

УДК 550.42

## ЮВЕНИЛЬНЫЙ ПОТОК УГЛЕКИСЛОТЫ И ПРИЧИНЫ ГЛОБАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ НА ГРАНИЦЕ ПЕРМЬ–ТРИАС

© 2004 г. Академик И. Д. Рябчиков, академик Л. Н. Когарко, Т. Нтафлос

Поступило 06.08.2004 г.

Среди причин катастрофических глобальных изменений климата, сопровождавшихся массовым вымиранием флоры и фауны, главное место отводится гигантским импактным явлениям и усилениям магматической активности в течение определенных интервалов геологического времени, обусловленным подъемом мантийных суперплюмов. Самый выдающийся кризис в истории биосферы относится к границе пермь–триас. Большинство исследователей связывают его с гигантскими излияниями лав в пределах Сибирской трапповой провинции, также приуроченными к этой стратиграфической границе [1], хотя высказаны гипотезы о том, что этот биокризис был вызван космической катастрофой [2, 3].

Большое значение в плане изменений условий существования живых организмов придается выделению в атмосферу и гидросферу вулканических газов – углекислоты и кислых газов –  $\text{SO}_2$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{HF}$ . Влияние на окружающую среду всех этих компонентов, за исключением  $\text{CO}_2$ , ограничивается отрезком времени в несколько лет. Удаление из атмосферы двуокиси углерода происходит значительно медленнее, и ее эффект как тепличного газа может продолжаться десятки тысяч лет [3]. Повышение содержания в атмосфере  $\text{CO}_2$  является наиболее вероятным фактором глобальных изменений. В настоящем сообщении даются оценки потока магматогенного  $\text{CO}_2$  в атмосферу на границе пермского и триасового периодов в ходе формирования Сибирской трапповой провинции.

В пределах Сибирской трапповой провинции, как и в других гигантских магматических провинциях, резко преобладают толеитовые платобазальты. Наряду с этим в подчиненных количествах здесь присутствуют высокомагнезиальные эффузивы и дайковые породы: пикриты Норильского региона, меймечиты и щелочные пикриты Маймеча-Котуйского региона, субщелочные пикритовые базальты плато Путорана. В этих высокомагнезиальных породах роль летучих компонентов выступает наиболее отчетливо. В субщелочных пикритовых базальтах плато Путорана фенокриты оливина нередко содержат флюидные и комбинированные расплавно-флюидные микровключения, содержащие плотную углекислоту (представленную жидкостью и газовым пузырьком при комнатной температуре [4]). Наличие комбинированных флюидно-расплавных микровключений с плотной углекислотой свидетельствует о том, что кристаллизация оливина из этих магм происходила при высоких давлениях и одновременно с выделением оливина имела место дистилляция углекислотной газовой фазы, т.е. на самой ранней стадии магматического процесса расплав был насыщен в отношении  $\text{CO}_2$ .

Глубина магматической камеры, в которой происходила кристаллизация фенокритов оливина, может быть оценена из геохимических особенностей путоранских субщелочных пикробазальтов. Эти породы не проявляют признаков контаминации континентальной корой, в частности в них отсутствует отрицательная ниобий-танталовая аномалия [5] (субхондритовые ниобий-урановые отношения [6]). Кроме того, ниобий-танталовая аномалия отчетливо проявлена в преобладающих в пределах трапповой провинции толеитовых платобазальтах [5]. Отсюда можно заключить, что магматические камеры платобазальтов располагались в пределах континентальной коры, а субщелочных пикробазальтов – ниже поверхности Мохоровичича. В этом случае давление кристаллизации фено-

*Институт геологии рудных месторождений,  
петрографии, минералогии и геохимии  
Российской Академии наук, Москва  
Институт геохимии и аналитической химии  
им. В.И. Вернадского  
Российской Академии наук, Москва  
Университет Вены, Институт наук о Земле,  
Австрия*

кристов должно быть выше или приблизительно равно 1 ГПа.

При давлении 1 ГПа растворимость  $\text{CO}_2$  в расплаве толеитового базальта близка к 1 мас. %. Субщелочные пикробазальты содержат существенно более высокие содержания Ca, Mg и Fe, что должно привести к более высокой растворимости двуокиси углерода [7]. Используя уравнение, описывающее зависимость этой величины от состава расплава из работы [7], можно оценить содержание  $\text{CO}_2$  в пикробазальтовом расплаве, равновесном с углекислым флюидом, как ~3 мас. %. Высокое содержание  $\text{CO}_2$  в высокомагнезиальных магмах привело к началу их дегазации на большой глубине и обеспечило возможность транспорта к поверхности этих высокоплотных расплавов [8].

