

УДК 550.42:546.42.027+551.736

ОТНОШЕНИЕ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ В ПЕРМСКИХ РАЗРЕЗАХ ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛИТЫ

Н.Г. Нургалиева

Аннотация

В статье представлены первые данные по изотопному отношению стронция по пермским отложениям востока Русской плиты. Обсуждено их эволюционное и стратиграфическое значение относительно международной хроностратиграфической шкалы. Установлено, что в общих чертах полученные данные соответствуют ранней и поздней перми, различающиеся соответственно повышенными и пониженными значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. В циклах меньшего порядка выявлены определенные расхождения в характере изменения стронциевого отношения, связанные с неопределенностями в калибровке глобальной кривой $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ из-за отсутствия абсолютных датировок многих ключевых границ перми и проблем глобальной стратиграфической корреляции.

Введение

Соотношение изотопов стронция в водах палеобассейнов может служить важным диагностическим признаком в понимании их эволюции [1–3], а также инструментом для стратиграфической корреляции [4–6]. Соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ обусловлено взаимодействием двух главных источников стронция, поступающего в океан: (1) зон выветривания силикатных минералов – «речного» стронция и (2) – гидротермальных источников срединно-океанических хребтов – «ювенильного» стронция [7, 8]. Второстепенное значение имеет стронций подземных вод [9], а также стронций карбонатных диагенетических систем [4, 10, 11]. Изотопный состав стронция палеобассейнов можно проследить по морским карбонатным скелетам раковин и карбонатным породам. Его можно использовать как параметр, отражающий тектоническую эволюцию Земли. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отражает привнос стронция реками и ювенильным веществом [7].

Общий генеральный тренд вариаций $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для морской воды Фанерозоя показан в пионерских работах [12–14].

Кривая $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ позднее изменялась для некоторых палеозойских и мезозойских интервалов в работах [15–17]. Крупным обобщением кривой $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для Фанерозоя явилась работа [6]. Новейшим обобщением является кривая $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для Фанерозоя в работе [18].

Возможность датировки и корреляции отложений на основе $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ базируется на закономерном изменении этой величины в течение геологического времени. С одной стороны, сравнение измеренных значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морских карбонатах с фанерозойской кривой $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ позволяет датировать исследуемые образцы. С другой стороны, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ может быть использовано для корреляции разрезов путем сопоставления значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ из этих разре-

зов. Последняя задача не требует знания деталей глобального тренда, однако все же необходимо его учитывать, чтобы избежать недоразумений вблизи поворотных точек тренда.

Стронциевая изотопная стратиграфия (СИС) может быть использована для оценки продолжительности стратиграфических [19], продолжительности стратиграфических интервалов [20] и для различения морских и неморских обстановок осадконакопления [21, 22]. Универсальность величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ обусловлена большим резидентным временем стронция в океанах (порядка 1 млн. лет) по сравнению со временем перемешивания океанской и речной воды (порядка 1000 лет), а также значительным содержанием стронция в морской воде (7.6 мг/л) по сравнению с речной водой.

Калибровка кривой $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [18] основана на биостратиграфических, магнитостратиграфических и астрохронологических данных (в основном первых двух). Трудности датировки первыми двумя методами хорошо известны. Авторы калибровки кривой $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ признают, что расположение исходных возрастов, взятых из разных первоисточников, неизбежно содержит неопределенности, связанные с интерполяцией, экстраполяцией, косвенными стратиграфическими корреляциями, и страдает от проблемы неоднозначности стратиграфических границ (как биостратиграфических, так и магнитостратиграфических) и диахронизма. Для достижения как можно более достоверной калибровки использовался статистический непараметрический регрессионный метод LOWESS. Детали этой процедуры описаны в работе [23]. Однако авторы отмечают, что степень достоверности датировки новых образцов по данной кривой зависит от степени их сохранности (с точки зрения записи первичных сигналов морской среды) и возраста (чем древнее возраст, тем больше неопределенность). Степень сохранности (измененности) карбонатов оценивается тестировочными критериями. Например, установлено, что диагенетическая перекристаллизация карбонатных минералов характеризуется увеличением содержания Mn (и Fe) и уменьшением Sr (и Na) в кальците [10, 11, 24, 25]. Критерии $\text{Fe}/\text{Sr} < 5.0$; $\text{Mg}/\text{Ca} < 0.024$; $\text{Mn}/\text{Sr} < 0.2$ являются лимитирующими критериями степени диагенеза, допустимыми для изотопных сопоставлений. Эти критерии являются очень строгими, поскольку установлены по раковинам. При рассмотрении карбонатных пород используются менее жесткие критерии, например, $\text{Mn}/\text{Sr} < 5$, $\text{Fe}/\text{Sr} < 20$ для известняков и $\text{Mn}/\text{Sr} < 20$, $\text{Fe}/\text{Sr} < 40$ для доломитов [24].

Важно также учитывать содержание рубидия ^{87}Rb в образце. При распаде он превращается в ^{87}Sr и способен повлиять на отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Конечно, ион Rb^+ настолько большой, а его содержание в морской воде настолько мало, чтобы беспокоиться о его влиянии на кальцитовые образцы в отличие от арагонитовых. В общем, содержание рубидия должно определяться в исследуемых образцах. При концентрациях Rb свыше 0.1% необходимо вносить поправки в определения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [5].

