

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

## 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

刘伟

(中国科学院长沙大地构造研究所, 中国矿产资源探查研究中心, 北京)

贺伯初

陈振胜

(中国科学院长沙大地构造研究所)

(中国地质科学院宜昌地质矿产研究所)



新疆阿尔泰阿拉尔花岗岩中共生石英、长石、黑云母的  $\delta^{18}\text{O}$  值具有广泛的变化范围, 3者表现出显著的  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  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 ( $\Delta^{18}\text{O}_{\text{石英-长石}} < 0$ )。上述关系清楚地表明在花岗岩-水之间发生了  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  交换反应。根据质量平衡约束关系对岩石与外来流体的初始  $\delta^{18}\text{O}$  值作了估计。由于花岗岩的初始  $\delta^{18}\text{O}$  值被大大地改变了, 简单运用全岩或者单矿物样品的  $\delta^{18}\text{O}$  值判断岩浆来源的方法是不可靠的。水-岩之间的  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  交换反应并不伴随着岩石矿物学上的强烈蚀变效应, 这种脱藕关系暗示着交换反应发生于较高温度即岩浆次固相-岩浆期后冷凝过程中。交换机制主要为扩散控制。定量模拟表明: 阿拉尔岩体具有高流体流动速率 ( $3 \times 10^{-14} \text{mol/s}$ )、长水-岩反应时限 (0.8—6Ma)、高水/岩值 (0.79—6.14)。在造山带岩浆弧环境的中部地壳层次下, 变质流体流动和环流是非常强烈的。

**关键词** 动力学 氧同位素交换反应 花岗岩 新疆阿拉尔

80年代后期以来, Criss等<sup>[1]</sup>、Gregory等<sup>[2]</sup>对于封闭与开放体系下多维矿物相-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, 为以下4种: 封闭体系; “封闭”体系; 一般开放体系; 流体缓冲体系。Gregory等<sup>[2]</sup>、Taylor<sup>[3]</sup>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, 对于北美 Cordilleran 岩基 O, H 同位素的精细和区域尺度上的研究表明, 绝大多数为开放体系不平衡类型。基于水/岩比 (W/R)、温度 (T)、水-岩相互作用的时限 (t), 可以鉴别出3种岩浆岩-热液系统<sup>[2,3]</sup>。类型1为浅成系统: 全岩的  $\delta^{18}\text{O}$  值具有广泛的变化范围, 共生矿物表现出非常显著的  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  不平衡关系, T 介于 200—600℃,  $t < 10^6$  年, 形成于静水压力条件下。类型2为深成和/或者长期活动系统: 全岩的  $\delta^{18}\text{O}$  值同样具有广泛的变化范围, 但是, 共生矿物具有平衡或者接近于平衡的  $\delta^{18}\text{O}$  值, T 为 400—700℃,  $t > 10^6$  年, 形成的压力条件介于静水压力与静岩压力之间。类型3为均一化、 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  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

注: 本文为国家自然科学基金资助项目 (编号 49373164) 和中国科学院院长基金特别支持项目。

本文 1995 年 2 月收到, 7 月改回, 刘淑春编辑。

大的 W/R 条件下,  $T$  为  $500-800^{\circ}\text{C}$ ,  $t > 5 \times 10^6$  年。

## 1 岩体地质和显微岩相学

新疆北部古生代地层处于西伯利亚古老地台的西南活动大陆边缘<sup>[4]</sup>, 为一增生型造山带<sup>[5]</sup>。区内古生代花岗岩类发育, 它们分属于阿尔泰系列和乌仑古系列<sup>[6]</sup>。前者产出于额尔齐斯断裂以北, 与早古生代晚期俯冲型造山作用、晚古生代碰撞型造山作用相伴随<sup>[5,6]</sup>。

