

Н. М. БУГРОВ, А. И. БОГАЧЕВ, Ю. К. КАЛИНИН,
В. Д. СЛЮСАРЕВ, А. В. ЯКУБОВСКИЙ

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ВОД ДОКЕМБРИЙСКИХ УЛЬТРАБАЗИТОВ КАРЕЛИИ

(Представлено академиком В. И. Смирновым 11 IV 1974)

Еще в 1941 г. В. И. Вернадский ⁽¹⁾ предполагал возможность изменения изотопного состава кислорода или водорода в водах метаморфических пород и минералов по сравнению с водой биосферы. Проведенное затем плотностным методом исследование изотопного состава вод ряда минералов и пород ⁽¹⁾, в том числе докембрийского возраста (талько-хлоритовые породы Сегозерского месторождения Карелии, талько-хлоритовые сланцы Украины и хлоритовые сланцы Кольского полуострова), выявило увеличение их плотности по сравнению со стандартной водой. Авторы считали, что уплотнение зависит в основном от присутствия кислорода-18, тогда как роль дейтерия незначительна.

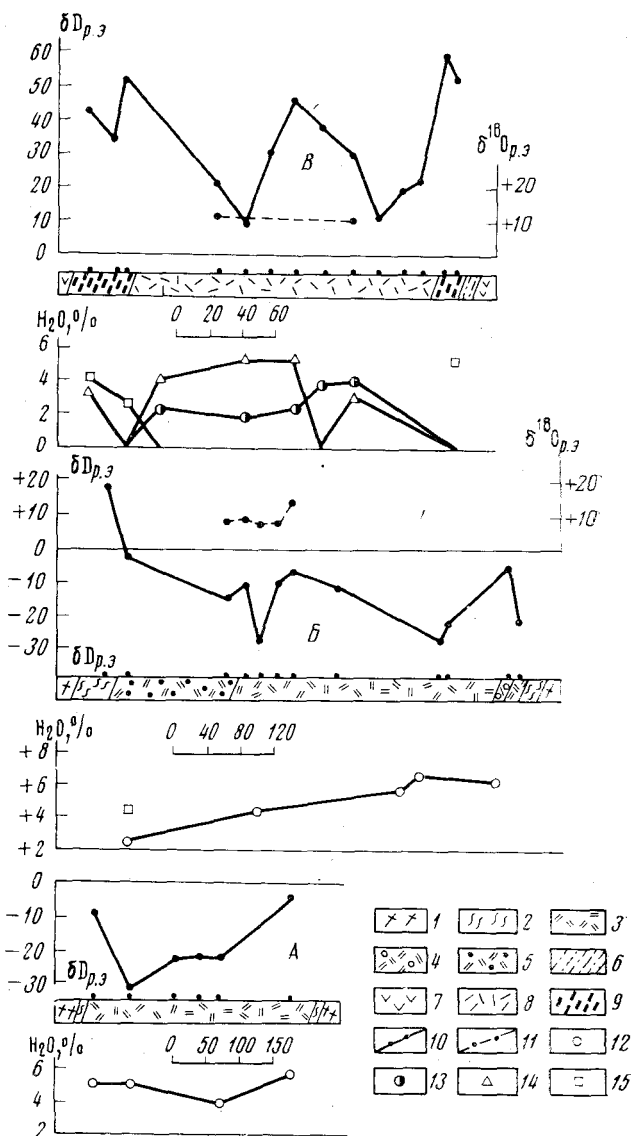
Последующие исследования изотопии горных пород касались преимущественно кислорода в безводных силикатах и окислах ^(2, 3) или водосодержащих силикатах ⁽⁴⁾. В меньшей степени изучалась изотопия водорода в водосодержащих породах и минералах, в том числе в серпентинитах ⁽⁵⁾.

Авторами настоящей статьи проведено определение концентрации дейтерия (53 опр.) и кислорода (7 опр.) в водах разновозрастных серпентинизированных ультрабазитов Карелии. Были выбраны наиболее изученные массивы (рис. 1) нижнепротерозойского гипербазитового (18 опр. D и 5 опр. ¹⁸O) и среднепротерозойского габбро-перидотитового (28 опр. D и 2 опр. ¹⁸O) формационных типов ⁽⁶⁾. Интрузии первого типа расположены среди гранито-гнейсовых образований архейского фундамента карелид северной Карелии и представлены телами высокомагнезиальных оливинитов (докембрийские аналоги альпинотипных ультрабазитов фанерозоя), которые неоднократно принимали участие в складчатости, часто будинированы, в краевых частях рассланцованы, прорываются гранитоидами. Общее содержание водосодержащих минералов в них колеблется в пределах 40–45%.

