



6. Шмуратко В.И. Теория М. Миланковича и функциональное моделирование палеоклиматов. Л., 1991. 151 с.
7. Жирмунский А.В., Кузьмин В.И. Критические уровни в развитии природных систем. Л., 1990. 223 с.
8. On the structure and origin of major glaciation cycles. 1. Linear responses to Milankovitch forcing / J. Imbrie, E.A. Boyle, S.C. Clemens et al. // *Palaeoceanography*. 1992. Vol. 7. № 6. P. 701–738.
9. Broecker W.S., Denton G.H. The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles // *Geochim. et Cosmo-chim. Acta*. 1989. Vol. 53, № 10. P. 2465–2501.
10. On the structure and origin of major glaciation cycles. 2. The 100,000-year cycle / J. Imbrie, A. Berger, E.A. Boyle et al. // *Palaeoceanography*. 1993. Vol. 8, № 6. P. 699–735.
11. Filtering of Milankovitch cycles by Earth's geography / D.A. Short, J.G. Mengel, T.J. Crowley et al. // *Quater. Res.* 1991. Vol. 35. P. 157–173.
12. Большаков В.А. Новая концепция орбитальной теории палеоклимата. М., 2003. 256 с.
13. Rial J.A. Pacemaking the ice ages by frequency modulation of Earth's orbital eccentricity // *Science*. 1999. Vol. 285, № 5427. P. 564–568.
14. Shackleton N.J. The 100,000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide and orbital eccentricity // *Science*. 2000. Vol. 289, № 5486. P. 1897–1902.
15. Pleistocene evolution. Northern Hemisphere ice sheets and North Atlantic ocean / W.F. Ruddiman, M.E. Raymo, D.G. Martinson et al. // *Palaeoceanography*. 1989. Vol. 4. P. 353–412.
16. Mudelsee M., Schulz M. The Mid-Pleistocene climate transition: onset of 100 ka cycle lags ice volume build-up by 280 ka // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1997. Vol. 151. P. 117–123.
17. Зубаков В.А. Глобальные климатические события плейстоцена. Л., 1986. 288 с.
18. Зубаков В.А. Глобальные климатические события неогена. Л., 1990. 223 с.
19. Стратиграфический кодекс России. 2-е изд. СПб., 1992. 120 с.
20. Чумаков Н.М. Оледенения в геологической истории // *Климаты Земли в геологическом прошлом*. М., 1987. С. 44–69.
21. Хаин В.Е. Крупномасштабная цикличность в тектонической истории Земли и ее возможные причины // *Геотектоника*. 2000. № 6. С. 3–14.
22. Алексеев А.С. Глобальные биотические кризисы и массовые вымирания в фанерозойской истории Земли // *Биотические события на основных рубежах фанерозоя*. М., 1984. С. 22–47.
23. Баренбаум А.А., Гладенков Ю.Б., Ясаманов Н.А. Геохронологическая шкала и астрономическое время (современное состояние проблемы) // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2002. Т. 10, № 2. С. 3–14.
24. Loutre M.F., Berger A. Future climatic changes: are we entering an exceptionally long interglacial? // *Clim. Change*. 2000. Vol. 46, № 1–2. P. 61–90.
25. Карогодин Ю.Н. Седиментационная цикличность. М., 1980. 242 с.
26. Фролов В.Т. Циклы и циклиты – атрибуты геологических процессов и формаций // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. геология*. 1998. № 2. С. 3–11.
27. Шараф Ш.Г., Будникова Н.А. Вековые изменения элементов орбиты Земли и астрономическая теория колебаний климата // *Тр. Ин-та теоретической астрономии АН СССР*. 1969. Вып. 14. С. 48–84.
28. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present / J.C. Zachos, M. Pagani, L. Seoan et al. // *Science*. 2001. Vol. 292, № 5517. P. 686–693.
29. Broecker W.S., Van Donk J. Insolation changes, ice volumes, and O<sup>18</sup> record in deep-sea cores // *Rev. Geophys. and Space Phys.* 1970. Vol. 8, № 1. P. 169–198.
30. Broecker W.S. Terminations // *Milankovitch and Climate. Understanding response astronomical forcing*. Dordrecht. N.Y., 1984. Pt. 2. P. 687–698.
31. Борусов Б.А. Дальнейшее совершенствование Общей стратиграфической шкалы четвертичной системы // *Геологические события неогена и квартера России: современное состояние стратиграфических схем и палеогеографические реконструкции*. М., 2007. С. 16–19.
32. Борзенкова И.И. Изменение климата в кайнозое. СПб., 1992. 247 с.
33. Новая схема периодизации ландшафтно-климатических изменений в голоцене / Н.А. Хотинский, З.В. Аleshинская, М.А. Гуман и др. // *Изв. АН СССР. Сер. геогр.* 1991. № 3. С. 30–42.