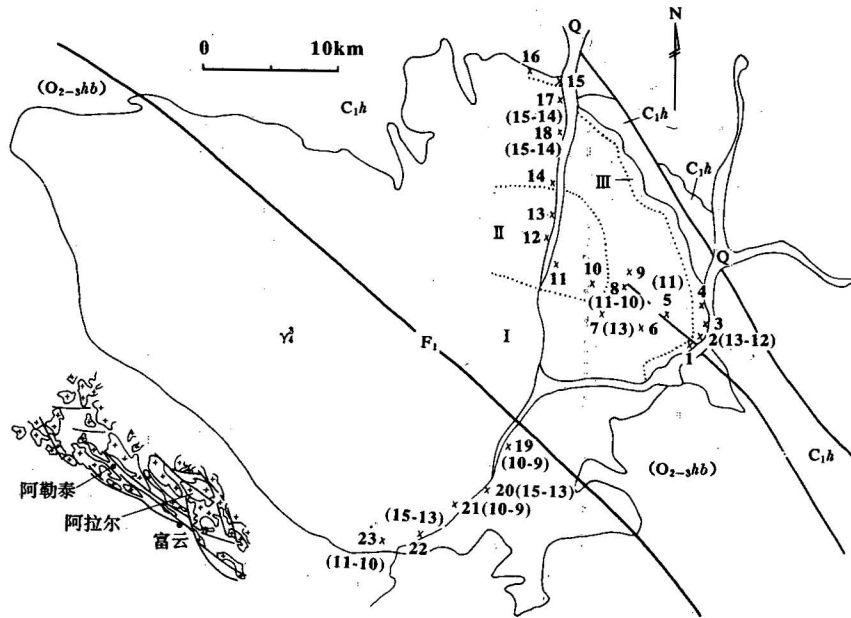


图1 阿拉尔花岗岩体地质及采样位置简图

Fig. 1 Geological sketch map of the Aral granite pluton showing sample collecting locations

I 主体相; II 中心相; III 边缘相; Q 第四系;  $C_1h$  下石炭统红山嘴组;  $O_{2-3hb}$  中上奥陶统哈巴河群;

$\gamma_2^2$  海西晚期花岗岩;  $\times 7(13)$  采样位置、样品编号、流体初始  $\delta^{18}\text{O}$  值(‰)

图中实线表示地质界线, 虚线表示岩相界线, 粗实线表示断层, 图左下角小图表示阿拉尔岩体在阿尔泰地区的位置

I Main phase; II central phase; III marginal phase; Q Quaternary;  $C_1h$  Lower Carboniferous

Hongshanzui group;  $O_{2-3hb}$  Middle-Upper Ordovician Habahe group;  $\gamma_2^2$  Later Hercynian granite;

$\times 7(13)$  sample collecting location, sample number and  $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$  values (‰)

The solid line and the dotted line represents, respectively, the geological boundary and the boundary of petrographic facies.

The coarse solid line represents the fault. The figure on the lower left shows the position of the Aral pluton in the Altay Mts.

阿拉尔花岗岩基产出于阿尔泰古生代造山带轴部, 为一大型岩基, 地表出露面积超过  $1000\text{km}^2$  (图 1), 库热克特逆冲断裂 ( $F_1$ ) 穿过岩基中部。其围岩为古生代片岩、片麻岩、千枚岩, 原岩为粉砂岩、泥岩<sup>①</sup>。全岩 Rb-Sr 等时线年龄为  $250.9\text{Ma}$ <sup>[5,6]</sup>。岩体属于阿尔泰系列。从

① 中国科学院长沙大地构造研究所。“额尔齐斯构造带构造演化与成矿系列研究”课题报告。1990。

图 1 可以看出, 岩体相带发育。主体相(I)以巨斑状、似斑状黑云母花岗岩为主, 其次为似斑状黑云母钾长花岗岩。巨斑晶呈定向排列( $320^{\circ}$ — $335^{\circ}$ ), 与区域构造线方向基本一致。巨斑晶、似斑晶主要为微斜长石, 在南部主体相, 其含量为 30%—60%, 在北部、东部主体相, 巨斑晶、似斑晶含量减少, 粒径变小。巨斑晶呈矩形状, 大小一般介于  $4.5$ — $28\text{cm}^2$ 。中心相(II)为中细粒二云母碱长花岗岩, 中细粒二云母、白云母钾长花岗岩。岩基北部和东部边缘局部发育细粒黑云母花岗岩相(III)。在岩基南部, 却无边缘相发育。如表 1 所示, 从主体相、边缘相→中心相, 斜长石的含量有降低的趋势。