Согласные или секущие тела среднепротерозойских перидотитов располагаются среди фундамента карелид и осадочно-вулканогенных толщ нижнего и среднего протерозоя района Ветреного пояса ⁽⁷⁾ и Онежской мулды ⁽⁸⁾ в юго-восточной Карелии. Они генетически связаны с высокомагнезиальными вулканитами — типа пикритовых базальтов — и характеризуются наличием интенсивно амфиболлизированных и хлоритизированных пикритовых оторочек и зон закалок в контакте с вмещающими породами, слабо дифференцированным строением, вершитовым первично-магматическим составом. Содержание водосодержащих минералов в изученном интрузивном теле (см. рис. 1) составляет 40–55%. Согласно существующим представлениям ⁽⁹⁾, возрастной диапазон нижнепротерозойских (2200–2400 млн лет) и среднепротерозойских (1700 млн лет) ультрабазитов составляет примерно 500–700 млн лет.

Для большинства образцов приведенных геологических разрезов выполнены термовесовые анализы на дериватографе системы Паулик, Паулик и Эрдей. Скорость нагрева во всех анализах равнялась 10°/мин. По данным

Рис. 1. Разрезы ультрабазитовых тел, данные термовесового анализа и результаты изотопного анализа вод серпентинизированных ультрабазитов (А, В — серпентинизированные оливиниты нижнего протерозоя, В — серпентинизированные вершковые перидотиты среднего протерозоя). 1 — гранитоиды архея; 2 — амфиболо-хлоритовые породы приконтактовых зон оливинитов; 3 — лизардит-хризотилловые серпентиниты с незначительной примесью брусита и хлорита; 4 — интенсивно хлоритизированные серпентиниты; 5 — слабо отальцованные серпентиниты; 6 — туфогенно-осадочные породы среднего протерозоя; 7 — метабазы среднего протерозоя; 8 — лизардит-хризотил-антигоритовые серпентиниты с незначительной примесью хлорита; 9 — приконтактовые амфиболлизированные и хлоритизированные пикриты; 10 — значения δD ; 11 — значения $\delta^{18}O$; 12–15 — типы кристаллизационных вод по данным термовесового анализа: 12 — лизардит-хризотилловая вода с незначительной примесью бруситовой и хлоритовой, 13 — лизардит-хризотилловая с незначительной примесью хлоритовой, 14 — антигоритовая вода, 15 — хлоритовая вода



термовесового анализа определялись формы связи воды в породах. Исследовалась кристаллизационная вода, которая отгонялась в интервале температур 350–800°. Максимумы ее удаления зафиксированы при температурах: 640–655; 660–790; 760–800 и 830–860°. Согласно (10), эндоэффекты при 640–655 и 830–860° принадлежат хлориту, 660–700° лизардит-хризотилловому серпентину, а 760–800° антигориту. Изредка проявляется эндоэффект при 410–430°, принадлежащий бруситу. Следовательно, в метаморфизованных ультрабазитах выделяются такие ассоциации водосодержащих минералов: 1) лизардит-хризотилловая с незначительной примесью брусита и хлорита, генетически связанных с процессом серпентинизации в нижнепротерозойских оливинитах; 2) лизардит-хризотил-антигоритовая с незначительной примесью хлорита, генетически связанного с процессом серпентинизации в среднепротерозойских вершковых перидотитах; 3) амфибол-хлоритовая, связанная с более поздним, относительно серпентинизации, процессом контактового метаморфизма ультрабазитов нижнего и среднего протерозоя. При этом общее количество кристаллизационной

воды во всех разновидностях пород трех приведенных массивов остается примерно на одном уровне: 5–7,0‰.

Определение концентраций D и ^{18}O в водах (объем в пределах 1–3 мл) производилось во ВСЕГИНГЕО масс-спектрометрическим методом.

Все измерения выполнены относительно рабочего эталона ВСЕГИНГЕО, который отличается от единого международного стандарта СМОВ по содержанию дейтерия на величину $\delta D_{\text{СМ}} = -94,8\text{‰}$, по содержанию кислорода-18 — на $\delta^{18}\text{O}_{\text{СМ}} = 11,26\text{‰}$. Сравнение рабочего эталона со СМОВ производили исходя из общепринятых концентраций D $158 \cdot 10^{-6}$ и ^{18}O $1993,4 \cdot 10^{-6}$ в стандарте СМОВ. Систематические погрешности при масс-спектрометрических измерениях отсутствуют.

