

Академик А. В. СИДОРЕНКО, Ю. А. БОРЩЕВСКИЙ

УЧАСТИЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД В ФОРМИРОВАНИИ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ОБОЛОЧКИ ЗЕМЛИ

Проблемы эволюции земной коры, и особенно формирования метаморфической оболочки Земли, представляют особый интерес для современной теоретической и практической геологии (¹), так как имеют определяющее значение для создания как теории геологического развития Земли, так и основ прогнозирования месторождений полезных ископаемых в докембрийских метаморфических комплексах.

В решении проблемы участия вод различного генезиса в формировании метаморфических комплексов докембрия и связанных с ними рудных месторождений большая роль принадлежит изотопным методам, которые позволяют устанавливать основные, принципиальные особенности геологических процессов (²).

Общепризнано, что процессы регионального метаморфизма, гранитизации и регионального щелочного метасоматоза происходят с обязательным и притом активным участием воды. Однако источник этой воды до последнего времени оставался достаточно проблематичным.

Большинство исследователей (^{3, 4}) считают, что региональный метаморфизм и гранитизация обусловлены притоком значительных масс глубинных ювенильных водных флюидов, несущих щелочные металлы, что далеко не бесспорно. В то же время, относительно источника водных флюидов, вызывавших метасоматические изменения в пределах зон региональных разломов докембрийских щитов, высказываются различные мнения — о его ювенильной (⁵), метаморфогенно-ювенильной (⁶) и метеорно-ювенильной (⁷) природе.

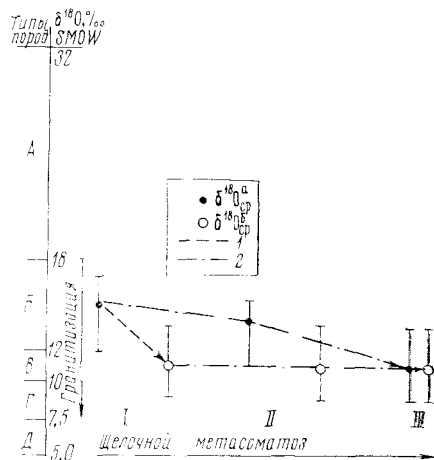
Изотопно-кислородные исследования (^{8, 9}) региональных щелочных метасоматитов, развитых как по метаморфическим породам, так и по породам гранито-гнейсового комплекса Украинского кристаллического щита (рис. 1) свидетельствуют о том, что изотопный состав кислорода неизменных и измененных щелочным метасоматозом пород гранито-гнейсового комплекса (граниты, мигматиты, гнейсы) варьирует в одинаковых пределах (9,0—13,6‰) и не зависит от степени альбитизации пород (альбититы наследуют изотопный состав кислорода исходных пород), тогда как значения $\delta^{18}\text{O}$ метаморфических пород (магнетит-амфиболовые сланцы) в процессе альбитизации закономерно уменьшаются от 16,6 до 9,0‰, что свойственно уже гранитизированным породам. Как видно (рис. 1), на уровень значений $\delta^{18}\text{O}$ гранитов и гранито-гнейсов метаморфические породы могут приходить двумя путями: благодаря процессам гранитизации и процессам щелочного метасоматоза. Отсюда можно сделать заключение, что процесс щелочного метасоматоза, способный вызывать такие же изменения изотопного состава кислорода исходных пород, как ультраметаморфизм и гранитизация, связан с растворами, которые в изотопном отношении аналогичны растворам, принимающим активное участие в региональном метаморфизме и гранитизации. Этот вывод полностью согласуется с геолого-геохимическими данными (⁷) о генетической близости процессов регионального щелочного метасоматоза и регионального метаморфизма, включающего ультраметаморфизм и гранитизацию.

Таким образом, щелочные метасоматиты зон региональных разломов являются закономерным звеном системы осадки — метаморфизм — граниты, эволюция которой происходит с участием изотопно-единого водного флюида и приводит к образованию метаморфической оболочки Земли.

Теперь необходимо ответить на вопрос о том, какова же генетическая природа данного водного флюида.