主体相岩石由钾长石(44%—57%)、石英(30%—35%)、斜长石(10%—20%)、黑云母(1%—6%)和少量白云母构成。钾长石为微斜长石、条纹长石。斜长石为钠-更长石。副矿物有磁铁矿、钛铁矿、磷灰石, 含微量锆石、楣石。

中心相岩石由钾长石(50%—57%)、石英(30%—34%)、斜长石(5%—10%)、白云母(2%—10%)、黑云母(3%—5%)构成。钾长石为微斜长石、条纹长石、正长石。斜长石为钠-更长石。白云母分为原生和次生 2 种, 次生者分布于钾长石内部或其边缘, 或者呈筛网状沿后者的双晶纹分布。

表 1 各矿物的体积百分含量、氧的摩尔分数

Table 1 Volumetric percentage of the minerals and their oxygen mole fractions

相带及位置	样号	矿物体积百分含量				氧的摩尔分数		
		石英	钾长石	斜长石	黑云母	石英	长石	黑云母
东部边缘相	XG1-1	45	30	15	10	47	41	10
	XG2	45	30	15	9	48	42	8
东部主体相	XG5	30	46	20	4	33	61	4
	XG7	30	44	20	6	33	59	6
	XG8	32	55	10	3	35	60	3
中心相	XG10	34	50	10	3	37	58	3
	XG11	30	52	10	5	33	60	5
	XG13	33	57	5	3	36	59	3
北部边缘相	XG16	37	50	10	3	40	55	3
北部主体相	XG14	30	54	15	1	33	64	1
	XG17	30	57	10	3	33	62	3
	XG18	30	50	15	5	33	60	5
南部主体相	XG19	30	55	10	5	33	60	5
	XG22	35	45	15	5	38	55	5
	XG23	30	50	17	2	33	63	2

边缘相岩石由钾长石(30%—50%)、石英(37%—45%)、斜长石(10%—15%)、黑云母(3%—10%)和不透明矿物组成。钾长石为微斜长石、正长石, 偶见压力影和波状消光。石英分为原生和次生 2 种。原生者颗粒较大, 表面不太干净; 次生石英表面干净, 呈细粒集合体(图版 1-1)或者呈脉体形式分布, 或者分布于长石和黑云母中。黑云母受力发生波状消光。

总的来看, 阿拉尔岩体岩石基本新鲜, 蚀变较为轻微, 尤以中心相岩石新鲜, 南部主体相比较次。边缘相发育云英岩化、硅化, 次生石英呈细粒镶嵌集合体分布于其它矿物边缘或者

颗粒间隙(图版 I-1),长石、云母具有轻微变形。从主要造岩矿物来看,石英裂理比较发育,但基本无蚀变(图版 I-2)。黑云母比较新鲜(图版 I-2),局部地段发生轻微绿泥石化。钾长石比较新鲜,但发育轻微绢云母化(图版 I-3)。在北部主体相局部地段,钾长石晶体呈阴影状、混浊不清。斜长石普遍发生轻微绢云母化(图版 I-4,5),在主体相尤其是北部和东部主体相,斜长石晶体普遍呈阴影状、混浊不清(图版 I-4,5),局部发育环带构造(图版 I-6)。上述现象为水-岩反应的岩石矿物学标志之一<sup>[3]</sup>。从石英→黑云母→微斜长石→斜长石,矿物的新鲜程度逐渐降低。

在详尽的显微岩相学研究基础上,从所采集样品中选择 11 个进行水-岩氧同位素交换反应动力学研究。其中,10 个样品(XG5—23)采自主体相。XG2 采自东部边缘相。石英、长石、黑云母为含量最高的 3 个矿物,它们占了全岩体积分量的 95% 以上,3 者可以近似地代表全岩氧的摩尔分数预算(budget),因而,选择 3 者进行水-岩氧同位素交换反应动力学研究。

