

ИЗОТОПНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ И $\delta^{34}\text{S}$) КАРБОНАТНЫХ И СУЛЬФАТНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ФАМЕНСКОЙ КАЛИЕНОСНОЙ СУБФОРМАЦИИ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА (БЕЛАРУСЬ)

В.Н. Кулешов¹, А.А. Махнач²

¹Геологический институт РАН, Москва, vnkuleshov@mail.ru

²Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт, Минск, amahnach@geology.org.by

Одним из классических примеров бассейнов с эвапоритовой седиментацией является Припятский прогиб, расположенный в юго-восточной части Беларуси и представляющий собой северо-западное окончание Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена. Здесь верхняя соленосная формация девонского возраста имеет наибольшую мощность и хорошо изучена в геологическом и изотопно-геохимическом отношении. Она чрезвычайно важна в практическом отношении, поскольку к ней приурочены крупнейшее Старобинское, Петриковское и Октябрьское месторождения калийных солей, а в ее несолевых прослоях содержатся нефтяные залежи.

Главным объектом настоящего исследования явилась калиеносная субформация верхней соленосной формации. Были изучены образцы керна геологоразведочных скважин № 71 и № 714 Краснослободского участка Старобинского месторождения. Кроме того, для сравнения с «эвапоритовыми» карбонатами были сделаны определения изотопного состава органогенных карбонатных пород из межсолевой нижнефаменской толщи.

Полученные значения $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатном материале (известняки, мергели, известковистые глины) несолевых прослоев калиеносной субформации варьируют от $-9,9$ до $1,5$ ‰, а $\delta^{18}\text{O}$ — от $22,9$ до $29,8$ ‰. Установленный диапазон вариаций изотопных отношений значительно

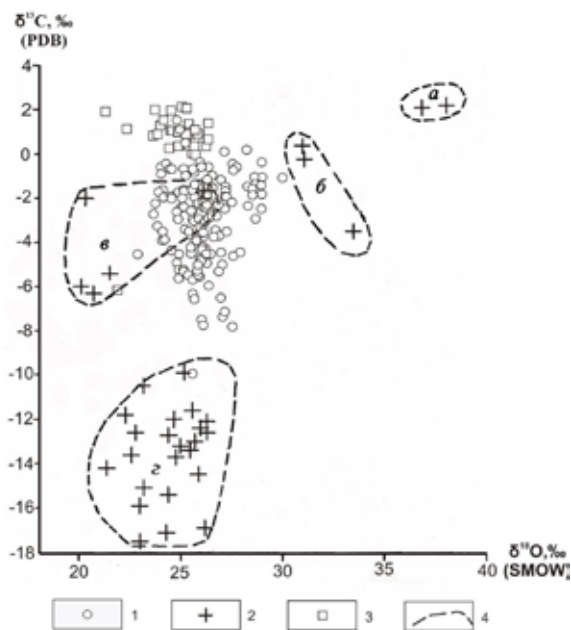


Рис. 1. Распределение величин $\delta^{13}\text{C}$ и в карбонатном веществе фаменских отложений Припятского прогиба.

1 — калиеносная субформация верхней соленосной формации (Старобинское месторождение калийных солей); 2 — несолевые породы галитовой субформации верхней соленосной формации (Махнач и др., 1994); 3 — органогенные карбонатные породы межсолевой формации; 4 — границы полей изотопного состава несолевых пород галитовой субформации (поля а–г см. текст)

уже, чем для несолевых прослоев галитовой субформации Припятского прогиба в целом, который в карбонатном веществе несолевых прослоев галитовой субформации меняется от $-17,5$ до $0,8$ для $\delta^{13}\text{C}$ и от $19,8$ до $36,4$ ‰ для $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 1) (Махнач и др., 1994, 1995; Makhnach et al., 1994).

