

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: <https://www.researchgate.net/publication/286990436>

Carbonate carbon isotopic composition in the Upper Riphean stratotype, the Karatau Group, Southern Urals

Article in *Stratigraphy and Geological Correlation* · July 1998

CITATIONS

37

READS

55

6 authors, including:



V. N. Podkovyrov

Russian Academy of Sciences

110 PUBLICATIONS 1,817 CITATIONS

SEE PROFILE

Some of the authors of this publication are also working on these related projects:



If we receive a grant it will be: Vend south central Siberia: lithology, geochemistry, paleoecology, stages and boundaries of formation [View project](#)

УДК [539.183:2:546.26]:551.72(470.53.57)

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КАРБОНАТНОГО УГЛЕРОДА В СТРАТОТИПЕ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ (КАРАТАВСКАЯ СЕРИЯ ЮЖНОГО УРАЛА)

© 1998 г. В. Н. Подковыров*, М. А. Семихатов**, А. Б. Кузнецов*,
Д. П. Виноградов*, В. И. Козлов***, И. В. Кислова**

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034 Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия

**Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

***Институт геологии Уфимского научного центра РАН, 450000 Уфа, ул. Карла Маркса, 16/2, Россия

Поступила в редакцию 10.10.96 г.

Каратавская серия Южного Урала предоставляет удачную возможность получить С-изотопную характеристику значительной части верхнего рифея в единой типовой последовательности отложений, в которой, судя по радиометрическим и палеонтологическим данным, представлены как нижние, так и верхние горизонты верхнего рифея (1000 ± 50 – 650 ± 20 млн. лет). В изученных разрезах серия сложена преимущественно карбонатными породами, которые на основании катодоллюминесцентных, геохимических и изотопно-геохимических данных могут рассматриваться как претерпевшие лишь незначительные вторичные изменения и сохранившие первичный С-изотопный сигнал. Известняки нижней подсвиты катавской свиты, начинающие карбонатную часть серии, показывают нисходящий тренд изменений $\delta^{13}\text{C}$ от 4.4 до -0.8% PDB, а известняки ее верхней подсвиты и нижней части вышележащих нижнеинзерских отложений демонстрируют восходящий тренд до 3.9‰ с тремя положительными флуктуациями. Верхняя часть нижнеинзерских известняков обладает низкими положительными, а верхнеинзерские известняки – небольшими отрицательными значениями $\delta^{13}\text{C}$. Вышележащие известняки и доломиты миньярской свиты отличаются наиболее контрастными для всей серии изменениями $\delta^{13}\text{C}$ от -2.2 до 5.9‰ с четырьмя пиками, а укские известняки, завершающие каратавскую карбонатную последовательность, знаменуют возврат $\delta^{13}\text{C}$ в область низких положительных значений. Вариации $\delta^{13}\text{C}$ в каратавской серии в целом согласуются с общим трендом изменения этого параметра в верхнем рифее. Однако в каратавской серии нет протяженных отрезков с высокими ($>6\%$) значениями $\delta^{13}\text{C}$, характерными для ряда других разрезов верхнего рифея, а амплитуда вариаций $\delta^{13}\text{C}$ меньше, чем в этих разрезах. Видимо, такие различия связаны с присутствием в каратавской карбонатной последовательности значительных стратиграфических перерывов.

Ключевые слова. Протерозой, неопротерозой, верхний рифей, С-изотопная хеостратиграфия, изотопный состав карбонатного углерода, Южный Урал.

Возрастные изменения $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатных породах, отражающие вариации баланса карбонатного и органического углерода в Мировом океане, успешно входят в практику хеостратиграфических корреляций в верхнем рифее и венде (в неопротерозое) и привлекаются для обоснования широких биогеохимических построений в этой части геологической летописи (Brasier, 1992; Kaufman et al., 1993, 1996; Kaufman, Knoll, 1995; Knoll et al., 1995; Семихатов, 1995 и библиография в этих работах). Возрастающее количество данных показывает, что поздний рифей и венд (особенно вторая часть этого интервала, 850–530 млн. лет назад) отличались весьма значительными возрастными вариациями $\delta^{13}\text{C}$ в водах Мирового океана и эти вариации отражали важные изменения параметров глобального цикла углерода, кислородного бюджета биосферы и климата.

Однако современная модель изменения $\delta^{13}\text{C}$ в конце протерозоя построена на основании не протяженных типовых последовательностей верхнего

рифея и венда, а нескольких дискретных отрезков разрезов, вскрытых в далеко разобщенных регионах. Корреляция этих отрезков между собой и в особенности со стратотипами верхнего рифея и венда, равно как и их привязка к хронометрической шкале требуют уточнения, а иногда и более строгого подхода по сравнению с практикуемым ныне.

Удачную возможность получить изотопную хеостратиграфическую характеристику значительной части верхнего рифея в единой типовой последовательности отложений предоставляет каратавская серия Южного Урала, которая является типом верхнего рифея и в западных своих разрезах сложена главным образом карбонатными породами, испытывавшими лишь незначительные вторичные изменения (Стратотип рифея, 1983). Для реализации упомянутой возможности авторы данной статьи отобрали представительную коллекцию каратавских карбонатов, которая явилась базой для получения стронциевой (Gorokhov et al., 1996; Кузнецов и др., 1997) и угле-

родной (Semikhatov et al., 1995; Подковыров и др., 1997) изотопных характеристик серии, а также определения Pb-Pb изохронного возраста ее отложений (Овчинников и др., 1995а, 1998). Ниже изложена вся сумма полученных нами данных о вариациях $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в каратавских известняках и доломитах и о присущих этим породам вторичных изменениях, оцененных на основании комплекса петрографических, катодолюминесцентных, геохимических и изотопно-геохимических данных.

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ И ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ КАРАТАВСКОЙ СЕРИИ

Каратавская серия – это мощный (3.0–5.5 км) осадочный комплекс, который завершает стратотипический разрез рифея, вскрытый в пределах Башкирского мегантиклинория на западном склоне Южного Урала. Отложения серии, доминирующие в строении западных частей мегантиклинория, залегают на типе среднего рифея (на юрматинской серии) и несогласно перекрыты вендскими толщами. Последовательность и состав большинства свит, выделенных в каратавской серии, были установлены на относительно ранних стадиях изучения уральского рифея (Гарань, 1963; Козлов, 1982; Стратотип рифея, 1983) и только пространственно-хронологические соотношения некоторых карбонатных и терригенных литостратиграфических единиц в средней ее части одно время трактовались неоднозначно (Раабен, 1975; Комар, 1978; Козлов, 1982; Раабен, Комар, 1983; Крылов, 1983), но сейчас и этот вопрос можно считать решенным (Козлов и др., 1991; Маслов, Крупенин, 1991; Унифицированные региональные..., 1993). В настоящее время вызывает разногласие лишь характер взаимоотношений каратавской серии с подстилающей юрматинской. Тогда как одни исследователи придерживаются традиционных взглядов о наличии между ними несогласия, другие приводят аргументы в пользу их согласного залегания (Козлов, 1982; Стратотип рифея, 1983; Маслов, 1990; Козлов и др., 1991; Шалагинов, Маслов, 1997).

В современных региональных шкалах каратавская серия расчленяется на шесть свит: силикокластическую зильмердакскую (1200–3300 м), известняковую пестроцветную катавскую (200–350 м), изменчивую по составу карбонатно-терригенную инзерскую (300–800 м), известняково-доломитовую миньярскую (350–650 м), терригенно-карбонатную укскую (160–350 м), венчающую разрез серии на западе Башкирского мегантиклинория, и терригенную криволукскую (250–300 м), сохранившуюся от предвендского размыва только на востоке названной структуры (Козлов и др., 1991; Семихатов и др., 1991; Унифицированные региональные..., 1993; Шалагинов, Маслов, 1997). Три нижние из этих свит повсеместно связаны постепенными переходами, тогда как в основании укской, а иногда и в основании миньяр-

ской свит отмечаются следы размывов (Беккер, 1961, 1988; Раабен, 1975; Козлов, 1982; Козлов и др., 1991; Маслов, Крупенин, 1991).

Преимущественно карбонатная часть каратавской серии (катавская–укская свиты) была изучена нами на крайнем западе Башкирского мегантиклинория (рис. 1) в следующих разрезах: 1) в среднем течении р. Манайсу, прорезающей западный склон хр. Зильмердак (большая нижняя часть катавской свиты); 2) в г. Миньяр и его окрестностях на склонах горы Красная и в долине руч. Кашеев (большая верхняя часть катавской свиты и нижняя часть инзерской), а также на правом берегу р. Сим в районе Бьянковского карьера и в самом этом карьере (верхняя часть инзерской и миньярская свита, кроме наиболее высоких ее горизонтов); 3) на правом берегу р. Юрюзань выше дер. Шубино (верхняя часть миньярской свиты и вся укская свита). Корреляция этих разрезов опиралась на литостратиграфические критерии, а в районе г. Миньяр и на данные детального картирования и не вызывала каких-либо затруднений. Стратиграфическое положение образцов, отобранных для С-изотопного анализа, показано на рис. 2, а состав заключающих их свит кратко описан ниже (подробнее см. Козлов, 1982; Стратотип рифея, 1983; Козлов и др., 1991; Маслов, Крупенин, 1991).

Катавская свита расчленяется на две подсвиты. Нижняя начинается кирпично-красными строматолитовыми, более редкими обломочными и глинистыми известняками (65–70 м) и завершается пестроцветными глинистыми тонкослоистыми известняками и мергелями (около 100 м), содержащими горизонты и линзы флейкстоунов. Верхняя подсвита (95–100 м) сложена серыми глинистыми, иногда доломитизированными известняками с характерной "струйчатой" (микробиальной) слоистостью и редкими флейкстоунами.

Инзерская свита в районе г. Миньяр, как и во всей западной части Башкирского мегантиклинория, также расчленяется на две подсвиты. Нижняя подсвита (подинзерские слои, 190 м) сложена темно-серыми и черными плитчатыми афанитовыми известняками, практически лишенными терригенной примеси, их доломитизированными разностями, а в верхней части, кроме того, строматолитовыми известняками и довольно обильными флейкстоунами. В основании подсвиты наблюдаются прослой глинистых известняков, которые подчеркивают постепенный переход от катавской свиты к инзерской. Верхняя подсвита инзерской свиты (около 200 м) имеет трехчленное строение: две пачки серо- и пестроцветных полевошпат-кварцевых глауконитовых песчаников, алевролитов и редких аргиллитов (70 и 50 м) и разделяющая их пачка серых строматолитовых, микрофитолитовых и обломочных известняков (80 м).