## 2 实验方法与分析结果

岩石样品破碎到 0.5—0.2mm。矿物分选程序为:人工重砂→浮选→磁选→重液分选→稀 HCl 煮沸溶蚀→双目镜下精选。首先用人工重砂方法去掉大部分重矿物。用磁选法将长英质矿物与暗色矿物(角闪石、黑云母)分离。对于分选出的长英质矿物用重液分选出长石和石英。对于分选出的暗色矿物,再用人工重砂方法提纯出非常纯净的黑云母单矿物。对于分选出的石英、长石、黑云母单矿物在双目镜下进行精选。对于含有长石矿物包裹体或连晶的石英样品,进一步研磨至 0.2—0.1mm 粒级,然后重复重液分选→双目镜下挑选步骤。用稀 HCl 煮沸溶蚀去石英颗粒边缘的长石细小连晶和铁质浸染。采用上述流程后,每种单矿物纯度保证 > 99%。

采用标准的氧同位素制样分析方法。使单矿物样品在 450—550℃ 温度下与 BrF<sub>5</sub> 反应 12h,析出的氧气经与热碳棒反应生成 CO<sub>2</sub>,收集产物在 MAT-251 质谱计上做同位素组成测定,分析精度为 ±0.2‰。分析结果汇集于表 2。

表 2 矿物的氧同位素组成 (‰)

Table 2 Oxygen isotope compositions (‰) of the minerals

样号	$\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{长石}}$	$\Delta^{18}\text{O}_{\text{石英-长石}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{黑云母}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{流体}}$
XG2	11.11	12.74	-1.63	4.94	13—12
XG5	12.29	13.83	-1.54	6.36	11
XG7	12.22	14.73	-2.51	6.27	13
XG8	13.12	14.27	-1.15	7.31	11—10
XG17	11.17	13.25	-2.08	6.11	15—14
XG18	11.65	14.09	-2.44	5.78	15—14
XG19	12.75	13.44	-0.69	7.15	10—9
XG20	11.56	13.77	-2.21	6.89	15—13
XG21	12.09	12.84	-0.75	6.57	10—9
XG22	11.72	14.15	-2.43	6.07	15—13
XG23	13.60	14.51	-0.91	8.17	11—10

### 3 多维矿物相-水<sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O 交换反应动力学

#### 3.1 体系类型的鉴别

表 2 中, 11 个样品中 3 个共生矿物的  $\delta^{18}\text{O}$  值具有宽广的变化范围:  $11.11\% < \delta^{18}\text{O}_{\text{石英}} < 13.60\%$ ;  $12.74\% < \delta^{18}\text{O}_{\text{长石}} < 14.73\%$ ;  $4.94\% < \delta^{18}\text{O}_{\text{黑云母}} < 8.17\%$ 。3 个共生矿物表现出显著的<sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O 不平衡关系, 11 个样品的  $\Delta^{18}\text{O}_{\text{石英-长石}}$  均  $< 0$ , 介于  $-0.69\%$ — $-2.51\%$ , 即  $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}} < \delta^{18}\text{O}_{\text{长石}}$ , 反映水-岩间<sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O 交换反应远未达到平衡状态。在平衡状态下, 由于  $\alpha_{\text{石英-水}} > \alpha_{\text{长石-水}}$ , 将会有  $\Delta^{18}\text{O}_{\text{石英-长石}} > 0$ 。

假如是封闭体系, 即没有外来流体加入, 共生矿物的  $\delta^{18}\text{O}$  值应该表现出此消彼长的关系, 在它们的相关图上, 样点列呈右倾型。封闭体系下共生矿物之间氧同位素交换反应实质上是当温度减小时, 共生矿物之间<sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O 再分配的过程。鉴于长石、石英占据了全岩氧摩尔分数预算的绝大部分, 两者的  $\delta^{18}\text{O}$  值将会表现出此消彼长的关系。但是, 在图 2 上, 可以清晰地看出样点列呈左倾型,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}$ 、 $\delta^{18}\text{O}_{\text{长石}}$ 、 $\delta^{18}\text{O}_{\text{黑云母}}$  呈正相关关系, 即三者同时向增加或者减少的方向变化。因而, 必须有外来流体加入, 即共生矿物间<sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O 交换反应是在开放体系条件下(石英-长石-黑云母-外来流体)进行的。