Важно отметить, что образцы несолевых пород галитовой субформации собраны во внутренних частях Припятского прогиба за пределами Старобинского месторождения. Здесь по изотопным данным выделяются четыре группы образцов (буквы на рис. 1), которые соответствуют различным палеогеографическим обстановкам. Разнообразие обстановок отражает сильную дифференциацию рельефа ложа эвапоритового бассейна при формировании галитовой субформации в условиях главной фазы рифтового развития прогиба.

Группа образцов «а» (обстановка «а») характеризуется значениями $\delta^{13}\text{C}=0,7..0,8$ ‰ и $\delta^{18}\text{O}=35,4..36,4$ ‰. Обогащенность тяжелым кислородом указывает на формирование карбонатного вещества в среде рассолов, испытавших существенное испарительное концентрирование. Такое обогащение тяжелым кислородом достигается на гипсовой

стадии галогенеза (Aharon et al., 1977; Pierre, Rouchy, 1988 и др.). Поэтому можно предполагать, что растворы, участвовавшие в седиментации и раннем диагенезе отложений группы «а», представляли собой рассолы гипсовой стадии. Формирование этих отложений протекало, по-видимому, в условиях интенсивного изотопного обмена между кристаллизующимися минералами и атмосферной CO_2 (фации типа сабкхи). Они могли быть приурочены к островным поднятиям в Припятском эвапоритовом бассейне, подверженным периодическому затоплению и осушению в связи с приливами-отливами и ветровыми нагонами.

Обстановке «б» свойственно формирование карбонатных отложений с изотопным составом кислорода (30,0...32,2 ‰) углерода (-4,5...-0,9 ‰), т.е. незначительно облегченных по отношению к карбонатам группы «а». К образованию отложений с таким изотопным составом могли привести процессы седименто- и диагенеза на сводах поднятий, которые омывались морской водой, втекавшей в солеродные ванны из более открытых частей бассейна.

Обстановки «в» и «г» палеогеографически достаточно близки между собой. В обстановке «в» происходило образование карбонатов с легким составом кислорода (19,8...25,5 ‰) и умеренно легким — углерода (-7,0...-2,8 ‰). Самая многочисленная группа образцов «г» (70 % всех случаев) включает породы с легким изотопным составом кислорода (20,9...26,4 ‰) и очень легким составом углерода (-17,5...-9,7 ‰). Их формирование происходило в среде высококонцентрированных рассолов стагнированных зон глубоких солеродных ванн, для которых были характерны активно протекавшие процессы бактериальной сульфат-редукции (разложение больших масс O_2). Облегчение изотопного состава кислорода было обусловлено, вероятно, влиянием повышенной температуры за счет парникового эффекта в стратифицированной по минерализации толще рассолов (Gavish, 1980; Сонненфелд, 1988) и/или инверсии $\delta^{18}\text{O}$ в рассолах при их сгущении (Lloyd, 1966; Валяшко и др., 1977; Knauth, Beeunas, 1986).

Таким образом, имеющиеся изотопные данные свидетельствуют о разнообразных условиях образования карбонатного материала несолевых прослоев в галитовой субформации внутренних частей Припятского прогиба — от глубоких стагнированных ванн до сабкховых мелководий на островных поднятиях. При этом при формировании калиеносной субформации на Старобинском месторождении, расположенном на небольшой площади в пределах северо-западной центриклинали прогиба, условия осадконакопления были менее разнообразными и отличными от тех, что были характерны для галитовой субформации Припятского прогиба в целом.

Следует отметить, что распределение величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ по разрезу калиеносной субформации неравномерное. Например, в нижней части калиеносной субформации от ее основания (пачка «0») и вверх (до IV калийного горизонта, пачка «б») происходит облегчение изотопного состава углерода и утяжеление — кислорода (рис. 2). Причем карбонатное вещество пород каждой из пачек на графике рис. 2 образует собственные изотопные «поля». Эту закономерность мы склонны объяснять однонаправленным изменением условий седиментации в бассейне осадконакопления, обусловленным постепенным усилением континентального питания (что, вероятно, было связано с уменьшением глубины водоема в силу тектонических причин) с привнесом поверхностными водами изотопно легкой почвенной углекислоты.