В основе решения этого вопроса на изотопном уровне лежат известные закономерности распределения изотопов кислорода в земной коре (рис. 2). Следует подчеркнуть, что основные источники воды существенно разли-

Рис. 1. Эволюция изотопного состава кислорода исходных метаморфических пород (а) при процессах гранитизации (I) и щелочного метасоматоза (2) и гранито-гнейсовых пород (б) при процессах щелочного метасоматоза. I — неизменные породы, Na_2O до 4%; II — породы, подвергавшиеся в разной степени щелочному метасоматозу, Na_2O от 4 до 7,5%; III — щелочные метасоматиты (альбититы), Na_2O от 7,5 до 11%. А — осадки и осадочные породы; Б — метаморфические породы (кристаллические сланцы и гнейсы); В — гранито-гнейсы; Г — граниты, гранодиориты; Д — базальты, габбро, ультраосновные породы



чаются по изотопному составу кислорода (ювенильные — значения $\delta^{18}\text{O}$ от +5,5 до +5,6‰, метаморфогенные от +10 до +14‰, океанические 0,0‰, метеорные от -5,0 до -17‰). Далее, непосредственное отношение к рассматриваемому вопросу имеют два фундаментальных факта в геохимии изотопов кислорода: 1) закономерное уменьшение содержания изотопа ^{18}O в осадочно-метаморфических породах в процессе регионального метаморфизма и гранитизации (¹⁰⁻¹³); 2) близость средних значений $\delta^{18}\text{O}$ петрографически родственных метаморфических пород (например, метapelитов), принадлежащих к одной и той же фации регионального метаморфизма, причем эта близость поддерживается для пород разного возраста и различных регионов мира (¹⁴).

Указанные закономерности свидетельствуют о едином, изотопно-постоянном водном флюиде, активно участвующем в метаморфических преобразованиях осадочной оболочки Земли. Кроме того, для закономерного уменьшения $\delta^{18}\text{O}$ по мере увеличения степени метаморфизма осадочных пород необходимо наличие двух факторов: изотопно-легкой воды и температурного градиента. Изотопный состав кислорода может закономерно облегчаться только при взаимодействии со значительно большими количествами воды, имеющей более легкий изотопный состав, чем вода, находящаяся в изотопно-кислородном равновесии с этими породами.

Показательно, что уже в первых работах по изотопно-кислородному изучению регионального метаморфизма (¹¹) справедливо признавалось, что закономерная связь между $\delta^{18}\text{O}$ регионально измененных пород и степенью их метаморфизма обусловлена непрерывным изотопно-кислородным обменом между метаморфизирующимися породами и обширным внешним кислородным резервуаром постоянного изотопного состава, обедненного изотопом ^{18}O .

Как видно, среди характерных особенностей этого резервуара отмечена его обедненность изотопом ^{18}O , что было продиктовано вполне понятными соображениями изотопного материального баланса. В то же время неоднократно подчеркивалось, что природа этого кислородного резервуара неиз-

вестна. И в течение ряда лет в изотопно-кислородных исследованиях регионально метаморфизованных пород использовался геологически безликий термин — «внешний кислородный резервуар». Затем, без каких-либо обоснований, традиционно стали считать, что таким резервуаром являются глубинные, ювенильные воды.

Однако изотопный состав таких вод, как известно, должен характеризоваться значениями $\delta^{18}\text{O}_{\text{ср}} = +6,0\text{‰}$, т. е. это — изотопно-тяжелые воды. И потому они не отвечают требованиям изотопного материального баланса

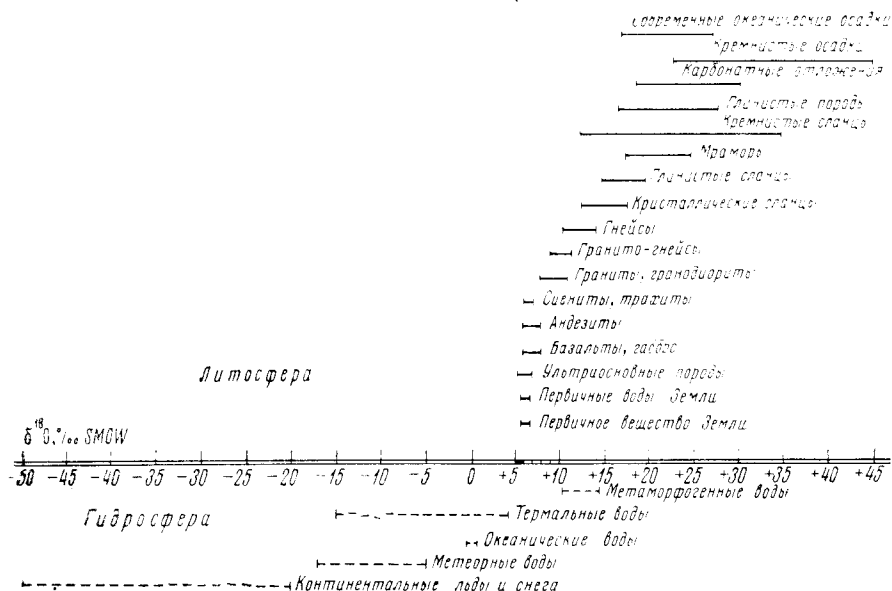


Рис. 2. Распределение изотопов кислорода в земной коре (обобщены литературные данные на 1974 г.)