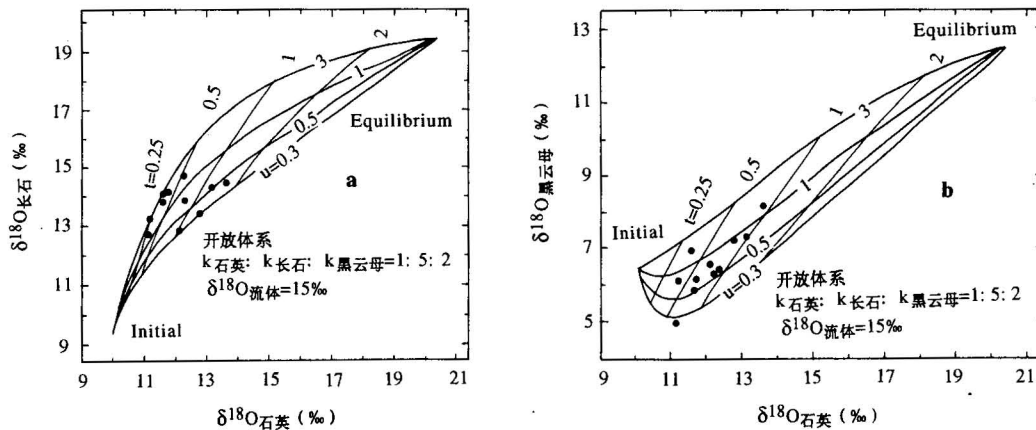


图 2  $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}-\delta^{18}\text{O}_{\text{长石}}$ (a) 和  $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}-\delta^{18}\text{O}_{\text{黑云母}}$ (b) 定量模拟图(假定  $u$  为变量)

Fig. 2 Quantitative modelling plots of  $\delta^{18}\text{O}_{\text{Quartz}}$  vs  $\delta^{18}\text{O}_{\text{Feldspar}}$  (a) and  $\delta^{18}\text{O}_{\text{Quartz}}$  vs  $\delta^{18}\text{O}_{\text{Biotite}}$  (b) (assume  $u$  as a variable)

Initial 和 Equilibrium 分别代表水-岩<sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O 交换反应以前和达到平衡时各矿物的氧同位素组成。其余符号的意义同公式(1)–(5)

Initial and Equilibrium represents, respectively, the oxygen isotopic composition of minerals before <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O exchange reaction and at equilibrium with exotic fluid. For the rest symbols, see equations (1)–(5)

#### 3.2 流体与岩石初始 $\delta^{18}\text{O}$ 值的确定

根据后面的(1)–(3)式, 各矿物氧同位素组成变异的速度取决于<sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O 交换速率常数  $k_i$  和  $(\alpha_i R_w - R_i)$ , 后者代表了驱动交换反应的自由能差(free energy difference)<sup>[2]</sup>。由于  $k_{\text{长石}} > k_{\text{石英}}$ , 在交换反应初期,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{长石}}$  值变异的速度和幅度大于  $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}$ 。在外来流体为富<sup>18</sup>O 的变质