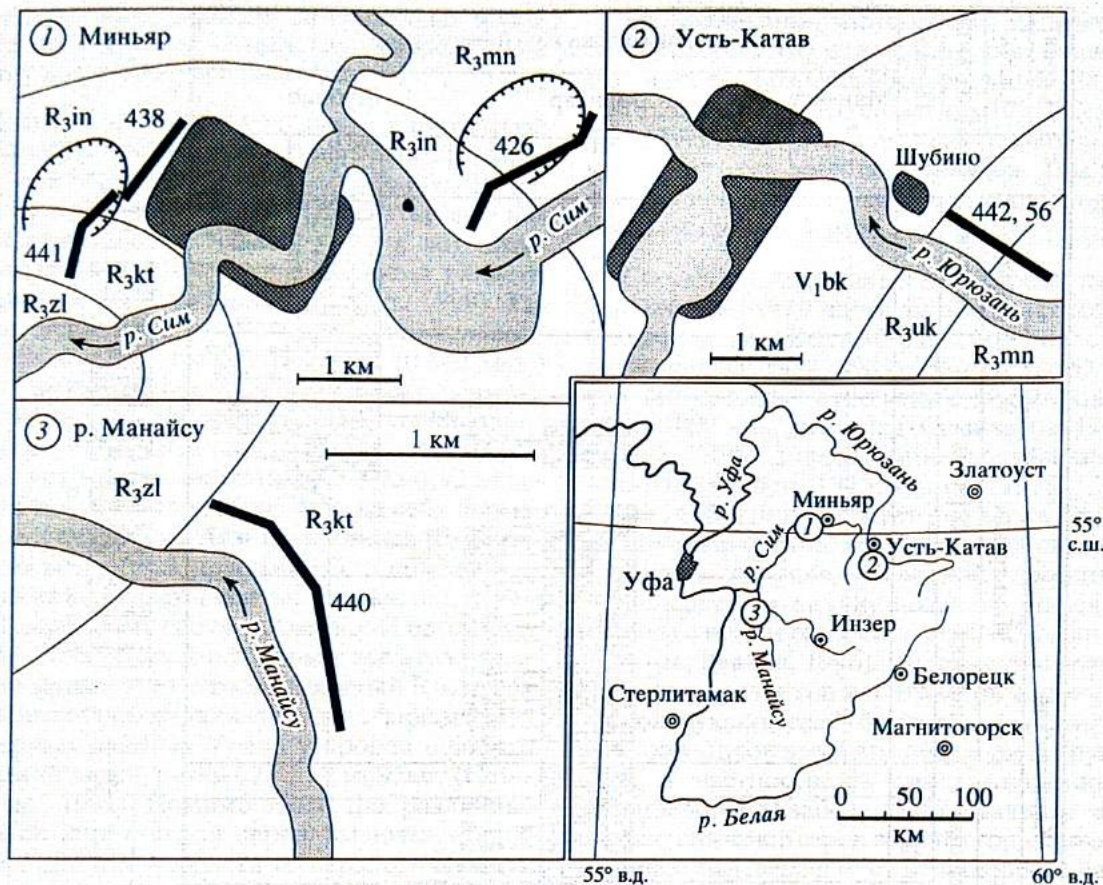


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов карбонатной части каратавской серии.

Разрезы: 1 – окрестности г. Миньяр, 2 – р. Юрюзань выше дер. Шубино, 3 – среднее течение р. Манайсу. Индексы на схемах – свиты: R_{3zl} – зильмердакская, R_{3kt} – катавская, R_{3in} – инзерская, R_{3mn} – миньярская, R_{3uk} – укская свиты верхнего рифея, V_{1bk} – бакеевская свита венда.

В составе миньярской свиты в изученных разрезах (360–380 м) доминируют светло-серые и серые механогенные и строматолитовые доломиты, которым подчинены близкие по внешнему облику известняки, тяготеющие к основанию и к верхним горизонтам свиты, а также линзы и прослои флейкстоунов. В верхней половине свиты среди карбонатных пород обычны линзы и стяжения темно-серых раннедиагенетических кремней, по появлению которых проводится граница между нижней (210 м) и верхней (160–180 м) подсвитами. В основании свиты местами обособляется маломощный (1–3.5 м) силикокластический горизонт, который, по мнению М.Е. Раабен (1975), свидетельствует о наличии предминьярского размыва.

Укская свита в разрезе у дер. Шубино в нижней своей части (70 м) представлена зеленовато-серыми глауконит-кварцевыми песчаниками, алевролитами и редкими аргиллитами с отдельными прослоями (0.2–0.4 м) и более мощными пластами (5–8 м) известняков, а в верхней (140 м) сложена серыми строматолитовыми и редкими обломочными известняками и венчающей свиту пачкой

доломитов (20–25 м). В основании свиты видны следы стратиграфического несогласия; иногда с этим несогласием связывают выпадение в некоторых разрезах верхней (шубинской) пачки миньярской свиты, сложенной строматолитовыми известняками (Беккер, 1988). Более резкое несогласие ограничивает укскую свиту сверху: песчаники и конгломераты бакеевской свиты венда залегают на различных ее горизонтах, а местами и на миньярских доломитах.

Рассматриваемые отложения, по мнению А.В. Маслова (1988, 1997), были сформированы в пределах сублиторали и отражают переход от господства мелководно-морских обстановок в катавско-инзерское время к умеренно глубоководным открыто-морским обстановкам в миньярское время и некоторое обмеление в укское. Однако анализ текстурных особенностей пород позволяет думать, что значительная часть нижнекатавских, подинзерских и нижнеминьярских карбонатов накопилась в относительно глубоководных обстановках вблизи базиса действия штормовых волн, а большая часть строматолито-

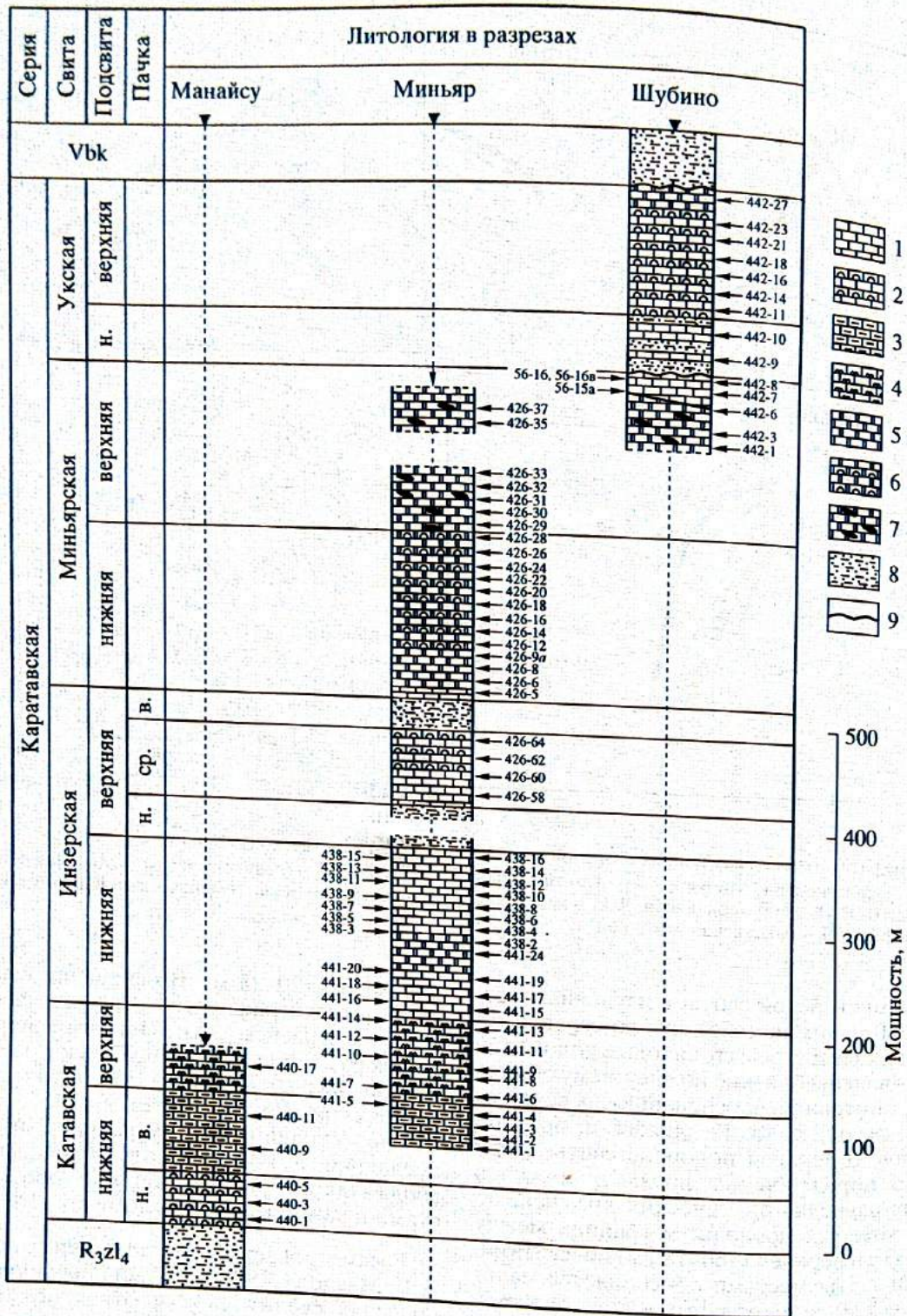


Рис. 2. Стрoение изученных разрезов и расположение в них образцов, отобранных для С- и О-изотопного анализа. 1-4 – известняки: 1 – микритовые и обломочные, 2 – строматолитовые, 3 – глинистые, 4 – со “струйчатой” (микробилинзийной) слоистостью; 5 – доломиты; 6 – строматолитовые доломиты; 7 – доломиты и строматолитовые доломиты с колонками – номерами изученных образцов карбонатных пород; 8 – силикокластические породы; 9 – несогласия. Цифры около колонок – номера изученных образцов карбонатных пород. Объяснение индексов на колонках см. на рис. 1. Сокращения: н – нижняя, ср – средняя, в – верхняя пачки (то же на рис. 5).

вых и обломочных карбонатов названных и укской свит представляет осадки гидродинамически активных зон открытого шельфа.

Выводы об изотопном возрасте каратавской серии базируются на довольно пестрых в методическом отношении определениях. Наиболее надежной является изохронная Pb-Pb датировка нижнеинзерских карбонатов 836 ± 25 млн. лет, которая трактуется как отражающая время раннего диагенеза осадков (Овчинникова и др., 1998). Такая трактовка подтверждается тем, что изохронный Rb-Sr возраст тонкозернистых (0.6–2 мкм) фракций аутигенного иллита инзерской свиты, фиксирующий время проявления более позднего события – диагенеза погружения, равен $805–835$ млн. лет (Овчинникова и др., 1995а). С методической точки зрения обращают на себя внимание согласующиеся K-Ar и изохронные Rb-Sr определения возраста Al-глауконита из нижней терригенной пачки укской свиты, равные 688 ± 10 и 670 ± 10 млн. лет соответственно (Горожанин, Кутявин, 1986). Дополнительный вес этим определениям придает то, что изохронный Rb-Sr возраст валовых проб вулканитов, залегающих в более северных районах Урала у кровли аналогов каратавской серии, равен 672 ± 22 млн. лет (Семихатов и др., 1991). Помимо этого, для различных горизонтов каратавской серии имеются старые K-Ar определения возраста минералогически не изученных глауконитов, образующие в общем правильный убывающий вверх по разрезу ряд значений: верхняя часть каратавской свиты – 938, нижняя и средние части инзерской свиты – 896–853, верхняя ее пачка – 791–683, нижняя часть миньярской свиты – 740, верхняя ее часть – 713–680 млн. лет (Гаррис, 1977; Стратотип рифея, 1983).

Минимальный возрастной предел серии обычно определяют на основании следующих взаимно согласующихся данных. 1) K-Ar возраст валовых проб габбродиабазов, прорывающих серию, равен $620–660$ млн. лет. 2) U-Pb циркононовый возраст барангуловских гранитов, прорывающих аналоги каратавской серии к востоку от Башкирского мегантиклинория, оценен в 660 ± 15 млн. лет. 3) K-Ar датировки глауконитов из вендских отложений, несогласно залегающих на каратавской серии и на ее уральских аналогах, находятся в пределах $625–560$ млн. лет (Стратотип рифея, 1983; Keller, Semikhatov, 1990; Коротеев и др., 1997). К обоснованию максимального возрастного предела серии одно время привлекались K-Ar датировки валовых проб габбродиабазов, которые считались докаратавскими и наряду с заведомо омоложенными показали значения около $1150–1000$ млн. лет (Гаррис, 1977; Стратотип рифея, 1983). Однако реальные соотношения этих габбродиабазов с каратавскими отложениями не установлены.

