

# 流体-岩石相互作用中氧同位素 地球化学及动力学研究现状\*

刘 伟

(中国科学院矿物资源探查研究中心, 北京 100101)

主题词 动力学 氧同位素交换 流体-岩石相互作用 藕合 质量传输

提 要 流体-岩石相互作用的研究突破了静止的固体地球观。开放体系、不平衡和动力学的研究构成了以地球内部流体为目标的前缘领域。矿物-流体体系氧同位素交换反应动力学模型主要分为5种: 封闭、“封闭”、单向流动开放体系、流体缓冲体系和岩石缓冲体系。 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 交换机制主要为扩散控制和表面控制, 后者通常伴随着强烈的矿物蚀变反应, 前者则缺乏之。花岗岩-流体体系主要包括浅成系统、深成和/或者长期活动系统以及均一化平衡系统。花岗岩-流体氧同位素交换反应大多属于开放体系不平衡类型。同变形期流体-岩石相互作用的本质在于变形与流体化学反应的藕合作用。流体循环与质量传输机制主要包括平流或渗透、扩散以及平流-扩散复合机制。

## 1 流体-岩石相互作用及其动力学的研究是当代地球科学的重要前缘领域

流体是质量与能量传输最为积极的因素, 它控制了地球系统中质量与能量的再分配。流体-岩石相互作用及其动力学的研究构成了以地球内部流体为目标的前缘领域。岩浆侵位、喷发和变质作用构成区域或者局部热梯度, 驱动地壳流体系统。造山带的造山过程和剪切带的逆冲、推覆、走滑活动与流体反应相互促进。流体活动在变形岩石的体积损失、质量传输、变形构造以及变质分异的发展中起着极其重要的作用。更为重要的是, 在成矿物质的活化、迁移与沉淀过程中均伴随着与流体之间的反应。80年代前期以前, 对于流体-岩石相互作用的研究多为静态的和定性的描述。80年代后期以来, 研究者们着重运用流体-岩石反应动力学、开放体系、非线性、不平衡的学术思想和方法, 对于流体-岩石相互作用进行动态的、定量-半定量的跟踪式研究。流体-岩石相互作用研究发展现状的另一个特点是: 从构造地质学-岩石学-地球化学-矿床学多学科的交叉和融合、宏观和微观相结合、地质边界条件研究与定量模拟相结合的角度, 对于流体-岩石相互作用的地质动力学条件、动力学过程、质量传输机制实施研究, 把成矿元素的活化、迁移、沉淀定位看作是一种流体质量传输过程进行研究。根据动力学定量模拟和质量平衡约束关系进而探讨含矿流体与成矿物

\* 本文为国家自然科学基金课题(49453003)的部分内容。  
本文于1996年7月收到, 1997年2月改回。

质的性质、来源。

流体-岩石相互作用的研究突破了静止的固体地球观。固体岩石形成以后仍然在不断地发展变化着。流体通过与固体岩石的相互作用不断地改造着后者。固体地球岩石不仅被动、消极地受作用于流体,同时亦通过自身的构造变形即机械物理运动能动地作用于流体,流体-岩石相互作用是一种动态的过程,可以通过流体-岩石反应动力学的研究来反演和追索。

氧不仅是流体,也是地壳岩石最主要的组分之一。流体-岩石相互作用在某种程度上也是氧同位素交换反应过程。80年代后期以来, Criss 和<sup>[1]</sup>、Gregory 等<sup>[2]</sup>、刘伟等<sup>[3,4]</sup>对于封闭、“封闭”、开放与流体缓冲体系下矿物-水氧同位素交换反应的动力学理论进行了卓有成效的研究,建立了定量-半定量模型。Gregory 等<sup>[2]</sup>、Gray 等<sup>[5]</sup>并把动力学理论模型成功地运用于层状辉长岩、花岗岩、前寒武纪条带状硅质铁建造以及造山带低-中级变质地体。根据定量模拟不仅可以鉴别交换反应类型,还能对流体-岩石反应的有效时限、流体标准化流动速率和积累通量(cumulative flux)、水/岩比、反应程度、流体温度及其初始不均一程度、变形岩石的体积损失等给出定量-半定量估算,并进而探讨流体的性质、来源、运移方向和路径以及质量传输机制。

## 2 矿物-水体系氧同位素交换反应动力学模型

### 2.1 封闭体系(closed system)

为缺乏流体的纯粹矿物体系。对于简单二元矿物体系,氧同位素交换轨迹(trajec-tory)在  $\delta_1-\delta_2$  空间呈一斜率为负的直线,二元矿物相的  $\delta_1$ 、 $\delta_2$  值成此消彼长的关系。

