

ГЕОХИМИЯ ИЗОТОПОВ O, H, C, S И Sr В ВОДАХ И ОСАДКАХ АРАЛЬСКОГО БАССЕЙНА

© 2017 г. Б. Г. Покровский^{a, *}, П. О. Завьялов^b, М. И. Буякайте^a, А. С. Ижицкий^b, О. Л. Петров^a,
А. К. Курбаниязов^c, В. М. Шиманович^d

^aГеологический институт РАН
119017 Москва, Пыжёвский пер., 7, Россия

^bИнститут Океанологии РАН
117997 Москва, Нахимовский просп., 36

^cМеждународный Казахско-Турецкий университет г. Туркестан, Казахстан

^dФилиал “Институт геологии” государственного предприятия “НПЦ по геологии”
220141 г. Минск, академ. Купревича ул., 7, Белоруссия

*e-mail: pokrov@ginras.ru

Поступила в редакцию 28.02.2017 г.

Принята к печати 23.03.2017 г.

Изотопный состав O, H, C, S и Sr изучен в водах и осадках бассейнов, на которые распалось Аральское море после катастрофического обмеления: залива Чернышева (ЗЧ), расположенного на севере западного бассейна Большого Арала, озера Тшебас (ОТ) и Малого моря (ММ). Установлено, что значения $\delta^{18}\text{O}$, δD , $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{34}\text{S}$ в водах коррелируются с минерализацией (S) бассейнов (по состоянию на 2014 г): ЗЧ – S = 135.6‰, $\delta^{18}\text{O} = 4.8 \pm 0.1\text{‰}$, $\delta\text{D} = 5 \pm 2\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C}$ (растворенный неорганический углерод, РНУ) = $3.5 \pm 0.1\text{‰}$, $\delta^{34}\text{S} = 14.5\text{‰}$; ОТ – S = 83.8‰, $\delta^{18}\text{O} = 2.0 \pm 0.1\text{‰}$, $\delta\text{D} = -13.5 \pm 1.5\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C} = 2.0 \pm 0.1\text{‰}$, $\delta^{34}\text{S} = 14.2\text{‰}$; ММ – S = 9.2‰, $\delta^{18}\text{O} = -2.0 \pm 0.1\text{‰}$, $\delta\text{D} = -29 \pm 1\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C} = -0.5 \pm 0.5\text{‰}$, $\delta^{34}\text{S} = 13.1\text{‰}$. Пластовые подземные воды по изотопному составу кислорода и водорода сходны с ММ и резко отличаются от артезианских вод атмосферного происхождения. Минерализация, $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{34}\text{S}$ в подземных водах варьируют в широких пределах, отражая особенности взаимодействия с вмещающими породами. Средние значения $\delta^{13}\text{C}$ в раковинных и детритовых карбонатах, собранных на молодой осушке различных бассейнов, сходны (ЗЧ: $0.8 \pm 0.8\text{‰}$, ОТ: $0.8 \pm 1.4\text{‰}$, ММ: $-0.4 \pm 0.3\text{‰}$). Вариации изотопного состава кислорода в карбонатах значительно шире, а средние значения $\delta^{18}\text{O}$ (ЗЧ: $34.2 \pm 0.2\text{‰}$, ОТ: $32.0 \pm 2.2\text{‰}$ и ММ: $28.2 \pm 0.9\text{‰}$) коррелируются с величинами $\delta^{18}\text{O}$ в водах соответствующих бассейнов. В карбонатном цементе позднеэоценовых песчаников чеганской свиты, слагающих абразионную террасу в ЗЧ, установлены anomalously низкие $\delta^{13}\text{C}$ – до -38.5‰ , указывающие на формирование в условиях подводного метанового сипа. Значения $\delta^{34}\text{S}$ в мирабилите и гипсе (11.0...16.6‰) из донных осадков и с молодой осушки также уменьшаются от ЗЧ к ММ, что связано с увеличением роли сульфата, поступающего с водой р. Сыр-Дарья ($\delta^{34}\text{S} = 9.1...9.9\text{‰}$) и ослаблением сульфат-редукции. Отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в водах и карбонатах Аральских бассейнов не различаются в пределах ошибки измерения и характеризуются средней величиной 0.70914 ± 0.00003 , которая указывает на то, что основным источником стронция в Аральском море являются морские мезо–кайнозойские карбонатные породы. Rb–Sr системы в силикатной компоненте проб донного ила ММ и ОТ, в котором, по-видимому, доминируют эоловые осадки, лежат на псевдохроме $T = 160 \pm 5$ млн лет $I_0 = 0.7091 \pm 0.0001$. Менее упорядочены Rb–Sr системы в илах ЗЧ, представляющих, вероятно, смесь эоловых и аллювиальных отложений.

Ключевые слова: Аральское море, геохимия изотопов

DOI: 10.7868/S0016752517110073

ВВЕДЕНИЕ

Аральское море-озеро, которое 50 лет назад занимало площадь более 65000 км² и было одним из крупнейших внутриконтинентальных водоемов Земли, в последние десятилетия испытало катастрофическое обмеление и распалось на ряд изолированных бассейнов с различной соленостью

(Большое Аральское..., 2012). Гидрологическим, экологическим и социальным последствиям этого события посвящена обширная литература. Значительно меньше внимания пока уделено сопровождающим высыхание геохимическим и геологическим процессам, которые представляют большой седиментологический и историко-геологический интерес, так как позволяет наблю-

дать все этапы засоления крупного бассейна, во многом сходного с эвапоритовыми бассейнами геологического прошлого. Вместо оолитовых песков и карбонатных илов, которые накапливались на дне Аральского моря во время высокого уровня стояния воды, в некоторых остаточных бассейнах соленость водных масс увеличилась более, чем в 10 раз, что привело к осаждению гипса, галита и мирабилита.

Осадконакоплению, геоморфологии берегов и геологическому строению территории, окружающей Аральское море, посвящено множество статей и ряд монографий (Зенкович, 1947; Яншин, 1953; Хрусталеv и др., 1977; Рубанов и др., 1983; Маев и др. 1988.). Геохимия изотопов в водах и осадках Арала до и в течение его катастрофического осушения изучалась мало. Нам известны лишь данные по изотопному составу сульфатной серы, растворенной в водах Аральского моря (Мехтиева, Рабинович, 1975) и рр. Сыр-Дарья и Аму-Дарья (Рабинович, Гриненко, 1979) и изотопному составу кислорода в воде и карбонатных осадках Арала, отобранных в 1979–1980 гг. (Николаев, 1997). Уже в 21-м веке (2004–2006 гг.) изучался изотопный состав кислорода и водорода в водах западного и восточного бассейна Большого Арала (Oberhansli et al., 2009). Бурение осушенного дна позволило провести радиоуглеродное датирование осадочных пород и восстановить голоценовую историю Аральского моря (Krivonogov et al., 2010; Кривоногов, 2014).

В предлагаемой статье обсуждаются результаты изучения изотопного состава кислорода, водорода, углерода серы и стронция в водах и осадках залива Чернышева на севере западного бассейна Большого Арала, озера Тшебас (в прошлом залива Большого Арала) и Малого Арала, а также продуктов пластовой разгрузки грунтовых вод, изливающихся вблизи береговых линий зал. Чернышева и оз. Тшебас. Образцы были отобраны во время экспедиций 2014 и 2015 гг.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ И ОСАДКИ АРАЛЬСКОГО МОРЯ

В мезозое и начале кайнозоя район Аральского моря и Приаралья был частью обширного морского бассейна, в котором был сформирован комплекс терригенных и карбонатных осадков мощностью около 4 км (Яншин, 1953; Рубанов и др., 1983). Меловые породы являются самыми древними из тех, которые выходят на дневную поверхность в Приаралье; более древние вскрываются только глубокими скважинами.

В конце палеогена территория испытала воздымание и осушение, а в плиоцене была сформирована обширная эрозионная впадина, размеры которой значительно превышали площадь Араль-

ского моря. В позднем неогене и плейстоцене площадь и конфигурация Аральского палеобассейна многократно менялись. По данным радиоуглеродного датирования (Krivonogov et al., 2010; Кривоногов, 2014) современное Аральское море образовалось около 18 тыс. лет назад и только за последние 2 тыс. лет испытало две сильные регрессии (600–1000 и 1400–1800 лет назад), когда его уровень опускался до отметок, близких к современному.