На основании изложенных данных обычно принимается, что отложения каратавской серии ограничены возрастными рамками $1000 \pm 50 – 650 \pm 20$ млн. лет (Козлов и др., 1991; Семихатов и др., 1991; Коротеев и др., 1997), хотя условность первой из этих величин очевидна. Тем не менее, она подкрепляется имеющимися палеонтологическими материалами.

Состав органостенных микрофоссилий, встречающихся в верхней части зильмердакской свиты и в ее аналогах в Волго-Уральской области (Стратотип рифея, 1982, 1983), свидетельствует о том, что вмещающие отложения формировались не ранее 1000 млн. лет назад (Семихатов, 1995; Knoll, Sergeev, 1995), а среди раннекаратавских строматолитов (Раабен, 1975; Комар, 1978; Стратотип рифея, 1982) присутствует ряд характерных межрегиональных таксонов, приуроченных в Сибири, Северной Африке, Северной Америке и на Шпицбергене к началу позднего рифея, к отложениям с возрастом около $1000–850$ млн. лет (Семихатов, Раабен, 1996). Состав строматолитов из верхних горизонтов каратавской серии (из миньярской и укской свит) близок к их составу из верхних горизонтов верхнего рифея ряда других регионов, в частности, из серии Академикербреен Шпицбергена (Раабен, 1975). Наличие в составе рассматриваемой серии верхних горизонтов верхнего рифея подтверждается и указаниями на находки в миньярской свите остатков *Melanocerillum* (Маслов и др., 1994), которые появились в геологической летописи около $850–800$ млн. лет назад. Что же касается микрофоссилий из послезильмердакской части каратавской серии, то развитые здесь ассоциации окремненных форм лишены стратиграфически значимых таксонов (Сергеев, 1992), а органостенные формы только в основании подинзерских слоев образуют богатую и разнообразную ассоциацию (Стратотип рифея, 1982). Она сходна с описанной из средних горизонтов серии Академикербреен (Butterfield et al., 1994), но значение этого сходства для детальной корреляции нивелируется тем, что подинзерские слои принадлежат нижней части верхнего рифея, а серия Академикербреен несомненно относится к верхним его горизонтам (Butterfield et al., 1994; Kaufman, Knoll, 1995).

Таким образом, имеющиеся палеонтологические и изотопно-геохронологические данные показывают, что в составе каратавской серии присутствуют как нижние ($1000–850$ млн. лет), так и верхние (менее 850 млн. лет) горизонты верхнего рифея. Используя приведенные изотопные датировки и допущение о линейной зависимости между мощностью отложений и временем их накопления, мы попытались оценить изотопный возраст границ карбонатных свит каратавской серии (рис. 5). Ясно, что полученные оценки никак нельзя абсолютизировать: они дают только самое общее представле-

ние о тех возрастных интервалах, в которых размещаются изученные образцы.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для изучения изотопного состава С и О в поле отбирались макроскопически однородные образцы известняков и доломитов, не несущих явных признаков вторичной перекристаллизации, расщепления или выветривания. Интервал опробования в сплошных карбонатных толщах составлял в среднем от 8 до 15 м и только в укской свите несколько снижался. Собранные образцы распиливались на две части, одна из которых использовалась для химического и изотопного анализа, а другая – для петрографического и катодолюминесцентного изучения в прозрачных шлифах и пришлифовках соответственно.

При химическом анализе образцы растворялись в 1 N HCL и содержание главных компонентов определялось рутинным весовым методом, а содержание Mn и Fe – атомно-абсорбционным методом на анализаторе AAS-30 по аналитическим резонансным линиям Mn – 279.5 нм, Fe – 248.3 нм. Кроме того, в карбонатной фазе пород определялось содержание Sr методом изотопного разбавления в соответствии с методикой, описанной ранее (Горохов и др., 1995; Кузнецов и др., 1997). Катодолюминесцентное изучение известняков и доломитов выполнено в лаборатории АО “Механобр-Аналит” (Санкт-Петербург) на микроанализаторе Сомебах с последующим микроанализом карбонатных фаз на электронном микроскопе CamScan со спектрометром Link.

Для определения изотопного состава С и О использовались валовые пробы нелюминисцирующих или умеренно люминисцирующих (доло)микритов или (доло)микроспаритов, а также валовые пробы тех фрагментов иных карбонатов, которые содержат минимальное количество следов перекристаллизации и/или обособлений карбоната поздней генерации.

При выделении углекислоты, необходимой для последующего определения изотопного состава О и С, растертые пробы помещались в концентрированный раствор фосфорной кислоты ($\rho = 1.89$ г/мл) на 2 часа (известняки) или на 72 часа (доломиты) при температуре 25° С. Изотопный состав С и О определялся одновременно из одного объема CO₂ на масс-спектрометре МИ-2101 с использованием лабораторного стандарта ИГГД, привязанного к шкале PDB с помощью международных стандартов KH-2 и TKL. Аналитическая погрешность измерений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ не превышала $\pm 0.2\%$. Все приводимые в статье значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ рассчитаны в отношении к стандарту PDB.

При оценке достоверности полученных значений $\delta^{13}\text{C}$ главное внимание уделялось степени

эпигенетических изменений пород. Эта степень определялась на основании широко применяемых геохимических и изотопных критериев – величины отношений Mn/Sr и Fe/Sr, значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ (Veizer, 1983; Fairchild et al., 1990; Kaufman et al., 1993; Kaufman, Knoll, 1995; Сочава и др., 1996; Подковыров, Виноградов, 1996). Значение названных критериев определяется тем, что наиболее обычный процесс, ведущий к искажению первичных значений $\delta^{13}\text{C}$ в терсивный катагенез, связанный с воздействием метеорных вод, и этот процесс приводит к обогащению пород Fe и Mn, к обеднению их Sr и уменьшению $\delta^{18}\text{O}$ (Юдович и др., 1980; Brand, Veizer, 1980; Veizer, 1983; Kaufman, Knoll, 1995). В настоящее время обычно принимается, что величина отношения Mn/Sr, критичная для разделения образцов с нарушенными и ненарушенными С-изотопными системами, составляет <10 для известняков и доломитов (Kaufman et al., 1993; Kaufman, Knoll, 1995; Knoll et al., 1995) или <8 для известняков и <20 для доломитов (Сочава и др., 1996; Подковыров, Виноградов, 1996). В данной работе приняты следующие критические значения отношений Mn/Sr и Fe/Sr: для известняков ≤ 4 и ≤ 10 , для доломитов ≤ 6 и ≤ 15 соответственно. Более высокие их значения для доломитов объясняются тем, что Sr гораздо предпочтительнее входит в кристаллическую решетку кальцита, чем доломита (Юдович и др., 1980; Veizer, 1983), а процессы доломитизации, происходившие в протерозое обычно на очень ранних стадиях диагенеза, сопровождались захватом Mn (Brand, Veizer, 1980; Fairchild et al., 1990).

Что же касается изотопного состава кислорода, то опыт показывает, что практически неизменные образцы верхнепротерозойских карбонатов имеют $\delta^{18}\text{O} \geq -10\%$ PDB (Kaufman, Knoll, 1995; Knoll et al., 1995; Горохов и др., 1995). При этом в известняках кислород, как правило, обладает более легким изотопным составом, чем в доломитах вследствие изотопного фракционирования в ходе раннего диагенеза и/или более раннего диагенетического неоморфизма доломитов, который приводил к стабилизации их изотопных систем в то время, когда известняки еще оставались проницаемыми для диагенетических флюидов (Kaufman, Knoll, 1995; Knoll et al., 1995).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Петрографические и катодолюминесцентные данные. Известняки катавской свиты представлены главным образом тонкослонистыми (20–150 мкм) микритами с тончайшими линзочками микроспарита, не нарушающими первичные текстуры пород. Реже присутствуют субмикро-

скопические обособления и миллиметровые жилки вторичного мелкозернистого спарита, а иногда и долоспарита. Тонкая слоистость пород подчеркивается мелкими стилолитовыми швами, пропитанными окислами железа. Католюминесценция изученных образцов (441-4, 5 и 13) слабая до умеренной, пятнистая в красноватых и желтовато-розовых тонах у микритов и микроспаритов и более яркая у вторичных (доло)спаритов.

Инзерские известняки в основании свиты перекристаллизованы несколько сильнее катавских (обр. 441-16, 17, 18). Здесь преобладают неясно-слоистые микриты с тонкими линзами микроспарита и более редкого спарита. Породы сохраняют реликты обломочных структур и содержат мельчайшие линзочки и/или гнезда мелкозернистого блокового или волокнистого кальцита, а также тонкие, обычно слепые жилки мелко- или среднезернистого кальцита. Реже развивается рассеянная или очаговая доломитизация, выраженная в появлении мелкокристаллического (0.07–0.2 мм) агрегата ромбоэдрических зерен доломита. Вверх по разрезу свиты (обр. 441-21, 22 и все образцы серии 438) степень перекристаллизации известняков уменьшается. Здесь в породах отмечается чередование тонких слоев микрита и микроспарита, на фоне которых видны тончайшие линзочки микрокристаллического кальцита поздних генераций и прослойки в 1–3 мм микроспарита и спарита, сохраняющих реликты обломочных структур, а также редкие фрагменты замещенного волокнистого кальцита. Несмотря на эти структурные особенности, инзерские известняки представлены, главным образом, нелюминисцирующими разностями. Лишь зональные и агрегатные кальциты поздней генерации дают яркое свечение в розовато-желтых тонах, а зерна доломита – умеренное свечение желтоватых тонов.

Миньярские доломиты варьируют по структуре от доломикритов до долоспаритов в строматолитовых разностях и представлены главным образом мелкозернистыми долоспаритами в механогенных. Породы сохраняют первичные слоистые текстуры и обломочные структуры и включают изменчивое количество тонких (0.5–2 мм) линз и прожилков светлого мелкокристаллического доломита, иногда обладающего неясной зональностью. Редкие в миньярской свите известняки представлены микритами и микроспаритами, содержащими очень небольшое количество прожилков кальцита поздней генерации. Католюминесценция доломитов в красноватых тонах, от слабой до умеренной, изредка пятнистая. В зональных кристаллах доломита ядра и краевые их части обычно различаются по яркости свечения.

Укские известняки и доломитистые известняки представлены преимущественно микроспаритами с переменным содержанием вторичного ин-

корпорационного и/или волокнистого спарита. Реже в составе свиты встречаются микриты, которые часто чередуются с микроспаритами или спаритами в строматолитовых разностях либо образуют самостоятельные прослои. В нестроматолитовых разностях известняков обычны обломочные структуры и/или микрофитолиты. Во всех породах развиты жилки мелкокристаллического кальцита, а иногда и доломита. Доломиты, венчающие разрез свиты, выделяются наличием тончайших пленок гидроокислов железа и широким развитием долоспарита поздней генерации. Католюминесцентное изучение показывает, что в укских известняках тесно ассоциируют нелюминисцирующий микроспарит–спарит матрикса и пятен перекристаллизации с изменчивыми по интенсивности свечения более поздними спаритом и/или долоспаритом. Количество последних может достигать до 12–15% породы. Иначе говоря, укские карбонатные образцы отличаются повышенной неоднородностью.

Геохимическая характеристика образцов. Содержания Ca, Mg, Mn, Fe и Sr и величины отношений Mg/Ca, Mn/Sr и Fe/Sr в изученных образцах приведены в таблице. Рассмотрение таблицы показывает следующее.

