

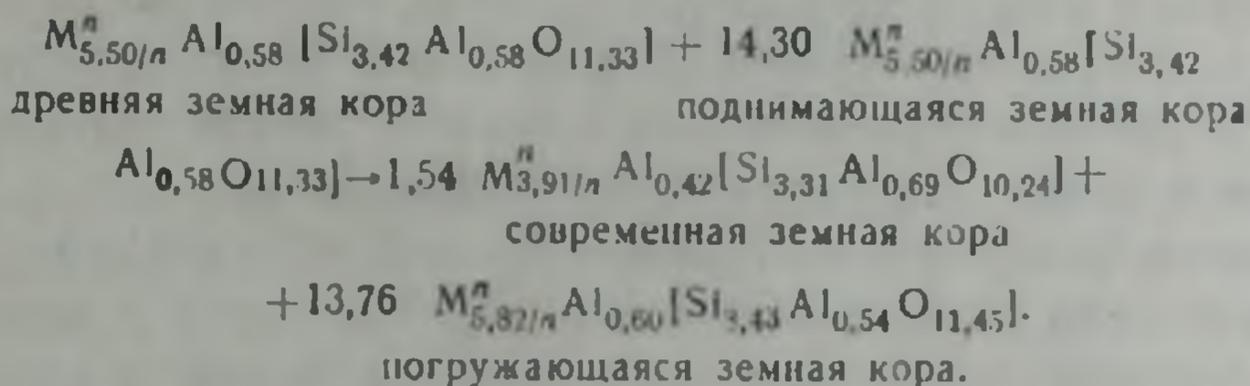
УДК 550.42 : 546.21

К. ВЕТЦЕЛЬ, Х. ШЮТЦЕ

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Разработана модель глобального круговорота кислорода и его изотопов в земной коре, учитывающая следующие резервуары кислорода: силикаты верхней мантии, ультрабазиты, базиты, кислые магматиты, метаморфиты, осадочные отложения и гидросферу. Анализ взаимосвязи этих резервуаров, в частности, обмена веществ и изотопов между верхней мантией и земной корой, позволяет понять вековое развитие химического состава земной коры относительно элементов кислорода, кремния и алюминия, а также значений $\delta^{18}\text{O}$ в названных резервуарах.

Тогда эволюция земной коры может быть представлена в виде следующего уравнения химической реакции:



Изотопный баланс кремния подтверждает правомерность предлагаемой модели. Магматические породы и минералы, значения $\delta^{15}\text{O}$ которых подчиняются соотношению

$$\delta^{18}\text{O} = (8,0 \cdot J_{18}\text{O} + 1,17) \text{‰}$$

образовались путем кристаллизации (с большей вероятностью) из ювенильных магм. Индекс $J_{18}\text{O}$ можно вычислить по Шютце [9] для силикатов с помощью метода приращений.

Гарлик [2], опираясь на исследования Тейлора и Эпштейна [11, 12], доказал, что изотопный состав кислорода в магматических и метаморфических породах и минералах в первую очередь зависит от химического состава и температуры образования пород и минералов. Ветцель, Миссбах и Мюле [16] показали, что эта зависимость, вероятно, имеет место и для осадочных образований. Метод приращений, разработанный Шютце [9], с целью вычисления термодинамических изотопных эффектов, позволяет точнее установить связь между изотопным составом кислорода в силикатах и их химической структурой, по сравнению с ранее применяемыми эмпирическими и полуэмпирическими методами. Такое теоретическое исходное положение позволяет определить изотопный состав кислорода в глобальных резервуарах земной коры (ультрабазиты, основные и кислые магматиты, метаморфиты, оса-

дочные отложения, вода) из модели развития земной коры. Сравнение вычисленных таким образом значений $\delta^{18}\text{O}$ со средними значениями $\delta^{18}\text{O}$ названных резервуаров позволит сделать соответствующие заключения, касающиеся как развития земной коры, так и геохимии изотопов кислорода.

Модель развития земной коры

Основу наших расчетов составляют следующие представления о развитии земной коры. Образование первичной коры более 4 миллиардов лет назад, как и новообразование земной коры в пограничных областях между земной корой и мантией, а именно в рифтовых зонах, происходило путем затвердевания ювенильных магм. Эти магмы имеют более кислый состав, чем тот материал земной коры, который возвращается обратно в верхнюю мантию в пограничных зонах между корой и мантией, в частности в зонах всасывания.

Допустим, что химический состав формирующейся земной коры на протяжении всех $3,5 \cdot 10^9$ лет соответствовал химическому составу магм, образующихся в современных рифтовых зонах. В результате, более основная земная кора превращается в новую, состоящую из относительно более подкисленных основных пород. Далее, в соответствии с преобладающим мнением, будем исходить из того, что вся гидросфера возникла еще в ранние стадии развития Земли.

Несомненно, что температурный градиент в земной коре уменьшился в течение всей истории Земли. Из этого следует, что мощность земной коры увеличилась в процессе ее развития. В нашем случае мы можем предположить, что древняя земная кора имела мощность нижней части современной земной коры.

Что касается изменений химического состава и структуры пород и минералов внутри земной коры, то они вызваны в первую очередь процессами выветривания, переотложения и метаморфизма. Осадочные образования отличаются от магматитов главным образом большим содержанием солей углекислоты и воды. 2—3 миллиарда лет назад возникло больше осадочных образований, чем было уничтожено в процессе параметаморфизма. По крайней мере, вот уже в течение одного миллиарда лет резервуар отложений имеет приблизительно постоянную или периодически колеблющуюся величину [6, 15]. Несколько медленнее, по сравнению с резервуаром осадочных отложений, изменяется резервуар метаморфитов, достигая современных мощностей. В результате мигматизации, анатексиса и гранитизации кислород метаморфитов поступает в резервуар магматитов. Подсчеты показали, что около 60% верхней части современной земной коры образуют метаморфиты, а именно, параметаморфиты.

