаев А.А., Нечеухин В.М. Геохронология и геодинамика верхнего протерозоя севера Евразии // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 28-36.

Коротеев В.А., Маслов А.В., Крупенин М.Т. Четвертое региональное уральское литологическое совещание // Осадочные бассейны Урала и прилегающих регионов: закономерности строения и минерализации. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 3-14.

Коротеев В.А., Маслов А.В., Крупенин М.Т. Четвертое региональное Уральское литологическое совещание // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 5. С. 554-556.

Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 145 с.

Крупенин М.Т. Литолого-фациальный состав сидеритовой формации Бакала // Ежегодник-1982. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1983. С. 24-30.

Крупенин М.Т. Условия формирования сиде-

ритоносной бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1999. 258 с.

Крупенин М.Т., Ятлук Г.М., Маслов А.В. К оценке палеосолености рифейских бассейнов осадконакопления Урала по геохимическим данным (C/S метод, первые результаты) // Ежегодник-1994. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. С. 41-44.

Крылов И.Н. Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии верхнего докембрия. М.: Наука, 1963. 243 с.

Крылов И.Н. Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. М.: Наука, 1975. 220 с.

Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Каурова О.К. и др. Rb-Sr и U-Pb систематика осадочных и метасоматических карбонатов бакальской свиты (нижний рифей Южного Урала) // XVI симпозиум по геохимии изотопов им. ак. А.П. Виноградова. Тез. докл. М.: ГЕОХИ РАН, 2001. С. 131-132.

Курбацкая Ф.А. Формации и палеотектоника Уральской окраины Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1985. 38 с.

Ларионов Н.Н. Геология и рудоносность авзянской терригенно-карбонатной формации среднего рифея на Южном Урале: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1994. 19 с.

Лисицын А.П. Перерывы, размыв и переотложение осадочного материала по данным изучения кернов бурения // Геология океана. Геологическая история океана. М.: Наука, 1980. С. 86-99.

Лозин Е.В. Тектоническое развитие и перспективы нефтегазоносности рифейских и вендских образований юго-востока Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия, палеонтология и перспективы нефтегазоносности рифейских и вендских отложений восточной части Восточно-Европейской платформы. Ч. 1. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1999. С. 49-54.

Любцов В.В., Предовский А.А. К стратиграфии верхнепротерозойских отложений Кольского побережья (Баренцевоморский регион) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 3. С. 17-28.

Любцов В.В., Михайлова Н.С., Предовский А.А. Литостратиграфия и микрофоссилии позднего докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Кольский ФАН СССР, 1989. 130 с.

Макиевский С.И., Гуревич В.И., Николаева К.А. и др. К вопросу о геологическом строении дна Белого моря и шельфа южной части Баренцева моря // Географические аспекты проблемы осадконакопления в бассейнах Баренцева и Белого морей. Л.: Геогр. об-во СССР, 1974. С. 15-23.

Маслов А.В. "Сверхмелководные" осадочные комплексы в разрезах рифея Южного Урала // Литология и полез. ископаемые. 1989а. № 2. С. 28-42.

Маслов А.В. Литолого-фациальная характеристика терригенно-карбонатных отложений нижнего рифея // Нижний рифей Южного Урала. М.: Наука,

1989б. С. 167-194.

Маслов А.В. Рифейские аркозовые комплексы Южного Урала // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 4. С. 29-42.

Маслов А.В. Опорные разрезы и условия образования зигазино-комаровской свиты среднего рифея Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 9. С. 97-110.

Маслов А.В. Рифейские бассейны седиментации западного склона Южного Урала (фаии, основные черты развития). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1993. 339 с. (Рукопись депонирована в ВИНТИ; № 565-В93).

Маслов А.В. Седиментационные бассейны рифея западного склона Южного Урала (фаии, литолого-фациальные комплексы, палеогеография, особенности эволюции): Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. 54 с.