Неоднократные колебания уровня и солености Аральское море испытало в позднем плейстоцене и голоцене, о чем свидетельствует чередование слоев с гипсом и мирабилитом, “нормально-морской” (~35‰) фауной и осадками без фауны, сформированными при низкой солености (~10‰). В периоды регрессий просходило накопление солей (мирабилита, галита, астраханита, глауберита, эпсомита), в периоды трансгрессий — терригенных и терригенно-карбонатных осадков. Временами скорость накопления солей была очень высокой — время накопления 5–6 метрового пласта мирабилита на Аккалинском месторождении в дельте Аму-Дарьи оценивается в 500–1000 лет (Рубанов и др., 1983).

Осадки, описанные на большей части дна Аральского моря (Зенкович, 1947; Хрусталеv и др., 1977; Маев и др., 1983; Рубанов и др., 1983), отличаются исключительной тонкозернистостью и высокой карбонатностью (до 40–50%). В западной части, примыкающей к Устиурту, на дне закартированы значительные по площади участки, занятые ракушей. В прибрежных частях, на пляжах и молодой осушке широким распространением пользуются пески, в том числе оолитовые. Отмечалось (Наливкин, 1956), что отложения Аральского моря очень мало отличаются от отложений дельт и нижних течений рр. Сыр-Дарья и Аму-Дарья, а общая площадь, занятая толщей тонкозернистых песков, алевролитов, глин, мергелей и соленосных пачек занимает площадь 600–800 км в диаметре.

В первой половине 20-го века уровень Аральского моря находился на отметке 53 м над уровнем океана. Первые признаки его понижения были обнаружены в 1960 г. За последние 50 лет он понизился по сравнению с серединой 20-го века более, чем на 25 м и к настоящему моменту Аральское море перестало существовать как единое целое, разделившись на 4 изолированных водоема (Izhitskiy et al., 2016): восточный бассейн Большого Арала, западный бассейн Большого Арала, озеро Тшебас (бывший залив) и Малое Море, отделенное от остальной акватории искусственной дамбой высотой 6 м. Площадь, занятая молодой осушкой различна в различных частях Аральского бассейна. На западе, где бассейн при-

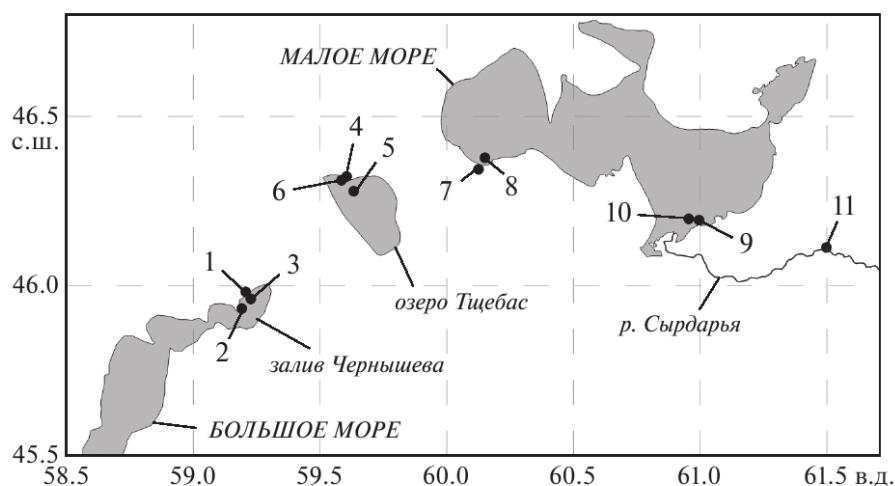


Рис. 1. Точки отбора проб.

мыкает к чинку Устюрта, она не превышает 1–2 км, на востоке достигает 150 км.

Геологическое строение этой обширной территории, а также состав современных осадков Аральских бассейнов в настоящее время изучены слабо. По нашим наблюдениям на поверхности дна в большинстве точек опробования (рис. 1), располагается тонкий бескарбонатный ил, в котором рентгено-фазовым анализом определен кварц, полевые шпаты, галит, гипс, слюда, в небольшом количестве хлорит и смектит. В заливе Чернышева на дне местами лежит плотная корка мирабилита толщиной 10–20 см. Пляжи обычно покрыты тонким 3–5 см слоем песка, под которым залегает тонкий вязкий ил, по минеральному составу сходный с донным; местами песок отсутствует и ил лежит на поверхности. Для пляжей и примыкающих к ним низких (1–1.5 м) террас характерны россыпи ракушек, среди которых преобладают двустворки-сердцевидки, часто вперемешку с галитом, гипсом, мирабилитом и засохшей саранчой, а также небольшие воронкообразные углубления с кристалликами мирабилита на дне. На оз. Тшебас значительная площадь осушки занята тонким (2–3 см) водорослевым “войлоком”, содержащим алеврито-песчаный детрит, в котором определен кварц, гипс, кальцит и арагонит.

В заливе Чернышева (точка 1) имеется серия невысоких аккумулятивных террас, сложенных слабо-карбонатным алеврито-глинистым материалом, и останец абразионной террасы (3–4 м высотой), сложенной мелкозернистым песчаником с карбонатным цементом и обильной ракушкой. Г.Н. Александровой и П.Д. Фроловым (ГИН РАН) в этих породах определены диноцисты и брахиоподы позднеэоценового возраста; судя по описаниям (Яншин, 1953) это распространенная в Северном Приаралье чеганская свита.

Характерной чертой зал. Чернышева и оз. Тшебас являются соленые ручьи – выходы пластовых подземных вод, которые тянутся вдоль берегов на сотни метров. В зал. Чернышева из этих вод выпадает тонкий охристый осадок, в котором присутствует арагонит.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Минерализация вод, а также содержание в них основных катионов (натрий, калий, кальций, магний) и анионов (хлор, бром, сульфатный и гидрокарбонатный ионы), приведенные в таблице 1, были определены в лаборатории РУП “Беларуснефть” по стандартной методике (Алекин и др., 1965). В зависимости от концентрации отдельных компонентов использовались фотометрический, объемный и весовой методы. Качество анализов контролировалось по разности эквивалентов анионов и катионов.

Для определения изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах и водах был использован комплекс аппаратуры корпорации Thermo-electron, включающий масс-спектрометр Delta V Advantage и установку Gas-Bench-II. Изотопный состав кислорода в воде и изотопный состав растворенного неорганического углерода определялся одновременно из одной пробы, для чего вода (1 мл) вводилась шприцом в виал, содержащий 2–3 капли 100%-ой ортофосфорной кислоты и предварительно продутый гелием. Поскольку фракционирование изотопов кислорода в системе $\text{CO}_2\text{--H}_2\text{O}$ может зависеть от солености, нами была проведена серия экспериментов с водой Малого моря, в которой растворялся природный раннекембрийский галит. В интервале от 9.2 до 242 г/л при 25°C влияние солености при измерениях в режиме “conflow” выявлено не было. Карбонаты для определения изотопного состава C и

Таблица 1. Химический состав вод Аральского бассейна

Точка (глубина) № пробы	S, ‰	pH	Содержание компонентов: мг/л; мг-экв/л; %-экв								
			Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Br ⁻	J ⁻
Залив Чернышова 1 (0 м) 1/14	135.6	8.28	81558	858.9	19544	150	8953	37675	2076	19	н.о.
			2300	14.08	406.9	7.48	736.9	1638.0	53.23	0.238	н.о.
			84.524	0.517	14.950	0.307	30.242	69.451	0.009	н.о.	
Озеро Тшебас 4 (0 м) 26/14	83.8	8.61	39006	439.2	22397	100	4147	22968	1055	9	н.о.
			1100	7.2	466.3	4.99	341.3	998.61	27.05	0.113	н.о.
			69.907	0.457	29.628	0.364	24.867	74.769	0.007	н.о.	
Озеро Тшебас 4 (грунт) 28/14	46.6	8.39	20566	463.6	11118	501	1544	13888	370	6	н.о.
			579.98	7.6	231.5	25	127.1	603.83	9.487	0.075	н.о.
			70.809	0.927	28.254	3.265	16.595	80.140	0.009	н.о.	
Залив Чернышова 1 (грунт) 11/14	30.4	8.27	10829	1610	9074	501	992	7908	257	6	н.о.
			305.39	26.4	188.9	25	81.65	343.83	6.59	0.075	н.о.
			58.647	5.066	36.273	5.468	17.855	76.677	0.014	н.о.	
Малое Море 7 (0 м) 41/14	9.2	8.06	2966	209.8	3135	300	789	1780	97	н.о.	н.о.
			83.64	3.44	65.27	15.0	64.94	77.39	2.487	н.о.	н.о.
			54.907	2.257	42.837	9.368	40.628	50.004	н.о.	н.о.	