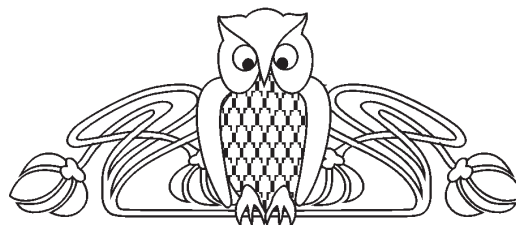
УДК [550/4:552. 53] (470.44+574.1)

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГИДРОХИМИИ ПЕРМСКОГО ГАЛОГЕНЕЗА ПРИКАСПИЯ

Г.А. Московский, О.П. Гончаренко, С.А. Свидзинский\*

Саратовский государственный университет,  
кафедра петрографии и минералогии  
E-mail: MoskovskyGA@info.sgu.ru  
\*ООО «ЕвроХим-ВолгаКалий»  
E-mail: SvidzinskySA@yandex.ru

В 1960–1980 гг. в пермских галогенных толщах Нижнего Поволжья были открыты Эльтонское и Гремячинское месторождения калий-



ных солей, установлена бишофитонность Приволжской моноклинали, сформулированы условия формирования галогенных толщ как типичных эвапоритов. Но в 1980–2010 гг. появились гипотезы галогенеза, в которых отрицается ведущее значение климатического фактора и доминирующей роли океанических вод в составе рапы солеродного бассейна. Выполненное нами изучение состава рапы бассейна (по составу включений) показало на закономерное соотношение основных ее компонентов на



всей площади солеродного бассейна и на всех стадиях галогенеза. Этот материал однозначно подтверждает точку зрения, что на седиментационной стадии галогенеза влияние эндогенного фактора не проявляется. Данный вывод не распространяется на постгалогенную историю впадины.

**Ключевые слова:** солеродный бассейн, рапа, гидрохимия, Прикаспийская впадина, калийные месторождения, соляные купола.

### Main Features of the Permian Halogenesis Hydrochemistry in the Caspian Region

G.A. Moskovskij, O.P. Goncharenko, S.A. Svidzinskij

In 1960–1980, the Elton and the Gremyachka deposits of potassium salts were discovered within the Permian halogen sequences in the Lower Volga Region, bischofite presence was recorded in the Privolzhskaya monocline, the conditions of halogen-bed formation were defined as those peculiar for typical evaporites. But in 1980–2010, halogenesis hypotheses emerged that denied the principal importance of climatic factor and the dominant role of oceanic waters in the brine composition of the salt-generating basin. Investigation of the basin brine composition (from the inclusion compositions) made by the authors has shown regular ratio of the brine principal components over the entire area of the salt-generating basin and at all the stages of halogenesis. This data univocally confirms the view that no impact of endogenous factor is manifested at the sedimentation stage of halogenesis. This conclusion does not extend to the post-halogenic history of the depression

**Key words:** salt-generating basin, brine, hydrochemistry, Pricaspian Depression, potassium deposits, salt domes

Пермская галогенная формация, развитая на востоке Русской платформы, в Предуральском краевом прогибе и Прикаспийской впадине, является исключительно крупной по площади распространения, мощности и полноте развития галогенеза. Накопление соленосных отложений происходило здесь в бассейне, имевшем вид огромного внутриконтинентального морского залива меридионального простирания, протяженностью более 2500 км и шириной от 350–400 км в средней части и до 1100–1200 км на юге. Важное значение соленосной толщи в разрезе впадины предопределило активное изучение галогенных отложений. В результате этих исследований были открыты в Нижнем Поволжье Эльтонское и Гремячинское месторождения калийных солей (Паукер, Свидзинский, 1970; Свидзинский и др., 1986), установлена промышленная бишофитовосность Приволжской моноклинали (Ермаков и др., 1968; и др.), сформулированы условия создания галогенных толщ как типичных эвапоритов (Кореневский, Воронова, 1966; Фивег, 1980; Азизов, Тихвинский, 1981 и др.).

К 1980–2000 гг. в трактовке условий формирования соленосных толщ Прикаспия оставались проблемы, еще не нашедшие оптимального решения. Это касалось закономерностей накопления мощных толщ магниевых солей, установления причин, определивших различную степень метаморфизации рапы в различных участках бассейна,

возможной роли и эндогенных источников солей в составе рапы и др. В те годы появились гипотезы галогенеза, в которых отрицается ведущее значение климатического фактора и доминирующей роли океанических вод в составе рапы солеродных бассейнов (Джиноридзе, Гемп, 1980; Дюнин, 2000). В последнее время появились работы, в которых определяющая роль в образовании бишофита и солянокупольных структур при дается гидротермальным процессам (Кусов, Дзайнуков, 2008; Разин, 2010). Поэтому представляется необходимым привести результаты нашего многолетнего изучения гидрохимии Прикаспийского солеродного бассейна с использованием методов термобарогеохимии (Московский, 1983; Московский, Гончаренко, 2004 и др.).