Маслов А.В. Основные параметры формирования осадочных ассоциаций рифея типовой местности // Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса. Мат-лы к 1-му Всерос. литологическому совещ. Т. 1. М.: Геос, 2000а. С. 454-459.

Маслов А.В. Среднерифейский бассейн осадконакопления области сочленения Русской платформы и Южного Урала: литологические и фациальные особенности отложений, палеогеография и основные черты эволюции // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000б. Т. 8. № 1. С. 17-34.

Маслов А.В. К вопросу о характере границы среднего и верхнего рифея на Южном Урале: новые аспекты // Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия. Мат-лы совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2001. С. 152-155.

Маслов А.В., Анфимов Л.В. Авзянская рудоносная свита среднего рифея Южного Урала (литостратиграфия, условия образования, минерогения). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. 132 с.

Маслов А.В., Ишерская М.В. Осадочные ассоциации рифея Волго-Уральской области (условия формирования и литофациальная зональность). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 286 с.

Маслов А.В., Крупенин М.Т. Разрезы рифея Башкирского мегантиклинория (западный склон Южного Урала). Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1991. 172 с.

Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З. Некоторые аспекты геологической истории рифея западного склона Южного Урала в рамках реального времени // Ежегодник-2000. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. С. 42-51.

Маслов А.В., Абдуазимова З.М., Карстен Л.А., Пучков В.Н. Первые находки меланоцириллюмов в эталонных разрезах рифея на Южном Урале // Состояние, проблемы и задачи геологического картирования областей развития докембрия на территории России. Тез. докл. Всерос. совещ. СПб.: ИГГД РАН, 1994. С. 90.

Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Арифимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минералогия, геологические памятники природы). Том I. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. 351 с.

Маслов А.В., Иванов К.С., Чумаков Н.М. и др. Разрезы верхнего рифея, венда и нижнего палеозоя Среднего и Южного Урала. Путеводитель геологических экскурсий. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1996. 114 с.

Менс К., Пиррус Э. Стратиграфические пробелы в разрезе венда и кембрия Северной Прибалтики // Изв. АН ЭССР. Геология. 1987. Т. 36. № 12. С. 49-57.

Митрофанов Ф.П., Негруца В.З., Чикирев И.В. История развития Кольского полуострова в позднем докембрии // Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии. Тез. докл. Всерос. совещ. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. С. 64-65.

Митрофанов Ф.П., Негруца В.З., Чикирев И.В. История развития Кольского региона в позднем докембрии // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 207-211.

Морозов С.Г., Иванова Т.В., Андреев Ю.В. Некоторые особенности условий осадконакопления рифейских отложений востока Русской плиты и Башкирского антиклинория (по материалам параметрического сверхглубокого бурения) // История геологического и геоморфологического развития Урала. Уфа: БФАН СССР, 1982. С. 56-63.

Наливкин А.Б. О стратиграфии и тектонике метаморфической толщи Тимана // Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Ч. 1. Девон. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 122-123.

Негруца В.З. Стратиграфия гиперборейских отложений полуостровов Среднего, Рыбачьего и острова Кильдин // Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. Л.: Наука, 1971. С. 153-186.

Негруца В.З., Басалаев А.А., Чикирев И.В. Баренцево-морский фосфоритовый бассейн. Апатиты: Кольский НЦ РАН, 1994. 118 с.

Нижний рифей Южного Урала / Под ред. М.А. Семихатова. М.: Наука, 1989. 208 с.

Общие вопросы расчленения докембрия СССР / Под ред. Б.С. Соколова. Л.: Наука, 1990. 164 с.

Овчинникова Г.В., Васильева Г.В., Семихатов М.А. и др. U-Pb систематика протерозойских карбонатных пород: инзерская свита уральского стратотипа рифея (Южный Урал) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 20-31.

Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Семихатов М.А. и др. Время формирования и преобразования отложений инзерской свиты, верхний рифей Южного Урала // Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии. Тез. докл. Всерос. совещ. Екатеринбург: УрО РАН, 1995. С. 73-75.