Для расчета искомой величины массы резервуара глобального круговорота кислорода, для верхней части земной коры континентов, исходя из мощности (13,5 км), площади ($1,48 \cdot 10^9$ км²), среднего значения

плотности ($2,68 \text{ г/см}^3$) и среднего значения содержания кислорода (47 вес. %), получаем значение, равное $Q' = 2,5 \cdot 10^{18} \text{ т}$ кислорода. Аналогично для нижней части земной коры континентов (мощность—20 км, плотность— $2,97 \text{ г/см}^3$, содержание кислорода—45,8 вес. %) получаем $Q'' = 3,6 \cdot 10^{18} \text{ т}$ кислорода; для океанической земной коры (мощность—5 км, площадь— $3,62 \cdot 10^9 \text{ км}^2$, плотность— $2,97 \text{ г/см}^3$, содержание кислорода—45,8 вес. %) имеем $Q''' = 2,46 \cdot 10^{18} \text{ т}$ кислорода. Итак, запас кислорода во всей кристаллической земной коре (без осадочных отложений и гидросферы) составляет $Q_k = Q' + Q'' + Q''' = 8,6 \cdot 10^{18} \text{ т}$. Для массы осадочных отложений вычислено значение $2,4 \cdot 10^{18} \text{ т}$ [18]. Это значение представляется слишком высоким, и нами принята величина $1,7 \cdot 10^{18} \text{ т}$ [4]. Из этого следует, что при содержании кислорода 47 вес. % масса кислорода в осадочных отложениях равна $Q_o = 0,8 \cdot 10^{18} \text{ т}$. Масса кислорода в гидросфере равна $Q_0 = 1,5 \cdot 10^{18} \text{ т}$ [18].

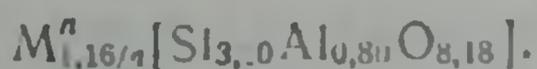
Характеризуя химический состав интересующих нас резервуаров, мы исходили из следующих данных. Для ультрабазитов нами взято среднее значение состава, приведенное Ноккольдсом [7] для перидотитов, из которого следует «химическая формула»:



где M^n означает другие катионы с зарядом n , исключая Al^{3+} . Анализ минерального состава перидотита показывает, что лишь около половины Al расположено в центрах тетраэдров, которая записывается в квадратных скобках. Для основных пород мы исходили из отношения габбро: толеитовые базальты: щелочные оливиновые базальты = 1 : 1 : 1. С помощью приведенного Ноккольдсом [7] среднего химического состава для вышеназванных базитов (распределив Al по половине в центрах тетраэдров и октаэдров) мы получим:



Для кислых пород мы брали отношение гранит: гранодиорит = 1 : 1, и по среднему химическому составу этих пород [7] получили химическую формулу:



Преобладающие в гранитах и гранодиоритах минералы содержат практически весь Al в центрах тетраэдров.

Термодинамические изотопные эффекты кислорода при образовании изверженных пород

Предположим, что образующаяся земная кора представляет собой продукт дифференциации перидотитовой верхней мантии. Возникающий при этом процессе дунитовый материал с большим содержанием оливина опускается и перемещается в более глубокие зоны верхней ман-

тии, в то время как более легкий базальто-габброндный материал служит для образования земной коры. Этот процесс сопровождается изотопным обменом. Возникает вопрос — какой температуре соответствует равновесие изотопного обмена между образующейся земной корой и верхней мантией. Здесь возможны различные соображения: температура равновесия должна иметь значения, промежуточные между температурами границы океанической коры и верхней мантии ($\sim 900^\circ\text{K}$) и границы континентальной коры и верхней мантии ($\sim 1100^\circ\text{K}$). Кроме того, эта температура должна иметь значение между температурой затвердевания T_s земной коры и значением $2/3 T_s$. Наконец, температуру равновесия можно оценить с помощью формулы Шютце [9] и значений $\delta^{18}\text{O}$ ультрабазитов и базитов, на изотопный состав которых вряд ли влияет взаимодействие осадочных отложений и параметаморфитов. К счастью, все три способа приводят к одному и тому же интервалу температур — $900 \div 1200^\circ\text{K}$. Мы выбираем температуру 1000°K , при которой происходит образование магматитов с силикатами из верхней мантии до установления изотопного равновесия. Таким образом, мы получаем приведенные на рис. 1 значения $\delta^{18}\text{O}$ для ультрабазитов, базитов, кислых пород, современной земной коры и «древней коры» или поднимающейся новой земной коры. Можно заметить, что средние глобальные значения $\delta^{18}\text{O}$ кислых пород, как и всей земной коры, превышают значения, вычисленные при условии термодинамического равновесия с силикатами верхней мантии. Из этого следует, что большинство гранитов имеет не ювенильное происхождение, а приобретает более высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ в результате взаимодействия с осадочными отложениями, параметаморфитами и гидросферой.

Поведение изотопов кислорода при образовании и метаморфизме осадочных отложений

Приняв, что общее количество воды в современной гидросфере, на ранних стадиях развития Земли, долгое время взаимодействовало в виде водяного пара при температуре в среднем 740°K с силикатами ювенильной магмы, получим для воды праокеана, образующегося в результате конденсации этого водяного пара, значение $\delta^{18}\text{O} = 7,7\text{‰}$, что хорошо согласуется со значением $\delta^{18}\text{O}$ современной магматической воды.