и не могут рассматриваться как фактор глобального изотопно-кислородного сдвига в метаморфической оболочке Земли. Ювенильные воды могли бы вызвать закономерное снижение $\delta^{18}\text{O}$ осадочных пород со средней величины $+20\text{‰}$ к величинам от $+8$ до $+9\text{‰}$, что соответствует $\delta^{18}\text{O}_{\text{ср}}$ метаморфической оболочки, только в том случае, если бы масса этих вод в несколько раз превышала бы массу всей метаморфической оболочки — а это, безусловно, нереально.

Изотопно-кислородные балансовые расчеты показывают, что только постоянная связь воды, участвующей в региональном метаморфизме, гранитизации и региональном щелочном метасоматозе, посредством того или иного механизма массопереноса (инфильтрационный, капиллярно-плечочный, диффузионно-плечочный и т. д.) с основным планетарным резервуаром воды — мировым океаном ($\delta^{18}\text{O}_{\text{ср}} = 0,0\text{‰}$) и его производным — метеорными водами ($\delta^{18}\text{O}$ от -5 до -17‰), может обусловить известные закономерности распределения изотопов кислорода в земной коре.

Как показывает большой фактический материал ⁽¹⁴⁾, минеральные ассоциации различных пород находятся преимущественно в изотопно-кислородном равновесии в температурном поле земной коры. Несомненно, что главная роль в установлении этого равновесия принадлежит водам гидросферы, и основным фактором распределения изотопов кислорода в земной коре в глобальном масштабе является термодинамическое изотопное равновесие между литосферой и гидросферой, определяемое их количественными соотношениями и температурным градиентом земной коры.

Таким образом, геохимия изотопов кислорода дает новые подтвержде-

ния существующим представлениям о важной роли поверхностных вод в эндогенных процессах. Можно привести немало примеров активного участия метеорных и морских вод в процессах рудообразования (¹⁵, ¹⁶) и петрогенезиса приповерхностных зон (¹⁷⁻²⁰), что выявляется как изотопнокислородным, так и другими изотопными методами.

Однако теперь мы должны пойти дальше и признать, что даже глубинные зоны земной коры — зоны регионального метаморфизма, ультраметаморфизма, метасоматоза и гранитизации — сохраняют достаточно активную (в геологическом аспекте) связь с изотопно-легкими поверхностными водами гидросферы, обеспечивая материальный круговорот вещества в земной коре.

Поступило

20 II 1975

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ А. В. Сидоренко, В сб. Литология и осадочная геология докембрия, М., 1973.
² Ю. А. Борщевский, там же. ³ Ф. Тернер, Дж. Ферхуген, Петрология изверженных и метаморфических пород, ИЛ, 1961. ⁴ А. А. Маракушев, Л. Л. Перчук, Докл. I Международн. геохим. конгр., т. 3, кн. 1, М., 1972. ⁵ Э. А. Багдасаров и др., В кн. Проблемы метасоматизма, М., 1970. ⁶ Я. Н. Белевцев, В кн. Генезис эндогенных рудных месторождений, М., 1968. ⁷ В. Г. Кушев, Щелочные метасоматиты докембрия, Л., 1972. ⁸ Ю. А. Борщевский и др., Тез. докл. IV Всесоюз. симпозиума по применению стабильных изотопов в геохимии, М., 1972. ⁹ Ю. А. Борщевский и др., Сов. геол., № 12 (1975). ¹⁰ С. Силвермен, В сб. Изотопы в геологии, М., 1954.
¹¹ H. P. Taylor, S. Epstein, Bull. Geol. Soc. Am., v. 73, № 4, № 6 (1962). ¹² Е. И. Донцова, А. В. Миловский, Геохимия, № 6 (1967). ¹³ G. Garlick, S. Epstein, Geochim. et cosmochim. acta, v. 31, № 2 (1967). ¹⁴ Г. Тейлор, В кн. Геохимия гидротермальных рудных месторождений, М., 1970. ¹⁵ D. Rye et al., Econ. Geol. v. 69, № 3 (1974). ¹⁶ H. P. Taylor, Econ. Geol., v. 69, № 6 (1974). ¹⁷ H. P. Taylor, P. Forester, J. Petrol., v. 12, № 3 (1971). ¹⁸ O. B. Wenner, H. P. Taylor, Geochim. et cosmochim. acta, v. 38, № 8 (1974). ¹⁹ K. Muehlenbachs et al., Geochim. et cosmochim. acta, v. 38, № 4 (1974). ²⁰ E. T. C. Spooner et al., Contr. Min. Petrol., v. 47, № 1 (1974).