水的情况下,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{长石}}$  值增加的速度和幅度应该大于  $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}$  值, 从而造成  $\Delta^{18}\text{O}_{\text{石英-长石}}$  值逐渐减小直至为负值, 即出现倒转  $\Delta^{18}\text{O}_{\text{石英-长石}}$  值。本文 11 个样品共生石英和长石的  $\Delta^{18}\text{O}_{\text{石英-长石}}$  值均为负值 (表 2), 这清楚地表明外来流体为富  $^{18}\text{O}$  的变质水。阿拉尔岩体侵位于阿尔泰造山带晚古生代区域变质环境下, 也支持上述推论。来源于区域变质碎屑岩地体的变质流体的  $\delta^{18}\text{O}$  值一般认为 15‰ 左右<sup>[2,7,8]</sup>。取 15‰ 作为区内变质流体的  $\delta^{18}\text{O}$  值, 随着  $\delta^{18}\text{O}_{\text{长石}}$  值的不断提高,  $(\alpha_{\text{长石/水}}R_w - R_{\text{长石}})$  值降低的幅度远大于  $(\alpha_{\text{石英/水}}R_w - R_{\text{石英}})$  值, 即驱动长石-水交换反应的自由能差逐渐低于驱动石英-水交换反应的自由能差, 导致  $\delta^{18}\text{O}_{\text{长石}}$  值增加的速度和幅度相对于  $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}$  值逐渐降低。由于上述因素的作用, 在图 2a 上, 样点列总体呈现凸的曲线形式, 左下部斜率较陡, 往右则有变缓的趋势。

对于黑云母而言, 在交换反应初期, 流体的积累通量还不大的情形下,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{黑云母}}$  值的变异一方面受黑云母-石英、黑云母-长石等矿物内部  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  交换的控制; 另一方面也受黑云母-变质水等外部交换的控制, 前者倾向于降低  $\delta^{18}\text{O}_{\text{黑云母}}$  值, 后者则倾向于提高  $\delta^{18}\text{O}_{\text{黑云母}}$  值, 两者的综合效应导致  $\delta^{18}\text{O}_{\text{黑云母}}$  值的变异不明显。随着流体积累通量的不断增大, 黑云母-水之间的  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  交换逐渐占据主导地位, 由于变质流体富  $^{18}\text{O}$ , 导致  $\delta^{18}\text{O}_{\text{黑云母}}$  值向着增加的方向变异。由于上述因素的共同作用, 在图 2b 上, 样点列左边较为平缓, 往右则斜率变陡, 样点列总体呈现凹的曲线型式。

由于流体-岩石  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  交换反应, 不同程度地提高了岩石各矿物相的初始  $\delta^{18}\text{O}$  值, 所测定的  $\delta^{18}\text{O}$  值已不能用来代表初始  $\delta^{18}\text{O}$  值。在图 2 上, 越往左下方, 岩石各矿物相被流体改造的程度越小, 因而, 我们选择图 2 上样点列往左下方收敛处 3 种矿物的  $\delta^{18}\text{O}$  值近似代表它们的初始  $\delta^{18}\text{O}$  值。由于石英相对于长石、黑云母具有较大的惰性, 即具有相对小的  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  交换速率常数 ( $k$ ), 石英的氧同位素组成被流体改造的程度也较长石、黑云母小, 所以, 选择  $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}$  的下限值 (10‰) 近似代表石英的初始  $\delta^{18}\text{O}$  值。石英、长石、黑云母在岩浆结晶温度下应视为达到了  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  平衡。根据结晶温度与分馏方程式求出长石、黑云母的初始  $\delta^{18}\text{O}$  值。

根据黑云母、二长石地质温度计估算<sup>①</sup>: 阿拉尔岩体黑云母、二长石的结晶温度介于 720—550℃, 选择 600℃ 近似代表阿拉尔岩体主要造岩矿物的结晶温度, 3 种矿物的初始  $\delta^{18}\text{O}$  值求解如下:

$$1000 \ln \alpha_{\text{石英-水}} = 3.38 \times 10^6 T^{-2} - 3.40(500 - 750^\circ\text{C})^{[9]}$$

$$1000 \ln \alpha_{\text{石英-水}} = 3.23 \times 10^6 T^{-2} - 2.94(573 - 1000^\circ\text{C})^{[10]}$$

$$1000 \ln \alpha_{\text{长石-水}} = 3.13 \times 10^6 T^{-2} - 3.70^{[11]}$$

$$1000 \ln \alpha_{\text{黑云母-水}} = 0.03 \times 10^6 T^{-2} - 2.59^{[11]}$$

$$\alpha_{\text{石英-长石}} = \alpha_{\text{石英-水}} / \alpha_{\text{长石-水}}, \alpha_{\text{石英-黑云母}} = \alpha_{\text{石英-水}} / \alpha_{\text{黑云母-水}}$$