Примечания. При расчете %-эквивалентов ионов за 100% была принята отдельно сумма анионов и сумма катионов; н.о. — не обнаружено.

О разлагались в 100%-ой ортофосфорной кислоте при 50°C.

Для определения изотопного состава водорода в воде использовался тот же масс-спектрометр и термо-химический анализатор ТС/ЕА с реактором, заполненным металлическим хромом. Для определения изотопного состава серы в сульфатах использовался масс-спектрометр, названный выше, в комплексе с элементным анализатором Flash EA. Значения $\delta^{13}\text{C}$ приводятся в промилле (‰) относительно стандарта V-PDB, значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD — в промилле относительно стандарта V-SMOW, значения $\delta^{34}\text{S}$ — стандарта VCDT. Для привязки результатов анализов к VPDB и VCDT использовались сверочные пробы и стандарты IAEA C-O-1, NBS-19, IAEA S-1 и NBS-127. Точность определения $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{34}\text{S}$ и δD находится в пределах $\pm 0.2\text{‰}$, $\pm 0.1\text{‰}$, $\pm 0.3\text{‰}$ и $\pm 2\text{‰}$ соответственно.

Для определения изотопного состава стронция в карбонатах и несиликатной части илов образцы растворялись в 2N соляной кислоте с последующим выделением фракции стронция с помощью ионообменной хроматографии. Нерастворенная силикатная составляющая илов после добавления смешанного ^{87}Rb – ^{84}Sr трасера разлагалась в смеси азотной и фтористоводородной кислот и дальше по стандартной методике выделялись фракции

рубидия и стронция. Измерения изотопного состава стронция проводились на масс-спектрометре MAT-260 в ГИН РАН с точностью ± 0.00005 .

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Химический состав воды

Химический состав воды различных бассейнов Арала и образцов грунтовых вод, отобранных в 2014 г. приведен в табл. 1. Максимальная минерализация зарегистрирована в заливе Чернышева Большого Арала, минимальная — в Малом Море; подземные воды и вода оз. Тшебас занимают промежуточное положение. В соответствии с классификацией М.Г. Валяшко (1962) все изученные пробы относятся к сульфатному геохимическому типу. Рассолы оз. Тшебас и залива Чернышева — щелочные по величине pH, хлоридные и сульфатно-хлоридные магниевые-натриевые по преобладающим компонентам, с низкими концентрациями брома. Бром-хлорное отношение ($\text{Br} \times 1000/\text{Cl}$), равное 0.23–0.55, значительно ниже, чем в океанической воде (3.42–3.49) и, тем более, в продуктах ее сгущения (до 20 и более).

Минерализация поверхностных вод, отобранных 2015 г. в целом оказалась несколько ниже минерализации вод, отобранных в 2014 г. (табл. 2).

Таблица 2. Изотопный состав кислорода, водорода, стронция, серы и растворенного неорганического углерода в водах Аральского бассейна.

№ пробы	Точка отбора (глубина)	S, ‰	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW	δD , ‰ SMOW	$\delta^{34}\text{S}$, ‰ CDT	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Sr, ppm)
Зал. Чернышева							
A-1/14	1 (0 м)	135.6	3.5	4.8	4	14.6	0.70916 (72.8)
A-29/14	2 (0 м)	131.7	3.5	4.8	3	—	—
A-30/14	2 (5 м)	133.8	3.4	4.9	7	14.5	—
C-4/15	3 (0 м)	130.2	—	4.0	–1	—	—
C-4/15	3 (4 м)	136.4	—	3.7	–1	—	—
C-4/15	3 (12 м)	243.7	—	1.2	–22	—	—
A-11/14	1 (грунт)	30.4	–19.7	–1.4	–29	32.3	0.70919 (7.5)
Оз. Тщebas							
A-26/14	5 (0 м)	91.9	2.0	1.9	–15	14.2	0.70912 (35.4)
A-31/14	5 (4 м)	92.1	2.1	2.1	–12	—	—
T-1/15	6 (0 м)	75.0	—	0.3	–20	—	—
A-28/14	5 (грунт)	46.5	–1.7	–2.7	–36	10.3	0.70905 (19.3)
Малое море							
A-32/14	8 (0 м)	10.7	–0.1	–2.1	–30	—	—
A-33/14	8 (4 м)	10.9	–1.1	–1.9	–29	13.1	0.70915 (13.8)
A-41/14	7 (0 м)	—	–0.2	–1.9	–28	—	—
M-1/15	9 (0 м)	9.4	—	–2.7	–34	—	—
M-2/15	10 (0 м)	9.1	—	–2.9	–32	—	—
р. Сыр-Дарья							
СД-1/15	11 (0 м)	1.4	—	–7.8	–62	9.4	0.70940 (2.4)

Примечания. Число в знаменателе номера пробы соответствует году отбора. Номер точки отбора в этой, а также таблицах 3, 4 и 5 соответствует номеру на рис. 1. Прочерк – не определялось.

Вместе с тем, в 2015 г. в заливе Чернышева был обнаружен придонный слой (обр. № С-4/15), с минерализацией почти в 2 раза больше, чем на поверхности.

Изотопный состав кислорода и водорода в воде

Максимальные значения ($\delta^{18}\text{O} = 4.8...4.9\text{‰}$ и $\delta\text{D} = 3...7\text{‰}$) установлены в водах зал. Чернышева, а минимальные ($-1.6...-2.1\text{‰}$ и $-28...-30\text{‰}$), соответственно в Малом Море; оз. Тщebas занимает по этим параметрам промежуточное положение: $\delta^{18}\text{O} = 1.9...2.1\text{‰}$ и $\delta\text{D} = -12...-15\text{‰}$. Пробы 2015 г. несколько обеднены ^{18}O и D по сравнению с пробами 2014 г (табл. 2). В 2014 г существенного различия между придонными и поверхностными водами обнаружено не было; отмеченный выше придонный слой (обр. № С-4/15), однако существенно обеднен ^{18}O и D по сравнению с поверхностными водами (табл. 2). Между изотопным составом водорода и кислорода существует линейная корреляция, которая описывается формулой: $\delta\text{D} = 4.85 \times \delta^{18}\text{O} - 20.6$ ($R^2 = 0.96$).

По изотопному составу водорода вода зал. Чернышева, отобранная в 1914–2015 гг. практически не отличается от воды западного бассейна Арала по состоянию на 2004–2005 гг. (Oberhansli et al., 2009). Средние значения $\delta^{18}\text{O}$ в Западном бассейне, однако, были 10 лет назад на 1‰ меньше определенных нами в зал. Чернышева (рис. 2).

По данным С.Д. Николаева (1995) в 1978–1980-х годах изотопный состав кислорода в питающих Аральское море р.р. Аму-Дарья и Сыр-Дарья был идентичным: $\delta^{18}\text{O} = -12.3\text{‰}$ (значения δD в работе не приводятся). В течение последующих 35 лет, судя по данным (Oberhansli et al., 2009) изотопный состав кислорода, а, вероятно, и водорода, в р. Аму-Дарья практически не изменился; характеризующая его точка на диаграмме $\delta^{18}\text{O}$ – δD лежит на линии Тянь-шаньских ледников (Kreutz et al., 2003), с которых Аму-Дарья и Сыр-Дарья берут начало и несколько выше глобальной линии атмосферных вод (рис. 2). В отличие от Аму-Дарьи, р. Сыр-Дарья, по нашим данным (табл. 2 и рис. 2) демонстрирует значительное обогащение ^{18}O и D, очевидно, вследствие