Настоящая статья посвящена данным по соотношению изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для пермских палеобассейнов. В конце пермского периода глобальное понижение уровня океана и увеличение площади континентов, понижение базиса эрозии привело к увеличению отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, однако перед этим наблюдается

глобальный минимум этого отношения, равный 0.7069 и датированный в 260 млн. лет [18]. Пермский фрагмент глобальной кривой основан на двух первоисточниках. Первый источник – это работа [16]. Вторым первоисточником – это работа [26]. Однако у этих первоисточников есть существенные стратиграфические расхождения в 3.5 млн. лет по датировке, например, пермо-триасовой границы. Кроме того, данные базируются, в основном, на американских разрезах. Эти различия создают упомянутые выше неопределенности в глобальной кривой $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Поэтому данные из обоих первоисточников носят больше частный, локальный, нежели глобальный характер. Следовательно, привязка новых данных к глобальной кривой $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в пермском интервале, очевидно, будет носить относительный характер и зависит от проблем стратиграфической корреляции новых и «эталонных» точек измерения. Как бы то ни было, сегодня пермский минимум $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ относят к верхней перми, формации Капитаниан (в региональной шкале Поволжья и Прикамья эти отложения соотносят с вятским горизонтом татарских отложений) [18]. Небольшой консенсус в абсолютных датировках и даже в номенклатуре перми объясняется экстремально низким уровнем моря и относительной фаунистической бедностью в этот период. В частности, осадки в поздней перми часто формировались в изолированных бассейнах, что приводило к доминированию эндемичной фауны и, как следствие, к трудностям в межбассейновых корреляциях.

Данные по изотопам стронция в морских отложениях перми России до настоящего времени отсутствовали. В этой статье впервые представлены предварительные результаты оценки изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для пермской системы России и выяснения значения этого отношения в эволюционном и стратиграфическом отношении для соответствующих пермских палеобассейнов.

Объект, методы и результаты исследований

Объектами исследований явились пермские разрезы стратотипической области.

В работе мы опирались на схемы стратиграфического расчленения и геохронологическую шкалу в соответствии с таблицей [18] (см. табл. 1).

Нижнепермские отложения представлены разрезом скв.1197 у с. Набережные Моркваши, а верхнепермские отложения изучались в объеме верхнеказанского подъяруса разреза Печищи (рис. 1).

Опробованные слои разрезов описаны в табл. 2.

Методика определения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ состояла из микроскопического обзора и отбора по структурно-текстурным признакам наименее измененных образцов. Кусочки этих образцов 1–2 мг растворялись в соляной кислоте определенной концентрации. Обработка производилась согласно стандартным процедурам, описанным, например в [27]. Отношения стронция нормировались к значению 0.71025 в стандартном образце SRM-987.

Результаты определений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ представлены в табл. 3.

Табл. 1

Общая хроностратиграфическая схема Пермской системы

Международная шкала, 2004		Русская плита			Млн. лет	
Система	Отдел	Ярус	Ярус	Горизонт		
Триас					251	
Пермь	Лопинский	Чансиньский			±0.4	
		Вучиапиньский			± 0.7	
	Гваделупский	Кэптен	Татарский	Вятский		± 0.7
				Северодвинский		265.8
		Вордский	Татарский	Уржумский		± 0.7
			Казанский	Поволжский		268
		Рoadский	Казанский	Сокский		± 0.7
					Шешминский	
	Предуральский	Кунгурский	Кунгурский	Иренский	Соликамский	± 0.7
				Филипповский		
				Саранинский		275.6
		Аргинский	Аргинский	Саргинский		± 0.7
				Иргинский		
				Бурцевский		284.4
	Сакмарский	Сакмарский	Стерлитамакский		± 0.7	
			Тастубский		294.6	
	Ассельский	Ассельский	Шиханский		± 0.8	
			Холодноложский		299	
Карбон					± 0.8	

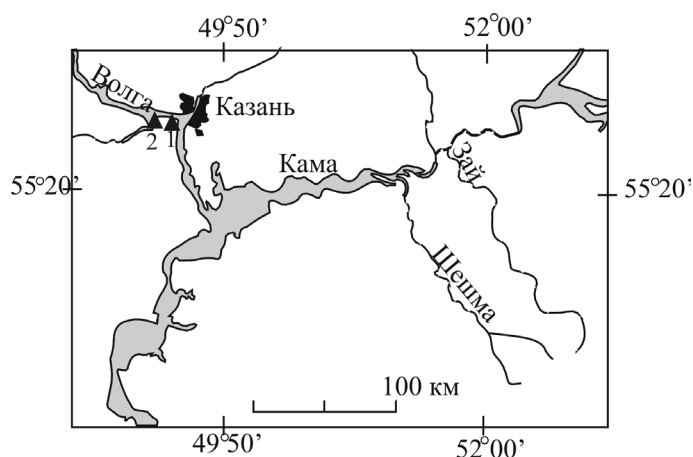


Рис. 1. Объекты исследования: 1 – обнажение Печищи (верхнепермский разрез), 2 – разрез Набережные Моркваши (скв. 1197 – нижнепермский разрез)

Табл. 2

Характеристика опробованных подразделений пермских отложений (сверху вниз)