**Начальные фазы галитовой стадии.** В палеогидрохимии солеродных бассейнов особую роль играет информация о составе рапы на начало садки галита. Она представляет раствор, наиболее близкий к океаническим водам данной геологической эпохи, состав которых можно определить, анализируя индивидуальные включения в седиментационных разностях минерала (Петриченко, 1973, 1977; Ковалевич, 1978). Изучение включений в седиментационных разностях галита из толщ каменной соли различных районов Прикаспийской впадины и ее обрамления позволило нам установить, что отложение галита происходило в основном из рапы сульфатного типа, с температурой 30–35°C, глубиной не более нескольких десятков метров (Московский, 1983; Московский и др., 1984; Московский, Гончаренко, 1989 и др.). По соотношению содержаний ионов  $K^+$  и  $Mg^{2+}$  рапа бассейна незначительно отличалась от сгущенной современной морской воды, однако, судя по количеству ионов  $SO_4^{2-}$ , она была существенно метаморфизована. Это обусловило основные черты кунгурского галогенеза во впадине: отсутствие самостоятельной зоны сульфатов магния, наложение ее на сильвинитовую, карналлитовую и даже бишофитовую зоны. Судя по данным, приведенным в табл. 1, садка каменной соли оснований галитовых зон ритмопачек не всегда начиналась с малоцентрированной рапы. Это определялось, видимо, частичным растворением калийно-магниевых солей предыдущего цикла галогенеза при опреснении рапы (например, в обр. из скв. Краснокутской 1К, гл. 1023 м), наследовании остатков эвтонической рапы в осадке, влиянии хлоридно-кальциевых растворов, возникающих при диагенезе в его придонной части за счёт катионного обмена с карбонатными и пелитовыми осадками (скв. Сафроновская 2-С, гл. 1006,7 м и скв. Краснокутская 1К, гл. 816 м). Но, так или иначе, концентрации ионов  $K^+$  и  $Mg^{2+}$  в рапе включений не выбиваются из рамок галитовой стадии, определенной М.Г. Валяшко (1962) при испарении морских растворов (табл. 2).

Результаты наших исследований (табл. 1 и 2) подтверждают, что соотношение двух основных компонентов –  $K^+$  и  $Mg^{2+}$  – в рапе солеродного бассейна (судя по составу ее реликтов во включениях)



Таблица 1

Состав рапы включений из оснований галитовых зон некоторых ритмопачек западной и северо-западной части Прикаспия

Место и интервал отбора образцов, гл., м	Содержания, г/л			
	K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Ca <sup>2+</sup>
Скв. Краснокутская 1К-К, 816	4,8	29,0	–	31,7
903	4,59	35,79	15,53	–
1023	27,9	94	11,08	–
Скв. Сафроновская 2С, 1006,7	16,4	63,7	–	17,5
1148,5	6,17	17,75	7,6	–
1271,0	22,3	35,58	10,2	–

Таблица 2

Колебание содержания ионов K<sup>+</sup>, Mg<sup>2+</sup> и SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> в рапе включений в образцах галита из разрезов галогенных отложений Прикаспия

№ п/п	Содержание, г/л			Количество опробованных интервалов
	K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	
1	3,2–6,8	12,71–25,25	1,87–22,7	22
2	24,2–39,91	22,8–85,2	0 – 26,81	17
3	30,8–54,74	60,8–95,0	1,23–37,8	22
4	26,32–54,64	102,14–114,38	0	4
5	14,29–28,64	89,5–110,2	0 – 56,2	40
6	0,5 – 10 5	91,0–120,1	0,5 38,7	–

Примечание. 1–6 – содержания ионов K<sup>+</sup>, Mg<sup>2+</sup> и SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> в рапе включений: 1 – минимальные в различных интервалах галитовой стадии; 2 – в заключительных фазах галитовой стадии; 3 – в рапе включений в молочно-белом сильвине и парагенном с ним галите; 4 – то же в красном сильвине; 5 – в рапе включений в галите, парагенном карналлиту; 6 – в галите эвтонической стадии (парагенному бишофиту).