Ожиганова Л.Д. Нижний рифей Западной Башкирии // Стратиграфия и литология верхнего докембрия и палеозоя Южного Урала и Приуралья. Уфа: БФАН СССР, 1983. С. 33-39.

Оловянишников В.Г. Модель формирования северо-востока Европейской платформы в позднем докембрии // Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии. Тез. докл. Всерос. совещ. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. С. 75-76.

Оловянишников В.Г. Стратиграфия верхнего докембрия Канино-Тиманского региона // Геология и минералогия докембрия северо-востока Европейской платформы и севера Урала. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 1996. С. 29-31.

Оловянишников В.Г. Модель строения верхне-рифейской рифогенной формации Тимана. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 1997. 40 с.

Оловянишников В.Г. Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин. Екатеринбург: УрО РАН, 1998а. 162 с.

Оловянишников В.Г. Верхний докембрий западного склона Тимана и восточной части Мезенской синеклизы // Палеогеография венда-раннего палеозоя Северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1998б. С. 147-159.

Парначев В.П. Магматизм и осадконакопление в позднедокембрийской истории Южного Урала: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1988. 33 с.

Парначев В.П., Швецов П.Н. О некоторых типах слоистых текстур осадочных пород айской свиты и их генетической интерпретации // Ежегодник-1986. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1987. С. 30-32.

Парначев В.П., Швецов П.Н. Новые данные о строении айской свиты стратотипа рифея (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 131-136.

Парначев В.П., Ротарь А.Ф., Ротарь З.М. Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Свердловск: УрО АН СССР, 1986. 104 с.

Парначев В.П., Швецов П.Н., Крупенин М.Т. Строение и условия седиментации отложений нижнего рифея Тараташского антиклинория на Южном Урале. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 71 с.

Петров П.Ю., Вейс А.Ф. Фациально-экологическая структура деревнинской микробиоты: верхний рифей Туруханского поднятия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 5. С. 13-41.

Петров П.Ю., Семихатов М.А., Сергеев В.Н. Развитие рифейской карбонатной платформы и распределение на ней окремненных микрофоссилий (сухотунгусикская свита Туруханского поднятия Сибири) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 6. С. 79-99.

Плякин А.М. Литолого-стратиграфические особенности рифейских отложений западной структурно-фациальной зоны Среднего Тимана // Изв. АН

СССР. Сер. геол. 1972. № 7. С. 128-139.

Плякин А.М., Яхнин Э.Я. Условия и последовательность образования рифейских отложений Среднего Тимана (с использованием геохимических данных) // Доклады АН СССР. 1978. Т. 241. № 3. С. 666-669.

Подковыров В.Н. Осадочные последовательности рифея и венда стратотипических регионов Сибири и Урала (литохимия, хемотратиграфия, геодинамические обстановки формирования): Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. С-Пб.: ИГГД РАН, 2001. 37 с.

Раабен М.Е. Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. М.: Наука, 1975. 248 с.

Раабен М.Е., Журавлев В.С. Сравнение рифейских разрезов Полудова кряжа и Южного Урала // Доклады АН СССР. 1962. Т. 147. № 2. С. 448-451.

Раабен М.Е., Забродин В.Е. Водорослевая проблематика верхнего рифея. М.: Наука, 1972. 130 с.

Раабен М.Е., Опаренкова Л.Л. Новые данные по стратиграфии рифея Тимана // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 2. С. 13-20.

Рабочая схема стратиграфии и корреляции разрезов верхнего протерозоя Западной Башкирии (методические рекомендации) / Н.Н. Лисовский, В.С. Афанасьев, Л.Д. Ожиганова и др. Уфа: БФАН СССР, 1981. 35 с.

Радченко В.В., Федонкин М.А. Нижнерифейские отложения южной части Башкирского антиклинория // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 11. С. 117-184.

Решение Всесоюзного совещания по общим вопросам расчленения докембрия СССР // Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Л.: Наука, 1979. С. 147-153.

Решение Четвертого Уральского литологического совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. 4 с.