Карбонатная фаза катавских образцов представлена практически чистыми известняками. Содержания Sr в ней в общем невелики (119–236 мкг/г при среднем значении около 160 мкг/г), содержания Mn несколько повышены (160–420 мкг/г, в среднем 270 мкг/г), а концентрации Fe высокие (в среднем 3300 мкг/г, в отдельных образцах до 5400 мкг/г). Преобладающий в составе фазы раннедиагенетический кальцит по сравнению с поздней разностью этого минерала обеднен Mn (обычно менее 200 мкг/г против 400–650 мкг/г) и особенно Fe (1100–2500 и до 6800 мкг/г, соответственно) и обогащен Sr (100–710 мкг/г и менее 100 мкг/г в поздней). Вся карбонатная фаза в целом характеризуется низкими отношениями Mn/Sr (до 3.53, обычно менее 2.0) и высокими значениями Fe/Sr отношений, которые только в трех образцах не достигают 10.0, а в ряде случаев поднимаются до 22.8–31.5. При этом ковариаций названных отношений не наблюдается. Важно отметить, что все катавские известняки содержат много (в среднем 15.8 вес. % при колебаниях от 6.3 до 29.1%) силикокластического, почти исключительно глинистого материала, который обогащен Fe (Гареев, 1982). Именно за счет этого материала в ходе позднего диагенеза произошла контаминация карбонатной фазы рассматриваемых пород Fe, Mn, а также Pb и радиогенным ^{87}Rb , что стало причиной нарушения Rb-Sr и U-Pb их изотопных систем (Kuznetsov et al., 1995; Овчинникова и др., 1998). В отличие от этого, гораздо более консервативные их C- и O-изотопные системы не были сколько-нибудь заметно перестроены (см. ниже);

Геохимическая характеристика и изотопный состав углерода и кислорода карбонатных пород каратавской серии

Номер образца	Ca	Mg	Mn	Fe	Sr	Mg/Ca	Mn/Sr	Fe/Sr	δ ¹³ C		δ ¹⁸ O	
	вес. %		мкг/г						% PDB		10	11
1	2	3	4	5	6	7	8	9				
Катавская свита. Нижняя подсвита												
440-1*	37.3	0.80	360	3360	167	0.021	2.15	20.1				
440-3*	39.8	0.24	160	1820	148	0.006	1.08	12.3	4.3			
440-5*	39.3	0.09	240	980	132	0.002	1.82	7.4	4.4			-10.5
440-9*	38.2	<0.09	420	3590	236	<0.002	1.78	15.2	3.8			-9.7
440-11*	38.3	0.12	420	820	119	0.003	3.53	6.9	2.8			-9.2
441-1	39.5	<0.09	310	1200	149	<0.002	2.08	8.1	1.1			-7.2
441-2	39.6	<0.09	234	1560	154	<0.002	1.52	10.1	2.8			-7.8
441-3	38.5	<0.09	160	2900	141	<0.002	1.13	20.6	2.3			-6.3
441-4	38.5	<0.09	206	4240	-	<0.002	-	-	1.3			-6.4
441-5	38.0	<0.09	240	3970	126	<0.002	1.90	31.5	-0.2			-6.9
Верхняя подсвита												
441-6	37.4	<0.09	200	5060	-	<0.002	-	-	-0.7			-7.9
441-7	38.6	<0.09	190	4790	162	<0.002	1.17	-	0.3			-8.6
441-8	38.4	<0.09	195	4430	-	<0.002	-	29.6	-0.1			-6.7
441-9	38.8	<0.09	220	4360	190	<0.002	1.16	-	0.2			-7.2
440-17*	37.5	<0.09	380	1980	138	<0.002	2.75	22.9	0.2			-7.0
441-10	37.8	0.43	325	4060	-	0.011	-	14.3	0.3			-7.8
441-11	35.2	2.67	385	5400	-	0.076	-	-	0.2			-7.8
441-12	36.6	1.98	280	4230	160	0.054	1.75	-	1.4			-7.2
441-13	38.3	0.38	270	3470	152	0.010	1.78	26.4	1.9			-7.0
441-14	38.5	0.53	220	3410	184	0.014	1.20	22.8	0.3			-7.6
Инзерская свита. Нижняя подсвита (подинзерские слои)												
441-15	38.8	0.18	100	2640	541	0.005	0.18	18.5	1.8			-6.5
441-16	39.2	0.11	75	1735	486	0.003	0.15	4.9	2.2			-7.5
441-17	39.3	0.11	96	2630	338	0.003	0.28	3.6	3.6			-7.5
441-18	39.5	0.11	44	420	411	0.003	0.11	7.8	2.3			-8.3
441-19	39.5	<0.09	14	380	-	<0.002	-	1.1	2.5			-7.5
441-20	39.7	<0.09	15	330	423	<0.002	-	-	2.4			-7.2
441-24	38.4	1.15	17	870	254	0.030	0.07	0.8	2.4			-7.8
438-2	38.6	1.12	14	520	-	0.029	-	3.4	3.0			-8.2
438-3	39.1	0.35	23	420	495	0.009	0.05	-	3.9			-7.5
438-4	39.6	0.13	29	720	-	0.003	-	0.8	3.1			-7.3
438-5	39.7	0.18	18	240	-	0.005	-	-	1.1			-7.3
438-6	40.0	0.26	19	220	512	0.006	0.04	-	0.8			-9.0
438-7	39.6	0.23	18	210	-	0.006	-	0.4	0.8			-9.7
438-8	39.7	0.24	16	355	-	0.006	-	-	1.2			-8.2
438-9	39.9	0.24	21	325	521	0.006	0.04	-	0.7			-8.8
438-10	39.7	<0.09	15	370	490	<0.002	0.03	0.6	0.9			-8.4
438-11	39.8	0.19	18	310	-	0.005	-	0.8	1.0			-8.3
438-12	40.0	0.19	21	310	605	0.005	0.03	-	1.0			-8.5
438-13	39.8	0.19	28	455	-	0.005	-	0.5	1.2			-8.4
438-14	39.7	0.19	30	360	-	0.005	-	-	1.4			-8.3
438-15	40.0	0.18	22	315	545	0.004	0.04	-	0.9			-8.6
438-16	29.1	7.16	73	4490	-	0.246	-	0.6	0.9			-8.5
Верхняя подсвита												
426-58	38.6	<0.09	51	1510	298	<0.002	0.17	2.5	-1.0			-8.0
426-60	37.3	1.17	75	2620	-	0.031	-	5.1	-1.0			-8.0
426-62	38.3	0.62	45	900	169	0.016	0.27	-	-0.6			-7.8
426-64	38.7	0.52	32	390	175	0.013	0.18	5.3	0.0			-8.0
Миньярская свита. Нижняя подсвита												
426-5	38.5	1.35	137	1370	195	0.035	0.70	2.2	-0.2			-7.4
426-6	21.9	13.32	184	450	11	0.608	16.73	7.1	1.3			-6.1
426-8	22.0	13.30	96	620	28	0.604	3.43	40.9	0.9			-6.0
426-9a	22.3	13.19	163	90	14	0.592	11.64	22.1	0.8			-3.9
426-12	18.6	10.69	91	410	65	0.575	1.40	6.4	-0.1			-1.6
426-14	22.1	13.26	115	220	54	0.601	2.13	6.3	-0.1			-1.5

Окончание

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
426-16	22.1	12.20	99	500	57	0.552	1.74	8.7	0.7	-1.8
426-18	21.7	13.20	44	140	55	0.608	0.80	2.6	1.8	-4.0
426-20	22.1	13.38	100	150	75	0.606	1.33	2.0	1.1	-4.3
426-22	22.0	13.36	73	144	-	0.607	-	-	2.4	-4.6
426-24	21.8	13.36	51	100	70	0.612	0.73	1.4	2.0	-4.8
426-26	21.5	13.25	45	550	-	0.616	-	-	0.3	-5.0
426-28	22.0	13.26	64	235	-	0.603	-	-	-0.3	-4.3
Верхняя подсвита										
426-29	21.7	13.20	230	320	28	0.608	8.21	11.4	0.2	-4.5
426-30*	22.0	13.26	55	80	-	0.602	-	-	3.4	-5.4
426-31	21.6	13.22	68	90	44	0.612	1.55	2.1	3.0	-4.6
426-32*	21.2	13.24	44	77	-	0.625	-	-	0.6	-5.4
426-33	20.9	13.28	63	150	103	0.634	0.61	1.5	0.3	-4.3
426-35	22.0	13.41	96	240	68	0.609	1.41	3.5	-0.9	-4.4
426-37	21.5	13.41	84	690	65	0.623	1.29	10.5	1.7	-4.5
442-1	22.1	13.40	100	440	113	0.607	0.88	3.9	-1.8	-3.4
442-3	21.7	13.45	340	1350	90	0.621	3.78	15.0	-2.2	-3.8
442-6	32.8	5.10	2960	1420	230	0.156	12.87	6.2	1.3	-6.1
442-7	39.2	0.27	1460	660	404	0.007	3.61	1.6	1.6	-6.7
56-15a*	40.0	<0.09	444	670	375	<0.002	1.18	1.8	1.9	-6.1
56-16*	40.3	<0.09	536	380	346	<0.002	1.55	1.1	1.4	-5.9
56-16b*	39.8	0.32	130	150	477	0.008	0.27	0.3	2.7	-5.1
442-8	38.9	0.75	385	1420	340	0.019	1.13	4.2	5.9	-5.0
Укская свита. Нижняя подсвита										
442-9	39.3	0.45	220	1700	281	0.011	0.78	6.1	2.6	-7.2
442-10	38.9	0.38	603	3450	289	0.010	2.09	11.9	1.4	-5.9
Верхняя подсвита										
442-11	40.3	<0.09	100	1120	715	<0.002	0.14	1.6	2.4	-7.2
442-14	38.4	0.26	82	1010	110	0.007	0.75	9.2	0.9	-6.6
442-16	38.8	1.09	150	810	117	0.028	1.28	6.9	1.0	-6.0
442-18	39.8	0.31	34	250	106	0.008	0.32	2.4	1.0	-5.8
442-21	39.8	0.31	33	340	109	0.008	0.30	3.1	0.7	-5.7
442-23	39.8	0.54	22	130	313	0.014	0.07	0.4	2.5	-4.2
442-27	27.4	9.48	110	1120	12	0.346	9.33	93.3	1.1	-7.9

* Результаты измерения изотопного состава кислорода и углерода выполнены Б.Г. Покровским (ГИН РАН).

что хорошо согласуется с присущими этим породам низкими значениями отношений Mn/Sr.

Известняки и доломитизированные известняки нижней подсвиты инзерской свиты (подинзерских слоев) отличаются высокими содержаниями Sr в карбонатной фазе (среднее для 12 образцов 418 мкг/г при колебаниях от 254 до 605 мкг/г) и входят в состав регионального обогащенного Sr геохимического горизонта (Анфимов и др., 1987; Гареев, 1988). Вместе с тем, упомянутая фаза характеризуется очень низкими концентрациями Mn и обычно обладает малыми концентрациями Fe. В большинстве случаев они лежат в пределах 14–45 и 210–870 мкг/г соответственно. Лишь в четырех образцах (441-15, 16, 17 и 438-16) содержания Mn поднимаются до 73–100 мкг/г, а Fe – до 1735–2640 и даже до 4490 мкг/г. На примере первых трех из названных образцов, лежащих вблизи основания свиты, показано, что обогащение пород Mn и Fe происходило за счет выноса этих элементов диагенетическими флюидами из подсти-

лающих катавских известняков (Кузнецов и др., 1997; Овчинникова и др., 1998). Однако данный процесс почти не сказался на отношениях Mn/Sr и Fe/Sr в рассматриваемых породах из-за первоначального высокого содержания в них Sr и незначительной роли в их составе позднего низкомагнетитового кальцита, обедненного Sr (80–100 мкг/г) и обогащенного Mn (до 980 мкг/г) и Fe. Отношения Mn/Sr и Fe/Sr в этих породах лежат в пределах 0.15–0.28 и 3.6–7.8 соответственно и далеко не достигают критических значений, выбранных нами для селекции “лучших” (наименее измененных) образцов для C-изотопного анализа. Что же касается тех нижеинзерских карбонатов, которые не обогащены Mn и Fe и доминируют в сложении свиты, то они в миньярском разрезе обладают удивительно низкими отношениями Mn/Sr (0.03–0.11) и Fe/Sr (0.4–3.4). Близкие значения этих отношений характерны для подинзерских известняков и доломитизированных известняков, обнаруженных в смежном разрезе (Кузнецов и др., 1997).