### 2.2 “封闭”体系(“closed” system)

有一定量的流体存在并且与岩石反复作用。水/岩比值为:  $(\delta_r^f - \delta_r^0)/(\delta_f^0 - \delta_f^f) = X_w/X_r$ ,  $\delta_r^0$ ,  $\delta_r^f$ ,  $\delta_f^0$ ,  $\delta_f^f$  分别指岩石、流体的初始与最终氧同位素组成。 $X_w$ 、 $X_r$  分别指流体与岩石中氧的摩尔分数。

### 2.3 单向流动开放体系(single pass open system)

无穷小的流体增量连续不断地流经岩石并且与之发生 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 交换反应,然后流出岩石再不返回。微分方程(1)、(2)描述矿物-水 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 交换反应的动力学过程:

$$dR_i/dt = k_{iw}(\alpha_{iw} R_w - R_i) \quad (1)$$

$$X_w dR_w = (R_w^{\text{初始}} - R_w)u dt - \sum X_i dR_i \quad (2)$$

水/岩比  $X_w/X_i = (X_w + ut)/(\sum X_i)$  ( $u$  为常数);  $k_{iw}$  为矿物  $i$  的 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 交换速率常数;  $\alpha_{iw}$  为矿物/水同位素分馏因子;  $R_i$ 、 $R_w$  分别指矿物  $i$  与流体的氧同位素组成;  $u$  指流体标准化流动速率或渗透率。

开放体系与“封闭”体系的区别在于:“封闭”体系所描述的流体与体系外的流体不存在着质量与能量上的交换。它实际上是封存于固态岩石中的“一潭死水”。开放体系下的流体是连续地流进流出岩石的活水。

单向流动开放体系在自然界中最为普遍存在,尤以在侵入岩、次火山岩、变质岩和断裂带岩石中最为发育。典型实例为新疆北部花岗岩类。新疆北部阿拉尔、二台北花岗岩共生

矿物石英、长石、黑云母表现出显著的 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 不平衡关系,尤其是石英、长石具有倒转 $\Delta^{18}\text{O}_{\text{石英-长石}}$ 关系( $\Delta^{18}\text{O}_{\text{石英-长石}} < 0$ )<sup>[3,4]</sup>。上述关系清楚地表明在花岗岩和变质水之间发生了 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 交换反应。由于石英、长石、黑云母相对交换速率常数上的差异,造成了石英、长石的倒转 $\delta^{18}\text{O}$ 关系以及一系列动力学效应。定量模拟表明:造山花岗岩阿拉尔岩体的流体流动速率约为 $3 \times 10^{-14} \text{ mol s}^{-1}$ ,水-岩反应时限为0.8—6Ma,水/岩比介于0.79—6.14。非造山花岗岩二台北岩体的流体流动速率约为 $3 \times 10^{-14} \text{ mol s}^{-1}$ ,水-岩反应时限为0.8—3Ma,水/岩比介于0.79—3.08。以流体 $\delta^{18}\text{O}$ 值为变量对流体路径及其不均一性作了估计。

#### 2.4 流体缓冲体系 (fluid-buffered system)

岩石相对于与之发生反应的流体的量可以忽略不计。它既可以是“封闭”体系( $X_w \rightarrow 1$ ),也可以是开放体系( $u/k \rightarrow \infty$ )。 $R_w$ 是一个常数,平衡期望值( $\alpha_{iw} R_w$ )等于最终平衡值( $R_{\text{eq}}$ ),方程(1)变为:

$$f = (\delta^0 - \delta) / (\delta^0 - \delta_{\text{eq}}) = 1 - \exp(-kt) \quad (3)$$

$$\ln(1-f) = -kt = -W/R_{\text{有效}} \quad (4)$$

$k$ 指矿物的 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 交换速率常数, $k_1, k_2$ 分别指矿物1,2的交换速率常数; $u/k$ 指流体标准化流动速率; $f$ 指体系趋向于 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 平衡的程度, $f_1, f_2$ 分别指矿物1,2与外来流体趋向于 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 平衡的程度; $\delta^0, \delta_{\text{eq}}, \delta$ 分别指初始,平衡和即刻氧同位素组成。等时线的斜率 $P = f_1/f_2 = 1/f_2 [1 - (1-f_2)^{k_1/k_2}]$ ,等时线的标准化长度 $|l| = 2^{-1/2} \{f_2^2 + [1 - (1-f_2)^{k_1/k_2}]^2\}^{1/2}$ 。