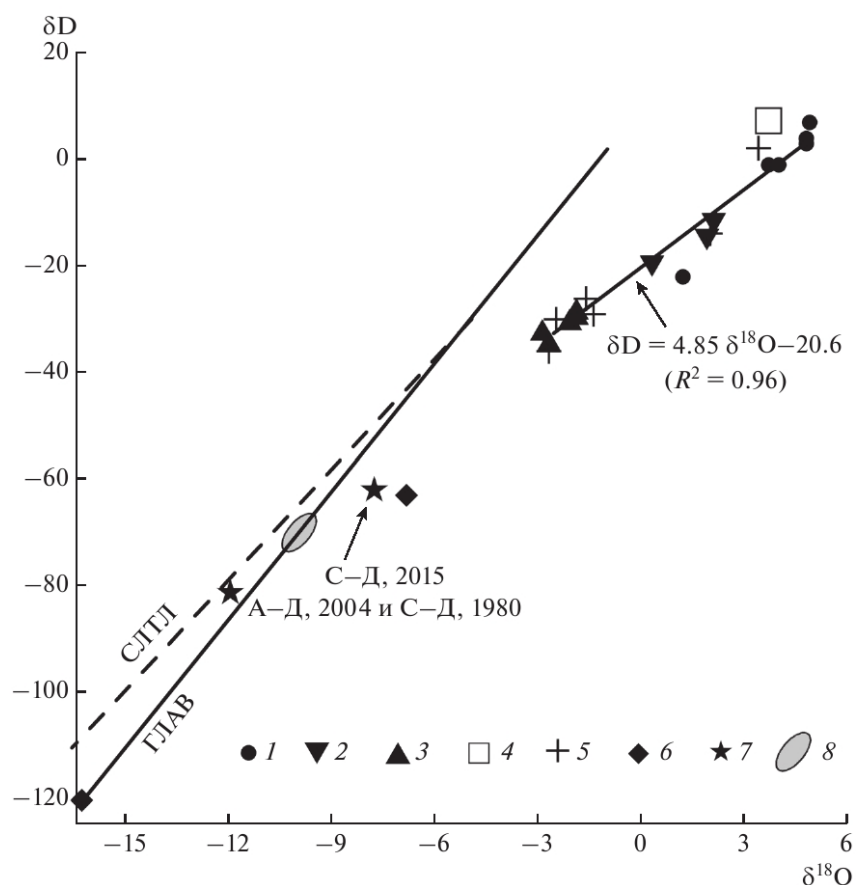


Рис. 2. Изотопный состав кислорода и водорода в водах Аральских бассейнов. 1 – залив Чернышева, 2 – озеро Тшебас, 3 – Малое Море, 4 – средние значения в Западном бассейне Большого Арала в 2004 г. (Oberhänsli et al., 2009), 5 – подземные воды пластовой разгрузки (Oberhänsli et al., 2009) и наши данные (табл. 2), 6 – артезианские источники (Oberhänsli et al., 2009), 7 – реки: С-Д (р. Сыр-Дарья), А-Д (р. Аму-Дарья) (Николаев, 1995; Oberhänsli et al., 2009; наши данные), 8 – местные атмосферные воды. ГЛАВ – глобальная линия атмосферных вод (Craig, 1957), СЛТЛ – средняя линия тьянь-шаньских ледников (Kreutz et al., 2003).

того, что в нее сбрасываются претерпевшие испарение воды с орошаемых полей.

Угловой коэффициент $\sim 4.5 \pm 0.5$, связывающий изотопный состав кислорода и водорода в водах Аральских бассейнов (рис. 2), типичен для испаряющихся озер аридного климата (Брезгунов и др., 1980; Gonfiantini, 1986). На Арале эта зависимость отражает, однако, не только испарение (зал. Чернышева), но и разбавление обогащенной D и ^{18}O “выпаренной” воды Большого Арала с обедненной D и ^{18}O водой атмосферного происхождения. Различие трендов, характеризующих испарение и смешение (разбавление) отчетливо выявляется при сопоставлении изотопного состава кислорода и минерализации (рис. 3). Экспериментально установлено (Валяшко и др., 1977), что соотношение изотопного состава кислорода и солености при испарении морской воды изменяется по сложной траектории, на которой в нашем случае лежит Аральская вода 1980-го года и вода зал. Чернышева. Вода оз. Тшебас, которая во вре-

мя изоляции, по-видимому, была близка по минерализации и изотопному составу к воде зал. Чернышева, после сооружения дамбы разбавляется ручьями и подземными водами, вытекающими из Малого Моря, в котором разделить процессы испарения и разбавления не представляется возможным.

Нетрудно видеть, что высокоминерализованная донная вода зал. Чернышева (обр. № С-4/15) располагается вблизи линии испарения, из чего можно заключить, что она была сформирована в какой-то гиперсоленой лагуне и затем опустилась на дно вследствие высокой плотности. Однако этот вывод не однозначен. Не исключена связь этой воды с подводным источником, минерализованным в результате растворения захороненных соляных залежей.

Пластовые подземные воды, отобранные в прибрежных источниках зал. Чернышева и оз. Тшебас, по изотопному составу кислорода и водорода близки к воде Малого Моря (табл. 2);

разброс данных по пластовым подземным водам, которые приводятся в работе (Oberhansli et al., 2009) несколько шире, однако и среди них нет величин, характерных для атмосферных осадков и рек – все они лежат в поле Аральских бассейнов. Значительно более низким значениями $\delta^{18}\text{O}$ и δD характеризуются артезианские источники полуострова Куланды (-16.3‰ и -120.3‰ , соответственно) и мыса Актумсук (-6.9‰ и -63.0‰) (Oberhansli et al., 2009).

Это дает основание предположить, что вода Малого моря после сооружения дамбы и появления напорного градиента стала проникать в оз. Тшебас и Западный бассейн по проницаемым песчаным слоям. Более высокая, чем в Малом море, минерализация подземных вод легко объяснима растворением солей, которые в изобилии содержатся в осадочном чехле Аральского бассейна. Следует также отметить, что стекать по проницаемым горизонтам могут также воды, которые сохранились в них со времени высокого стояния уровня Аральского моря.

Теоретически, вода, в результате испарения которой сформировалось Аральское море, и вода, которой оно теперь разбавляется, могли иметь разный изотопный состав и разное происхождение. Авторы работы (Oberhansli et al., 2009) допускают, в частности, что в питании Аральского моря заметную роль могли играть древние, резко обедненные D и ^{18}O по сравнению с современными, подземные воды, представленные артезианскими источниками (рис. 2). Происхождение этих источников представляется очень интересной проблемой, однако мы не получили данных, которые подтверждали бы их активное участие в питании Аральских бассейнов. На продолжении тренда, на котором располагаются воды Аральских бассейнов (рис. 2), явно располагаются реки и атмосферные осадки, а не артезианские источники.

Изотопный состав растворенного неорганического углерода

Значения $\delta^{13}\text{C}$ в растворенном неорганическом углероде (РНУ), который присутствует, главным образом, в форме бикарбонат-иона, в опробованных бассейнах различны и обнаруживают положительную корреляцию с минерализацией, а также изотопным составом кислорода и водорода (табл. 2). Объяснить эту корреляцию можно тем, что с обедненными ^{18}O речными и грунтовыми водами в озеро попадают продукты окисления органического вещества, характеризующиеся низкими значениями $\delta^{13}\text{C} < -20\text{‰}$, а в засоленном, обогащенном ^{18}O бассейне с ослабленным притоком значения $\delta^{13}\text{C}$ увеличиваются в результате изотопного обмена с CO_2 атмосферы.

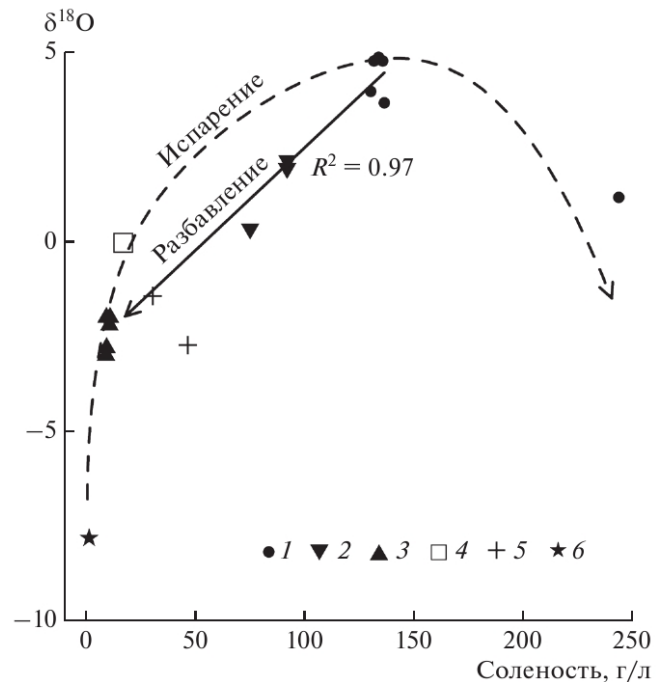


Рис. 3. Соотношение изотопного состава кислорода и солёности вод Аральских бассейнов. 1 – залив Чернышева, 2 – озеро Тшебас, 3 – Малое море, 4 – Аральское море в 1980-м году: солёность из работы (Большое Аральское..., 2012) и $\delta^{18}\text{O}$ по (Николаев, 1995), 5 – подземные воды пластовой разгрузки, 6 – Сыр-Дарья в 2015 г. Тренд испарения по экспериментальным данным (Валяшко и др., 1977).