Стратиграфическое положение образцов	Общая литологическая характеристика
<i>Разрез Печищи (поволжский горизонт верхнеказанского подъяруса)</i>	
Слой 30 («переходная»)	Доломит глинистый, светло-серый, микрозернистый, толстослоистый. Встречаются многочисленные фораминиферы, гастроподы, брахиоподы, конодонты. По нахождению массовых <i>Lithophaga (= Modiola) consobrina</i> (Eichw.) слой известен под названием «модиолового горизонта». Мощность 2.5–3.5 м.
Слой 28 («подлужник»)	Доломит глинистый, светло-серый, неравномерно-слоистый, с многочисленными тонкими прослойками и гнездами белого и розового гипса. Кровля слоя разбита трещинами усыхания. Мощность 3.5 м.
Слой 27 («подлужник»)	Доломит светло-серый, микрозернистый, местами сгустковый, средне- и тонкослоистый. Мощность 3 м.
Слой 26 («подлужник»)	Доломит глинистый, светло-серый, тонко-микрозернистый, толстослоистый, с конкрециями кремня. Встречаются ядра и отпечатки двустворок, брахиопод, чешуйки рыб. Мощность 2.3–3.2 м.
Слой 25 («опоки»)	Доломит глинистый, серый, микрозернистый, разбитый сетью пересекающихся и ветвящихся волосковидных трещинок, выполненных гидроксидами железа. Вверх по разрезу переходит в доломитовые глины и мергели желтовато-серого цвета, с подчиненными прослоями алевролитов и песчаников. В глинах и песчаниках встречаются фораминиферы, двустворки, брахиоподы. Мощность 2.5–4 м.
Слой 22 («опоки»)	В основании слоя, с размывом на подстилающих породах, залегает конгломерат (10–20 см), состоящий

Стратиграфическое положение образцов	Общая литологическая характеристика
	из окатышей (0,5–1,0 см) мергелей и глин, сцементированных глинисто-алевритовым материалом. Выше следует алевролит желтовато-серый, тонко-волнистослоистый, с крупными стяжениями кремня, с прослоями криптозернистого глинистого доломита. В алевролите встречаются редкие пеллециподы. Мощность 1,6–3,2 м.
Слой 21 («шиханы»)	Доломит светло-серый, разномзернистый, тонко-волнистослоистый, пористый, мягкий, с многочисленными гнездами гипса. При выщелачивании гипса порода становится сильно кавернозной. Поверхность кровли слоя с трещинами усыхания. Мощность 2–4 м.
Слой 20 («серый камень»)	Доломит серый тонкозернистый, толстослоистый, средней твердости, плотный, участками кремне-лый («серый камень»). В нижней части слоя встречаются двустворки. Мощность 1,5 м.
Слой 19 («серый камень»)	Доломит серый, средне- и толстослоистый, тонко-микрозернистый, участками пятнистый или псевдо-олитовый; присутствуют выделения кальцита, кварца и халцедона, реже – целестина и гипса («верхний песчаный камень»). Встречаются фораминиферы, обильны остатки сетчатых и ветвистых мшанок, часто образующие биогермы. Мощность 1 м.
Слой 18 («серый камень»)	Доломит глинистый, буровато-серый, мягкий, тонкопористый, внизу - толсто-, вверху - тонкослоистый, с включениями кальцита, целестина и гипса («верхний мыльник»). Из окаменелостей характерны беззамковые брахиоподы, также встречаются редкие двустворки, чешуйки и зубы рыб. Мощность 1–2 м.
Слой 16 («серый камень»)	Доломит глинистый, буровато-серый, тонко и средне-волнистослоистый, плитчатый, с ромбоэдрической отдельностью. Встречаются многочисленные мелкие (2–3 мм) округлые стяжения темного кальцита; иногда слой нацело замещается темно-серым микрозернистым известняком («нижний мыльник»). Мощность 1,0–1,5 м.
Слой 13 («слоистый камень»)	Доломит светло-серый, микрозернистый, тонко-волнистослоистый, очень мягкий, пористый, с многочисленными гнездами целестина и редкими почками гипса, который, как правило, выщелочен («слоистый» или «белый камень»). На поверхности кровли слоя - трещины усыхания и червеобразные разветвляющиеся пустоты. Среди основной массы породы встречаются редкие мелкие (до 0,5 мм) органогенные остатки, в которых кальцит замещен доломитом. Мощность 1,2–1,5 м.