Рифей и венд Европейского севера СССР / В.Г. Гецен, В.А. Дедеев, В.И. Башилов и др. Вологда: Обл книгоиздат, 1987. 186 с.

Романов В.А., Ишерская М.В. К изучению рифейских отложений Западной Башкирии. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1994. 32 с.

Романов В.А., Ишерская М.В. Средний рифей платформенного Башкортостана. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1997. 22 с.

Романов В.А., Ишерская М.В. Стратиграфия рифея платформенного Башкортостана. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1998. 36 с.

Романов В.А., Ишерская М.В. 1999. Стратиграфия рифея платформенного Башкортостана // Стратиграфия, палеонтология и перспективы нефтегазоносности рифейских и вендских отложений восточной части Восточно-Европейской платформы. Ч. 2. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1999. С. 59-60.

Романов В.А., Ишерская М.В. Рифей платформенного Башкортостана: стратиграфия, тектоника и перспективы нефтегазоносности. Уфа: Гилем, 2001. 126 с.

Ротару А.Ф. Машакская свита рифея Южного Урала (стратиграфия, формационный состав, тектоническая природа): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1983. 31 с.

Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М. и др. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 8. С. 3-14.

Сергеев В.Н. Окремненные микрофоссилии докембрия и кембрия Урала и Средней Азии. М.: Наука, 1992. 139 с.

Сергеев В.Н., Крылов И.Н. Микрофоссилии миньярской свиты Урала // Палеонтологический журнал. 1986. № 1. С. 84-95.

Сергеев О.П. Стратиграфия бакальской свиты Уральского протерозоя // Материалы по региональной стратиграфии СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 45-54.

Серебряков С.Н. Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири. М.: Наука, 1975. 176 с.

Серебряков С.Н. Условия образования строматолитов в рифее // Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Л.: Наука, 1979. С. 53-57.

Серебряков С.Н., Семихатов М.А. Фитогенные карбонатные породы рифея // Литология и осадочная геология докембрия. М.: Наука, 1973. С. 293-295.

Серебряков С.Н., Семихатов М.А. Фитогенные карбонатные породы рифея СССР // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1975. Вып. 4. Кн. 2. С. 173-178.

Серебряков С.Н., Комар Вл.А., Семихатов М.А. Зависимость морфологии рифейских строматолитов от условий их образования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 7. С. 140-148.

Сидлецка А., Негруца В. Корреляция верхнерифейских подводных турбидитовых систем Баренцево-морского региона, полуострова Варангер и Рыбачий, северо-запада Кольского полуострова // Тезисы 1-го межд. Баренцево-морского симп. Киркенес. Норвегия. 1993.

Сиротин В.И., Трегуб А.И., Ненахов В.М. Классификация и геодинамическая интерпретация перерывов в осадконакоплении Воронежской антеклизы // Литология и полез. ископаемые. 2000. № 2. С. 181-191.

Сочава А.В., Подковыров В.Н., Фелицын С.Б. Позднедокембрийский этап эволюции состава терригенных пород // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 4. С. 3-21.

Стратиграфическая схема рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области / Е.М. Аксенов, В.И. Козлов. Объяснительная записка. Уфа: ИГ УНЦ РАН, ЦНИИГеолнеруд, БашНИПИНефть, 2000. 81 с.

Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Роскомнедра, ИГГ УрО РАН, 1993. 151 л.