Изотопного равновесия между РНУ и углекислым газом атмосферы, однако, нет. Последний в настоящее время характеризуется значением $\delta^{13}\text{C} = -8\text{‰}$ (Yakir, 2003), а равновесное фракционирование изотопов углерода в системе CO_2 (газ) – HCO_3^- при $20^\circ \pm 10^\circ\text{C}$ оценивается в $\sim 8.5 \pm 1\text{‰}$, (Deines et al., 1974; Mook et al., 1974). Из этого следует, что при условии полного равновесия с атмосферой, в РНУ значения $\delta^{13}\text{C}$ не должны быть выше $1-1.5\text{‰}$, тогда как в зал. Чернышова они составляют 3.5‰ . Причина этого несоответствия, вероятно, связана особенностями изотопного обмена между газообразной и растворенной формами CO_2 в гиперсоленых растворах. Обогащение РНУ ^{13}C в результате поглощения обедненного ^{13}C углекислого газа фитопланктоном представляется маловероятным, так как масса последнего в Большом Арале не столь велика. В зал. Чернышева и оз. Тшебас значения $\delta^{13}\text{C}$ в РНУ поверхностных и придонных вод неотличимы; в Малом море придонные воды обеднены ^{13}C по сравнению с поверхностными, вероятно, вследствие окисления на дне и в осадках органического вещества.

РНУ подземных вод зал. Тшебас по изотопному составу ($\delta^{13}\text{C} = -1.7\text{‰}$) близок к придонным

Таблица 3. Изотопный состав кислорода и углерода в карбонатах

№ образца	Материал	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW
Залив Чернышева (точка отбора 1)			
A-8/14a	Раковина	0.0	34.2
A-8/14	То же	0.7	34.0
A-15/14	То же	1.7	34.3
A-9/14	Детрит, 1.5 м терраса	-3.2	27.7
A-12/14	Арагонит грунтовых вод	-14.6	32.0
Озеро Тшебас (точка отбора 4)			
A-19/14	Раковина	1.6	30.0
A-21/14	То же	0.6	33.0
A-24/14	То же	1.1	26.9
A-37/14	То же	-0.5	28.8
A-20/14	Детрит водорослевого мата	-1.4	29.2
A-22/14	То же	2.0	33.1
A-23/14	То же	2.5	29.9
Малое Море (точка отбора 6)			
A-42/14 бол	Раковина	-0.7	29.2
A-42/14 мал	То же	-0.1	27.3
Позднеэоценовые песчаники чеганской (?) свиты (точка отбора 1)			
A-10/14-1	Цемент	-38.1	30.1
A-10/14-2	То же	-36.2	30.5
C-5/15	То же	-28.4	28.7
C-6/15	То же	-36.9	29.9
C-7/15	То же	-38.2	29.7
A-10/14	Раковина	-22.2	29.4
A-10/14-3	То же	-1.4	29.7
A-10/14-4	То же	-2.4	29.2
A-10/14-5	То же	-4.6	29.1
A-10/14-6	То же	-9.0	29.4
A-10/14-7	То же	-3.5	29.6
A-10/14-8	То же	-4.7	29.0
A-10/14-9	То же	-5.7	29.6

водам Малого Моря. Значительно более низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ зарегистрированы в РНУ грунтовых вод залива Чернышева (-19.7‰) и арагоните, выпадающем из этого источника в осадок (-14.6‰). Обогащение сульфата этого источника тяжелым изотопом серы ($\delta^{34}\text{S} = 32.3\text{‰}$), при пониженном содержании сульфата, указывает на то, что движение вод (вероятно, от Малого Моря) сопровождалось окислением органического вещества в результате реакции с сульфатом.

Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах

Арагонитовые двустворки-сердцевидки, доминирующие в раковинных развалах на молодой осушке, являются умеренно стеногалинными организмами. Оптимальной для их жизнедеятельности является соленость 30‰ , а предельной — $40\text{--}47\text{‰}$ (Филиппов, 1995). Из этого следует, что расцвет сердцевидок в Большом Аральском море

пришелся на конец 80-х—начало 90-х годов прошлого века, а уже к середине 90-х они должны были исчезнуть. В это время оз. Тшебас еще было частью Большого Арала и не существовала дамба, отделяющая Малое Море от Большого Арала. Тем не менее, различие в изотопном составе кислорода между ракушками ныне изолированных Аральских бассейнов весьма существенно (табл. 3, рис. 4), а средние значения $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах зал. Чернышева, оз. Тшебас и Малого Моря (соответственно $34.2 \pm 0.2\text{‰}$, $32.0 \pm 2.2\text{‰}$ и $28.2 \pm 0.9\text{‰}$) коррелируются с величинами $\delta^{18}\text{O}$ в современных бассейнах. Очевидно, что во время формирования карбонатов “новейшей осушки”, между Аральскими бассейнами уже отсутствовал свободный водообмен. По данным (Kim et al., 2007) фракционирование изотопов кислорода между арагонитом и водой в условиях равновесия при $t = 20 \pm 5^\circ\text{C}$ составляет $\sim 30 \pm 1\text{‰}$. Нетрудно рассчитать, что в равновесии с современной водой ЗЧ, ОТ и ММ, значения $\delta^{18}\text{O}$ в арагоните должны

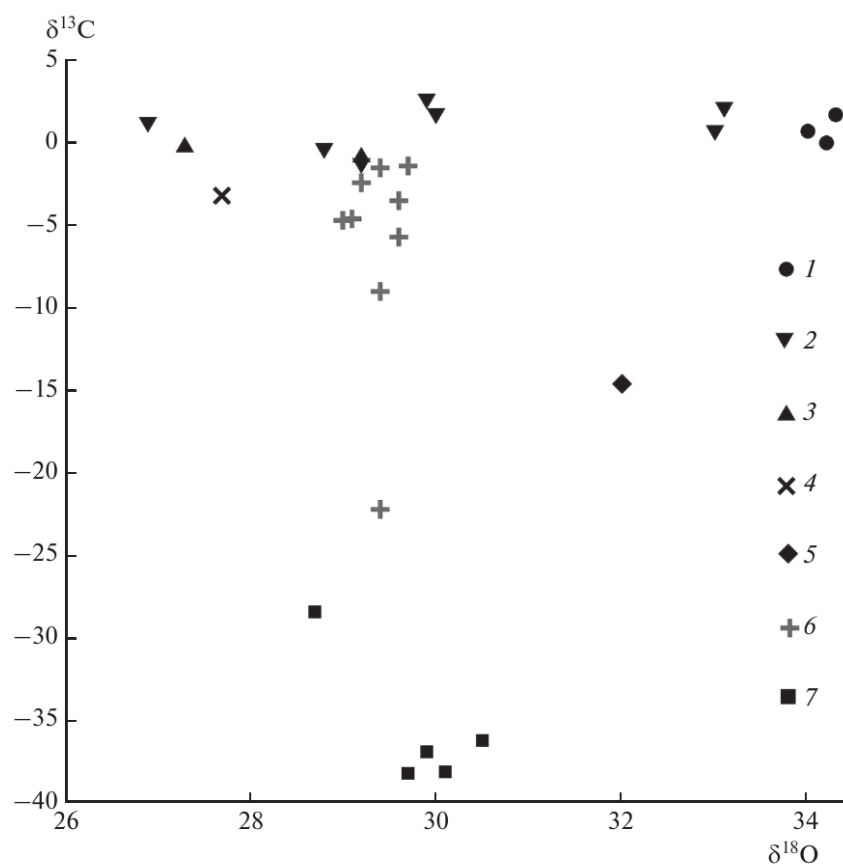


Рис. 4. Изотопный состав кислорода и углерода в карбонатах молодой осушки. 1 – залив Чернышева, 2 – озеро Тшебас, 3 – Малое Море, 4 – 1.5-метровая терраса в зал. Чернышева, 5 – арагонитовый осадок из подземного источника, 6 – поздне-эоценовые ракушки из песчаников абразионной террасы, 7 – цемент тех же песчаников.