Стратиграфическое положение образцов	Общая литологическая характеристика
Слой 9 («слоистый камень»)	Доломит известковистый, светло-серый, тонкозернистый, участками органогенно-детритовый; хорошо разделяется на четыре плиты, почему и был назван камено-ломами «четыре рубца». В верхней части слоя – почки гипса или, при выщелачивании последнего – каверны. Определены пелециподы, конодонты. Мощность 2 м.
Слой 8 («ядренный камень»)	Доломит известковистый, голубовато-серый («синяя плита»), криптозернистый, линзовидно-слоистый, с отпечатками вегетативных побегов харовых водорослей, брахиоподами, конодонтами. Мощность 0.35 м.
Слой 5 («ядренный камень»)	Доломит известковистый, серый, твердый, плотный («ядренный рубец»); участками замещается доломитом тонкопористым, менее твердым, с многочисленными включениями целестина («браковистый камень»). Содержит фораминиферы, мелкие раковины. Мощность 1.4 м.
<i>Разрез Набережные Моркваши, скв. 1197</i>	
Нижнеказанский подъярус (соцкий горизонт), «среднеспиритовый известняк»	Известняк серый, органогенный, участками глинистый с богатой фауной брахиопод.
Сакмарский ярус, стерлитамакский горизонт	Доломит тонкозернистый, прослоями светло-серый, серый и желтовато-серый, с примазками зеленовато-серой глины, с включениями гипса и с прослойками известняка, в верхней части с остатками сиригнопор и брахиопод.
Сакмарский ярус, тастубский горизонт	Доломит тонкозернистый, желтовато-серый, участками глинистый, с гнездами гипса и ангидрита
Ассельский ярус, шиханский горизонт	Доломит тонкозернистый, желтовато-серый, пористый, участками перекристаллизованный, участками с желваками кремня, с раковинками и пустотками от раковинок фузулинид и с остатками одиночных кораллов.
Ассельский ярус, холодноложский горизонт	Доломит известковистый, желтовато-светлосерый, перекристаллизованный, с гнездами гипса, с массой пустоток от раковинок фузулинид, с остатками одиночных кораллов, двустворчатых моллюсков и гастропод

В целом, структура данных удовлетворяет тестировочным критериям, так как значение $Mn/Sr < 5$, а $Fe/Sr < 8$ (только в образце № 9 это отношение равно 20.24), содержание рубидия также не требует введения поправок в значения $^{87}Sr/^{86}Sr$. На рис. 2 показана диаграмма изменения изотопного состава стронция по разрезу.

Для ранней перми характерно уменьшение отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в интервале 0.70840–0.70775, для поздней перми (казанского времени) характерно даль-

нейшее падение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ до локального минимума 0.70725, а затем повышение отношения до локального максимума 0.7075. Затем снова начинается падение этого отношения до значения порядка 0.7074, соответствующего примерно границе казанского и татарского ярусов, которая оценивается в 266.8 млн. лет [18].

Табл. 3
Результаты определений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в пермских разрезах востока русской плиты

Индекс	№ слоя	Номер образца	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Mn/Sr	Fe/Sr	Rb, мкг/г
P ₂ kz ₂ переходная	30	14	0.70738	2.22	6.99	
P ₂ kz ₂ переходная	30	13	0.70737	1.88	5.89	
P ₂ kz ₂ подлужник	28	12	0.70743	1.67	7.69	
P ₂ kz ₂ подлужник	28	11	0.7075	1.57	6.10	
P ₂ kz ₂ подлужник	27	ф17	0.70766	0.912	6.39	0.99
P ₂ kz ₂ подлужник	27	10	0.7074	1.18	6.54	
P ₂ kz ₂ подлужник	26	9	0.70745	1.88	20.24	
P ₂ kz ₂ Опоки	25	8	0.70751	1.55	2.56	
P ₂ kz ₂ Опоки	22	7	0.70748	0.61	1.56	0.72
P ₂ kz ₂ Шиханы	21	6	0.70738	0.91	4.90	
P ₂ kz ₂ Шиханы	21	5	0.70743	0.75	3.30	
P ₂ kz ₂ Шиханы	21	4	0.70729	0.41	3.37	
P ₂ kz ₂ серый камень	20	3	0.70735	0.87	6.91	0.13
P ₂ kz ₂ серый камень	19	2	0.70726	0.43	1.06	
P ₂ kz ₂ серый камень	18	ф13	0.70739	0.522	1.13	
P ₂ kz ₂ серый камень	16	1	0.70734	0.35	0.76	
P ₂ kz ₂ слоистый камень	13	Верхний слой	0.70729	0.159	0.482	0.52
P ₂ kz ₂ слоистый камень	9	Нижний слой	0.70725	0.299	0.44	0.95
P ₂ kz ₂ ядреный камень	8	Ф-12	0.7073	0.042	0.255	0.12
P ₂ kz ₂ ядреный камень	5	Ф-14	0.70749		3.86	
P ₂ kz ₁		105.00	0.70776	4.48	2.596	
P ₁ s ₁		152.40	0.70775	0.0793	0.17	
P ₁ a		189.50	0.70854	0.654	2.01	
P ₁ a		227.50	0.7081	0.153	0.423	
C ₃		241.00	0.70815	0.142	1.64	

Обсуждение

Пермский период характеризуется рядом аномальных событий в истории Земли. Масштабы этих событий: падения уровня моря, биологической катастрофы и геохимические аномалии являются выдающимися для фанерозоя.

На раннепермское время приходится конец позднепалеозойского ледникового периода, начавшегося в раннем карбоне, когда часть Гондваны располагалась на южном полюсе. В течение этого ледникового периода ледники покрывали Южную Америку, южную и центральную Африку, Индию, Антарктику и Австралию [28]. В течение позднего карбона Гондвана мигрировала на север, и