На рис. 1 приведены геологические разрезы, местоположение изученных проб воды из различных ассоциаций водосодержащих минералов, соответствующих определенным разновидностям пород, и результаты изотопного анализа вод. Для одного из нижнепротерозойских массивов (рис. 1А) характерна однородная массовая серпентинизация; у второго (рис. 1Б) массовая серпентинизация отмечается также в центре, но ближе к лежащему контакту; по направлению же к висячему оливиниты более интенсивно серпентинизированы, хлоритизированы и слабо аталькованы. В связи с петрографо-минералогическими особенностями разреза меняется и содержание D. Общей закономерностью для первого массива является понижение концентраций D в его центральной части и увеличение в приконтактных зонах серпентинитов; во втором — наряду с увеличением концентраций D в приконтактных зонах, достигающих максимума в хлоритоамфиболовых разновидностях, — наблюдается повышение его содержания в направлении висячего контакта, т. е. в сторону увеличения степени метаморфического преобразования оливинитов.

В среднепротерозойских перидотитах (рис. 1В), наоборот, отмечается общее уменьшение концентраций D в центральной зоне серпентинитов и увеличение в направлении приконтактных хлоритизированных пикритов, где серпентин отсутствует. Увеличение концентрации тяжелого изотопа водорода на границе серпентинитов и хлоритизированных пикритов еще требует выяснения: или это фракционирование изотопов водорода в процессе серпентинизации, или же результат обменных реакций серпентиновой и более поздней хлоритовой воды. Точно так же как и в нижнепротерозойских массивах, здесь намечается увеличение содержания D в хлоритах пикритов по сравнению с примыкающими серпентинитами.

Следует отметить, что тенденция резкого увеличения концентраций D (14 опр.) в серпентинизированных ультрабазитах среднего протерозоя по сравнению с изученным нижнепротерозойским отмечена и в ряде других массивов района Ветреного пояса и Онежской мульды.

Концентрация ^{18}O (см. рис. 1Б, В) в разновозрастных ультрабазитах, будучи значительно выше стандарта воды, находится примерно на одном уровне с некоторым увеличением в среднепротерозойских серпентинизированных перидотитах.

В заключение следует отметить следующее:

1. Концентрации D в кристаллизационной воде хлорит-серпентиновой ассоциации разновозрастных ультрабазитов резко различны.

2. Независимо от возраста ультрабазитов в более поздних по сравнению с серпентинитами хлоритовых ассоциациях концентрации D всегда выше. Наиболее четко это проявляется в породах нижнего протерозоя.

3. Термодинамически обосновано (11) увеличение концентраций тяжелых изотопов по мере роста содержания этих элементов в соответствующих минеральных фазах и системах. Следовательно, при равном содержании воды во всех метаморфических разновидностях ультрабазитов выявленные закономерности связаны с различным характером как серпентиновых вод в разновозрастных ультрабазитах, так и хлоритовой воды. Возможно, это свидетельствует о сохранности реликтовых изотопов D мантийного проис-

хождения в серпентинитах и фракционирование изотопов водорода в процессе парциального плавления и дегазации верхней мантии в протерозое в сторону утяжеления. Этот вопрос приобретает особый интерес в связи с наличием существенных количеств гидроксила в безводных силикатах (¹²) и, как предполагают, в мантии (¹³). Тенденция к увеличению концентраций тяжелых изотопов во времени отмечается и для ряда других элементов, например углерода (¹⁴).

Институт геологии
Карельского филиала Академии наук СССР
Петрозаводск

Поступило
4 IV 1974

Всесоюзный научно-исследовательский
институт гидрогеологии и инженерной геологии
Москва

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ В. И. Вернадский и др., ДАН, т. 31, № 1 (1941). ² А. П. Виноградов, Е. И. Донцова, ДАН, т. 85, 1341 (1952). ³ Г. В. Пинус, Е. И. Донцова, Геология и геофизика, № 12 (1971). ⁴ D. B. Wenner, H. P. Taylor jr., Contr. Mineral. and Petrogr., v. 32, 3, 193 (1971). ⁵ D. B. Wenner, H. P. Taylor jr., Am. J. Sci., v. 273, 3, 207 (1973). ⁶ Геохимия гипербазитов Карело-Кольского региона. Тр. Инст. геол. Карельск. фил. АН СССР, в. 5, Л., 1971. ⁷ В. Д. Слюсарев, В. С. Куликов, Геохимическая эволюция базит-ультрабазитового магматизма протерозоя, Л., 1973. ⁸ М. А. Гилярова, Спилиты Кончозерского района, Л., 1941. ⁹ Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита, Л., 1972. ¹⁰ У. А. Дир и др., Породообразующие минералы, т. 3, М., 1965. ¹¹ С. Б. Брандт, ДАН, т. 214, № 6 (1974). ¹² R. F. Martin, G. Donnay, Am. Mineral., v. 58, 5-6, 508 (1974). ¹³ Idem., Mineral., v. 57, 3-4, 554 (1972). ¹⁴ Э. М. Галимов, Изотопы углерода в нефтегазовой геологии, М., 1973.