Низкая степень вторичных изменений подинзерских известняков, следующая из изложенных данных, подтверждается тем, что присущие этим породам величины первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ниже любых других, известных в литературе для карбонатов данного возрастного интервала (Кузнецов и др., 1997). Вероятно, прекрасной сохранности изотопных систем в рассматриваемых карбонатах способствовали очень ранняя цементация осадков, высокое содержание в них органического вещества и мизерное количество силикокластической примеси. Содержание последней в 22 изученных образцах в среднем составляет 1.5%, обычно лежит в пределах 0.4–2.0%, и только в двух образцах, залегающих вблизи основания подсвиты (обр. 441-15 и 17), достигает 9.6 и 5.1%. Если эти два образца не учитывать при подсчете среднего содержания нерастворимого остатка, то оно опустится до 0.88%. Отметим, что обе приведенные величины заметно ниже среднего содержания SiO_2 (2.86%), вычисленного Э.З. Гареевым (1988) для 28 образцов подинзерских известняков из не идентифицированных разрезов.

Верхнеинзерские карбонаты отличаются от нижнеинзерских прежде всего более низкими содержаниями Sr (169–298 мкг/г) и большим количеством силикокластической примеси (1.3–7.0% при среднем 3.9%). Вместе с тем, подобно нижнеинзерским отложениям, верхнеинзерские известняки в нижних своих горизонтах, по сравнению с верхними, обогащены Mn (51–75 мкг/г против 32–45 мкг/г), Fe (1510–2620 мкг/г против 390–900 мкг/г) и силикокластикой (5.7–7.0% против 1.3–1.8%). Однако это обогащение существенно не сказалось на повышении отношений Mn/Sr и Fe/Sr: во всех проанализированных образцах они лежат в пределах 0.17–0.27 и 2.2–5.3 соответственно. По аналогии с подинзерскими отложениями можно думать, что контаминация базальной части верхнеинзерских известняков железом и марганцем произошла за счет выноса этих элементов из подстилающей силикокластической пачки. Видимо, близкое соседство с последней сказалось и в резком повышении содержания Fe в известняках, венчающих нижнюю подсвиту (обр. 438-16). Вместе с тем, повышенное содержание силикокластического материала в некоторых верхнеинзерских известняках наводит на мысль, что свою роль в обогащении карбонатной фазы этих пород Mn и Fe могло сыграть межфазовое перераспределение элементов в ходе диагенеза или эпигенеза. Но так или иначе, воздействие флюидов, обогащенных Mn и Fe, здесь, как и в подинзерских слоях, оказалось явно недостаточным для того, чтобы отношения Mn/Sr и Fe/Sr сигнализировали о заметных вторичных изменениях пород.

Миньярские доломиты отличаются изменчивыми, но в целом довольно низкими содержаниями Mn, Fe и Sr: 44–340, 77–1350 и 11–113 мкг/г со-

ответственно. В результате отношение Mn/Sr в карбонатной их фазе обычно составляет 0.61–3.78 и только в трех случаях превышает избранное пороговое значение, достигая 8.2–16.7 (обр. 426-6, 9а и 29). Отношение Fe/Sr в миньярских доломитах при общих значительных колебаниях (1.4–40.9) лишь в пяти образцах превосходит критическое значение (см. таблицу), достигая 22.1 и 40.9 (обр. 426-6 и 426-8). Содержание нерастворимого остатка в миньярских доломитах изменчиво, но обычно не выходит за пределы 0.5–4.1%, и лишь в пяти образцах превышает 6.1%, а в одном из них поднимается до 40.1% (обр. 426-12). В отличие от карбонатов катавской свиты, в которых высокое содержание нерастворимого остатка определялось глинистой примесью, в миньярских доломитах некарбонатная примесь представлена силико-кластическим песчано-алевритовым материалом и аутигенным кремнеземом.

Известняки, залегающие в основании миньярской свиты (обр. 426-5), обогащены Mn и особенно Fe (см. таблицу), что может быть связано как с повышенным содержанием в породах силикокластической примеси (7.2%), так и с их близостью к подстилающей песчано-глинистой пачке. Однако за счет довольно высокого содержания Sr в рассматриваемых известняках (195 мкг/г) наблюдаемые в них отношения Mn/Sr (0.70) и Fe/Sr (7.1), далеки от критических значений. Известняки, слагающие 12–15-метровую шубинскую пачку в кровле миньярской свиты, демонстрируют широкий разброс содержаний Mn (130–2960 мкг/г) и Fe (150–1420 мкг/г) при содержании Sr от 230 до 477 мкг/г. Максимальные концентрации Mn и Fe наблюдаются в доломитистых известняках из основания шубинской пачки (обр. 442-6) и в известняках из ее кровли (обр. 442-8), непосредственно ниже преддукского несогласия. За исключением этого последнего образца, имеющего повышенное отношение Mn/Sr, равное 12.87, все шубинские карбонаты по величинам Mn/Sr и Fe/Sr отношений могут рассматриваться как мало измененные. При этом повышение отношения Fe/Sr ни в известняках, ни в доломитах миньярской свиты в общем случае не сопровождается подъемом отношения Mn/Sr et vice versa. Совпадение высоких значений этих параметров наблюдается только в двух образцах доломитов (обр. 426-6, 29).

Укские известняки различаются по рассматриваемым параметрам в нижней и верхней подсвиты. Нижнеукские их образцы по сравнению с верхнеукскими обладают более высокими содержаниями силикокластической примеси. Mn и особенно Fe при относительно стабильных и несколько повышенных содержаниях Sr (таблица). Поэтому отношения Mn/Sr и Fe/Sr в нижней подсвите сдвинуты в сторону больших значений по сравнению с наблюдаемыми в верхней: Mn/Sr – 0.78–2.09 против 0.07–1.28; Fe/Sr – 6.1–11.9 против

0.4–9.2. Отмеченные особенности нижнеукских известняков легко объясняются их залеганием среди преобладающих в составе подсвиты силикокластических пород. Что же касается доломитов, завершающих изученный разрез свиты, то они при несколько повышенных содержаниях Mn и Fe резко обеднены Sr (таблица). В результате породы обладают высокими отношениями Mn/Sr (9.33) и особенно Fe/Sr (93.3), что хорошо гармонирует с их стратиграфическим положением непосредственно ниже предвендского несогласия.

Суммируя изложенные данные о геохимических параметрах карбонатных пород каратавской серии, отметим следующее. 1. Концентрации Mn, Fe и Sr в образцах, показавших отрицательные значения $\delta^{13}\text{C}$, не коррелируют с изотопным составом углерода и, следовательно, эти образцы испытали не более интенсивные катагенетические изменения, чем прочие изученные образцы. 2. Во всей изученной выборке лишь один образец известняка из миньярской свиты (обр. 442-6) и четыре образца доломитов из миньярской (обр. 426-6, 9а и 29) и укской (обр. 442-27) свит по величинам Mn/Sr отношений могут рассматриваться как испытавшие заметные вторичные изменения. 3. Избранные нами критические значения Fe/Sr отношений (≤ 10 для известняков и ≤ 15 для доломитов), оказались превышенными в 13 образцах известняков, происходящих из катавской (обр. 440-1, 3, 9 и 17; 441-2, 3, 5, 7, 9, 12, 13 и 14) и укской (обр. 442-10) свит, и в трех образцах доломитов из миньярской (обр. 426-6, 8) и укской (обр. 442-27) свит. 4. Превышение критических значений обоих рассматриваемых параметров (Mn/Sr и Fe/Sr отношений) наблюдается только в двух образцах из миньярской (обр. 426-6) и укской (обр. 442-27) свит. Следовательно, геохимические критерии предполагают наличие значимых вторичных изменений только в перечисленных образцах и особенно в двух последних из них. Как мы увидим ниже, привлечение изотопно-геохимических данных позволяет говорить, что эти изменения явно коснулись S-изотопных систем лишь образца 442-27.

Изотопный состав кислорода. В катавских известняках $\delta^{18}\text{O}$ варьирует от -6.3 до -10.5‰ PDB, обнаруживая тенденцию к росту вверх по разрезу (рис. 5). При этом самое низкое значение $\delta^{18}\text{O}$ имеет обр. 440-1, характеризующийся повышенным отношением Fe/Sr (20.1), но низким отношением Mn/Sr (2.15). Прочие катавские образцы с повышенным отношением Fe/Sr, имеют $\delta^{18}\text{O}$ в пределах от -6.4 до -9.7‰ , а величины их Mn/Sr отношений не поднимаются выше 2.75. При этом в породах нет корреляции между величинами $\delta^{18}\text{O}$ и Mn/Sr (рис. 3) и лишь часть образцов обнаруживает слабую корреляцию для пары $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$. Иначе говоря, вторичные изменения катавских известняков, вызвавшие нарушения их Rb-Sr и U-Pb систем (Kuznetsov et al., 1995; Овчинникова

и др., 1998), были недостаточно сильны, чтобы ощутимо сказаться на C-изотопных системах.

Ситуация с известняками инзерской свиты вполне благополучна. Присущие им значения $\delta^{18}\text{O}$ обычно меняются от -7.2 до -9.0‰ и только в одном образце опускаются до -9.7‰ , а наблюдаемые в них величины Mn/Sr и Fe/Sr отношений, как уже говорилось, далеки от критических. В миньярских образцах $\delta^{18}\text{O}$ не спускается ниже -7.9‰ . При этом изотопный состав кислорода в доломитах сдвинут в сторону более высоких значений по сравнению с наблюдаемым в известняках (соответственно от -6.1 до -1.5‰ и от -7.4 до -5.1‰) и в целом укладывается в пределы от -2 до -6‰ , характерные для раннедиагенетических доломитов верхнего протерозоя (Veizer et al., 1992). Подчеркнем, что те миньярские образцы, которые показали повышенные значения Mn/Sr и Fe/Sr отношений (обр. 426-6, 8, 9а, 29; 442-6, 7), оказываются вполне благонадежными по изотопно-геохимическим данным: $\delta^{18}\text{O}$ в них не ниже -6.7‰ , а корреляций между величинами $\delta^{18}\text{O}$ и Mn/Sr, равно как и между $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ нет (рис. 3, 4).

Укские известняки по изотопному составу кислорода сходны с миньярскими: $\delta^{18}\text{O}$ здесь меняется от -7.9 до -4.2‰ . При этом образец из нижнеукской подсвиты с повышенным отношением Fe/Sr по величине $\delta^{18}\text{O}$ не отличается от вышележащих образцов, имеющих низкое значение этого отношения. Явные признаки вторичных изменений показывают лишь доломиты, завершающие разрез укской свиты: величина $\delta^{18}\text{O}$ в них заметно меньше, чем в подстилающих известняках и составляет -7.9‰ , отношения Mn/Sr и особенно Fe/Sr повышены (соответственно 9.33 и 93.3), а уменьшение $\delta^{18}\text{O}$ сопровождается заметным падением величины $\delta^{13}\text{C}$ (рис. 4). Все сказанное, а также петрографические особенности доломитов, завершающих разрез укской свиты (см. выше), заставляют считать их C-изотопные системы нарушенными.