开放体系可以简化为相对简单的流体缓冲体系,这并不严重地影响模拟结果的可靠性。

流体缓冲体系或者流体占优势的体系造成共生矿物对典型的 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 不平衡关系。由于流体标准化流动速率( $u/k$ )很大,共生矿物之间的内部 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 交换相对不发育和微不足道,共生矿物-流体之间的外部 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 交换占据主导地位。共生矿物在交换速率常数上的差异性导致它们 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 组成的变异速率截然不同,交换反应动力学效应得到了最为充分的发展并且控制着矿物的氧同位素组成。在共生矿物对(例如长石-辉石、长石-闪石、长石-石英)的 $\delta-\delta$ 相关图上,或者造成典型的斜率为正的陡倾斜样点列(在有效反应时限较短的情形下),或者共生矿物的 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 组成大大地偏离于初始组成(当有效反应时间较长,岩石与流体接近于 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 平衡的情形下)。

流体缓冲体系适用于与海底热液相贯通的浅层成岩作用、层状辉长岩顶部岩石和洋壳斜长花岗岩(恒温条件下)、与地壳断裂相贯通的大气水对流体系(变温条件下)。典型实例为斯开尔嘎德层状辉长岩<sup>[6,7]</sup>、阿曼 Samail 蛇绿岩系<sup>[2]</sup>。阿曼斜长花岗岩在 $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}-\delta^{18}\text{O}_{\text{斜长石}}$ 相关图上形成陡倾斜样点列,但是,样点列明显位于浅成花岗岩左上方,暗示着 $^{18}\text{O}$ 在斜长石中富集而不是亏损,这与浅成花岗岩不同。这意味着与斜长花岗岩相反应的海底热液较花岗岩浆明显富集 $^{18}\text{O}$ 。和与下伏层状辉长岩系相反应的流体相比较,流体也是富 $^{18}\text{O}$ 的。

交换轨迹的位置取决于岩石各矿物相和流体的初始 $\delta^{18}\text{O}$ 值以及交换反应温度。交换轨迹的形状取决于流体标准化流动速率 $u$ 。交换轨迹的曲率以及等时线的位置、斜率取决于矿物相对交换速率常数 $k_i/k_l$ 的大小, $k_i/k_l$ 值越大,交换轨迹的曲率越大,等时线的斜率

也越大。因而,根据氧同位素交换反应动力学定量模拟可以获取以下4个方面的结果:(1)鉴别交换反应类型;(2)根据等时线的 $k_t$ 值或者陡倾斜样点列的斜率估算水-岩反应的有效时限;(3)根据交换轨迹的 $u/k$ 比估算流体流动速率的相对大小;(4)根据共生矿物对 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化方向、趋势、质量平衡关系探讨流体、岩石的初始 $\delta^{18}\text{O}$ 值,进而探讨流体和岩石的性质、来源。

### 3 矿物-水体系氧同位素交换反应机制及其岩相学效应

一般认为,体系处于化学平衡时,同位素交换主要通过“扩散机制”进行;反之则主要通过“表面控制”进行<sup>[8]</sup>。矿物/水交换速率常数( $k$ )取决于扩散常数( $D$ )、矿物有效粒径( $a$ )<sup>[11]</sup>。矿物有效粒径取决于实际粒径、解理和裂理发育程度、晶体缺陷、变形状况。同样处于化学平衡体系中,同位素交换机制也可不同<sup>[9]</sup>。在那些仅以扩散机制为前提的许多热水体系实验中,矿物在以埃(Å)计的厚度范围内溶解-再沉淀都有发生<sup>[10]</sup>。矿物-水体系氧同位素交换机制除了取决于体系化学平衡与否外,还与矿物性质、组构、变形、溶解与重结晶作用有关。一个体系中同位素交换也并非仅限于某一交换机制。

在同位素交换主要通过“扩散控制”进行的化学平衡体系中,矿物-水 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 交换反应通常并不伴随着岩相学和矿物学上的强烈蚀变反应<sup>[3,4]</sup>,这暗示着交换反应发生于较高温度条件下即岩浆次固相-岩浆期后冷凝过程中,流体的流动被岩浆侵位本身所提供的热量所驱动。岩浆体完全固结以后,“热引擎”熄灭,交换反应即行终止。

一般地说来, $^{18}\text{O}$ 亏损的层状辉长岩和具有长石-石英 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 反转(roversals)关系的花岗岩缺乏岩相学和矿物学上的强烈蚀变特征。当然,这一结论并不适用于被较年轻侵入体侵入的较老岩浆岩体。在上述情形下,由于岩相学上热液蚀变的证据很少,辉长岩中长石与辉石之间以及花岗岩中长石与石英之间 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 的反转效应代表了确定蚀变现象的最简单同时也是最确切的方法。同时,这种反转关系揭示热液蚀变现象远比根据传统地质学研究所认为的要广泛得多,尽管在缺乏 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 研究的情况下,如果有如下之一的微妙细致的岩相学特征被观察到,我们都可以怀疑到古热液系统的存在:(1)长石呈现阴影状或者混浊不清,局部构成环带构造;(2)橄榄石周围存在着少量的滑石-磁铁矿边缘;(3)单斜辉石颗粒微裂隙中出溶层的粗糙化(coarsening);(4)在冰川或者干旱地区,风化露头上可以在宏观上见到一些岩脉,岩脉含有辉石、磁铁矿以及高温闪石(例如角闪石);(5)在与低温热液活动(例如晚期岩脉)相互过渡的区域,发育有少量阳起石、黑云母、绿泥石、绿帘石。在Skye辉长岩中,发育次生磁铁矿(相对较纯的 $\text{Fe}_3\text{O}_4$ )是一种普遍现象<sup>[11]</sup>。