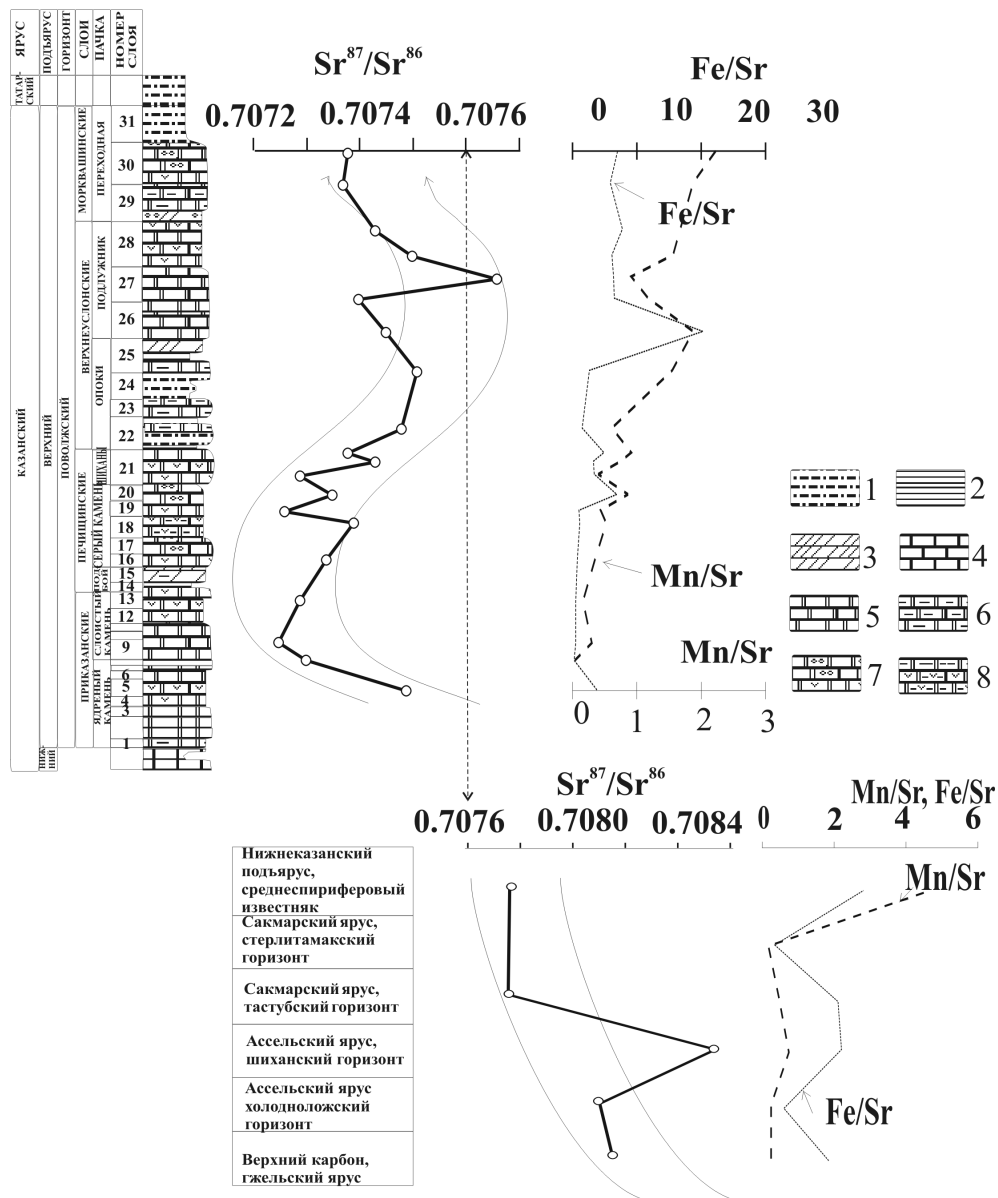


Рис. 2. Изменение изотопного состава стронция в перми. Условные обозначения: 1 – алевриты, 2 – аргиллиты, 3 – мергели, 4 – известняк, 5 – долом, 6 – доломит глинистый, 7 – доломит с солитами, 8 – доломит загипсованный

в сакмарское время большая часть льда начала таять. Последние значительные следы этого таяния обнаружены в отложениях пермского возраста в Австралии и Антарктике, а также в Сибири.

Самый большой за всю историю развития Земли суперконтинент Пангея характеризовался резко-континентальным климатом, определившим распределение чувствительных к климату осадков – углей, эоловых отложений, латеритов, красноцветов и эвапоритов.

Массовые вулканические излияния базальтов привели к образованию сибирских траппов примерно на границе перми и триаса. Они занимают самую обширную базальтовую провинцию за всю историю Фанерозоя и оцениваются в объеме, большем $1.5 \cdot 10^6 \text{ км}^3$. Попытки датировать сибирские траппы с применением высокоточных техник указывают на пермо-триасовую границу [29]. В работе [30] обнаружено, что в цирконе пограничных глин китайского разреза $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ коррелирует с сибирскими траппами.

Начало крупномасштабных базальтовых и локальных кремнекластических извержений приходится примерно на конец цикла магнитного поля Земли, известного как суперхрона Киама – Иллавара. Замечено, что кульминация катастрофических событий в поздней перми и самый интенсивный вулканизм произошли через несколько миллионов лет после смены полюсов магнитного поля Земли [31].

Геохимические аномалии, включая драматические вариации $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [14, 16] указывают на очень значительные изменения в океане. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ достигает в пермский период одного из самых впечатляющих минимумов в истории Фанерозоя [14, 16]. Изменения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ до и после минимума происходят со скоростями, сравнимыми со скоростью увеличения этого отношения за последние 40 миллионов лет. По [32] пермские эвапориты включили в свой состав порядка 6% запасов стронция из океана. Однако, видимо, этот источник был второстепенным в сравнении с мантийными источниками [27].