- Стратиграфический словарь. Верхний докембрий (Северная Евразия в границах бывшего СССР). М.: Наука, 1994. 351 с.
- Стратиграфия СССР. Т. 2. Верхний докембрий. М.: Недра, 1963. 716 с.
- Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм / Под ред. Б.М.Келлера и Н.М.Чумакова. М.: Наука, 1982. 176 с.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Под ред. Б.М. Келлера и Н.М. Чумакова. М.: Наука, 1983. 184 с.
- Фролович Г.М. Сопоставление разрезов докембрийских отложений Камско-Бельской впадины // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 4. С. 75-85.
- Чочиа Н.Г. Геологическое строение Колво-Вишерского края. М.: ВНИГРИ, 1955. 403 с.
- Чочиа Н.Г., Андрианова К.И. Девон Колво-Вишерского края. М.: ВНИГРИ, 1952. 220 с.
- Чумаков Н.М. Опорный разрез вендских ледниковых отложений Южного Урала (кургашлинская свита Криволюкского грабена) // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 138-153.
- Швецов П.Н. О тюльменском стратоне и границе среднего и верхнего рифея в стратотипической местности // Геология и перспективы расширения сырьевой базы Башкортостана и сопредельных территорий. Т. 1. Вопросы геологии, геологические памятники, геоэкология). Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2001. С. 102-106.
- Эльмис Р., Крупенин М.Т., Богатов В.И., Чанлыгина Н.В. Раннесреднерифейский возраст основной генерации диабазовых даек в нижнерифейских породах района Бакала (Южный Урал) // Мат-лы 2 Всерос. петрограф. совещания. Петрография на рубеже XXI века (итоги и перспективы). Кн. 4. Сыктывкар: ИГ КомиНЦ УрО РАН, 2000. С. 228-230.
- Якобсон К.Э., Кузнецова М.Ю., Станковская А.Ф. и др. Рифей Зимнего Берега Белого моря // Советская геология. 1991. № 11. С. 44-48.
- Яницкий А.Л., Сергеев О.П. Бакальские железорудные месторождения и их генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 112 с.
- Янкаускас Т.В. Верхнедокембрийские и кембрийские растительные микрофоссилии Европейской части СССР и их стратиграфическое значение: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1982а. 52 с.
- Янкаускас Т.В. Микрофоссилии Южного Урала // Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм. М.: Наука, 1982б. С. 84-120.
- Bjorlykke K. The eastern marginal zone of the Caledonide orogen in Norway // Caledonian-Appalachian Orogen of the North Atlantic Region. Geol. Surv. Canada. 1978. Paper 78-13. P. 49-55.
- Edwards M.B. Sedimentology of the Upper Proterozoic glacial records, Vestertana Group, Finnmark, North Norway // Norg. geol. unders. 1984. 394. P. 1-76.
- Gorokhov I.M., Melnikov N.N., Turchenko T.L. et al. Two illite generations in an Upper Riphean shale: The Rb-Sr isotopic evidence // Terra nova. 1995a. V. 7. P. 330-331.
- Gorokhov I.M., Turchenko T.L., Baskakov A.V. et al. A Rb-Sr study of multistage illite generation in shales of Pumanskaya and Pogorelovskaya formations, Sredni peninsula, NW Kola region // Norg. geol. unders. 1995. Spec. Publ. N 7. P. 330.
- Hobday D.K. Interaction between fluvial and marine processes in the Lower part of the Precambrian Vadso Group, Finnmark // Norg. geol. unders. 1974. V. 303. P. 39-56.
- Hobday D.K., Reading H.G. Fair weather versus storm processes in shallow marine sand bar sequences in Late Precambrian of Finnmark, North Norway // J. Sed. Petrol. 1972. V. 42. N 2. P. 318-324.
- Kjode J., Storetvedt K.M., Roberts D. et al. Paleomagnetic evidence for large-scale dextral movement along the Trollfjord-Komageiv Fault, Finnmark, north Norway // Phys. Earth Planet. Inter. 1978. V. 16. P. 132-144.
- Maslov A.V. Riphean sedimentary sequences of the Northern Hemisphere: first attempt of classification // Abstracts: 15th Intern. Sediment. Congr. 1998. Alicante, Spain. P. 541-542.
- Norwegian-Russian Collaboration Programme "North Area". 1st Inter. Barents Symposium. Kirkenes, Norway. 1993. 36 pp.
- Nystien J.P., Siedlecka A. The "Sparagmites" of Norway // In: Wichester J.A. (Ed.). Late Proterozoic Stratigraphy of the Northern Atlantic Regions: Glasgow & London Blackie. 1988. P. 237-252.
- Olovyaniashnikov V.G., Siedlecka A., Roberts D. Aspects of the geology of the Timans, Russia, and linkages with Varanger Peninsula, NE Norway (extended abstract) // Nor. geol. unders. Bull. 433. 1997. P. 28-29.
- Olovyaniashnikov V.G., Siedlecka A., Roberts D. Tectonics and sedimentation of the Meso- to Neoproterozoic Timan-Varanger Belt along the north-eastern margin of the Baltica // Polarforschung. III Internat. Conf. on arctic margins. 68. 2000. P. 267-274.
- Pickering K.T. A Precambrian upper basin slope and prodelta in northeast Finnmark, North Norway - a possible ancient upper continental slope // J. Sed. Petrol. 1982. V. 52. P. 171-186.
- Raaben M.E., Lyubtsov V.V. Stromatolites of Kildin Island, Kanin Peninsula (Russia) and in the Grasdalen Formation and Porsanger Dolomite (Northern Norway) // 1st Intern. Barents Symp. Kirkenes, Norway. 1993. P. 28.
- Samuelsson J. Biostratigraphy of Kildin Island and the Sredni and Rybachi peninsulars, Kola, Northern Russia - preliminary results // Norg. geol. unders. 1995. Spec. publ. N 7. P. 327-329.
- Siedlecka A. Late Precambrian stratigraphy and structure of the north-eastern margin of the Fennoscandian Shield (East Finnmark - Timan Region) // NGU Bull. 1975. V. 316. P. 313-348.