在同位素交换通过“表面控制”进行的化学不平衡体系中,矿物-水 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 交换反应通常伴随着强烈的矿物蚀变反应:长石发生绢云母化、绿泥石化;黑云母发生绿泥石化、绿帘石化;石英发生细粒化、波状消光、云英岩化。在化学不平衡体系中, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 交换反应通常发生于岩体固结成岩之后,流体(通常为大气水)流动受后期岩浆侵位或者构造运动所驱动。一般地说来,长石的 $^{18}\text{O}$ 亏损远较石英严重即具有异常大 $\Delta^{18}\text{O}_{\text{石英-长石}}$ 值 $\{\Delta^{18}\text{O}_{\text{石英-长石}} > (\Delta^{18}\text{O}_{\text{石英-长石}})_{\text{平衡}} > 0\}$ 的花岗岩通常伴随着强烈的矿物蚀变现象。这种 $^{18}\text{O}$ 亏损大多发生在下述区段:(1)破火山口岩系的高度破裂化环形区域;(2)被小规模晚期岩株侵入的岩

体接触部位；(3) 后期构造裂隙切过的部位。

在构造-热事件单一的地区,例如中国新疆北部,流体-岩石 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 交换反应往往受岩浆侵位本身所提供的“热引擎”驱动,由于流体温度高于蚀变矿物(例如绢云母、绿泥石)的稳定温度区间,通常并不伴随着强烈的矿物蚀变反应。在构造-热事件频繁发生的地区,例如中国东部,岩浆侵位时就驱动了流体-岩石相互作用。岩浆固结成岩以后,受后期岩浆活动影响或者构造活动驱动,流体与已固结岩石再度发生相互作用, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 交换反应往往伴随着强烈的矿物蚀变反应。而且,各期 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 交换反应和矿物蚀变作用往往叠加在一起,从而导致了识别上的困难。

## 4 花岗岩类-流体体系

在岩浆活动地区,地表水在地壳浅部(1—7km)的循环是一个非常广泛和普遍的现象。在特定的有利的地质环境,尤其是裂谷带或者引张性构造环境下,地表水的深循环作用(10—15km)可以发生。大量的水可以参与与岩石的相互作用,并且可以发生在足以导致熔融和变质的温度条件下。氢、氧同位素研究证明无论对于识别深循环热液系统的特征还是对于判别流体的来源方面都是十分有用的。

主要基于水/岩比(W/R)、温度( $T$ )、水-岩相互作用的时间( $t$ ),稳定同位素可以用来鉴别出以下3种热液系统:

### 4.1 浅成系统

北美 Cordilleran 岩基的浅成部分以及各种构造环境下的次火山浅成岩体。全岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值具有宽广的变化范围,共生矿物表现出非常显著的 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 不平衡关系:在石英-长石、石英-黑云母的 $\delta^{18}\text{O}$ 值相关图上,样点列具有正且陡的斜率,各矿物相的氧同位素组成与它们氧的摩尔分数配分(budget)无关。交换反应温度 $T$ 介于200—600 $^{\circ}\text{C}$ ,有效反应时限: $<10^6$ 年,流体流动速率高( $u/k_{\text{石英}}=0.01-10$ ),形成于静水压力条件下。

### 4.2 深成和/或者长期活动系统

典型实例为美国加利福尼亚 Domenigoni Valley 岩体。围岩为高 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变质沉积岩。全岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值同样具有宽广的变化范围,但是,共生矿物具有平衡或者接近平衡的 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 值。在石英-黑云母 $\delta^{18}\text{O}$ 值相关图上,样点呈近于平行且接近于45 $^{\circ}$ 倾斜的等温平衡线分布。模拟结果表明:高温( $T=400-700^{\circ}\text{C}$ ),高 $\delta^{18}\text{O}$ 值(+15 $\text{‰}$ )的变质流体在低流动速率( $u/k_{\text{石英}}=0.01-1$ )的条件下与岩石长时间( $t>10^6$ 年)地发生了氧同位素交换反应。形成的压力条件介于静水压力与静岩压力之间。