оказалось близким к тому, что отмечается для современной сгущенной морской воды. Повышенная их концентрация, встречающаяся в некоторых интервалах галитовых зон (см. табл. 2), обусловлена, вероятнее всего, обогащением этими компонентами океанической воды за счет остаточной концентрированной рапы. И лишь количество ионов сульфата в рапе существенно отличалось для различных участков бассейна и временных интервалов что связано с процессами прямой метаморфизации рапы. На «солнечной» диаграмме (рис. 1) ореол точек состава рапы на галитовой стадии выстроился вдоль границы полей сильвина и карналлита. Такая ориентировка ореола соответствует ее преобразованию за счет хлоридов кальция, а не бикарбонатной модели метаморфизации рапы (ОК-ОК'). Причину этого явления мы объясняли существенной ролью в составе рапы поровых вод терригенно-карбонатных горизонтов, подстилающих каменную соль (Московский, 1983).

К заключительным фазам галитовой стадии происходит постепенное сокращение мощности сезонных ритмов, исчезновение водянопрозрачного донного галита. Состав рапы в солеродном бассейне достигает калийной стадии ещё на галитовой стадии, после начала прогрессирующего сгущения (Московский и др., 2004). Такое обычно происходит задолго до начала формирования горизонта сплошных калийных солей. Данные интервалы галитовых зон содержат лишь незначительную вкрапленность карналлита или, реже, сильвина. Как было показано

нами, эти минералы являются вторичными и образовались за счет растворов выщелачивания первичных калийных солей.

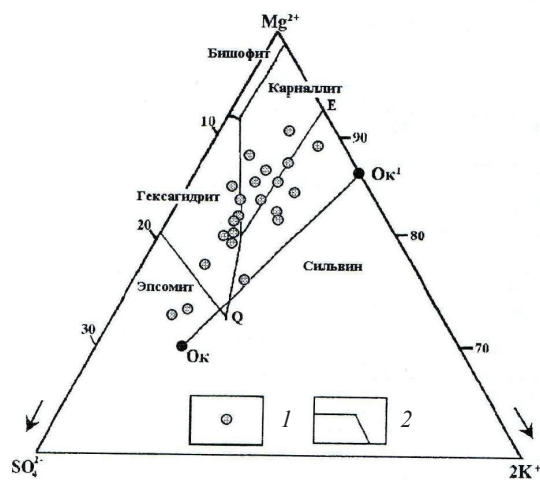


Рис. 1. Состав рапы включений в галите начальных фаз кристаллизации на «солнечной» диаграмме для 25°C: 1 – точки состава рапы включений; 2 – поля кристаллизации минералов; ОК – точка состава современной океанической воды; ОК – ОК' – направление прямой метаморфизации рапы до полной потери ионов сульфата

**Условия образования сильвина.** Сильвин – минерал, характерный для парагенезисов галогенных отложений, формировавшихся в солеродных



бассейнах как сульфатного (сульфатно-магниевого), так и переходного хлоридно-магниевого типа. Возможность его образования при испарении морских растворов в различных парагенезисах (хлоридных и хлоридно-сульфатных) рассматривалась М.Г. Валяшко (1962), Ю.Н. Лупиновичем (1977). Анализ условий его садки на основании изучения включений выполнен О.И. Петриченко (1973), В.М. Ковалевичем (1977). Нами (Московский, 1983; Гончаренко, Московский, 1988 и др.) эта работа дополнена анализом рапы включений с минералами-узниками в эвтонических галите и сильвине.

Ранее было показано (Московский, Гончаренко, 2004), что седиментационные разности этого минерала, адекватные «перистому» галиту, в калийных солях Прикаспия устанавливаются лишь в единичных случаях. Однако для красного сильвина, встречающегося в тех же разрезах, вывод о генезисе оставался неопределенным. В то же время при рассмотрении условий формирования и геохимических характеристик сильвинитов из разрезов галогенных отложений разных регионов исследователи отмечают в некоторых случаях присутствие первично-седиментационных признаков. Таковыми являются, например, зоны роста с жидкими включениями (Вахромеева, 1976 и др.), содержание брома, рубидия, величины отношений  $Vg \cdot 10^3 / Cl$  и  $K/Rb$  (Валяшко и др., 1976 и др.), состав растворов включений в сильвине, близкий к седиментационным (Гончаренко, Московский, 1988). Анализ химического состава рапы включений и соотношение фаз в вакуолях включений позволил нам относить к седиментационным молочно-белый сильвин из разрезов Приволжской моноклинали (Московский, Гончаренко, 1989). К первичным относили определенные разности сильвинитов В.И. Борисенков (1990), Л.Н. Морозов и др. (1980) и др.