Таким образом, вторичные изменения каратавских карбонатов, фиксируемые по петрографическим, катодоллюминисцентным и геохимическим (по отношениям Mn/Sr и Fe/Sr) данным, не привели к ощутимым нарушениям C- и O-изотопных систем этих пород, если не считать одного образца из кровли укской свиты (обр. 442-27). Такое кажущееся противоречие объясняется тем, что объемы и концентрации диагенетических флюидов, способные изменить баланс Mn, Fe, Sr и других малых элементов в карбонатных породах, совсем не обязательно были достаточны для того, чтобы оказать ощутимое влияние на состав породообразующих элементов. Иначе говоря, все изученные каратавские образцы, кроме одного, могут рассматриваться как сохранившие первичный C-изотопный сигнал.

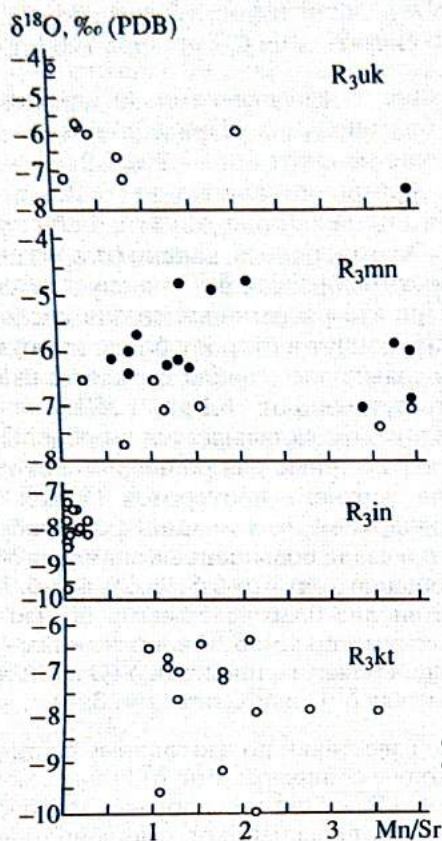


Рис. 3. Соотношения $\delta^{18}\text{O}$ и отношения Mn/Sr в карбонатных породах каратавской серии.
1 — известняки; 2 — доломиты. Объяснение индексов на графиках см. на рис. 1.

Вариации изотопного состава углерода. Катавская свита, залегающая в основании карбонатной последовательности каратавской серии, демонстрирует заметные вариации изотопного состава карбонатного углерода. В нижней ее подсвите $\delta^{13}\text{C}$ быстро убывает вверх по разрезу от 4.3–4.4‰ у основания до слабо отрицательных значений (от –0.2 до –0.8‰) у кровли. В верхней подсвите на фоне общего возвращения к незначительным положительным величинам $\delta^{13}\text{C}$ (около 1.8‰) у кровли свиты наблюдается небольшая флуктуация в сторону меньших значений до 0.3‰ (рис. 5).

Инзерская свита по С-изотопным данным делится на три части. В нижних 108 м ее нижней подсвиты $\delta^{13}\text{C}$ меняется от 2.3 до 3.9‰ и образует два небольших положительных экскурса (3.6‰ у основания названного интервала и 3.9‰ у его кровли). В верхней части нижней подсвиты наблюдается довольно резкое смещение $\delta^{13}\text{C}$ в область меньших и однообразных значений (0.7–1.4‰), а у кровли — небольшой положительный экскурс до 2.5‰. В результате в нижнеинзерских известняках наблюдаются три последовательных

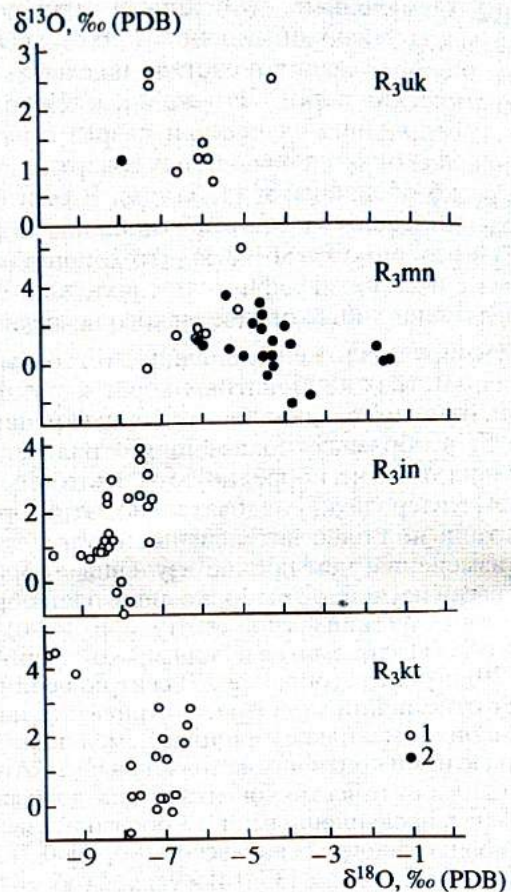


Рис. 4. Соотношение $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатных породах каратавской серии.
1 — известняки; 2 — доломиты. Объяснение индексов на графиках см. на рис. 1.

пика $\delta^{13}\text{C}$ (3.6; 3.9 и 2.5‰), разделенные преобладающими значениями около 2‰ и 0.7–1.4‰. Верхнеинзерские известняки, отделенные от нижнеинзерских 70-метровой терригенной пачкой, демонстрируют дальнейшее уменьшение $\delta^{13}\text{C}$ по сравнению с наблюдаемыми в нижележащих горизонтах свиты. У основания и у кровли верхнеинзерских карбонатов $\delta^{13}\text{C}$ близки к нулю, а в средней их части снижаются до –1.0‰.

Миньярская свита отличается наиболее значительными вариациями изотопного состава углерода из всех, наблюдаемых в каратавской серии. В нижней ее подсвите $\delta^{13}\text{C}$ колеблется от –0.3 до +2.4‰, а в верхней меняются от –2.2 до +5.9‰. В результате в свите наблюдаются четыре пика $\delta^{13}\text{C}$, амплитуда которых возрастает вверх по разрезу от 1.3 к 2.4, а затем к 3.0 и 5.9‰. (К сожалению, последний пик зафиксирован только в одном образце). Одновременно углубляются трюги, разделяющие эти пики (рис. 5). Таким образом, миньярская свита характеризуется нарастающими вверх по разрезу вариациями изотопного состава углерода, общая амплитуда которых достигает 8.1‰.

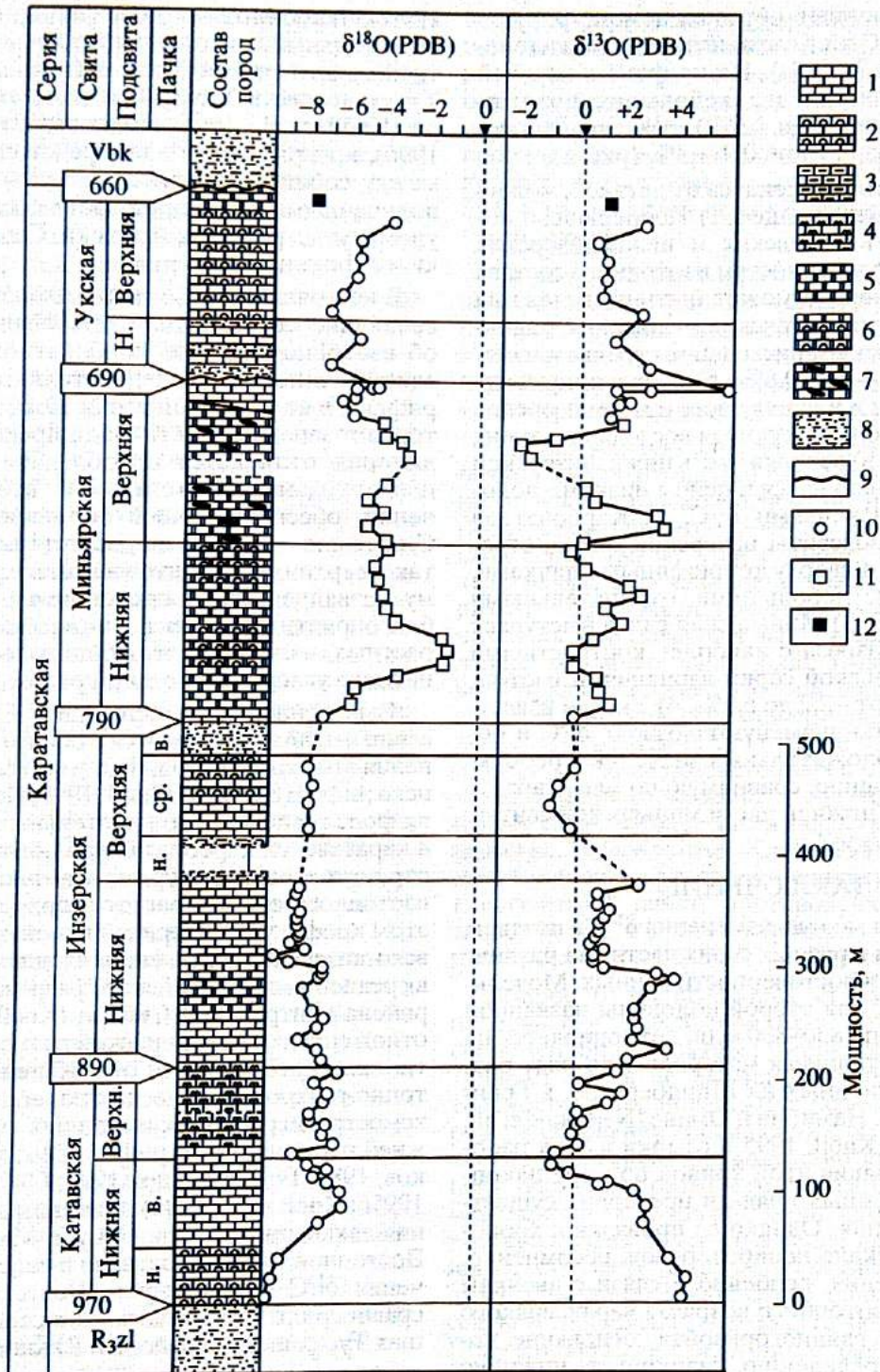


Рис. 5. Изменения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатных породах каратавской серии.

1-8 - литологический состав отложений: 1-4 - известняки (1 - микритовые и обломочные, 2 - строматолитовые, 3 - глинистые, 4 - со "струйчатой" (микробальной) слоистостью); 5 - доломиты; 6 - строматолитовые доломиты; 7 - доломиты и строматолитовые доломиты с линзами и стяжениями раннедиагенетических кремней; 8 - силикокластические породы; 9 - несогласия; 10-12 - проанализированные породы: 10 - неизменные известняки, 11 - неизменные доломиты, 12 - измененные доломиты. Цифры на колонке - рассчитанный изотопный возраст границ литостратиграфических подразделений. Объяснение индексов и сокращений на колонке см. на рис. 1.

Уксские неизменные образцы демонстрируют возвращение $\delta^{13}\text{C}$ в область низких положительных значений (0.7–2.6‰). На их фоне в верхней подсвите намечаются два небольших положительных экскурса (2.4 и 2.5‰), разделенных зоной стабильных значений 0.9–1.4‰ (рис. 5).