### 4.3 均一化、 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 平衡系统

各种岩性均具有相对均一的 $\delta^{18}\text{O}$ 值。很有可能形成于较大的W/R条件下, $T=500-800^{\circ}\text{C}$ , $t>5\times 10^6$ 年。

类型1是3种类型中最为普遍的,同时,也是通过野外和实验室研究最易于辩别的。3种类型并不是相互排斥的。在熔融之前,许多类型3热液系统在其早期阶段可能都经历了类型1或者类型2的过程。类型3很有可能最先经历了静水压力阶段。但是,在它们的高温阶段,它们肯定地结束于静岩压力条件下。必须指出:在类型3中,尽管全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值(可能还有 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值)发生了改变与均一化,全岩的化学成分及其它同位素参数(例如 $\epsilon_{\text{Nd}}$ )可

能仅发生了很小的变化。流体-岩石相互作用既可以显著地造成初始均一地体 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 的不均一性(例如,火山岩剖面,类型1),亦可以抹平初始不均一性(例如,区域变质岩系统,类型3)。

#### 4.4 “封闭”体系

典型实例为美国加利福尼亚 Papoose Flat 岩体。石英与黑云母、白云母、长石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值具有此消彼长的关系,暗示存在着某种质量平衡关系。在石英-长石、石英-黑云母 $\delta^{18}\text{O}$ 值相关图上,样点沿着 $u=0.1$ 的交换轨迹及其附近分布,反映流体渗透率低。它基本上代表了在“封闭”体系下,岩浆次固相状态(约 $500^\circ\text{C}$ )下缓慢冷却过程中,矿物与少量岩浆流体之间的氧同位素交换反应<sup>[2]</sup>。这反映了当温度改变(降低)时,在岩浆岩体尺度的封闭体系下,共生矿物相与岩浆期后流体之间 $^{18}\text{O}$ 再分配过程。

#### 4.5 交换速率常数对于矿物 $^{18}\text{O}$ 值变异的综合影响效应

$\Delta^{18}\text{O}_{\text{石英-长石}}$ 值的正、负及其大小对于判别外来流体的性质具有重要意义<sup>[3,4]</sup>。由于长石的交换速率常数 $k_{\text{长石}} > k_{\text{石英}}$ ,在交换反应初期, $\delta^{18}\text{O}_{\text{长石}}$ 值的变异速度和幅度大于 $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}$ 值。假如外来流体为亏损 $^{18}\text{O}$ 的地表水, $\delta^{18}\text{O}_{\text{长石}}$ 值的降低速度和幅度大于 $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}$ ,将造成异常大正值的 $\Delta^{18}\text{O}_{\text{石英-长石}}$ 值,即 $\Delta^{18}\text{O}_{\text{石英-长石}} > (\Delta^{18}\text{O}_{\text{石英-长石}})_{\text{平衡}} > 0$ 。北美 Cordilleran 岩基的浅成部分大部分呈现此种效应<sup>[2,12]</sup>。假如外来流体为富 $^{18}\text{O}$ 的变质水或者海水, $\delta^{18}\text{O}_{\text{长石}}$ 值增加的速度和幅度应该大于 $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}$ 值,将造成 $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英-长石}}$ 值逐渐减小直至为负值,新疆北部阿拉尔、二台北岩体表现出此种效应<sup>[3,4]</sup>。

## 5 同变形期流体-岩石相互作用

造山带、剪切带流体-岩石相互作用的本质在于变形与流体化学反应的耦合作用即力学-化学相互作用。(1) 劈理化、P-Q 组构和糜棱岩组构的形成以及矿物颗粒细化是变形岩石体积与质量损失的显微构造判据<sup>[13,14]</sup>。颗粒尺度上的扩容作用(矿物颗粒定向加大、粒间充填,矿物微裂隙充填)与矿物充填脉则是体积与质量增益的显微构造判据<sup>[15]</sup>。两者都是流体质量传输的结果。(2) 流体活动的化学效应导致岩石发生变质反应,因而控制了同变形期的变质过程<sup>[16-18]</sup>。(3) 变形作用与流体质量传输的综合效应导致构造岩中化学成分发生带入、迁出,并且发生同位素成分的分异<sup>[19,20]</sup>。