Показатель $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ обусловлен большим влиянием тектонических событий. Тектонические события в пермский период связаны с Уральской орогенией. Поворот Гондваны по часовой стрелке привел к развитию коллизий в направлении СВ-ЮЗ вдоль герцинской мегасутуры, начавшейся развиваться в позднем карбоне и завершившейся в ранней перми [33]. Уральская коллизия между плитами Балтика и Казахстан также началась в карбоне [34, 35]. Она была наиболее интенсивной в ранней перми [34, 36]. Литологический анализ показывает, что Урал был высоким со снежными шапками в сакмарско-артинское время. Процессы континентального сжатия значительно ослабили в кунгурский век. А в позднепермское время Урал стал уже низким и значительно эродированным [34]. Таким образом, наибольшее влияние орогении на показатель $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде должно приходиться на поздний карбон и раннюю пермь. По мере спада этого влияния возрастало значение ювенильных источников и показатель $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ должен уменьшаться.

Механизм формирования пермского минимума $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в поздней (а по международной шкале – средней) перми (табл. 1) связывается с возрастающим значением климатических процессов по сравнению с тектоническими. Пангея была наиболее спаянной и стабильной в это время. Уменьшение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ обуславливалось уменьшением таяния льда, резко континентальным аридным климатом, малым количеством водотоков с огромной возвышенной и засушливой пангейской суши [18].

Сопоставим полученные данные по отношению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с кривой $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Фанерозоя [6, 18] в интервале 200–350 млн. лет (рис. 3 и табл. 1). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в образце каменноугольного возраста 0.70815 (точка 1) согласуется с кривой. Два образца из ассельского яруса снизу вверх имеют значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

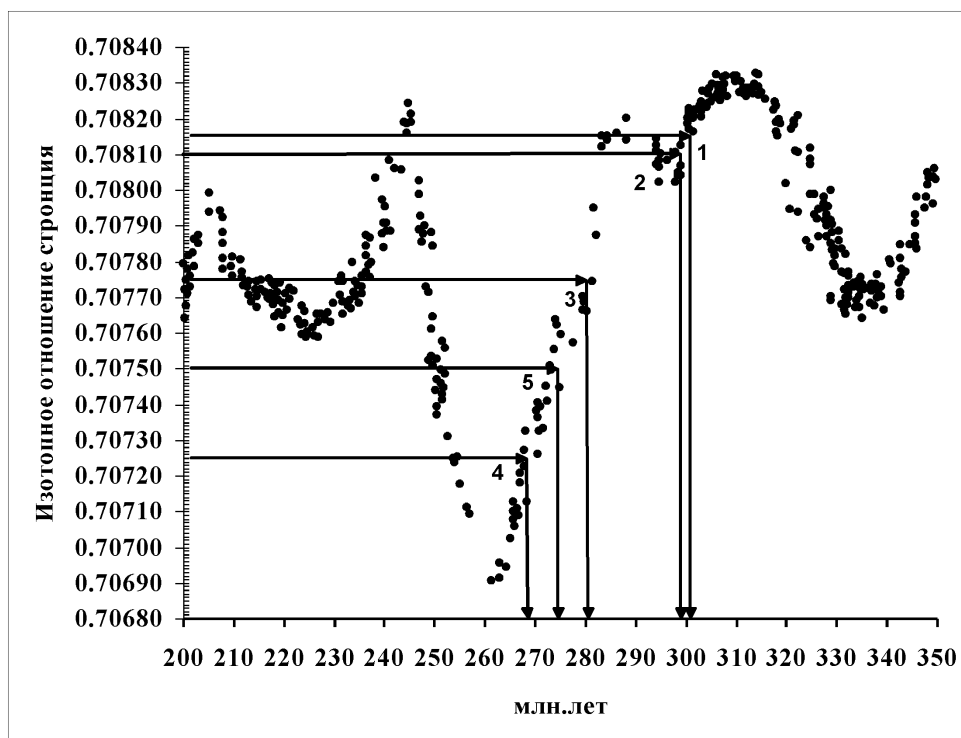


Рис. 3. Сопоставление данных по $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ пермских разрезов востока Русской плиты с фрагментом кривой $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для Фанерозоя [6, 18]. Точки: 1 – карбон; 2 – ассельский ярус; 3 – сакмарский ярус; 4 – нижняя часть поволжского горизонта; 5 – верхняя часть поволжского горизонта

0.70810 (точка 2) и 0.70854 (точка 3). Из этих значений только первое согласуется с кривой. Второе значение сильно отклоняется вверх. Образец из сакмарского яруса имеет значение 0.70775 (точка 3), которое соответствует на кривой Фанерозоя артинскому, а не сакмарскому ярусу. Для нижнеказанских средне-спириферовых известняков (нижнеказанские отложения сопоставляются в международной шкале с роадским ярусом гваделупского отдела) определено значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.70776, которое заметно больше значения изучаемого отношения на кривой (приблизительно 0.7073). Локальный минимум 0.70725 (точка 4), приходящийся на слой 9 в пачке «слоистый камень», ложится приблизительно на 270 млн. лет (роадский интервал). Локальный максимум 0.7075 (точка 5) выше по разрезу в пачке «подлужник» находится в кунгурском возрастном интервале?!