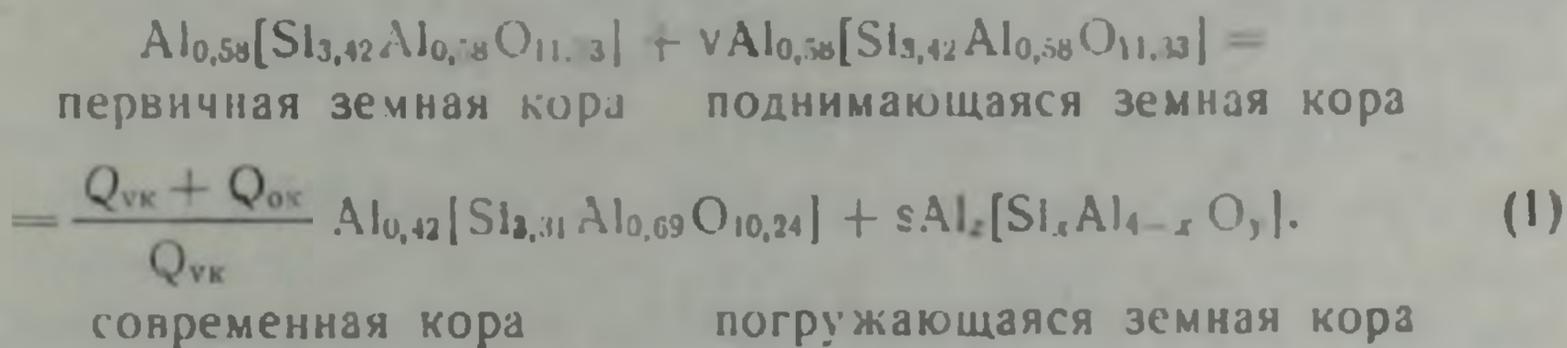
В результате выветривания и осаждения образуется резервуар осадочных образований со средним значением $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta_s = 17\text{‰}$ [18]. Из формулы Шютце [9] (если предположить наличие равновесия изотопного обмена осадочных отложений со всей свободной водой земной коры при температуре 10°C) следует весьма незначительно отклоняющееся значение — 15‰ . Поэтому для всей модели мы взяли среднее значение 16‰ . Избыток ^{18}O резервуара осадочных отложений по сравнению с

магматитами заимствуется из гидросферы. В процессе метаморфизма часть этого избытка ^{18}O (в виде H_2O или CO_2 и в результате изотопного обмена) возвращается опять в гидросферу; среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ метаморфитов составляет около 11,5‰ [17]. Таким образом, перенос ^{18}O в резервуары параметаморфитов и осадочных отложений за счет гидросферы приводит, как мы можем заключить, к снижению значения $\delta^{18}\text{O}$ гидросферы на протяжении всей истории Земли.

Начиная приблизительно с 7,7‰, к началу развития земной коры по настоящее время, получено стационарное или весьма медленно изменяющееся значение для $\delta_0 = -0,75$. Указанные соображения исключают мнение, которого придерживаются некоторые авторы [1 и др.], согласно которым в значениях $\delta^{18}\text{O}$ морских карбонатов и кремней, проявляющих на протяжении всей истории Земли возрастающую тенденцию, отражается вековое развитие значения $\delta^{18}\text{O}$ океанов. Значения $\delta^{18}\text{O}$ названных минералов, по нашему мнению, обусловлены процессами диагенетической переработки. Возможно, эта переработка базируется на изотопном обмене между осадком и водой при повышенной температуре; разумеется, что вероятность проявления такого процесса увеличивается с возрастом.

Модель векового развития изотопного состава кислорода в земной коре

На рис. 2 изображена предлагаемая нами модель, согласно которой развитие земной коры можно описать следующим уравнением реакции:



Уравнение (1) включает в себя предположение, что первичная земная кора имела такой же химический состав, что и современные базальты рифтовых зон. Коэффициент $\frac{Q_{\text{вк}} + Q_{\text{ок}}}{Q_{\text{вк}}} \approx 1,54$ соответствует пред-

ставлению, что современная земная кора имеет большую мощность, чем первичная на величину мощности верхней части современной земной коры. Коэффициенты v и s означают скорость становления и исчезновения земной коры; x , y и z обозначают химический состав погружающейся земной коры. Для определения 5 неизвестных в уравнении (1) мы располагаем лишь 3 балансами элементов:

Баланс Al:

$$(1 + v)(0,58 + 0,58) = 1,54(0,42 + 0,69) + s[z + (4 - x)]; \quad (2)$$

баланс Si:

$$(1 + v) 3,42 = 1,54 \cdot 3,31 + s \cdot x \quad (3)$$

и баланс O:

$$(1 + v) \cdot 11,33 = 1,54 \cdot 10,24 + s \cdot y. \quad (4)$$

Уравнение (4) позволяет заключить, что для числа атомов Si и Al в центрах тетраэдров также должно быть справедливым уравнение баланса:

$$(1 + v) \cdot 4 = 1,54 \cdot 4 + s \cdot 4. \quad (5)$$

Тем самым возможности геохимии элементов в пределах нашей модели можно считать исчерпанными. Недостающее пятое уравнение позволяет установить геохимию изотопов с балансом ^{18}O :

$$Q_{vk} \delta_{vk} + Q_0 \delta_0^0 + v Q_{vk} \delta^1 = Q_{vk} \delta_{vk} + Q_0 \delta_0 + Q_{ок} \delta_{ок} + s Q_{vk} \delta^1 \quad (6)$$