$$\alpha_{\text{石英-长石}} = (\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}} + 1000) / (\delta^{18}\text{O}_{\text{长石}} + 1000)$$

$$\alpha_{\text{石英-黑云母}} = (\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}} + 1000) / (\delta^{18}\text{O}_{\text{黑云母}} + 1000)$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{长石}} = (\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}} + 1000) / \alpha_{\text{石英-长石}} - 1000$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{黑云母}} = (\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}} + 1000) / \alpha_{\text{石英-黑云母}} - 1000$$

$$\text{求解如果如下: } \delta^{18}\text{O}_{\text{石英}} = 10\text{‰}, \delta^{18}\text{O}_{\text{长石}} = 9.37\text{‰}, \delta^{18}\text{O}_{\text{黑云母}} = 6.39\text{‰}。$$

① 中国科学院地球化学研究所。“阿尔泰花岗岩类及其与成矿关系的研究”课题报告, 1990。

### 3.3 矿物、流体氧的摩尔分数预算

根据石英、钾长石、斜长石、黑云母的体积百分含量,按照比重(比重数据引自文献[12])校正为质量分数,再乘以每摩尔矿物所含氧的摩尔数/矿物摩尔质量,换算出每种矿物氧的摩尔分数。具体的换算公式为:

石英:氧的摩尔分数=体积百分含量 $\times 2.65 \times 2$ /石英的摩尔质量

钾长石:氧的摩尔分数=体积百分含量 $\times 2.59 \times 8$ /钾长石的摩尔质量

斜长石:氧的摩尔分数=体积百分含量 $\times 2.63 \times 8$ /斜长石的摩尔质量

长石:氧的摩尔分数=钾长石氧的摩尔分数+斜长石氧的摩尔分数

黑云母:氧的摩尔分数=体积百分含量 $\times 3.06 \times 12$ /黑云母的摩尔质量

其中,石英( $\text{SiO}_2$ )摩尔质量=Si原子量+O原子量 $\times 2$

钾长石( $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ )摩尔质量=K原子量+Al原子量+Si原子量 $\times 3$ +O原子量 $\times 8$

钠长石( $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ )摩尔质量=Na原子量+Al原子量+Si原子量 $\times 3$ +O原子量 $\times 8$

钙长石( $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ )摩尔质量=Ca原子量+Al原子量 $\times 2$ +Si原子量 $\times 2$ +O原子量 $\times 8$

斜长石的摩尔质量=钠长石摩尔质量 $\times$ 斜长石中Ab分子分数+钙长石摩尔质量 $\times$ 斜长石中An分子分数

阿拉尔岩体斜长石为钠-更长石,因而,假定斜长石中Ab、An分子的分数分别为0.9和0.1。

黑云母( $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ )的摩尔质量=K原子量+Mg原子量 $\times \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ 摩尔比 $\times 3$ +Fe原子量 $\times \text{Fe}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ 摩尔比 $\times 3$ +Al原子量+Si原子量 $\times 3$ +O原子量 $\times 12$ +H原子量 $\times 2$

黑云母中 $\text{Fe}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ 和 $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ 的摩尔比值,阿拉尔岩体分别为0.598和0.402<sup>①</sup>。3种矿物氧的总摩尔分数=石英氧的摩尔分数+长石氧的摩尔分数+黑云母氧的摩尔分数。由于花岗岩浆中含有一定量的水,假定岩浆水氧的摩尔分数为0.02(这是一个比较合适的分数<sup>[2]</sup>)。3种矿物氧的摩尔分数校正为摩尔百分含量: $X_{\text{石英}} : X_{\text{长石}} : X_{\text{黑云母}} = 0.35 : 0.58 : 0.05$ 。校正公式为:每种矿物氧的摩尔百分含量=矿物氧的摩尔分数 $\times 0.98/3$ 种矿物氧的总摩尔分数。