### 5.1 造山带低级变质岩石-流体体系

对于澳大利亚东南部 Lachlan 褶皱带 500km 长横断面变形岩石以及石英脉 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 的测定表明<sup>[5]</sup>:尽管岩石表现出了较大的变化范围,石英脉却相当均一,无论是在局部(厘米-米的尺度上)还是在区域尺度(达 $10^4\text{km}^2$ )上。石英脉的氧同位素组成分区与构造分区相吻合,沿分区界限和区内断裂带, $\delta^{18}\text{O}$ 值显示出阶梯式陡变,这与沿断裂带的流体混合假说不相容。石英脉的 $\delta^{18}\text{O}$ 值与脉的相对年龄、类型以及直接围岩无关。而且,脉石英及其围岩表现出不平衡关系。上述现象最简单、最直接的解释是:石英脉是在岩石缓冲体系下形成的,水/岩比远低于1。只要弥漫性的流体存在,即使在积累水/岩比很低的条件下,石英脉也能够形成,流体似乎在数百米的尺度上获得了稳定的氧同位素组成。这种准稳定状态一旦达到,所形成石英脉的氧同位素组成对于形成的时代和温度条件相当不敏感。在造山带

低级变质岩石中,根据  $\text{SiO}_2$  溶解度和石英脉体积所估计的流体通量、岩石体积损失量是不可靠的。

## 5.2 断裂带、剪切带流体-岩石体系

许多研究者都强调了断裂带对于变质流体集中性迁移活动的重要性。断裂带具有高渗透率,并且在低渗透率地壳部位下部尖灭。在此种情形下,它们对于控制高流体压力变质环境下的流体活动、水压破裂系统以及脉型矿床的形成与发展具有重要意义。流体在低渗透率岩盖下面的圈闭导致流体压力上升到接近静岩压力的水平。根据应力状态的差异,可以产生颗粒尺度上的扩容作用、水压张破裂或者剪破裂。变质活化物质的沉淀造成了岩石孔隙以及水压破裂系统的周期性愈合(seal)。与此相适应,流体压力也形成周期性的积累和提高。这一周期性过程对于上部地壳的变形以及脉型矿床的形成具有重要意义。高流体压力地域对应于流体缓冲体系或者流体占优势的体系。

蚀变带、脉石矿物以及矿物充填脉是流体活动的重要标志。与剪切带 Au 矿化有关的典型蚀变有硅化、碳酸盐化(尤其是铁白云石化)、钠长石化、绢云母化以及黄铁矿化。在富含云母、绿泥石等片状矿物的  $P$ -域中,大部分元素都发生了富集, Ti、Y、Zr 和 Ir 富集了将近 2 倍,发生亏损的是 Si、Na、S、Au<sup>[21]</sup>。压溶作用是促使 Au 发生活化迁出的重要机制。黄铁矿常构成 Au 的载体。

流体包裹体的研究表明:流体相分离是造成 Au 矿沉淀定位的重要机制,这是剪切带 Au 矿床的普遍特征<sup>[22]</sup>,它反映了剪切带对成矿最基本的控制作用。流体相分离倾向于发生在扩容部位即流体压力突降的场所<sup>[23]</sup>。流体相分离具体表现为两种或者两种以上不同成分的流体包裹体共存于同一裂隙或者晶体中,或者分别产在不同裂隙中,具有相近的均一化温度,但是盐度和  $\text{CO}_2$  含量相差很大,剪切带流体包裹体的压力具有多变性。压力差驱动着流体的迁移。流体压力与深度并不存在着直接的对应关系。流体压力可以是静水压力、静岩压力、介于静水压力与静岩压力之间或者超静岩压力。

## 5.3 流体循环与质量传输机制

低级变质地体构造岩脉系统与 2 种机制相关联:(1)开放体系条件下断裂中热液/变质溶液的质量传输,传输机制为水压梯度控制下的流体物理运移——平流(advection)或者渗透(infiltration)<sup>[24-25,15]</sup>。(2)静态、空间上局限的流体封闭体系下,就地来源的物质和流体的扩散性质量传输(受化学势能梯度控制),从围岩中向断裂扩散<sup>[26]</sup>。

对于平流而言,质量传输取决于  $\text{SiO}_2$  溶液的浓度变化,因而需要高流体通量(fluxes)和变化的压力和/或者温度条件,其尺度远远大于地层层位的尺度,这种机制很可能作用于开放体系、高水/岩比条件下<sup>[7,27]</sup>,也许是在断裂通道体制下<sup>[28]</sup>。初始流体与渗坑(sink)之间的不平衡关系需要短的反应时限,后者又暗示着在源区表面反应动力学与热效应(分馏)将控制着初始流体的同位素组成。

在扩散性质量传输机制下,所传输物质的质量将不受流体量的限制,只要有合适的驱动力(非静水压力)长时期作用,只需要很小的水/岩比,质量传输机制就能保持运行。假如质量传输涉及到扩散,基于  $\text{SiO}_2$  溶解度和石英脉体积所推算出来的水/岩比将不可靠。但是,扩散作用在空间上的作用范围非常有限:在紧密挤压的寄主岩中,沿颗粒边界薄膜的扩散一般小于 0.1m;在张开的裂隙中,在长达  $10^3$  年的时限内,自由流体中的扩散一般小于 10m,脉石英的同位素组成将反映在容脉裂隙的尺度上封闭体系下的岩石缓冲。横穿若干岩层寄