В связи с отсутствием типичной «перистой» структуры в сильвине из разрезов Прикаспия в образовании сильвина многими авторами большое значение придавалось его поверхностной кристаллизации при охлаждении рапы (Валяшко, 1962; Джиноридзе и др., 1980; Кудряшов, 2001 и др.). Не подвергая сомнению такую возможность, следует заметить, что результаты определения температуры гомогенизации включений в галите из парагенезиса с сильвином показали на высокую температуры рапы, из которой он осаждался (Петриченко, 1973; Ковалевич, 1978; Московский, 1983; Московский, Гончаренко, 1977 и др.). Эти данные позволяют предполагать возможность образования температурной и плотностной стратификации рапы с более плотным и нагретым нижним слоем (Ковалевич, 1977). Однако в моделях кристаллизации сильвина обычно не принимается во внимание, что повышенные температуры рапы в нижнем слое могут приводить к растворению опустившихся на дно кристаллов сильвина поверхностной садки, увеличивая концентрацию калия в придонном слое и в верхней части осадка, ликвидируя зональную структуру кристаллов. В последующем здесь могла реализовываться обвальная

донная садка сильвина, на которую мы указывали ранее (Московский, 1983; Московский и др., 1984 и др.). На подобный ход кристаллизации сильвина указывал В.И. Копнин (1995), но при ином механизме накопления калия в придонных слоях рапы. Практически для всех разностей эвтонического галита и вкрапленности сильвина с признаками седиментационного происхождения содержание этих компонентов соответствует сильвинитовой стадии сгущения современной океанической воды (СОВ) –  $K^+ - 33,8$  г/л,  $Mg^{2+} - 75,7$  г/л, иногда превышая данные значения для калия на 15–17 г/л, магния на 5–10 г/л. Эта «аномалия», видимо, обуславливается периодическим растворением новосадки сильвина при неустойчивом характере гидрохимического режима на переходе от галитовой стадии к калийной, с расслоением рапы и постепенным падением в ней роли хлористого натрия (Московский, 1983). При прекращении указанных «колебаний» начинается обвальная донная садка сильвина, о которой мы упоминали выше.

Красновато-коричневые и розовые разности сильвина, слагающие продуктивный горизонт Гремячинского месторождения, с «аномально высоким» содержанием магния в рапе включений (до 100–114 г/л, см. табл. 2), рассматривались нами ранее как вторичные. На это, казалось бы, указывают и содержание брома, величины отношений  $Vg \cdot 10^3 / Cl$ , содержание Rb в них (Московский, Гончаренко, 2004). Однако обстоятельное изучение парагенезиса галит-сильвин-нерастворимый остаток (НО) в сильвинитах месторождения показало, что данные разности сильвина хотя и являются несколько более поздними, чем галит, но все же представляют первично-седиментационные донные образования. Показателем седиментационного их генезиса является постоянное присутствие в нем галита высаливания, который отлагался во всем временном интервале формирования породы (Московский и др., 2010). Анализ взаимоотношений галита, сильвина и НО в сильвинитах позволяет нам предполагать, что поступление пелита и рассеянного ангидрита, не образующих выдержанных слоев, связано с эоловым процессом, аналогичным тому, на который указывал А.И. Кудряшов (2001) для Верхнекамского месторождения.

**Условия образования карналлита.** Карналлит распространен во впадине и на Приволжской моноклинали очень широко. Значительные по мощности слои карналлита в погожской ритмопачке подстилают бишофитовые пласты или образуют карналлит-бишофитовые породы. Так, например, карналлитовые породы вскрыты скважинами в восточной части площади Гремячинского месторождения, Привольненской, Наримановской площадях, на Краснокутском участке прибортовой зоны. По керну солей и по промыслово-геофизическим данным карналлит отмечен во многих скважинах моноклинали (Деревягин и др., 1981). Значительная часть разреза продуктивной ритмопачки Гремячинского месторождения, подстилающей сильвинитовый



пласт, также сложена карналлитовой и карналлит-галитовой породой.

При установлении физико-химических параметров среды образования карналлита использовались в основном данные по составу рапы включений из седиментационной разности эвтонического галита, входящего в первичный парагенезис галит-карналлитовых пород. По схеме галогенного процесса (Валяшко, 1962) к концу сильвинитовой стадии в рапе бассейна возрастает концентрация  $Mg^{2+}$  (до 90,7 г/л), уменьшается количество  $K^+$  (до 22 г/л), после чего начинается отложение карналлита. Изучение включений в галите, парагенному карналлиту, для калиеносных разрезов впадины, показало стабильность состава рапы бассейна в части содержания  $K^+$  и  $Mg^{2+}$ , отвечающих современной сгущенной морской воде. Все данные о составе растворов включений из карналлитовых парагенезисов продуктивного интервала Гремячинского месторождения отображены на треугольной диаграмме  $2K^+-Mg^{2+}-SO_4^{2-}$  для  $55^\circ C$  (рис. 2). Температура рапы на стадии садки карналлита, по результатам гомогенизации включений из эвтонического галита достигала по нашим данным,  $55-65^\circ C$ . Этот температурный интервал садки карналлита О.И. Петриченко (1988) указывает для многих пермских калийно-магниевых месторождений мира. Содержание  $Rb^+$  в породах карналлитового состава из разреза Гремячинского месторождения структуры варьирует от 0,015 до 0,18%, (Московский, 1983; Московский и др., 2004), что указывает на их кристаллизацию из морских высококонцентрированных растворов. Все приведенные результаты однозначно показывают на седиментационный генезис пород карналлитовой стадии галогенеза