В уравнении (6) δ^1 и δ^2 — рассчитанные Шютце [9] на основании выражений значений $\delta^{18}\text{O}$ для поднимающейся и погружающейся земной коры, а δ_{vk} и $\delta_{ок}$ — значения $\delta^{18}\text{O}$ для нижней и верхней частей земной коры (включая осадочные отложения):

нижняя земная кора: $Q_{vk} = 6,1 \cdot 10^{18} \text{ т}$; $\delta_{vk} = 6,70\text{‰} = \delta^1$;

верхняя земная кора: $Q_{ок} = 3,3 \cdot 10^{18} \text{ т}$; ($Q_{ок} = Q_M + Q_G + Q_s$);
 $\delta_{ок} = 11,8\text{‰}$;

параметаморфиты: $Q_M = 1,87 \cdot 10^{18} \text{ т}$; $\delta_M = 11,5\text{‰}$;

граниты, гранодиориты: $Q_G = 0,63 \cdot 10^{18} \text{ т}$; $\delta_G = 8,6\text{‰}$;

отложения: $Q_s = 0,80 \cdot 10^{18} \text{ т}$; $\delta_s = 16,0\text{‰}$;

гидросфера: $Q_0 = 1,5 \cdot 10^{18} \text{ т}$; $\delta_0^0 = 7,7\text{‰}$; $\delta_0 = -0,75\text{‰}$.

Из уравнений 2—6 получим:

$$v = 14,30 \quad x = 3,43 \quad \delta^1 = 6,64\text{‰}$$

$$s = 13,76 \quad y = 11,45$$

$$z = 0,60$$

и можем вместо уравнения (1) записать:

$$\text{Al}_{0,58} [\text{Si}_{3,42} \text{Al}_{0,58} \text{O}_{11,33}] + 14,30 \text{ Al}_{0,58} [\text{Si}_{3,42} \text{Al}_{0,58} \text{O}_{11,33}] \quad (7)$$

первичная земная кора поднимающаяся земная кора

$$\rightarrow 1,54 \cdot \text{Al}_{0,42} [\text{Si}_{3,31} \text{Al}_{0,59} \text{O}_{10,24}] + 13,76 \text{ Al}_{0,60} [\text{Si}_{3,43} \text{Al}_{0,57} \text{O}_{11,45}].$$

современная земная кора погружающаяся земная кора

Можно заметить, что погружающаяся земная кора имеет несколько большую основность, чем поднимающаяся, что соответствует положениям тектоники плит. Именно эта незначительная разница между химическим составом поднимающейся земной коры и химическим составом погружающейся является движущей силой эволюции земной коры, в процессе которой увеличилась мощность верхней части земной

коры с ее кислыми породами и возникли резервуары метаморфитов и осадочных отложений с избытком ^{18}O по сравнению с магматитами.

Как показал анализ уравнений 1—6, увеличение мощности нижней части земной коры на протяжении истории Земли не оказывает большого влияния на результаты наших расчетов, в случае постоянства химического и тем самым также изотопного состава нижней части земной коры. Несомненно, что на протяжении истории Земли постоянный обмен веществом и изотопами происходил не только между верхней мантией и нижней частью земной коры, но и между нижней и верхней частями земной коры.

Из v можно вычислить время, в течение которого земная кора обновляется: если предположить, что вся нижняя земная кора обновляется в одно и то же время, то получится:

$$t_1 = \frac{\text{возраст первичной земной коры}}{v} = \frac{3,5 \cdot 10^9}{14,30} = 245 + 10^8 \text{ лет.}$$

Средний временной интервал между 13 большими фазами складчатости по Штилле [10] составляет $286 \cdot 10^6$ лет и, таким образом, очень приближается к найденному нами значению. Из этого можно было бы заключить, что между ритмом больших фаз складчатости и ритмом обновления земной коры существует какая-то взаимосвязь. Следует однако указать, что баланс ^{18}O сильно влияет на величины v и s . Если взять вычисленное [18] среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ осадочных отложений с $\delta_2 = 17\text{‰}$, для v получается значение 19,54, а для $\delta_2 = 15\text{‰} - 9,17$. Таким образом, влияние скорости погружающейся земной коры на химический состав осадочных отложений незначительно.

Дальнейшие работы предусматривают уточнение размеров резервуаров с их средним значением $\delta^{18}\text{O}$, чтобы сделать более надежными выводы и в количественном отношении. Исходя из полученных результатов, мы пришли к заключению, что эволюция земной коры как в отношении химизма, так и скорости ее обновления, с начала возникновения земной коры происходит так, как это можно наблюдать в современных рифтовых зонах. Однако только на основании нашей модели невозможно решить вопрос—изменение химизма и скорость эволюции земной коры вели себя так, как в настоящее время только лишь в мезозое или в течение всей истории Земли?

Первая часть вопроса остается открытой, т. к. тектоника плит в настоящее время протекает точно так же, как в мезозойскую эру геологической истории Земли. В пользу второй части вопроса говорит то, что химический состав гранитов и древних щитов в период времени между $2,5 \cdot 10^9$ и $1,0 \cdot 10^9$ лет не обнаруживает никакого заметного различия [8]. В нашей модели этот факт находит простое объяснение в том, что эволюция земной коры рассматривается не как замена основных пород кислыми, а как приращение верхней части земной коры, состоящей из кислых пород,

за счет основных пород нижней части земной коры. Из-за важности этих высказываний для дискуссии о границах справедливости принципа актуализма мы намерены проверить нашу модель при помощи изотопного баланса кремния. По Ветцелю (1979, 1980) между химическим составом магматических силикатов и их значением существует следующая зависимость:

$$\delta^{30}\text{Si} = 0,85 (n + 0,5 m) \frac{2 |4 (n + m) - \Sigma|}{n (n + m)} - 2,93, \quad (8)$$

где n , m и Σ — число атомов Si, Al и O в химической формуле для силиката.