Налицо проблема неоднозначности стратиграфических границ и стратиграфической корреляции. Как бы то ни было, общие черты эволюции пермских палеобассейнов с течением геологического времени сохраняются.

Раннепермские морские бассейны характеризуются относительно высоким отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, которое объясняется существенным влиянием Уральской орогении, выветриванием высоких горных массивов – источников «тяжелого» стронция. Кроме того, эти бассейны, по-видимому, были мелководными, полу-закрытыми. Их эпиконтинентальный мелководный характер благоприятствовал

большой роли водотоков с континентальной суши. Постепенно влияние Уральской орографии ослабевало, возрастало значение ювенильных источников. В начале позднеказанского времени влияние выветривания и водотоков с континентальной суши минимизировалось, связь с открытым океаном была наиболее значительна (локальный минимум на рис. 2 – 0.70725). В дальнейшем, по-видимому, относительно крупный морской бассейн распался на более мелкие все более засоляющиеся бассейны полузакрытого заливного или закрытого лагунного типов, которые снова теснее были связаны с массивами суши, что приводило к возрастанию роли «тяжелого» стронция (локальный максимум на рис. 2 – 0.7075). По данным Ю.В. Сементовского засоление казанских палеобассейнов с течением времени отмечается в казанских отложениях по значительному увеличению содержания доломита (от объема карбонатных пород) от 40% в нижнеказанском подъярусе до 85% в верхнеказанском подъярусе, а также происходит двухкратное увеличение содержания сульфатов в верхнеказанских отложениях по сравнению с нижнеказанскими отложениями [37].

Заключение

Получены первые определения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в пермских осадочных палеобассейнах востока Русской плиты, которые в целом свидетельствуют о связи данных бассейнов с Мировым океаном. Сравнение полученных данных по $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с кривой вариаций $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для Фанерозоя [6] и уточненными абсолютными датировками основных стратиграфических границ [18] позволяет оценить возраст некоторых региональных стратиграфических границ. Причем, отмечаются стратиграфические несоответствия. Например, отложения верхнеказанского подъяруса по значениям $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ сопоставимы со значениями, характерными для кунгурских образований глобальной стратиграфической шкалы. Но казанские отложения сопоставляются с вордским ярусом Международной шкалы. Указанное несоответствие, по-видимому, связано с несовершенством принятой глобальной стратиграфической шкалы для перми и отсутствием абсолютных датировок конкретных определений отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в конкретных разрезах.

Summary

N.G. Nourgalieva. Strontium isotope ratio $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ at the Permian of the Eastern Russian Platform.

The first data on $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ on the Permian rocks at the East of Russian Plate have been received. These data were compared with a global strontium ratio curve. In common the ratio $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ on East Russian Plate Permian coincide with global curve for Early Permian (Asselian, Sakmarian) and Middle Permian (in Russia – Late Permian) as relatively greater and low values respectively. However, in cycles of less orders we observed differences in behavior of regional curve because of problem of absence of absolute age dating for many key Permian boundaries at the whole world and problem of global stratigraphic correlation. Besides, East Russian plate basins had specific endemic evolution, also reflected in regional curve of $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$.

Литература

1. *Hodell D.A., Mead G.A., Mueller P.A.* Variation in the strontium isotopic composition of seawater (8 Ma to present): Implications for chemical weathering rates and dissolved fluxes to the oceans // *Chem. Geol.* – 1990. – V. 80. – P. 291–307.