Таким образом, отвлекаясь от деталей, можно констатировать следующее. 1) Непрерывная последовательность катавских и нижеинзерских известняков по особенностям изотопного состава окисленного углерода может быть разделена на три части: а) нижнекатавские отложения, характеризующиеся ясным нисходящим трендом изменения $\delta^{13}\text{C}$ от 4.4 до -0.8‰; б) верхняя подсвита катавской свиты и нижняя часть нижеинзерских отложений, демонстрирующая восходящий тренд от -0.8 до 3.9‰; в) верхняя часть нижеинзерской подсвиты, отличающаяся в целом низкими положительными значениями $\delta^{13}\text{C}$. 2) Карбонатная пачка верхней подсвиты инзерской свиты, ограниченная снизу и сверху терригенными пачками, характеризуется небольшими отрицательными значениями $\delta^{13}\text{C}$. 3) Миньярская свита выступает как интервал разреза с наиболее контрастными для всей каратавской серии вариациями изотопного состава С от -2.2 до 5.9‰. 4) Уксские известняки и доломиты знаменуют возврат $\delta^{13}\text{C}$ в область низких положительных значений и небольшую их флуктуацию, сравнимую по масштабам с наблюдаемой в нижней части миньярской свиты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Современная модель изменения $\delta^{13}\text{C}$ в позднем рифее основана в разных своих частях на различных по объему и достоверности данных. Модельная кривая $\delta^{13}\text{C}$ для второй половины названной эратемы (меньше 850–800 млн. лет) опирается на взаимно согласующиеся материалы по ряду разрезов, расположенных на Шпицбергене, в Гренландии, Канаде, Намибии и Омане (Narbonne et al., 1994; Kaufman, Knoll, 1995 и ссылки в этих работах). Конфигурация этой кривой по мере накопления новых данных вряд ли претерпит существенные изменения. Однако ее привязка к хронометрической шкале неопротерозоя, несомненно, требует уточнения, особенно в связи с двояким толкованием изотопного возраста варангерского (лапландского) гляциогоризонта, основание которого, по определению, маркирует нижнюю границу венда (Keller, Semikhatov, 1990; Семихатов и др., 1991; Соколов, 1995; Коротеев и др., 1997: 650 ± 20 млн. лет; Harland et al., 1990; Knoll, Walter, 1992; Kaufman, Knoll, 1995: 610 млн. лет).

Что же касается кривой изменения $\delta^{13}\text{C}$ для первой половины позднего рифея (от 1000 до 850–800 млн. лет), то она довольно долго опиралась на более или менее случайные образцы и на реконструкцию первичного изотопного состава углерода в эпигенетически измененных карбонатах (Schidlowski et al., 1975, 1983; Fairchild et al.,

1990; Strauss, Moore, 1992). Только недавно представительные С-изотопные данные для этой части позднего рифея были получены на примере Туруханского и Учуро-Майского районов Сибири (Knoll et al., 1995; Подковыров, Виноградов, 1996), но эти данные еще предстоит согласовать между собой и корректно увязать во времени с полученными для второй части позднего рифея в упомянутых разрезах Арктики, Северной Америки и Африки.

В настоящей статье впервые представлены отечающие современным требованиям сведения об изотопном составе карбонатного углерода в единой типовой последовательности верхнего рифея – в каратавской серии Южного Урала, которая в западной части Башкирского мегантилинория отличается преобладанием карбонатных пород, низкой степенью их вторичных изменений, обеспечивающей хорошую сохранность С-изотопных систем, и присутствием как нижних, так и верхних горизонтов верхнего рифея. Поэтому названная серия представляет собой весьма благоприятный объект для восстановления возрастных изменений изотопного состава карбонатного углерода в позднем рифее.

Выявленные нами вариации $\delta^{13}\text{C}$ в каратавской серии в целом согласуются с общим трендом изменения этого параметра, рисуемым сейчас для позднего рифея (Kaufman, Knoll, 1995; Knoll et al., 1995): (G на фоне господства положительных значений $\delta^{13}\text{C}$ в каратавских карбонатах наблюдаются короткие отрицательные экскурсы, а амплитуда вариаций изотопного состава растет вверх по разрезу. При этом конфигурация кривой изменения $\delta^{13}\text{C}$ в катавско-инзерских отложениях сходна с наблюдаемой по в средней части рифейского разреза Туруханского же района центральной Сибири (Knoll et al., 1995), в др отложениях от деревнинской до шорихинской свиты включительно; эти отложения по сумме изотопно-геохронологических, палеонтологических и Кухомостратиграфических данных относятся к нижней части верхнего рифея (Семихатов, Серебрянников, 1983; Горохов и др., 1995; Овчинникова и др., 1995; Knoll et al., 1995). Одновозрастные отложения лахандинской серии Учуро-Майского региона Восточной Сибири показали в целом большие значения $\delta^{13}\text{C}$ (Подковыров, Виноградов, 1996) по сравнению с наблюдаемыми в сопоставимых толщах Туруханского района и Южного Урала.

Амплитуда вариаций $\delta^{13}\text{C}$ в верхней части каратавской серии, в миньярско-укских отложениях, значительно меньше предусмотренной упомянутой моделью, а конфигурация соответствующей кривой отличается от модельной. В тех разрезах верхней части верхнего рифея, которые положены в основу модели (Kaufman, Knoll, 1995), наблюдаются протяженные интервалы высоких положительных значений $\delta^{13}\text{C}$ (от 3–4 до 6–8‰ в нижней части рассматриваемой части рифея и от 5–6 до 8–9‰ в верхней), разделенные короткими отрезками с умеренными отрицательными значениями (до -2.0‰).

В отличие от этого, верхнекаратавские карбонаты, как мы видели, демонстрируют гораздо меньшие изменения $\delta^{13}\text{C}$. Обычно они варьируют от -0.3 до 3.4% и только в верхнеминьярских отложениях выходят за эти пределы, меняясь от -2.2 до 5.9% , но при этом положительные экстремумы приурочены к очень небольшим отрезкам разреза (рис. 5).

Среди возможных причин такого несоответствия С-изотопных характеристик верхней части каратавской серии и верхних горизонтов верхнего рифея Арктики, Канады и других регионов можно назвать следующие: 1) значительные вторичные изменения каратавских пород, 2) специфический характер позднекаратавского бассейна, 3) отсутствие в составе каратавской серии верхних горизонтов верхнего рифея, 4) недостаточная частота отбора изученных нами образцов, 5) стратиграфическая неполнота каратавской карбонатной последовательности.

Первая из этих возможных причин должна быть отброшена в свете приведенных выше геохимических и изотопно-геохимических характеристик изученных образцов. Вторая причина также является невероятной. Седиментологические данные исключают допущение о глубоководном аноксидном характере позднекаратавского бассейна (Маслов, 1988, 1997), а величины первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в инзерско-укских карбонатах (Gorokhov et al., 1996; Кузнецов и др., 1997; Подковыров и др., 1997) позволяют утверждать, что этот бассейн был связан с Мировым палеоокеаном.

Третья причина представляется маловероятной в свете имеющихся изотопно-геохронологических и палеонтологических материалов. Напомним в этой связи, что миньярско-укские отложения моложе 836 ± 25 млн. лет (Овчинникова и др., 1995а; 1998) и в верхних горизонтах содержат глаукониты, имеющие изохронный Rb-Sr и K-Ar возраст 688 ± 10 и 670 ± 10 млн. лет (Горожанин, Кутявин, 1986), что в миньярской свите содержится *Melanocerillium* (Маслов и др., 1994), характерные для верхней части верхнего рифея, и что последовательность каратавских строматолитов сравнима с наблюдаемой в верхнем рифее Шпицбергена (Раабен, 1975). При этом верхнекаратавские их ассоциации близки к развитым в серии Академикербреен, входящей в ряд тех отложений, которые были использованы для построения модели изменений $\delta^{13}\text{C}$ в конце позднего рифея.

Четвертая причина – недостаточная частота отбора образцов – на первый взгляд кажется реальной потому, что наиболее значительные положительные флуктуации $\delta^{13}\text{C}$ в миньярской свите фиксируются в одном-двух образцах (рис. 5). Однако более пристальный анализ позволяет и эту вероятную причину считать не реализованной. Дело в том, что в арктических разрезах верхней части верхнего рифея высокие положительные значения $\delta^{13}\text{C}$ наблюдаются не в отдельных небольших пачках, а в протяженных интервалах мощностью по несколько сотен метров (Kaufman,

Knoll, 1995), и если бы подобные интервалы существовали в каратавской серии, они, несомненно, были бы зафиксированы при нашей частоте отбора образцов (в миньярской свите в среднем через 13.5 м). Сказанное, однако, не исключает необходимости иметь более плотную сеть образцов для подтверждения выявленного хода кривой $\delta^{13}\text{C}$ в каратавской серии и особенно в областях экстремумов.

Таким образом, вероятно, все сводится к воздействию пятой причины – стратиграфической неполноте верхнекаратавской карбонатной последовательности. Эта неполнота может быть обусловлена присутствием силикокластических пачек и/или стратиграфических несогласий (хиатусов).

Сколько-нибудь заметные силикокластические пачки в рассматриваемой части каратавской серии наблюдаются только в основании и в кровле верхнеинзерской подсвиты (50 и 70 м) и в основании укской свиты (80 м). Длительность формирования этих пачек, отвечающих регрессивным стадиям развития бассейна, неопределенна, но вряд ли значительна. Все сказанное выше и возрастное положение названных пачек (рис. 5) делает заманчивым предположение, что они соответствуют во времени тем трем кратковременным отрицательным флуктуациям $\delta^{13}\text{C}$, которые фиксируются во второй половине позднего рифея и связываются с ледниковыми событиями и сопутствующими им палеоокеанографическими перестройками (Kaufman et al., 1993; Kaufman, Knoll, 1995). Однако такому допущению в отношении нижнеукской силикокластической пачки противоречат замеренные значения $\delta^{13}\text{C}$ в присутствующих в ней карбонатных прослоях (1.4 – 2.6%).

Вопрос о значительных стратиграфических перерывах в каратавской серии не обсуждается в современной литературе. Серию обычно рассматривают как в целом непрерывную последовательность, а наблюдаемые в основании укской и реже в основании миньярской свит стратиграфические несогласия большинство авторов объясняет местными размывами на склонах конседиментационных поднятий. Лишь иногда в преддусском несогласии видят отражение процессов более широкого радиуса действия и связывают с ними выпадение верхней (шубинской) пачки миньярской свиты в отдельных разрезах (Беккер, 1961, 1998). Полученные нами С-изотопные данные наводят на мысль, что в верхней части каратавской серии существуют заметные перерывы и что с преддусским и предвендским, а вероятно и с предминьярским событиями связано выпадение ошутимых интервалов разреза. Для проверки этого предположения в ряде пунктов западной части Башкирского мегантиклинория мы отобрали представительную коллекцию верхнекаратавских карбонатных пород, которая вскоре будет объектом С- и Sr-изотопного анализа. Но уже полученные С-изотопные данные ставят вопрос о стратиграфических объемах миньярской и укской свит и о наличии предшествующих им за-

метных перерывов. В частности, кажется вероятным, что укская свита отвечает лишь очень небольшому интервалу времени, который следовал за стертовским оледенением и характеризовался умеренными положительными значениями $\delta^{13}\text{C}$.