Из уравнений 7 и 8 получаем для значений $\delta^{30}\text{Si}$ поднимающейся и погружающейся земной коры $-0,777$ и $-0,813$. Следовательно, и в случае кремния поднимающаяся земная кора богаче более тяжелыми изотопами, чем погружающаяся. Далее, с помощью значений $\delta^{30}\text{Si}$ для поднимающейся и погружающейся коры из уравнения 7 получим для современной земной коры значение $\delta^{30}\text{Si}$, равное:

$$\delta^{30}\text{Si}_{\text{ок+вк}} = -0,47.$$

По Эпштейну и Тэйлору [5], а также Тиллезу [13] для гранитов получается среднее значение $\delta^{30}\text{Si}$, равное $+0,61\text{‰}$, а для базитов $-0,47\text{‰}$.

Исходя из вполне обоснованного предположения, что ни в процессе выветривания гранитов, ни в процессе парагенезиса не происходит смещения изотопного состава кремния (Ветцель, 1978), для современной земной коры после пересчета $Q_{\text{ок}}$ и $Q_{\text{вк}}$ на резервуар кремния получим значение $\delta^{30}\text{Si}$, равное:

$$\delta^{30}\text{Si}_{\text{ок+вк}} = -0,04\text{‰}.$$

которое в пределах погрешностей совпадает со значением, рассчитанным по нашей модели. Из этого можно заключить, что наша модель пригодна для описания эволюции земной коры. Для геохимии изотопов кислорода из нашей модели следует:

1) магматические породы и минералы, значения $\delta^{18}\text{O}$ которых подчиняются уравнению $\delta^{18}\text{O} = 8,0 \cdot I_{\text{вк}} + 1,17$ и расположены на рис. 1 либо на прямой, либо вблизи нее, выкристаллизовывались, как правило, из ювенильных магм;

2) значения $\delta^{18}\text{O}$, лежащие на рис. 1 над прямой, указывают на взаимодействие магм или продуктов их затвердевания с осадочными отложениями и параморфитами;

3) значения же $\delta^{18}\text{O}$, расположенные под этой прямой, символизируют изотопный обмен с водой при высоких температурах. Если эти оба эффекта случайно компенсируются, то симулируется ювенильное происхождение магм.

Другое следствие, вытекающее из нашей модели об эволюции земной коры, касается значений $\delta^{18}\text{O}$ в верхней мантии. Если исходить из того, что измеренные значения $\delta^{18}\text{O}$ ультрабазитов действительно характеризуют перidotитовый материал верхней мантии, тогда для полученного нами для средней вероятности температуры обмена в 1000°K отно-