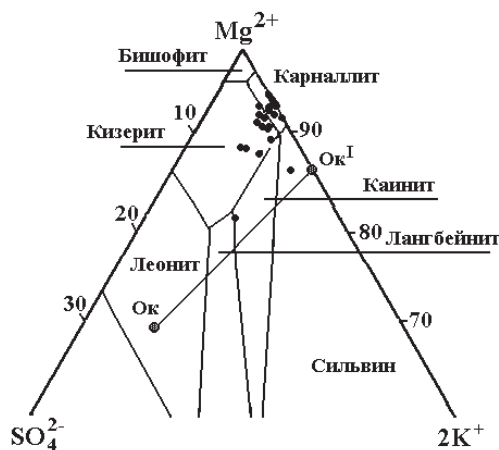


Рис. 2. Состав растворов включений в галите, парагенном карналлиту из погожской ритмопачки Гремячинского месторождения калийных солей (по Г.А. Московскому, О.П. Гончаренко, 2004); Ок – точка состава современной сгущенной океанической воды (ССОВ), ОкI – состав бессульфатной ССОВ.

**Условия образования бишофита.** Изучение включений в бишофите представляет очень боль-

шую трудность, так как он покрыт пленкой раствора, который при вскрытии включений мгновенно смешивается с седиментационной рапой. Поэтому при расшифровке физико-химических параметров образования бишофита, как и для карналлита, использовались данные о составе растворов включений в эвтоническом галите, парагенетически связанном с ними. Полученные результаты показывают, что содержания  $K^+$  на начало садки бишофита составляли 10,5–3 г/л,  $Mg^{2+}$  – 91–122 г/л. Кристаллизация бишофита в прибортовых районах Прикаспия шла в основном из метаморфизованной рапы с содержанием  $SO_4^{2-}$  в пределах 0,5–15 г/л. Однако в отдельных горизонтах бишофитовой зоны отмечаются интервалы, где садка бишофита начиналась при существенном содержании  $SO_4^{2-}$  (15,6–38,7 г/л). В подошве пластов бишофита это реализуется присутствием кизерита. Исходя из данных гомогенизации двух- и многофазовых включений в эвтоническом галите, который ассоциирует с бишофитом, температура рапы в бассейне в данное время достигала  $65-70^\circ C$  (Московский, Гончаренко, 1989), что возможно при незначительных его глубинах, лишь иногда превышавших 5–10 м. Существенная роль вод континентального стока и вод выщелачивания солей в генезисе бишофита отмечалась Н.П. Гребенниковым и В.А. Ермаковым. Однако они полагали, что практически все бишофитовые толщи имеют переотложенный характер. Более поздние исследования этих авторов, выполненные совместно с М.Г. Валяшко, И.К. Жеребцовой с соавторами (1986), (Валяшко и др., 1976), данные В.С. Деревягина и др. (1981), а также наши (Московский, Гончаренко, 1989; Свидзинский, Московский, 2008 и др.) показали ошибочность таких выводов. Так, величина отношения  $Bг \cdot 10^3/Cl$  в бишофите погожской ритмопачки Краснокутской площади изменяется в среднем от 17 до 18 (при содержании брома около 0,6–0,65%). Наиболее высокое содержание брома (0,8%) и величины отношения  $Bг \cdot 10^3/Cl$  (20–24) отмечается в бишофитах Светлоярской структуры.

Рассматривая основные черты геохимии скоплений бишофита в Приволжской моноклинали, нельзя не отметить появление мнения об «...эндогенном происхождении бишофитового минерального сырья из хлоридных металлоносных флюидов...» (Разин, 2010, с. 51). Эти предположения никоим образом не связаны с фактическим материалом, полученным нами в результате многолетнего его изучения. Установленное нами устойчивое и закономерное соотношение основных компонентов рапы практически на всей площади солеродного бассейна позволяет дать ответ авторам «неэвапоритовых» концепций образования соленосных отложений, которые отводят большую роль в галогенезе растворам и флюидам глубинного происхождения. Если по составу рапы включений получается, что соли солянокупольных структур и районов моноклинали их залегания отлагались в сходных условиях, то всю соленосную толщу впадины следует рассматривать как геологическое