Наконец, из анализа всей суммы имеющихся для верхнего рифея С-изотопных хемотратиграфических данных следует несомненный вывод о насущной необходимости, во-первых, строгой изотопно-геохронологической (хронометрической) калибровки кривой изменения $\delta^{13}\text{C}$ в позднем рифее, а во-вторых, корректной возрастной увязки тех отрезков этой кривой, которые получены в различных регионах и характеризуют нижние горизонты верхнего рифея в одних регионах и верхние его горизонты в других. Выполнение этих требований приведет к построению единой для всего верхнего рифея согласованной и хронометрически откалиброванной кривой изменения $\delta^{13}\text{C}$, отвечающей целям глобальной С-изотопной хемотратиграфии.

Авторы считают своим приятным долгом поблагодарить Б.Г. Покровского за сделанные им С- и О-изотопные анализы некоторых образцов, использованных в данной статье, а также А.Дж. Кауфмана и М.Е. Раабен за конструктивное обсуждение рассмотренных выше вопросов, Т.Л. Турченко за определение минерального состава нерастворимого остатка каратавских карбонатов методами рентгеновской дифрактометрии, Г.В. Константинову и Э.П. Кутявину за определение содержания Sr методом изотопного разбавления. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты 96-05-64329 и 97-05-65506.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анфимов Л.В., Сульман А.М., Петрищева В.Г. Стронций в карбонатных породах рифея Южного Урала // Геохимия осадочных формаций Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 22–28.
- Беккер Ю.Р. Возраст и последовательность напластования отложений верхней части каратавской серии Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 9. С. 49–60.
- Беккер Ю.Р. Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 288 с.
- Гарань М.И. Западный склон Урала и центральная зона Южного Урала // Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 114–161.
- Гареев Э.З. Геохимические особенности карбонатных пород опорных разрезов катавской и укской свит рифея Южного Урала // Верхний докембрий и палеозой Южного Урала. Уфа: БФ АН СССР, 1982. С. 36–46.
- Гареев Э.З. Геохимические особенности и условия осадконакопления отложений инзерской свиты в стратотипическом разрезе рифея на Южном Урале // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1988. С. 29–35.
- Гаррис М.А. Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья // М.: Наука, 1977. 295 с.
- Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В. и др. Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 1. С. 3–33.
- Горожанин В.М., Кутявин Э.П. Рубидий-стронциевое датирование глауконита укской свиты // Докембрий и палеозой Южного Урала. Уфа: БНЦ АН СССР, 1986. С. 60–63.
- Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 128 с.
- Козлов В.И., Краснобаев А.А., Козлова Е.В. и др. Стратиграфия рифея в стратотипическом разрезе Южного Урала. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1991. 38 с.
- Комар В.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., Нечехин В.М. Геохронология и геодинамика верхнего протерозоя Северной Евразии // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 28–36.
- Крылов И.Н. Стратиграфия и микрофоссилии минеральной свиты рифея Южного Урала // Сов. геология. 1983. № 6. С. 60–72.
- Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Мельников Н.Н. и др. Rb-Sr систематика постседиментационных изменений в карбонатных породах каратавской серии, Южный Урал // 14 симп. по геохимии изотопов. Тез. докл. МРГЕОХИ РАН, 1995. С. 126–127.
- Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Семихатов М.А. и др. Изотопный состав стронция в известняках инзерской свиты стратотипа верхнего рифея, Южный Урал // Докл. РАН. 1997. Т. 353. № 2. С. 249–254.
- Маслов А.В. Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория. М.: Наука, 1988. 133 с.
- Маслов А.В. К вопросу о характере границы между средним и верхним рифеем на Южном Урале // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Тез. докл. Всес. совещания. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. С. 76–78.
- Маслов А.В. Седиментационные бассейны рифея западного склона Южного Урала (фашии, литолого-фациальные комплексы, палеогеография, особенности эволюции). Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 1997. 44 с.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т. Разрезы рифея Башкирского мегантиклинория (западный склон Южного Урала). Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 172 с.
- Маслов А.В., Абдуазимова З.М., Карстен Л.А., Пузыков В.Н. Первые находки меланоцириллимумов в эволюционных разрезах рифея на Южном Урале // Состояние проблемы и задача геологического картирования областей развития докембрия на территории России. Тез. докл. Всерос. совещ. СПб: ВСЕГЕИ, 1994. С. 90.
- 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. Екатеринбург: УрО РАН, 1995а. С. 73–75.
- Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др. U-Pb систематика докембрийских карбонатных рифейской сухотунгусинская свита Туруханского плато Сибири // Литология и полезн. ископаемые. 1995б. № 5. С. 525–536.
- Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А. и др. U-Pb-систематика карбонатных пород протерозоя: инзерская свита стратотипа верхнего рифея Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 6. № 4. С. 20–31.

- Подковыров В.Н., Виноградов Д.П. Эпигенез и сохранность изотопной системы углерода и кислорода карбонатов лахандинской и юдомской серий верхнего рифея-венда разрезов р. Белой (ЮВ Якутия) // Литология и полезн. ископаемые. 1996. № 5. С. 541–551.
- Подковыров В.Н., Кузнецов А.Б., Семихатов М.А. и др. Изотопный состав С и Sr в карбонатных породах стратотипа верхнего рифея (каратавская серия Южного Урала) // Докембрий Северной Евразии. Тез. докл. Санкт-Петербург, 1997. С. 84.
- Раабен М.Е. Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. М.: Наука, 1975. 247 с.
- Раабен М.Е., Комар В.А. Граница нижнего и верхнего каратавия в уральском стратотипе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 9. С. 86–96.
- Семихатов М.А. Методическая основа стратиграфии рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 6. С. 33–50.
- Семихатов М.А., Раабен М.Е. Динамика глобального разнообразия строматолитов протерозоя. Статья 2. Африка, Австралия, Северная Америка и общий синтез // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 1. С. 26–54.
- Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 224 с.
- Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М. и др. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 3–16.
- Сергеев В.Н. Окременненные микрофоссилии докембрия и кембрия Урала и Средней Азии. М.: Наука, 1992. 139 с.
- Соколов Б.С. Вендская система и "неопротерозой-III" // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 6. С. 51–67.
- Сочава А.В., Подковыров В.Н., Виноградов Д.П. Вариации изотопного состава углерода и кислорода в карбонатных породах венда-нижнего кембрия Уринского антиклинория (юг Сибирской платформы) // Литология и полезн. ископаемые. 1996. № 3. С. 279–289.
- Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм / Ред. Келлер Б.М. М.: Наука, 1982. 175 с.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Ред. Келлер Б.М., Чумаков Н.М. М.: Наука, 1983. 184 с.
- Унифицированные региональные стратиграфические схемы Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1993. 145 с.
- Шалагинов В.В., Маслов А.В. Рифей Урала, проблемы стратиграфии и корреляции // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 78–85.
- Юдович Я.Э., Майдль Т.В., Иванова Т.И. Геохимия стронция в карбонатных отложениях. Л.: Наука, 1980. 152 с.
- Brand U., Veizer J. Chemical diagenesis of multicomponent carbonate system – I. Trace elements // J. Sediment. Petrol. 1980. V. 50. № 5. P. 1219–1236.
- Brasier M.D. Global ocean-atmosphere change across the Precambrian–Cambrian boundary // Geol. Mag. 1992. V. 129. № 2. P. 161–168.
- Butterfield N.J., Knoll A.H., Swett K. Paleobiology of the Neoproterozoic Svanbergfjellet Formation, Spitsbergen // Fossils and Strata. Scandinavian Univ. Press. 1994. № 34. P. 84.
- Fairchild I.J., Marshall J.D., Bertrand-Sarfati J. Stratigraphic shifts in carbon isotopes from Proterozoic stromatolite carbonates (Mauritania): Influence of primary mineralogy and diagenesis // Amer. J. Sci. 1990. V. 290-A. P. 46–79.
- Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V. et al. A geologic time scale, 1989. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1990. 263 p.
- Gorokhov I.M., Semikhatov M.A., Ovchinnikova G.V. et al. Lead and strontium isotopes in ancient carbonates from the Urals and Siberia: Evolution of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ over the Late Proterozoic // 6-th Goldschmidt Conf., Heidelberg, Germany. J. Conf. Abstr. 1996. V. 1. № 1. P. 207.
- Kaufman A.J., Knoll A.H. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: Stratigraphic and biogeochemical implications // Precamb. Res. 1995. V. 73. № 1–4. P. 27–49.
- Kaufman A.J., Jacobsen S.B., Knoll A.H. The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: Implications for tectonics and paleoclimate // Earth Planet. Sci. Letters. 1993. V. 120. № 3/4. P. 409–430.
- Kaufman A.J., Knoll A.H., Semikhatov M.A. et al. Integrated chronostratigraphy of Proterozoic–Cambrian boundary beds in the western Anabar region, northern Siberia // Geol. Mag. 1996. V. 133. № 5. P. 509–533.
- Keller B.M., Semikhatov M.A. Isotope geochronology for the Vendian of the USSR // The Vendian System. V. 2. Regional geology. Sokolov B.S., Fedonkin M.A. (eds) Berlin Heidelberg: Springer Verlag, 1990. P. 184–190.
- Knoll A.H., Sergeev V.N. Taphonomic and evolutionary changes across the Mezoproterozoic–Neoproterozoic transition // N. Jb. Geol. Palaontol. Abh. 1995. Bd. 195. Hf. 1–3. P. 289–302.
- Knoll A.H., Walter M.R. Latest Proterozoic stratigraphy and Earth history // Nature. 1992. V. 356. P. 673–678.
- Knoll A.H., Kaufman A.J., Semikhatov M.A. The carbon-isotopic composition of Proterozoic carbonates: Riphean successions from northwestern Siberia (Anabar Massif, Turukhansk Uplift) // Amer. J. Sci. 1995. V. 295. № 6. P. 823–850.
- Kuznetsov A.B., Gorokhov I.M., Ovchinnikova G.V. et al. Postsedimentary alteration of Upper Riphean limestones of the Katav Formation, the South Urals: Chemical and isotopic evidence // Precambrian of Europe: stratigraphy, structure, evolution and mineralization. MAEGS-9. Abstr. St.-Petersburg: IPGG. 1995. P. 60.
- Narbonne G.M., Kaufman A.J., Knoll A.H. Integrated chemostratigraphy and biostratigraphy of the Windermere Supergroup, northwestern Canada: Implications for Neoproterozoic correlation and early evolution of animals // Bull. Geol. Soc. Amer. 1994. V. 106. № 10. P. 1281–1292.
- Semikhatov M.A., Podkovyrov V.N., Vinogradov D.V. et al. A Carbon isotopic composition of the Riphean carbonate: the type Uper Riphean succession, the South Urals // Precambrian of Europe: stratigraphy, structure, evolution and mineralization. MAEGS-9. Abstr. St.-Petersburg: IPGG. 1995. P. 101.
- Schidlowski M., Eichmann R., Junge C. Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope geochemistry and implications for the terrestrial oxygen budget // Precamb. Res. 1975. V. 2. № 1. P. 1–69.
- Schidlowski M., Hayes I.M., Kaplan I.R. Isotopic inference of ancient biochemistries: carbon, sulfur, hydrogen and nitrogen // Schopf J.W. (ed.) Earth's earliest biosphere. Princeton: Princeton Univ. Press. 1983. P. 149–187.
- Strauss H., Moore T.B. Abundance and isotopic composition of carbon and sulfur species in whole rock and kerogen samples // The Proterozoic biosphere. Multidisciplinary study. Schopf J.W., Klein C. (eds.). Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1992. P. 583–600.
- Veizer J. Trace elements and isotopes in sedimentary carbonate // Carbonates: mineralogy and chemistry. Rev. in Mineral. 1983. V. 11. P. 260–299.
- Veizer J., Plumb K.A., Clayton R.N. et al. Geochemistry of Precambrian carbonates: V. Late Paleoproterozoic seawater // Geochim. Cosmochim. Acta. 1992. V. 56. № 6. P. 2487–2501.

Рецензент Б.С. Соколов