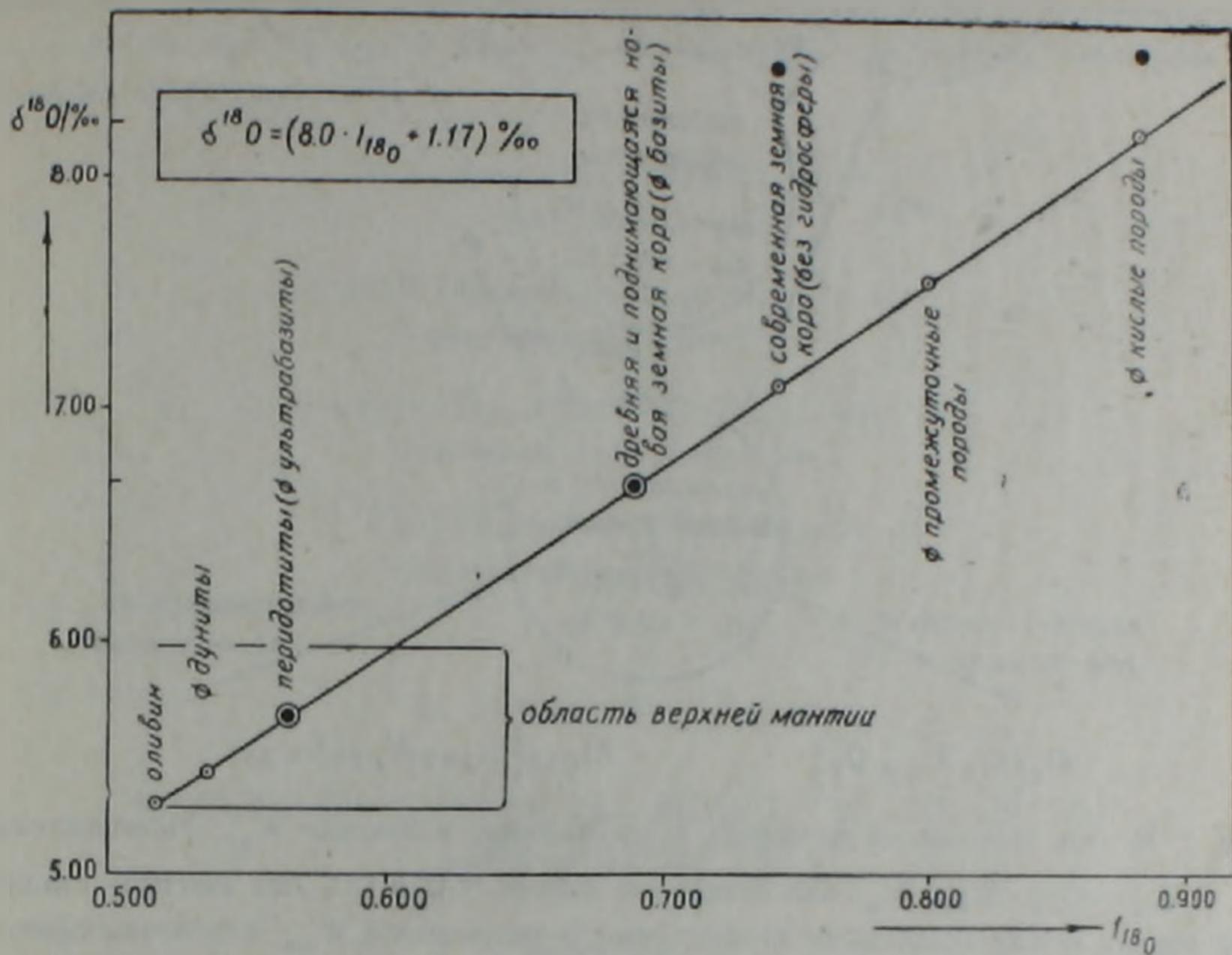


Рис. 1. Значения $\delta^{18}\text{O}$ ряда глобальных резервуаров кислорода (O—расчетные значения; ●—усредненные экспериментальные данные [17]).

шения между $\delta^{18}\text{O}$ и индексом ^{18}O получим изображенный на рис. 1 наклон прямой. Тогда мы можем также вычислить значения $\delta^{18}\text{O}$ для силикатных минералов верхней мантии. Для оливина, например (весь ряд смесей фаялит-форстерит), получаем значение $\delta^{18}\text{O}$, равное 5.3‰ . Это однако не означает, что другие встречающиеся в природе значения $\delta^{18}\text{O}$ оливина невозможно объяснить. Если оливин образуется из магмы при температурах $< 1000^\circ\text{K}$, то следует ожидать более низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ и наоборот. Однако температуру в 1000°K для описания общего развития мы можем считать выверенной результатами многочисленных измерений средних значений в ходе исследования процессов дифференциации в пограничной области верхняя мантия/нижняя часть земной коры. На этом основании на рис. 1 выделен тот интервал значений $\delta^{18}\text{O}$, который может быть рассмотрен как наиболее вероятный для силикатного состава верхней мантии.