тело, характеристики которого (состав, текстурно-структурные особенности и др.) на седиментационной стадии менялись от береговой полосы к центру бассейна постепенно. Это обосновывается огромным материалом, который получен при изучении разрезов многих скважин, пробуренных со стопроцентным отбором керна в Приволжской моноклинали, северо-западной части обрамления впадины, Эльтонской и Баскунчакской солянокупольных структур и с фрагментарным отбором в некоторых структурах Дальнего Саратовского Поволжья. В то же время детальный анализ фазового и химического состава вещества включений в скв. Тимофеевской 1 позволил подтвердить те выводы, которые были сделаны Д.С. Коробовым и др. (1986). По его мнению, взаимодействие пород солянокупольных структур с водоносными горизонтами терригенных пород вызывает подземное растворение солей и приводит к появлению своеобразных ореолов, «загрязненных» солями терригенных пород межкупольных мульд. Видимо, широкое развитие таких процессов и интерпретируется в качестве образования конседиментационных соляных куполов как результат поступления по глубинным разломам эндогенных термальных хлоридных рассолов (Кусов, Дзайнуков, 2008). Другие гипотезы происхождения солей (Джиноридзе и др. 1980; Дюнин, 2000 и др.) основываются на облик, текстурах, форме тел солей, присутствии флюидов (углеводороды, сероводород и др.), характерных для солянокупольной области Прикаспия, т.е. на свойствах и признаках, приобретенных на постседиментационной стадии литогенеза. При этом необходимо учесть, что соли в районах моноклинали их залегания не имеют и незначительной доли наложенных изменений, характерных для соляных куполов. Таким образом, становится очевидным, что выводы об условиях образования галогенных отложений за счет высокотемпературных глубинных растворов для Прикаспийской впадины не подтверждаются материалами детальных литологических и геохимических исследований.

Весь материал, полученный нами по гидрохимии кунгурского солеродного бассейна Прикаспия, практически однозначно подтверждает точку зрения, что на стадии соленакопления влияние эндогенного фактора было минимальным. Такой вывод ни в коей мере нельзя распространять на время формирования подсолевых отложений и постгалогенную историю впадины. Однако наличие всех изменений «негалогенной» природы следует рассматривать как результат процессов, наложенных на уже сформированные геологические тела, слагаемые, прежде всего, парагенезисами доломита-ангидрита – каменной соли – сильвинитовой – карналлитовой – бишофитовой пород.

#### Библиографический список

Азизов А.И., Тихвинский И.Н. Основные особенности строения, состава и генезиса хлоридных и сульфатных

калиеносных формаций // Основные проблемы соленакопления. Новосибирск, 1981. С. 79–84.

Борисенков В.И. Минералого-геохимические параметры галогенных толщ // Условия образования месторождений калийных солей. Новосибирск, 1990. С. 3–16.

Валяшко М.Г. Закономерности формирования месторождений калийных солей. М., 1962. 398 с.

Валяшко М.Г., Жеребцова И.К., Гребенников Н.П., Ермаков В.А. К генезису калийных солей и бишофита соляных отложений Волгоградской моноклинали. М., 1976. С. 436–453.

Вахромеева В.А. Годовые слои соляных пород Верхнекамского месторождения // Бром в соляных отложениях и рассолах. М., 1976. С. 27–48.

Гончаренко О.П. Физико-химические условия формирования кунгурских калийно-магниевого руд прибортовой зоны Прикаспийской впадины: автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Львов, 1986. 16 с.

Гончаренко О.П., Московский Г.А. Условия образования солей заключительных фаз галогенеза по включениям в минералах (западная часть Прикаспийской впадины) // Геохимия и термобарометрия эндогенных флюидов. Киев, 1988. С. 131–137.

Деревягин В.С., Свидзинский С.А., Седлецкий В.И., Ковальский Ф.И., Макаров А.С., Федин О.В. Нижнепермская галогенная формация Северного Прикаспия. Ростов, 1981. 397 с.

Джиноридзе Н.М., Гемп С.Д., Раевский В.И. Геоструктурное положение и классификация солеродных бассейнов прошлого // Закономерности размещения и критерии поисков калийных солей СССР. Тбилиси, 1980. С. 305–323.

Дюнин В.И. Гидрогеодинамика глубоких горизонтов нефтегазоносных бассейнов. М., 2000. 471 с.

Ермаков В.А., Исаев А.Я., Гетманова Е.И. Гидрохимическая толща на территории западного обрамления Прикаспийской синеклизы // Геология нефти и газа. 1968. № 5. С. 33–38.