находится в интервалах: $34.8 \pm 1\%$, $32.0 \pm 1\%$ и $28.0 \pm 1\%$, соответственно, которые очень близки к приведенным выше средним значениям $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах этих бассейнов. По-видимому, изотопный состав кислорода в водах Аральских бассейнов мало изменился за последние 20 лет.

При тех же температурах фракционирование изотопов углерода в системе кальцит– HCO_3^- составляет $2 \pm 0.2\%$ (Deines et al., 1974); близкое значение можно предполагать и для арагонита. Ракушки, равновесные с современным РНУ Аральских бассейнов должны были бы иметь на 3–4% более высокие значения $\delta^{13}\text{C}$, чем в РНУ (~5.5, 4.0 и 2.0‰, соответственно в зал. Чернышева, оз. Тшебас и Малом Море), тогда как на самом деле, средние значения в них на 2–4% ниже и составляют, соответственно, $0.8 \pm 0.8\%$, $0.8 \pm 1.4\%$ и $0.4 \pm 0.3\%$. Изотопный состав углерода в раковинах с молодой осушки различных бассейнов Арала, в целом, достаточно однообразен, контролируется, преимущественно, обменом с атмосферой и мало отличается от этого параметра в “нормально-морских” карбонатах. Судя по кар-

бонатам из 1.5-метровой террасы в зал. Чернышева (обр. № А-9/14), в котором значения $\delta^{18}\text{O}$, и $\delta^{13}\text{C}$ заметно ниже, чем в “современных” (табл. 3), в голоцене эти параметры в Аральских карбонатах быстро эволюционировали.

Весьма необычным оказался изотопный состав углерода в карбонатах древней абразионной террасы, сложенной позднеэоценовыми породами. Цемент песчаников характеризуется очень низкими значениями $\delta^{13}\text{C} = -28.4\text{...}-38.2\%$ (табл. 3, рис. 4), при этом величины $\delta^{18}\text{O}$ сравнительно однообразны (28.7...30.5‰) и свидетельствуют о формировании при сравнительно низких температурах в условиях раннего диагенеза в бассейне “нормально-морской” солености. Не вызывает сомнений, что карбонатный цемент образовался в результате окисления метана, однако в настоящее время невозможно сказать, являются ли диагенетические “метановые” карбонаты свойством чеганской свиты в целом, или мы наткнулись на молодой осушке на ископаемый метановый сип. Вызывает удивление большой разброс значений $\delta^{13}\text{C}$ (–1.4...–22.2‰) в раковинах гастропод и брахиопод. Нельзя исключить, что ра-

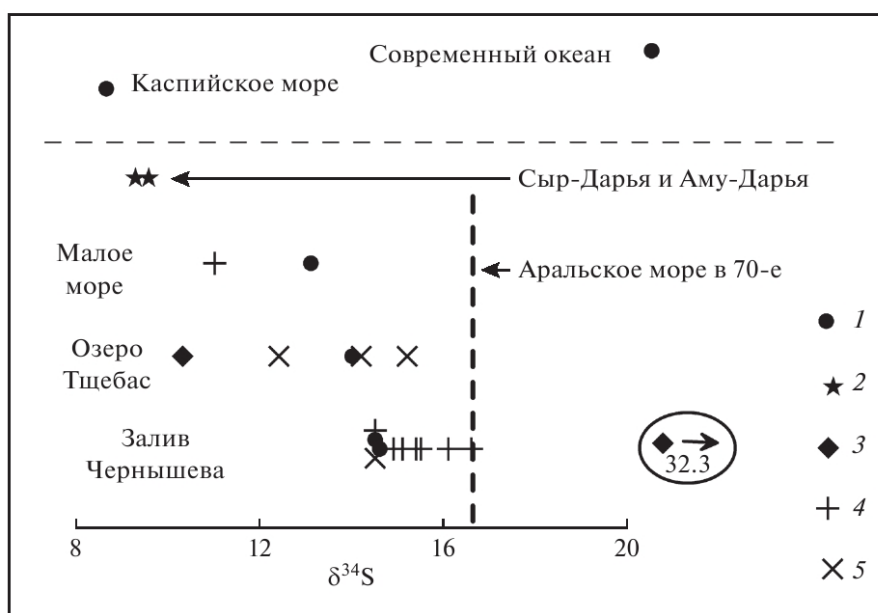


Рис. 5. Изотопный состав серы в сульфатах. 1 – растворенный сульфат морских и озерных вод, 2 – речные воды, 3 – подземные воды, 4 – мирабилит, 5 – гипс.

кушки частично перекристаллизованы, хотя некоторые из них сложены арагонитом, который при перекристаллизации замещается кальцитом. Возможно, ракушки жили в придонном слое, который был загрязнен продуктами окисления метана. Однообразный и отличный от цементного изотопный состав кислорода в ракушках свидетельствует скорее в пользу последнего предположения.

Таблица 4. Изотопный состав серы в гипсе и мирабилите

№ образца (точка отбора)	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$, ‰ CDT
Залив Чернышева		
A-3/14 (1)	Мирабилит	16.6
A-4/14 (1)	Мирабилит	16.1
A-5/14(1)	Мирабилит	14.9
A-6/14 (1)	Мирабилит	15.5
A-17/14 (1)	Мирабилит	15.1
A-18/14 (1)	Мирабилит	14.5
A-13/14 (1)	Гпс	14.5
A-36/14 (2)	Мирабилит	15.4
Озеро Тшебас		
A-20/14 (4)	Гипс	12.4
A-22/14 (4)	Гипс	15.2
A-23/14 (4)	Гипс	14.0
Малое Море		
A-44/14/14 (7)	Мирабилит	11.0

Изотопный состав серы

В семидесятые годы прошлого века в сульфате, растворенном в воде залива Сары-Чаганак Большого Арала была определена величина $\delta^{34}\text{S} = 16.4\text{‰}$ (Мехтиева, Рабинович, 1975). Другие данные нам не известны. Изотопный состав сульфатов в воде р.р. Сыр-Дарья и Аму-Дарья, напротив, изучался в 1969–1972 гг. достаточно детально (Рабинович, Гриненко, 1979) и составлял в среднем соответственно 9.4‰ (эта величина идентична нашему определению, табл. 4) и 10.2‰ . Большое различие в изотопном составе сульфатной серы в море и питающих его река можно объяснить интенсивной сульфатредукцией, которая стимулировалась высокой биопродуктивностью и выносом реками большого количества органического вещества.

В настоящее время наметилась явная тенденция к обеднению растворенного сульфата тяжелым изотопом серы, которая усиливается в ряду: зал. Чернышева ($\delta^{34}\text{S} = 14.5\text{‰}$)—оз. Тшебас ($\delta^{34}\text{S} = 14.2\text{‰}$)—Малое Море ($\delta^{34}\text{S} = 13.1\text{‰}$). Общий разброс значений $\delta^{34}\text{S}$ в мирабилите и гипсе шире – от 11.0 до 16.6‰ с тем же отчетливым различием между бассейнами (рис. 5). Уменьшение значений $\delta^{34}\text{S}$ и их приближение к $\delta^{34}\text{S}$ в речном стоке, по-видимому, является результатом ослабления сульфатредукции, которая лимитируется количеством органического вещества в осадках и взвеси. Сравнительно большие, по сравнению с растворенным сульфатом, вариации $\delta^{34}\text{S}$ в мирабилите с молодой осушки, могут быть связаны с

Таблица 5. Изотопный состав и концентраций Sr, Rb в силикатной (отмытой от солей) и растворимой части илов Аральского моря

№ образца (точка отбора)	Материал	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sr, мкг/г	Rb, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
Залив Чернышева					
A-8a/14 (1)	Раковина	0.70917	—	—	—
A-19/14 (1)	Раковина	0.70919	—	—	—
A-9/14 (1)	*Ил	0.71479	115.1	87.7	2.21
A-14/14 (1)	*Ил	0.71345	150.2	73.8	1.42
A-1x/14 (1)	*Ил	0.71512	108.2	93.3	2.50
A-1x/14 (1)	Вытяжка HCl	0.70920	—	—	—
A-3x/14 (1)	*Ил	0.71424	140.3	81.7	1.68
A-3x/14 (1)	Вытяжка HCl	0.70904	—	—	—
A-13/14 (1)	*Ил	0.71375	138.8	49.1	1.03
A-13/14 (1)	Вытяжка HCl	0.70911	—	—	—
A-35/14 (2)	*Ил	0.71337	147.8	76.7	1.50
Озеро Тшебас					
A-25/14 (4)	*Ил	0.71294	177.2	68.0	1.11
A-38/14 (5)	*Ил	0.71116	378.0	122.2	0.94
A-38/14–1 (5)	*Ил	0.71163	304.5	123.6	1.17
A-38/14 (5)	Вытяжка HCl	0.70915	—	—	—
T-1 (6)	*Ил	0.71020	571.5	91.0	0.46
Малое Море					
A-45/14 (7)	*Ил	0.71883	47.1	70.0	4.29
A-39/14 (8)	*Ил	0.71419	132.5	102.5	2.24
A-39/14 (8)	Вытяжка HCl	0.70922	—	—	—
р. Сыр-Дарья (11)	*Ил	0.71850	127.0	89.3	2.04

* – Силикатная компонента ила после обработки HCl. Прочерк – не определялось.