1981
 1981
 1981
 1981
 1981

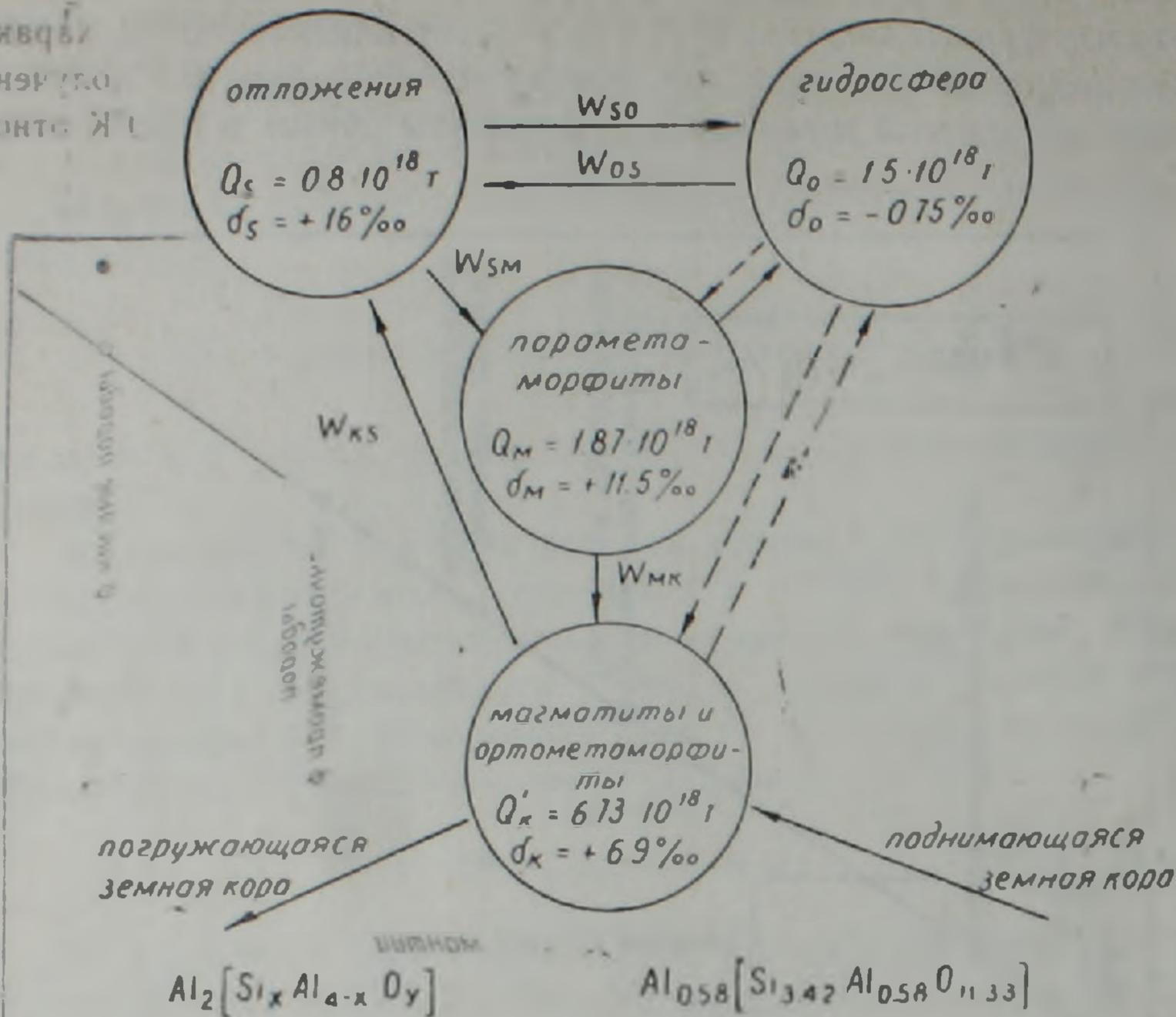


Рис. 2. Модель круговорота кислорода и его изотопов в природе W_{ks} : выветривание; $Q_x = Q_{vk} + Q_{ok}$; W_{so} , W_{os} : взаимодействие (обмен H_2O и CO_2 или «чистый» изотопный обмен) между осадочными отложениями и гидросферой. W_{sm} : параметаморфизм; W_{mk} : мигматизм, анатексис, гранитизация.

Далее из нашей модели следует, что значения $\delta^{18}O$ магматических пород и минералов не зависят от их возраста. Этот вывод также согласуется с имеющимся эмпирическим материалом.

Центральный институт изотопных и радиационных исследований

Академии наук ГДР

Поступила 13.III.1981.

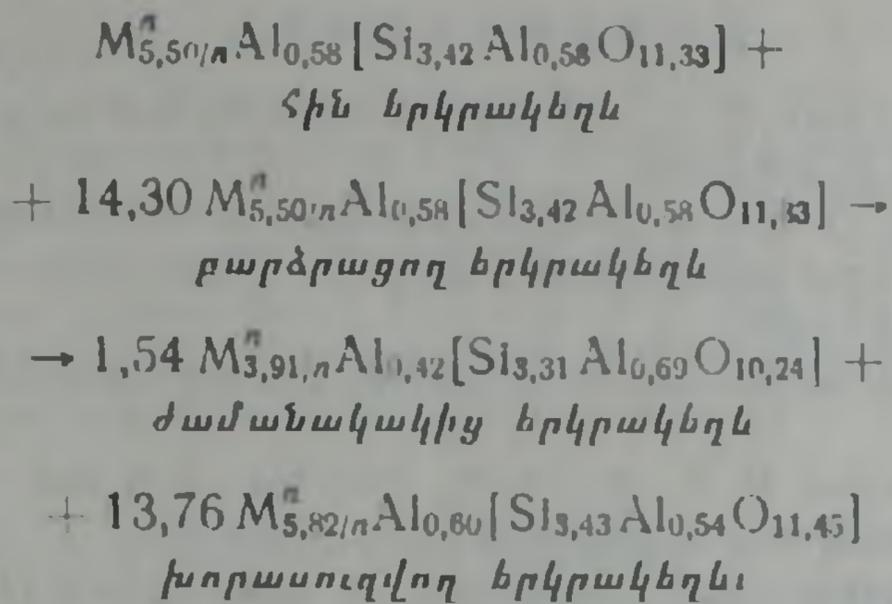
4. ԿԵՏՅԵԼ, 2. ՇՅՈՒՏՅԵ

ԵՐԿՐԱԿԵՂԵՎԻ ԶԱՐԿԱՑՄԱՆ ԻԶՈՏՈՊԱՅԻՆ ԵՐԿՐԱՔԻՄԻԱԿԱՆ ՄՈՒԵԼԸ

Ա Ա Փ Մ Փ Ն Վ

Մշակվել է երկրակեղևում թթվածնի և նրա իզոտոպների գոյության շրջանառության մոդելը, ի նկատի ունենալով թթվածնի հետևյալ պահեստները՝ վերին մանտիայի սիլիկատները, ուլտրաբազիտները, բազիտները, թթու մագ-

մատիտները, մետամորֆիտները, նստվածքային գոյացումները և հիդրոսֆե-
րան: Այս պահեստների փոխադարձ կապերի, մասնավորապես վերին ման-
տիայի ու երկրակեղևի միջև նյութերի և իզոտոպների փոխանակման քննար-
կումը, թույլ է տալիս հասկանալու երկրակեղևի քիմիական կազմի դարավոր
դարգացումը թթվածնի տարրերի, ալյումինի և սիլիկոնի, ինչպես նաև $\delta^{18}\text{O}$
արժեքների նկատմամբ վերոհիշյալ թթվածնի պահեստներում: Երկրակեղևի
դարգացումն այս դեպքում կարող է ներկայացվել քիմիական ունակցիայի
հետևյալ հավասարումով.