Рис. 2. Распределение величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатном веществе верхнесолевого толщи (скв. 417) и органогенных карбонатах Девонского прогиба.

1–4 — пачки: 1 — «0», 2 — «2», 3 — «4», 4 — «5»; 5 — органогенные карбонаты. Область «А» — нормально-осадочные карбонаты девонского моря Припятского прогиба

Выше по разрезу (пачка «8») в распределении величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ отмечается отчетливое и синхронное утяжеление изотопного состава углерода и кислорода от подошвы к кровле пачки. Приток свежих порций морской воды снижал вклад континентальных вод с их легким почвенным углеродом и одновременно приводил к утяжелению изотопный состав кислорода рассолов, участвовавших в формировании подстилающей солевой пачки. Тем самым происходило утяжеление величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ до стандартных морских значений.

В разрезе пачек 10 и 12 скважины 714 отмечается тенденция изменения $\delta^{13}\text{C}$, аналогичная для пачки «8». Динамика же значений $\delta^{18}\text{O}$ сложная и не поддается однозначной трактовке.

Следует отметить, что при образовании калиеносных отложений действует большое количество факторов. Разные процессы могут приводить к формированию карбонатных минералов с одним и тем же изотопным составом углерода и кислорода. Поэтому более или менее однозначное толкование наблюдаемым в разрезе изменениям изотопного состава пород можно дать лишь в том случае, когда тренды изменений отчетливы и устойчивы, как, например, в рассмотренных выше интервалах разреза скважины 714.

Распределение величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в вышележащих породах (пачки 13–27, скв. № 71), охватывающих верхнюю часть калиеносной субформации, не обнаруживают однонаправленной закономерности, и их интерпретация в настоящее время затруднительна.

Для понимания условий формирования осадочных карбонатов Припятского прогиба в девонское время нами был изучен изотопный состав углерода и кислорода в органогенных образованиях межсолевых мелководных отложений. Значения $\delta^{13}\text{C}$ в них высокие (0–2 ‰), но существенно ниже, чем свойственные мелководным карбонатам (3–6 ‰) (Peryt, Magaritz, 1990; Кулешов, Седаева, 2009).

Изотопный состав кислорода в органогенных карбонатах (в среднем 25–26 ‰) на 4–5 ‰ легче, чем в современных морских осадках. Если предполагать, что изотопный состав кислорода палеозойского океана был таким же, как современной морской воды (Knauth, Beeunas, 1986), а эту точку зрения на материалах по белорусскому девону ранее доказывал один из авторов настоящей статьи (Махнач и др., 1995), то облегченность по кислороду карбонатов калиеносной субформации можно связывать с инверсией $\delta^{18}\text{O}$ в рассолах высоких стадий сгущения, а облегченность межсолевых карбонатных пород — со вторичной переработкой. Вместе с тем значительная близость значений $\delta^{18}\text{O}$ в органогенных карбонатных породах межсолевой толщи, взятых с разных глубин, позволяет предположить, что изотопный состав кислорода девонского моря Припятского прогиба был более легким по сравнению с современным океаном. Эта точка зрения ранее была высказана Я. Вейцером с соавторами (Veizer et al., 1999).

Изотопный состав серы изучался в ангидрите из пород керна скв. № 71. Этот минерал образует мелкие включения или слагает желваки, линзы и прослои в глинисто-карбонатных породах калиеносной субформации Старобинского месторождения. Значения $\delta^{34}\text{S}$ варьируют от 20,9 до 30,0 ‰, в среднем составляя 25,6 ‰. Минимальные значения $\delta^{34}\text{S}$ хотя достаточно и близки к значению, которое принимается для сульфата морской воды фаменского века (23 ‰) (Kampschulte, Strauss, 2004), в целом несколько ниже (особенно для карбонатов калиеносной субформации). Очевидно, это является следствием привноса в бассейн седиментации изотопно легкой континентальной серы.