Siedlecka A. Development of the Upper Proterozoic sedimentary basins of the Varanger peninsula, East Finnmark, North Norway // *Geol. Surv. Finl. Bull.* 1985. V. 331. P. 175-185.

Siedlecka A. Neoproterozoic sedimentation on the Rybachi and Sredni Peninsulas and Kildin island, NW Kola, Russia // *NGU Bull.* 1995. N 427. P. 52-55.

Siedlecka A., Edwards M.B. Lithostratigraphy and sedimentation of the Riphean Basnering Formation, Varanger Peninsula, North Norway // *Norg. geol. unders.* 1980. V. 355. P. 27-47.

Siedlecka A., Lyubtsov V.V., Negrutsa V.Z. Correlation between Upper Proterozoic successions in the Tanafjorden-Varangerfjorden Region of Varanger Peninsula, northern Norway, and on Sredni Peninsula and Kildin Island in the northern coastal area of Kola Peninsula in Russia // *Norg. geol. unders.* 1995a. Spec. Publ. 7. P. 217-232.

Siedlecka A., Negrutsa V.Z., Pickering K.T. Upper Proterozoic Turbidite System of the Rybachi Peninsula, northern Russia - a possible stratigraphic counterpart of the Kongsfjord Submarine Fan of the Varanger peninsula // *Norg. geol. unders.* 1995b. Spec. Publ. 7. P. 201-216.

Sturt B.A., Pringler I.R., Roberts D. Caledonian nappe sequence of Finnmark, northern Norway, and the timing of the orogenic deformation and metamorphism // *GSA Bull.* 1975. V. 86. P. 710-718.

The Bedrock geology of Varanger Peninsula, Finnmark, North Norway: an excursion guide / *A. Siedlecka, D. Roberts.* *Norg. geol. unders. Spec. publ.* 1992. N 5. 45 pp.

Vidal G., Moczydlowska M. The Neoproterozoic of Baltica - stratigraphy, palaeobiology and general geological evolution // *Prec. Res.* 1995. V. 73. P. 197-216.

Vidal G., Siedlecka A. Planktonic, acid-resistant microfossils from the Upper Proterozoic strata of the Barents Sea Region of Varanger Peninsula, East Finnmark, Northern Norway // *Norg. geol. unders.* 1983. V. 382. P. 145-179.

Рецензент Раабен М.Е.