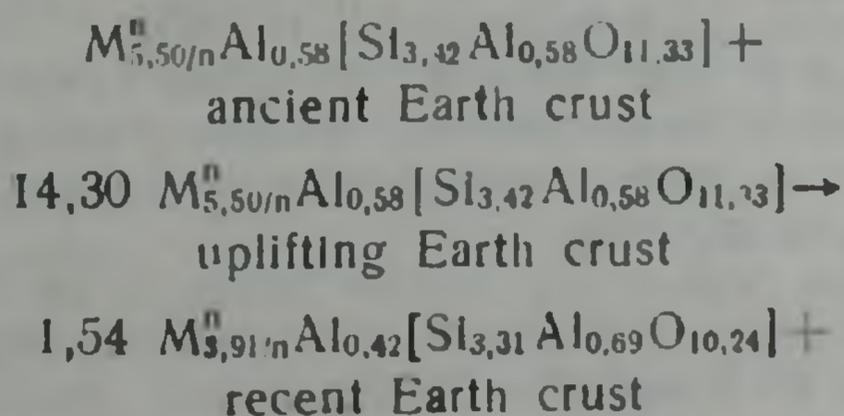
C. VETZEL, H. SCHÜTZE

ISOTOPE-GEOCHEMICAL MODEL OF THE EARTH CRUST EVOLUTION

Abstract

A model of oxygen and its isotopes global rotation in the Earth crust is worked out considering the following reservoirs of oxygen; upper mantle silicates, ultrabasites, basites, acidic magmatites, metamorphites, sedimentary rocks and hydrosphere. The interdependence analysis of these reservoirs, partly, the substance and isotope exchanging between the upper mantle and the Earth crust allows to understand the secular evolution of the Earth crust chemical composition evolution relative to oxygen, silicon, aluminium as well as the $\delta^{18}\text{O}$ values in above mentioned reservoirs.

Therefore, the Earth crust evolution may be represented by following equation of chemical reaction;



13,76 $M_{S,82/n}^{D}Al_{0,60}[Si_{3,43}Al_{0,54}O_{11,45}]$
submerging Earth crust

The silicon isotope balance corroborates the rightfulness of the offered model. Magmatic rocks and minerals $\delta^{18}O$ values of which subordinate to the $\delta^{18}O = (8,0 \cdot I_{18} + 1,17) \text{ ‰}$ have been probably formed by crystallisation from the juvenile magmas. The I_{18} index for silicates can be calculated by Schütze [9] by means of the increment method.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Chase G. G. und Perry E. C., The oceans: Growths and oxygen isotope evolution Science 177 (1972), 992—994.
2. Garlick G. D., Ph. D. thesis, California Institute of Technology, 1965.
3. Garlick G. D., Oxygen isotope fractionation in igneous rocks. Earth Planet. Sci. Lett. 1. (1966) 361—368.
4. Hoefs J., Stable Isotope Geochemistry. Springer-Verlag Berlin-Heidelberg-New York, 1973, S. 111.
5. Epstein S. und Taylor H. P. JR., $^{18}O/^{16}O$, $^{30}Si/^{28}Si$, D/H and $^{13}C/^{12}C$ studies of lunar rocks and minerals. Science 167 (1970), 533—536.
6. Junge C. E., Schidlowski M., Eichmann R. und Pletrack H., Model calculations for the terrestrial carbon cycle: carbon isotope geochemistry and evolution of photosynthetic oxygen. J. Geophys. Res. 80 (1975). 4542—4552.
7. Nockolds S. R. Average chemical compositions of some igneous rocks. Geol. Soc. Am. Bull. 65 (1954), 1007—1032.
8. Rogers J. J. W. Inferred composition of early archean crust and variation in crustal composition through time. Developments in Precambrian Geology, Archaean Geochemistry, ed. by B. F. Windley and S. M. Naqvi, Elsevier Sci. Publ. Comp., Amsterdam-Oxford-New York, 1978, S. 25—39.
9. Schütze H. Der Isotopenindex-Eine Inkrementenmethode zur näherungsweise Berechnung von Isotopenaustauschgleichgewichten zwischen kristallinen Substanzen. Chem. Erde, 39, (1980), 1980, im Druck.
10. Stille H. Das Leitmotiv der geotektonischen Erdentwicklung. Deutsche Akad. Wiss., Vorträge und Schriften 32 (1949).
11. Taylor H. P. und Epstein S. Relationship between $^{18}O/^{16}O$ ratios in coexisting minerals of igneous and metamorphic rocks. (Part I. Principles and experimental results.) Geol. Soc. Am. Bull. 73 (1962), 461—480.
12. Taylor H. P. und Epstein S. Relationships between $^{18}O/^{16}O$ ratios in coexisting minerals of igneous and metamorphic rocks. (Part II. Application to petrologic problems.) Geol. Soc. Am. Bull. 73 (1962), 675—694.
13. Tilles D. Natural variations in isotopic abundances of silicon. J. Geophys. Res. 66 (1961), 9, 3003—3013.
14. Tilles D. Variations of silicon isotope ratios in a zoned pegmatite. J. Geophys. Res. 66 (1961), 9, 3015—3020.
15. Wetzel K. Über die Isotopenzusammensetzung chemischer Elemente in ihren natürlichen Kreisläufen. ZfI-Mitteilungen Nr. 11, 1977.
16. Wetzel K., Missbach D. und Mühle K. Beziehungen zwischen $\delta^{18}O$ -Werten und stofflich-strukturellen Parametern von Silicaten. Vortrag auf der 2. Arbeitstagung ISOTOPE IN DER NATUR, Leipzig, 5.—9. Nov. 1979 (veröffentlicht in ZfI-Mitteilungen Nr. 29, 1980).
17. Wetzel K. Über die Verbreitung stabiler Isotope in der Erdkruste Vortrag auf der 2. Arbeitstagung ISOTOPE IN DER NATUR, Leipzig, 5.—9. Nov. 1979 (veröffentlicht in ZfI-Mitteilungen Nr. 29, 1980).
18. Yuan-Hui Li Geochemical mass balance among lithosphere, hydrosphere and atmosphere. Am. J. Sci. 272 (1972), 119—137.