Значительное количество образцов сульфатов как из калиеносной субформации, так и из фаменских отложений прогиба имеют тяжелый изотопный состав серы. Это, несомненно, обусловлено имевшим место процессом бактериальной сульфат-редукции, который сопровождается накоплением тяжелой остаточной серы, мобилизуемой при кристаллизации сульфатных минералов. Нам представляется, что процесс сульфат-редукции вряд ли мог активно протекать в бассейне калиенакопления, где условия седиментации были преимущественно окислительными. Этот вывод в некоторой степени подтверждается отсутствием какой-либо корреляции между $\delta^{34}\text{S}$ сульфатов и $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ карбонатов в образцах, где определялись изотопы всех трех элементов. Процессы сульфат-редукции могли протекать и на постранидагенетической (катагенетической) стадии литогенеза.

Кроме того, высокие значения $\delta^{34}\text{S}$ в ангидритах калиеносной субформации можно объяснять инвазиями в северо-западную центриклиналь прогиба рассолов с «уже готовой»

тяжелой серой из подготовительных бассейнов в пределах обширной территории Припятского прогиба, где условия были восстановительными.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 11-05-00584а.

Литература

Валяшко М.Г., Ветштейн В.Е., Жеребцова И.К. и др. Изменение изотопного состава водорода и кислорода морских рассолов в процессе галогенеза по экспериментальным данным // Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск: Наука. 1977. С. 120–124.

Махнач А.А., Михайлов Н.Д., Колосов И.Л., Шиманович В.М. Изотопы углерода и кислорода в девонских карбонатных образованиях Беларуси. Минск: Институт геологических наук АН Беларуси. 1994. 96 с.

Махнач А.А., Гулис Л.Ф., Колосов И.Л. и др. Соотношение изотопов кислорода в воде девонских бассейнов осадконакопления на территории Беларуси // ДАН Беларуси. 1995. Т. 39. № 3. С. 96–100.

Кулешов В.Н., Седаева К.М. Геохимия изотопов ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) и условия образования верхнеказанских карбонатных отложений Волго-Вятского междуречья // Литология и полезн. ископаемые. 2009. № 5. С. 508–526.

Сонненфелд П. Рассолы и эвапориты. М.: Мир. 1988. 480 с.

Aharon P., Kolodny Y., Sass E. Recent hot brine dolomitization in the Solar Lake, Gulf of Elat, isotopic, chemical and mineralogical study // J. Geol. 1977. V. 85. P. 27–48.

Gavish E. Recent sabkhas marginal to the southern coasts of Sinai, Red Sea // Hypersaline Brines and Evaporitic Environments. Amsterdam: Elsevier. 1980. P. 233–251.

Kampschulte A., Strauss H. The sulfur isotopic evolution of Phanerozoic seawater based on the analysis of structurally substituted sulfate in carbonates // Chemical Geology. 2004. V. 204. P. 255–286.

Knauth L.P., Beeunas M.A. Isotope geochemistry of fluid inclusions in Permian halite with implications for the isotopic history of ocean water and the origin of saline formation waters // Geochim. Cosmochim. Acta. 1986. V. 50. P. 419–433.

Lloyd R.M. Oxygen isotope enrichment of sea water by evaporation // Geochim. Cosmochim. Acta. 1966. V. 30. P. 801–814.

Makhnach A., Mikhajlov N., Shimanovich V., Kolosov I. Carbon and oxygen isotopic composition of carbonates from saliferous deposits of the Pripyat Trough, Belarus // Sedimentary Geology. 1994. V. 94. P. 85–96.

Peryt T. M., Magaritz M. Genesis of evaporate-associated platform dolomites: case study of the Main Dolomite (Zechstein, Upper Permian), Leba elevation, northern Poland // Sedimentology. 1990. V. 37. № 4. P. 745–761.

Pierre C., Rouchy J.M. Carbonate replacements after sulphate evaporites in the Middle Miocene of Egypt // J. Sediment. Petrol. 1988. V. 58. P. 446–456.

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. V. 161. № 1. P. 59–88.