локальными условиями осаждения или с участием в этом процессе грунтовых вод.

Изотопный состав серы в сульфате, растворенном в подземных водах, изливающихся на берегу оз. Тшебас ($\delta^{34}\text{S} = 10.3\text{‰}$) мало отличается от того, который определен в Малом Море. В аналогичном источнике зал. Чернышева значение $\delta^{34}\text{S}$ (32.3‰) смещено более, чем на 20‰, очевидно, вследствие развития процесса сульфатредукции.

Изотопный состав стронция и Rb–Sr системы

Отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в воде зал. Чернышева, оз. Тшебас и Малого Арала, а также арагонитовые ракушки молодой осушки не различаются в пределах ошибки измерения (табл. 2 и табл. 5) и характеризуются средней величиной $0.70914 \pm \pm 0.00003$, которая лишь на 0.00006 меньше, чем в Мировом океане (0.709202 ± 0.000003) (Veizer et al., 1999; Кузнецов и др., 2013) и на 0.00095 больше, чем в воде Каспийского моря и залива Кара-Богаз-Гол (0.708187 ± 0.000045 и $0.708153 \pm$

± 000025) (Clauer et al., 2009). Содержание стронция в водах различных бассейнов коррелируется с общей минерализацией и уменьшается в ряду: зал. Чернышева (72.8 мкг/г)—оз. Тшебас (35.4 мкг/г)—Малое Море (13.8 мкг/г), причем даже в последнем, несмотря на относительно низкую минерализацию, оно значительно выше, чем в Мировом Океане (8 мкг/г), а также Каспийском море и заливе Кара-Богаз-Гол: 9.9 мкг/г и 13.2 мкг/г соответственно (Clauer et al., 2009).

Сходство изотопного состава стронция в Аральском море и Мировом океане, очевидно, является результатом случайного совпадения и объясняется тем, что основным источником стронция в Аральском море являются морские мел-палеогеновые карбонатные породы, слагающие его ближайшее окружение. Значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в органогенных и хемогенных карбонатах наследуется от воды, в которой они формировались. В мел-палеогеновом океане значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ были ниже, чем в современном и находились в пределах $\sim 0.708 \pm 0.0005$ (Veizer et al., 1999). Если допу-

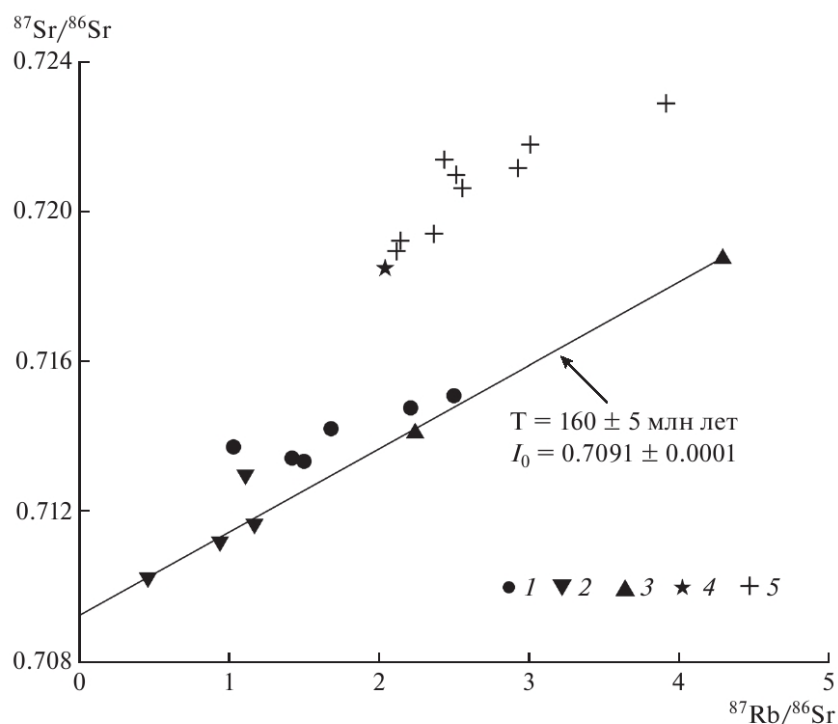


Рис. 6. Rb–Sr изотопные системы в силикатной компоненте современных осадков Аральских бассейнов. 1 – залив Чернышева, 2 – озеро Тшебас, 3 – Малое море, 4 – р. Сыр-Дарья, 5 – лессы верховьев р. Сыр-Дарья (Буяккайте и др., 2016).

стить, что силикатная составляющая хемогенного сноса была близка к средней величине $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.714$, рассчитанной для силикатной компоненты аральских илов (табл. 5), вклад силикатного источника стронция в питание Аральского моря можно оценить приблизительно в 20%.

В воде р. Сыр-Дарья отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7094$ заметно выше, чем в Аральском море, что указывает на более высокую долю “силикатного” стронция. Для р. Аму-Дарья эта величина, к сожалению, не известна, однако вряд ли она сильно отличается от приведенной выше, так как р. Сыр-Дарья и Аму-Дарья протекают по территории сходного геологического строения. Не исключено, что на ранней стадии существования Аральского моря, стронций, растворенный в питающих его реках имел изотопный состав, отличный от современного, так как в настоящее время в строении берегов этих рек заметную роль играют очень молодые лессовидные породы. Роль подземных вод в выносе стронция не ясна. Отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в них практически такие же, как в Аральских бассейнах (табл. 2), так как они растворяют, в основном, голоценовые соли самого Арала. Обращает на себя внимание очень низкое содержание Sr (7.5 мкг/г) в береговом источнике зал. Чернышова (обр. № 14/14) – очевидно это результат выпадения в осадок арагонита – концентрата Sr.

Rb–Sr системы в силикатной компоненте донных осадков могут содержать информацию о продуктах физического выветривания, приносимых в Арал реками и ветрами. На рис. 6 хорошо видно, что осадки р. Сыр-Дарья располагаются вне поля, характеризующего осадки Аральских бассейнов и близки к тьянь-шаньским лессам (Буяккайте и др., 2016), отобранным в районе верхнего течения р. Нарын – крупнейшего истока р. Сыр-Дарья. Из этого можно заключить, что речной снос не играет в современном осадконакоплении на Арале значительной роли. По данным (Хрусталев и др., 1977) соотношение эолового и аллювиального материала в Аральских осадках составляло 40–50 лет назад ~1/3, причем большая часть аллювия отлагалась в дельтах рек. Очевидно, что после уменьшения речного стока роль эолового материала существенно увеличилась. Большая его часть приносится с севера – господствующего направления ветров (Большое Аральское... 2012).