主岩尺度的脉石英将反映所穿过不同岩层寄主岩同位素组成的平均值,而小规模、层内的孤立岩脉仅仅接受来自于直接寄主岩的 $^{18}\text{O}$ 输入。由于这种尺度下的质量传输是扩散机制控制的,所输入的氧同位素组成将更加依赖于所传输种类(主要为 $\text{SiO}_2$ 及其络合物)的同位素组成。而较少地取决于表面反应动力学。因而,输入的氧同位素组成将倾向于寄主岩石英者,而不是寄主岩全岩者。

第3种可能性是:扩散与渗透作用可以联合起来,因而,其作用的空间尺度将大于扩散机制的空间范围( $1-10\text{m}^3$ ),而小于大规模对流体体系的空间尺度( $10^3-10^4\text{m}^3$ )。裂隙壁上寄主岩中应力驱动的扩散,为 $>10\text{m}$ 的裂隙系统提供了 $\text{SiO}_2$ 过饱和的流体源,然后被断裂系统的周期性扩容泵抽作用(episodic dilatancy pumping)<sup>[29,30]</sup>平流和循环,这无需大规模热力驱动的对流。在地壳中部高水压、低级变质体制下,断裂系统的垂向尺度将受岩石强度限制,为数百米的尺度<sup>[31]</sup>。因而,流体-岩石体系将在这种尺度下是封闭的。断裂系统走滑、逆冲部位的反复转换促进了流体在上述尺度规模上的再循环、脉石英的氧同位素组成将反映在地层层位尺度上各种寄主岩输入的平均值。

#### 参 考 文 献

- 1 Criss R E, Gregory R T, Taylor Jr H P. Kinetic theory of oxygen isotope exchange between minerals and water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1987, 51: 1099—1108.
- 2 Gregory R T, Criss R E., Taylor Jr H P. Oxygen isotope exchange kinetics of mineral pairs in closed and open systems: applications to problems of hydrothermal alteration of igneous rocks and Precambrian iron formations. *Chem. Geol.* 1989, 75: 1—42.
- 3 刘伟、李志安、赵志忠. 新疆二台北花岗岩矿物-水氧同位素交换反应动力学. *中国科学(D辑)*, 1996, 26(1): 33—40.
- 4 刘伟、贺伯初、陈振胜. 新疆阿尔泰阿拉尔花岗岩多维矿物相-水氧同位素交换反应动力学. *地质学报*, 1996, 70(2).
- 5 Gray D R, Gregory R T and Durney D W. Rock-buffered fluid-rock interaction in deformed quartz-rich turbidite sequences, Eastern Australia. *J. Geophys. Res.* 1991, 96(B12): 19681—19704.
- 6 Taylor Jr H P, Forester R W. An oxygen and hydrogen isotope study of the Skaergaard intrusion and its country rocks: a description of a 55 m. y. old fossil hydrothermal system. *J. Petrol.* 1979, 20: 355—419.
- 7 Norton D, Taylor Jr H P. Quantitative simulation of the hydrothermal systems of crystallizing magmas on the basis of transport theory and oxygen isotope data: an analysis of the Skaergaard intrusion. *J. Petrol.* 1979, 20: 421—486.
- 8 钱雅倩、郭吉保. 黑柱石-水之间氢同位素动力分馏的实验研究. *中国科学(B辑)*, 1992, (4): 421—428.
- 9 O'Neil J R, Taylor Jr H P. The oxygen isotope and cation exchange chemistry of feldspar. *Amer. Mineral.* 1967, 52: 1414—1437.
- 10 Cole D R, Ohmoto H, Lasaga A C. Isotopic exchange in mineral-fluid systems. I. Theoretical evaluation of oxygen isotopic exchange accompanying surface reactions and diffusion. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1983, 47: 1681—1693.
- 11 Ferry J M and Dipple G M. Fluid flow, mineral reactions, and metasomatism. *Geology*, 1991, 19: 211—214.
- 12 Taylor Jr H P. Oxygen and hydrogen isotope constraints on the deep circulation of surface waters into zones of hydrothermal metamorphism and melting. *The Role of Fluids in Crustal Processes*, National Academy Press, Washington D C, 1990, 72—95.
- 13 Etheridge M A et al. High fluid pressures during regional metamorphism and deformation: implications for mass transport and deformation mechanisms. *J. Geophys. Res.* 1984, 89: 4344—4358.
- 14 Bhagat S S and Marshak S. Microlithon alteration associated with development of solution cleavage in argillaceous lime-