Знание концентрации  $\text{CO}_2$  в магме позволяет судить о содержании этого компонента в мантийном источнике. Геохимическими аналогами  $\text{CO}_2$  (при отсутствии остаточных карбонатов) в мантийных магматических системах являются такие максимально несовместимые элементы, как Nb, Th или Ba, как это следует, например, из данных по закаленным стеклам и расплавленным микровключениям трансформного разлома Сикейрос [9]. Содержания ниобия в расплавленных включениях из фенокритов оливина в субщелочных пикробазальтах составляют 45 ppm. Отсюда отношение  $\text{CO}_2/\text{Nb}$  в этих магмах оценивается как 660, что достаточно близко к соответствующей величине для примитивной мантии ( $\text{CO}_2/\text{Nb} = 670$ ), а также для первичных кимберлитовых магм. Действительно, на основании фазовых равновесий в карбонатно-силикатных системах содержание углекислоты в первичных кимберлитовых магмах оценивается как 13–18% [10], что при среднем содержании ниобия в кимберлитах группы I 214 ppm дает  $\text{CO}_2/\text{Nb} = 600\text{--}840$ . Принимая для мантийного источника сибирского плюма  $\text{CO}_2/\text{Nb} = 660$ , при средних содержаниях ниобия в толеитовых базальтах плато Путорана порядка 4 ppm получаем концентрацию  $\text{CO}_2$  в них порядка 0.26%. Многие исследователи принимают объем излившихся лав для Сибирской трапповой провинции равным  $2 \cdot 10^6 \text{ км}^3$ . В этом случае количество привнесенной в атмосферу  $\text{CO}_2$  составит  $1.5 \cdot 10^{13}$  т. Эта величина сравнима с массой  $\text{CO}_2$  (порядка  $2 \cdot 10^{13}$  т), необходимой, согласно [11], для существенного глобального потепления (для подъема средней температуры на 1–2°C).

Приведенная выше оценка количества ювенильной углекислоты, выделившейся в атмосферу на границе пермь–триас, является минимальной, так как она не учитывает количества газа, выделявшегося при внедрении гипабиссальных

интрузий (силлов), распространенных на Сибирской платформе на значительно большей площади, чем поверхностные базальтовые потоки, не учитывает значительных количеств углекислоты, которые могли появиться при внедрении в верхние горизонты земной коры карбонатитовых магм в пределах Маймеча-Котуйской субпровинции, а также углекислоты, которая выделялась при контактовом метаморфизме карбонатных осадочных пород Сибирской платформы. Кроме того, следует учесть, что ареал плюмового магматизма на границе перми и триаса был существенно шире, чем это считалось до сих пор, так как, согласно последним данным, он продолжается в погребенных рифтах Западной Сибири и шельфовой области Северного Ледовитого океана [12]. Возможен также вклад дегазации магм, извержение которых происходило синхронно с сибирскими траппами на юге Китая (вторая фаза Эмейшанской провинции континентального базальтового вулканизма [13, 14]).

В целом не исключено, что реальное количество  $\text{CO}_2$ , которое выделилось в атмосферу на границе пермского и триасового периодов, могло в несколько раз превышать полученную нами минимальную оценку ( $1.5 \cdot 10^{13}$  т). Выделение такой массы углекислого газа за геологически короткий промежуток времени (1 млн. лет, а возможно, и меньше), несомненно, является реальной причиной катастрофических глобальных изменений климата и крупномасштабного биокризиса, относящегося к этому времени.

В палеозойской части разреза осадочного чехла Сибирской платформы широко развиты эвапоритовые отложения. Взаимодействие с ними базальтовых магм приводит к существенному повышению концентраций в расплавах хлора и серы [15]. В результате в ходе формирования Сибирской трапповой провинции происходило выделение в атмосферу не только  $\text{CO}_2$ , но также и значительных масс HCl и  $\text{SO}_2$ , оказывающих заметное воздействие на окружающую среду.

Работа выполнена в рамках Российско-Австрийского научного сотрудничества (проект РФФИ 03–05–20–006 БНТС–а).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Y. et al. // Earth and Planet. Sci. Lett. 2003. V. 214. P. 75–91.
2. Becker L., Poreda R.J., Hunt A.G. et al. // Science. 2001. V. 291. P. 1530–1533.
3. Wignall P.B. // Earth-Sci. Revs. 2001. V. 53. P. 1–33.
4. Ryabchikov I.D., Solovova I.P., Ntaflou T. et al. // Geochem. Intern. 2001. V. 39. № 5. P. 432–446.

5. *Ryabchikov I.D., Ntaflou T., Solovova I.P., Buechl A.* // *Geochem. Intern.* 2001. V. 39. № 5. P. 415–431.
6. *Hofmann A.W.* // *Nature.* 1997. V. 385. P. 219–229.
7. *Brey G.P., Ryabchikov I.D.* // *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.* 1994. № 10. S. 449–463.
8. *Anderson A.T.* // *Lithos.* 1995. V. 34. P. 19–25.
9. *Saal A.E., Hauri E.H., Langmuir C.H., Perfit M.R.* // *Nature.* 2002. V. 419. P. 451–455.
10. *Рябчиков И.Д.* В сб.: *Российская Арктика – геологическая история, минерагения, геоэкология.* СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 444–451.
11. *Kerrick D.M., Caldeira K.* // *Chem. Geol.* 1993. V. 108. P. 201–230.
12. *Reichow M.K., Saunders A.D., White R.V. et al.* // *Science.* 2002. V. 296. P. 1846–1849.
13. *Lo C.H., Chung S.L., Lee T.Y., Wu G.* // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 198. P. 449–458.
14. *Racki G.* // *Lethaia.* 2003. V. 36. P. 171–173.
15. *Павлов Д.И., Рябчиков И.Д.* // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1968. № 2. С. 52–63.