2. *Richter F.M., Rowley D.B., DePaolo D.J.* Sr isotope evolution of seawater: The role of tectonics // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1992. – V. 109. – P. 11–23.
3. *Farrell J.W., Steven C.C., Gromet L.P.* Improved chronostratigraphic reference curve of Late Neogene seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ // *Geology.* – 1995. – No 23. – P. 403–406.
4. *Elderfield H.* Strontium isotope stratigraphy // *Palaeogeography. Palaeoclimatol. – 1986. – No 57. – P. 71–90.*
5. *McArthur J.M.* Recent trends in strontium isotope stratigraphy // *Terra Nova.* – 1994. – No 6. – P. 331–358.
6. *Veizer J., Ala D., Azmy K., et al.* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater // *Chemical Geology.* – 1999. – No 161. – P. 59–88.
7. *Faure G.* Principles of Isotope Geology. – New York: Wiley, 1986.
8. *Palmer M.R., Edmond J.M.* The strontium isotope budget of the modern ocean // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1989. – No 92. – P. 11–26.
9. *Chaudhuri S., Clauer N.* Fluctuations of isotopic composition of strontium in seawater during the Phanerozoic eon // *Chem. Geol.* – 1986. – No 59. – P. 293–303.
10. *Brand V., Veizer J.* Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system: 1. Trace elements // *J. Sediment. Petrol.* – 1980. – No 50. – P. 1219–1236.
11. *Brand V., Veizer J.* Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system: 2. Stable isotopes // *J. Sediment. Petrol.* – 1981. – No 50. – P. 987–997.
12. *Peterman Z.E., Hedge C.E., Tourelot, H.A.* Isotopic composition of strontium in seawater throughout Phanerozoic time // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1970. – No 34. – P. 105–120.
13. *Veizer J., Compston W.* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of seawater during Phanerozoic // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1974. – No 38. – P. 1461–1484.
14. *Burke W.H., Denison R.E., Hetherington E.A., Koepnick R.B., Nelson H.F., Otto J.B.* Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time // *Geology.* – 1982. – No 10. – P. 516–519.
15. *Koepnick R.B., Denison R.E., Burke W.H., Hetherington E.A., Dahl D.A.* Construction of the Triassic and Jurassic portion of the Phanerozoic curve of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ // *Chem. Geol.* – 1990. – No 80. – P. 327–349.
16. *Denison R.E., Koepnick R.B., Burke W.H., Hetherington E.A., Fletcher A.* Construction of the Mississippian, Pennsylvanian and Permian seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve // *Chem. Geol.* – 1994. – No 112. – P. 145–167.
17. *Jasper T.* Strontium, sauerstoff und kohlenstoff – isotopische entwicklung des meerwassers: Perm. Ph.D. thesis. – Ruhr-Universität Bochum., 1999.
18. *A geologic time scale 2004 / Ed. by F.M. Gradstein, J.G. Ogg, A.G. Smith* – Cambridge University Press, 2004. – 589 p.
19. *Miller K.G., Feigenson M.D., Kent D.V., Olson R.K.* Upper eocene to oligocene isotope ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) standard section, deep sea drilling project site 522 // *Paleoceanography.* – 1988. – No 3. – P. 223–233.
20. *McArthur J.M., Howarth R., Bailey T.R.* Strontium isotope stratigraphy: LOWESS Version 3. Best-fit line to the marine Sr-isotope curve for 0 to 509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age // *J. of Geology.* – 2001. – No 109. – P. 155–169.
21. *Schmitz B., Aberg G., Werdelin L., Forey P., Bendix-Almgreen S.E.* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Na, F, Sr and La in skeletal fish debris as a measure of the paleosalinity of fossil-fish habitats // *Geophysical Society of America Bulletin.* – 1991. – No 103. – P. 786–794.
22. *Poyato-Ariza F.J., Talbot M.R., Fregenal-Martinez M.A., Melendez N., Wenz S.* First isotopic and multidisciplinary evidence for non-marine coelacanth and pycnodontiform

- fishes: palaeoenvironmental implications // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 1998. – No 144. – P. 65–84.
23. *Howarth R.J., McArthur J.M.* Statistics for strontium isotope stratigraphy: a robust LOWESS fit to the marine strontium isotope curve for the period 0-206 Ma, with look-up table for the derivation of numerical age // *J. of Geology*. – 1997. – No 105. – P. 441–456.
24. *Veizer J.* Chemical diagenesis of carbonates: theory and application of trace element technique. In: M.A. Arthur, T.F. Anderson, I.R. Kaplan, J. Veizer, L.S. Land (Eds.) *Stable Isotopes in Sedimentary Geology* // Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course Notes. – 1983. – V. 10. – P. III-1–III-100.
25. *Banner J.L., Hanson G.N.* Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with application to carbonate diagenesis // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 1990. – No 54. – P. 3123–3138.
26. *Martin E., Macdougall J.* Sr and Nd isotopes at the Permian/Triassic boundary: A record of climate change // *Chemical Geology*. – 1995. – No 125. – P. 73–99.
27. *Horita J., Friedman T.J., Lazar B., Holland H.D.* The composition of Permian seawater // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 1991. – No 55. – P. 417–432.
28. *Caputo M.V., Crowell J.C.* Migration of the glacial centers across Gondwana during the Paleozoic Era // *Geol. Soc. Am. Bull.* – 1985. – No 96. – P. 1020–1036.
29. *Baksi A., Farrar E.* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Siberian Traps, USSR: Evaluation of the ages of the two major extinction events relative to episodes of flood-basalt volcanism in the USSR and the Deccan Traps, India // *Geology*. – 1991. – No 19. – P. 461–464.
30. *Campbell I.H., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Hill R.I., Stepanov V.* Synchronism of the siberian traps and the permian-triassic boundary // *Science*. – 1992. – No 258. – P. 1760–1763.
31. *Raup D.M., Sepkoski J.J.* Periodic extinctions of families and genera // *Science*. – 1986. – No 231. – P. 833–836.
32. *Stevens C.H.* Was development of brackish oceans a factor in Permian extinctions? // *Geol. Soc. Am. Bull.* – 1977. – No 88. – P. 133–138.
33. *Ziegler P.A.* *Evolution of laurussia: a study in late paleozoic plate tectonics*. – Dordrecht: Kluwer, 1989.
34. *Nalivkin D.V.* *Geology of the USSR*. – University of Toronto Press, 1973. – 855 p.
35. *Zonenshain L.P., Korinevsky V.G., Kazmin V.G., Pechersky D.M., Khain V.V., Matveenkov V.V.* Plate tectonic model of the south Urals development // *Tectonophysics*. – 1984. – No 109. – P. 95–135.
36. *Scotese C.R., McKerrow W.S.* Revised world maps and introduction // *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography*. – Geol. Soc. London Mem., 1990. – No 12. – P. 1–21.
37. *Семетовский Ю.В.* Условия образования месторождений минерального сырья в позднепермскую эпоху на востоке Русской платформы. – Казань: Таткнигоиздат, 1973. – 255 с.

Поступила в редакцию
16.05.05

Нургалиева Нурия Гавазовна – кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры геологии нефти и газа Казанского государственного университета.