- stone: textural, trace-elemental and stable-isotopic observations. *J. Struct. Geol.*, 1990, 12: 165—175.
- 15 Cox S F, Etheridge M A, Wall V J. The role of fluids in syntectonic mass transport and the localization of metamorphic vein-type ore deposits. *Ore Geol. Rev.*, 1986, 2: 65—86.
- 16 O'Hara K. Fluid flow and volume loss during mylonitization: an origin for phyllonite in an overthrust setting, North Carolina, U S A. *Tectonophysics*, 1988, 156: 21—36.
- 17 MaCaig A M. Fluid-rock interaction in some shear zones from the Central Pyrenees. *J. Metamorphic. Geol.*, 1984, 2: 129—141.
- 18 Selverstone J, Morteani G and Staude J M. Fluid channelling during ductile shearing: transformation of granodiorite into aluminous schist in the Tauern Window, Eastern Alps. *J. Metamorphic Geol.*, 1991, 9: 419—431.
- 19 Losh S. Fluid-rock interaction in an evolving ductile shear zone and across the brittle-ductile transition, Central Pyrenees France. *Am. J. Sci.*, 1989, 289: 600—648.
- 20 Newman J and Mitra G. Lateral variations in mylonite zone thickness as influenced by fluid-rock interactions, Linville Falls fault, North Carolina. *J. Struct. Geol.*, 1993, 15: 849—863.
- 21 Glasson M J and Keays R R. Gold mobilization during cleavage development in sedimentary rocks from the auriferous slate belt of Central Victoria, Australia: Some important boundary conditions. *Economic Geology*, 1978, 73: 496—511.
- 22 卢焕章、池国祥. 剪切带中流体的地球化学特征. 中加金矿床对比研究—CIDA项目II—17文集. 北京: 地震出版社, 1993, 45—62.
- 23 Craw D. fluid evolution, fluid immiscibility and gold deposition during Cretaceous—Recent tectonics and uplift of the Otago and Alpine Schist, New Zealand. *Chem. Geol.*, 1992, 98: 221—236.
- 24 Etheridge M A, Wall V J and Vernon R. H. The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation. *J. Metamorph. Geol.* 1983, 1: 205—226.
- 25 Yardley B W D. Fluid migration and veining in the Connemara schists. Ireland. In *Fluid-Rock Interactions During Metamorphism*, edited by J V Walther and B L Wood. Springer—Verlag, New York. 1986, 109—139.
- 26 Ramsay J G. The crack-seal mechanism of rock deformation *Nature*, 1980, 284: 135—139.
- 27 Criss R E and Taylor Jr H P. Meteoric hydrothermal systems. In *Stable Isotopes in High Temperature Geological processes*, edited by J W. Valley, J R O'Neil and H. P Taylor, Jr, *Rev. Mineral*, 1986, 16: 373—424.
- 28 Walther J V and Wood B J. Rate and mechanism in prograde metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1984, 88: 246—259.
- 29 Sibson R H, Moore J Mc and Rankin A M. Seismic pumping mechanism—a hydrothermal fluid transport mechanism. *J. Geol. Soc. London*, 1975, 131: 653—659.
- 30 Sibson R H. A note on fault reactivation. *J. Struct. Geol.*, 1985, 7: 751—754.
- 31 Wood B J and Walther J V. Fluid flow during metamorphism and its implications for fluid—rock ratios, in *Fluid—Rock Interactions During Metamorphism*, edited by J V Walther and B. J. Wood, Springer-Verlag, New York. 1986, 89—108.

## Present State of the Study of Oxygen Isotope Geochemistry and Kinetics in Fluid – Rock Interaction

Liu Wei

(Research Center of Mineral Resources Exploration, Academia Sinica, Beijing 100101)

**Key words** kinetics; oxygen isotope exchange; fluid-rock interaction; coupling; mass transport

### Abstract

The research on fluid-rock interaction has broken through the rather static solid earth philosophy. Researches in such aspects as the open system, nonequilibrium and kinetics constitute the frontiers of geosciences, with the fluids within the earth's interior as the target. Oxygen isotope exchange reactions in the minerals-fluid system fall into 5 kinetic models: closed, "closed", unidirectional open, fluid-buffered and rock-buffered systems.  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  exchange mechanisms are chiefly diffusion-control and surface-control. The latter is generally accompanied by strong mineralogical alteration, whereas the former lacks such alteration. The granite-fluid systems chiefly include the epizonal system, the mesozonal and/or long-lived system as well as the homogenized equilibrium system. The  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  exchange reaction between granite and fluid is mostly ascribed to the open system nonequilibrium type. The essence of syntectonic fluid-rock interaction lies in the coupling of deformation with fluid chemical reactions. Mechanisms of fluid circulation and mass transport comprise mainly advection or infiltration, diffusion and composite advection-diffusion.