Жеребцова И.К., Золотарева В.А., Пантелеева О.Д. Особенности формирования соляных отложений кунгура в северной части Приволжской моноклинали // Физико-химические закономерности осадконакопления в солеродных бассейнах. М., 1986. С. 13–21.

Кислик В.З., Луинович Ю.И., Ерошина Д.М. О закономерностях строения галогенной формации Припятской впадины и литолого-геохимических особенностях ее калийных горизонтов // Тр. Ин-та геологии и геофизики. Сиб. отд-ние. АН СССР. 1970. С. 240–251.

Ковалевич В.М. Физико-химические условия формирования солей Стебниковского калийного месторождения. Киев, 1977.

Копнин В.И. Строение и генезис галитовых аномалий в калиеносных пластах южной части Верхнекамского месторождения калийных солей // Литология и полезные ископаемые. 1995. № 5. С. 500–512.

Корневский С.М., Воронова М.Л. Геология и условия формирования калийных месторождений Прикаспийской синеклизы и Южно-Предуральского прогиба. М., 1966.

Коробов Д.С., Алешечкин О.И., Матлошинский Н.Г. Особенности проявления соляной тектоники в пределах



- северной части Прикаспийской впадины в связи с нефтегазоносностью отложений надсолевого комплекса // Вопросы геологии Южного Урала и Нижнего Поволжья. Геолого-геохимические исследования и направление поисково-разведочных работ на нефть и газ в Нижнем Поволжье. Саратов, 1986. С. 27–35.
- Кудряшов А.М.* Верхнекамское месторождение солей. Пермь, 2001. 429 с.
- Кусов Б.Р., Дзайнуков А.Б.* Генетические типы соляных куполов. Геология нефти и газа. 2008. № 6. С. 45–49.
- Лутинович Ю.И., Кислик В.З.* Петрографическая характеристика пород калийных горизонтов западной части Припятской впадины // Вопросы геологии территории БССР и некоторых смежных районов УССР. Минск, 1970. С. 152–167.
- Морозов Л.Н., Седлецкая Н.М., Аношин Л.В., Свидзинский С.А.* Строение калиеносных интервалов Эльтонского месторождения // Особенности строения залежей бишофита и калийных солей. Новосибирск, 1980. С. 47–59.
- Московский Г.А.* Исследования физико-химических условий седиментации кунгурских галогенных отложений западной части Прикаспийской синеклизы по включениям в минералах: автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Москва, 1983. 19 с.
- Московский Г.А.* Физико-химические закономерности Кунгурского галогенеза в Прикаспийской впадине (по включениям в галите). М., 1988. 14 с. Деп. в ВИНТИ 20.06.1988, № 4827-В 88.
- Московский Г.А., Сиротин К.М., Ковальский Ф.И.* Физико-химические условия галогенной седиментации в западной части Прикаспийской синеклизы по результатам изучения включений в минералах солей // Тез. докл. 27 междунар. геологического конгресса. М., 1984. С. 141–142.
- Московский Г.А., Гончаренко О.П.* Основные черты геохимии кунгурского галогенеза в западной части Прикаспийской впадины (по включениям в минералах). М., 1989. 198 с. Деп. в ВИНТИ 16.11.1989, № 4072-В90.
- Московский Г.А., Гужиков А.Ю., Решетников М.В., Сорокин А.С., Свидзинский С.А.* Отражение в петромагнетизме закономерностей распределения нерастворимого остатка по разрезу сильвинитового пласта Гремячинского месторождения // Изв. Саратов. ун-та. Новая Серия. 2010. Т. 10. Сер. Науки о Земле, вып. 1. С. 54–60.
- Паукер Н.А., Свидзинский С.А.* Открытие Эльтонского месторождения калийных солей // Разведка и охрана недр. 1970. № 8. С. 12–15.
- Петриченко О.Й.* Методи дослідження включень у мінералах галогенних порід. Київ, 1973. 91 с.
- Петриченко О.И.* Физико-химические условия осадкообразования в древних солеродных бассейнах. Киев, 1988. 128 с.
- Разин Л.В.* ЭПГ, Au, Ag, редкоземельные и рудные элементы в промышленном сырье Нижневолжских месторождений бишофита // Изв. секции Наук о Земле РАЕН. Вып. 19, июнь. 2010. С. 51–58.
- Свидзинский С.А., Музалевский М.М., Ковальский Ф.И.* Гремячинское месторождение сильвинитов // Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза. М., 1986. С. 204–219.
- Свидзинский С.А., Московский Г.А.* Методика поисково-разведочных работ на минеральные соли в условиях солянокупольных структур. Саратов, 2008. 73 с.
- Фивег М.П.* Некоторые замечания по поводу «новых идей» о галогенезе // Литология и геохимия соленосных толщ. Киев, 1980. С. 5–13.