Доминированием эолового материала, характерной чертой которого является хорошая сортировка (Наливкин, 1956), возможно, объясняется высокая степень упорядоченности Rb–Sr систем в северных бассейнах – Оз. Тшебас и Малом море, илы которых, за исключением одного образца, лежат на псевдохроне $T = 160 \pm 5$ млн лет с начальным отношением $I_0 = 0.7091 \pm 0.0001$ (рис. 5). Ввиду недостатка данных мы вынуждены склониться

от обсуждения геохимического смысла этой псевдохроны. Если это линия смешения, то ее конечные члены должны отличаться исключительной однородностью. Их идентификация затруднительна, если вообще возможна. Вместе с тем, и юрский “возраст” псевдохроны трудно увязать в настоящее время с каким-либо определенным объектом. В осадках зал. Чернышева Rb—Sr системы упорядочены значительно хуже, что может быть связано с тем, что слой эоловых отложений здесь тоньше и в пробу попадает больше аллювиального материала.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Изотопный состав O, H, C и S в водах бассейнов, на которые распалось Аральское море после катастрофического обмеления, существенно различен, коррелируется с минерализацией и продолжает эволюционировать. Отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в водах, карбонатах и солях Аральских бассейнов не различаются в пределах ошибки измерения и характеризуются средней величиной $0.70914 \pm \pm 0.00003$, которая указывает на окружающие палеогеновые карбонаты как на доминирующий источник стронция. Стабилизирующее влияние на изотопный состав Sr оказывают подземные воды, растворяющие погребенные соли и карбонаты. По изотопному составу O и H пластовые подземные воды, разгружающиеся на берегах зал. Чернышева и оз. Тшебас, близки к воде подпруженного дамбой Малого моря, который, вероятно, является их основным источником.

Значения $\delta^{18}\text{O}$ в раковинах двустворок, обитавших в Аральском море 35–40 лет назад, варьируют в пределах 27.3...34.3‰ и коррелируются с величинами $\delta^{18}\text{O}$ в водах современных бассейнов, свидетельствуя об их весьма ранней гидрологической изоляции. Вариации $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах (–1.4...2.5‰) не столь велики и не обнаруживают отчетливой связи с величинами $\delta^{13}\text{C}$ в растворенном неорганическом углероде.

Значения $\delta^{34}\text{S}$ в растворенном сульфате (14.6–13.1) а также в мирабилите и гипсе (11.0...16.6‰) закономерно уменьшаются от зал. Чернышева к Малому морю. Общее обеднение сульфатов Аральского моря тяжелым изотопом серы за последние 40–50 лет указывает на ослабление сульфатредукции, которая лимитируется количеством органического вещества в осадках и взвеси.

Rb—Sr системы в силикатной компоненте современных осадков Малого моря и залива Тшебас лежат на псевдохроне $T = 160 \pm 5$ млн лет ($I_0 = 0.7091 \pm 0.0001$), высокую упорядоченность которой мы объясняем качественной сортировкой материала при эоловом переносе. Менее упорядочены Rb—Sr системы в илах залива Чернышева,

представляющих, вероятно, смесь эоловых и аллювиальных отложений. Осадки р. Сыр-Дарья располагаются вне поля, характеризующего осадки Аральских бассейнов.

Работа выполнена при поддержке программы 4 фундаментальных исследований ОНЗ РАН и проекта РФФИ № 16-05-00487.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алекин О.А., Семенов А.Д., Скопинцев Б.А. (1965) Методы анализа рассолов и солей. М., Л.: Химия, 403 с.
- Большое Аральское море в начале XXI века. Физика, биология, химия (2012) / Завьялов П.О., Арашкевич Е.Г., Бастида И. и др. / М.: Наука, 229 с.
- Брезгунов В.С. Нечаев В.В., Романов В.В., Ферронский В.И. (1980) Исследование генезиса и динамики вод бассейнов крупных озер с помощью природных изотопов. *Водные ресурсы* (1), 108–120.
- Бродская Н.Г. (1952) Донные отложения и процессы осадкообразования в Аральском море. *Труды Института геологических наук* (115). М.: Изд-во АН СССР 107 с.
- Буякайте М.И., Полещук А.В., Покровский Б.Г. (2016). Изотопные системы стронция, кислорода, углерода в четвертичных лёссовых отложениях Киргизии. *XXI симпозиум по геохимии изотопов, 15–17 ноября, Москва, Тезисы докладов*, 142–144.
- Валяшко М.Г. (1962). Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: Издательство Московского университета, 397 с.
- Валяшко М.Г., Ветштейн В.Е., Жеребцова И.К., Малюк Г.А. Поливанова А.И. (1977) Изменение изотопного состава водорода и кислорода морских рассолов в процессе галогенеза по экспериментальным данным. *Проблемы соленакопления* (1) Новосибирск.: Наука, 120–124.
- Зенкович В.П. (1947). Донные отложения Аральского моря. БМОИП отд. геол. 22. Вып. 4.
- Кривоногов С.К. (2012) Арал умер. Да здравствует Арал! *Природа*. 8, 46–53.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. (2012) Изотопный состав Sr в водах мирового океана, окраинных и внутренних морей: возможности и ограничения Sr-изотопной стратиграфии. *Стратиграфия. Геол. корреляция* 20(6), 3–19.
- Наливкин Д.В. (1956). Учение о фациях. Т. 2. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 393 с.
- Мехтиева В.Л., Рабинович А.Л. (1975) Изотопный баланс серы в Каспийском море. *Океанология* 15(1), 66–73.
- Николаев С.Д. (1995) *Изотопная палеогеография внутриматериковых морей*. М.: Изд-во ВНИРО, 127 с.
- Рабинович А.Л., Гриненко В.А. (1979) Об изотопном составе серы сульфатов речного стока с территории СССР. *Геохимия* (3), 441–454.
- Рубанов И.В., Ишниязов Д.П., Баскакова М.А., Чистяков П.А. (1987) *Геология Аральского моря*. Ташкент.: Изд-во Фан, 247 с.
- Филиппов А.А. (1995) К вопросу о солеустойчивости донных организмов Аральского моря. Биологические и природоведческие проблемы Аральского моря и

- Приаралья. *Труды Зоологического института РАН* **262**, 103-167.
- Хрусталеv Ю.П., Резников С.А., Туровский Д.С. (1977). *Литология и геохимия осадков Аральского моря*. Ростов-на-Дону. 159 с.
- Яншин А.Л. (1953) *Геология Северного Приаралья*. М.: Изд. МОИП, 736 с.
- Beaudoin G., Therrien P. (2004) The web stable isotope fractionation calculator. *Handbook of stable isotope analytical techniques I*. De Groot P.A. (ed.). Elsevier, 1045-1047.
- Clauer N., Pierret M.C., Chaudhuri S. (2009) Role of subsurface brines in salt balance: the case study of the Caspian Sea and Kara Bogaz Bay. *Aquatic Geochem.* **15**, 237-261.
- Deines P., Langmuir D., Harmon R.S. (1974). Stable Carbon isotope ratios and the existence of a gas phase in the evolution of carbonate ground waters. *Geochim. Cosmochim. Acta* **38**, 1147-1164.
- Gonfiantini R. (1986) *Environmental isotopes in lake studies. Handbook of Environmental Isotope Geochemistry (2), The Terrestrial Environment* (eds Fritz P., Fontes J.-Ch.), Elsevier, Amsterdam, 113-168.
- Izhitskiy A.S., Zavialov P.O., Sapozhnikov P.V., Kirillin G.B., Grossart H.P., Kalinina O.Y., Zalota A.K., Goncharenko I.V., Kurbaniyazov A.K. (2016). Present state of the Aral Sea: diverging physical and biological characteristics of the residual basins. *Sci. Rep.* **(6)**, 1-9. doi 10.1038/srep23906
- Mook W.G., Bommerson J.C., Staverman W.H. (1974) Carbon isotope fractionation between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide. *Earth and Planetary Sci. Lett.* **22**, 169-176.
- Kim S.T., O'Neil J.R., Hillaire-Marcel C., Mucci A. (2007) Oxygen isotope fractionation between synthetic aragonite and water: Influence of temperature and Mg²⁺ concentration. *Geochim. Cosmochim. Acta* **(71)**, 4704-4715.
- Kreutz K.J., Wake C.P., Aizen V.B., DeWayne C. (2003) Seasonal deuterium excess in a Tien Shan ice core: Influence of moisture transport and recycling in Central Asia. *Geophys. Res. Lett.* **(30)**18, 1-4.
- Krivotogov S.K., Kuzmin Y.V., Burr G.S. *et al.* (2010) Environmental changes of the Aral sea (Central Asia) in the Holocene: major trends. *Radiocarbon* **52**, 555-568.
- Oberhänsli H., Weise S.M., Stanichny S. (2009) Oxygen and hydrogen isotopic water characteristics of the Aral Sea, Central Asia. *J. Mar. Syst.* **(76)**, 310-321.
- Veizer J., Ala D., Azmy K. *et al.* (1999) ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, δ^{13} C and δ^{18} O evolution of Phanerozoic seawater. *Chem. Geol.* **161**, 59-88.
- Yakir D. The Stable Isotopic Composition of Atmospheric CO₂. (2003) *Treatise on Geochemistry* **4**, 319-364.