表1列出了每个样品4种矿物的体积百分含量、氧的摩尔百分含量。

### 3.4 矿物-流体 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 交换反应温度的确定

我们选择350℃作为阿拉尔岩体流体-岩石 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 交换反应的温度,其理由:(1)虽然长石具有轻微的绢云母化和/或者白云母化,黑云母具有轻微绿泥石化,岩石基本是新鲜的。鉴于绿泥石、绢云母的稳定温度为200—300℃<sup>[3]</sup>,因而,矿物-水 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 交换反应温度应略高于300℃,否则将会出现强烈的绿泥石化和/或者绢云母化。(2)阿拉尔岩体含有较多羟基矿物(黑云母、角闪石),说明岩浆富水。在高于400℃的温度和静岩压力条件下,岩浆水围绕花岗岩体形成外封皮(envelope),外来流体不能轻易进入<sup>[13,14]</sup>,因而,矿物-流体 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 交换反应温度应该低于400℃。(3)Norton和Knight<sup>[15]</sup>和Norton<sup>[16]</sup>强调指出:在350—450℃温度和(200—800) $\times 10^5$ Pa压力条件下,水处于临界-超临界状态,其热容量非常大,浮力与热传输性能亦达到最大值。另一方面,拖曳力(drag force)则达到最小值。事实上,水的上述物理性质

① 中国科学院地球化学研究所。“阿尔泰花岗岩类及其与成矿关系的研究”课题报告,1990。

控制了流体的活动性能。

按照3种矿物的分馏方程式计算了它们在350℃温度下的分馏因子： $\alpha_{\text{石英-水}}=1.0053183$ ； $\alpha_{\text{长石-水}}=1.00437$ ； $\alpha_{\text{黑云母-水}}=0.9974904$ 。

### 3.5 定量模拟

微分方程(1)–(4)描述一般开放体系下三维矿物相-水氧同位素交换反应的动力学过程：

$$dR_1/dt = k_1(\alpha_1 R_w - R_1) \quad (1)$$

$$dR_2/dt = k_2(\alpha_2 R_w - R_2) \quad (2)$$

$$dR_3/dt = k_3(\alpha_3 R_w - R_3) \quad (3)$$

$$X_w dR_w/dt = (R_{\text{win}} - R_w)u - X_1(dR_1)/dt - X_2(dR_2)/dt - X_3(dR_3)/dt \quad (4)$$

$k_i$  指矿物  $i$  的氧同位素交换速率常数； $\alpha_i$  指矿物  $i$  的氧同位素分馏因子； $R_i$ 、 $R_w$  分别指矿物  $i$  和水的即刻氧同位素组成； $R_{\text{win}}$  指外来流体的初始氧同位素组成(即外来流体刚流入岩石并且尚未与之发生反应时)； $u$  指流体标准化流动速率(每秒)； $X_i$ 、 $X_w$  分别指矿物  $i$  和水所含氧的摩尔分数； $dR_i/dt$ 、 $dR_w/dt$  分别指矿物  $i$  与水氧同位素组成的变化率。

当  $u$  不等于 0 时，(1)–(4)的解为：

$$\begin{pmatrix} R_1 \\ R_2 \\ R_3 \\ R_w \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{k_1\alpha_1}{k_1+\lambda_1} & \frac{k_1\alpha_1}{k_1+\lambda_2} & \frac{k_1\alpha_1}{k_1+\lambda_3} & \frac{k_1\alpha_1}{k_1+\lambda_4} \\ \frac{k_2\alpha_2}{k_2+\lambda_1} & \frac{k_2\alpha_2}{k_2+\lambda_2} & \frac{k_2\alpha_2}{k_2+\lambda_3} & \frac{k_2\alpha_2}{k_2+\lambda_4} \\ \frac{k_3\alpha_3}{k_3+\lambda_1} & \frac{k_3\alpha_3}{k_3+\lambda_2} & \frac{k_3\alpha_3}{k_3+\lambda_3} & \frac{k_3\alpha_3}{k_3+\lambda_4} \\ 1 & 1 & 1 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} e^{\lambda_1 t} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & e^{\lambda_2 t} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & e^{\lambda_3 t} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & e^{\lambda_4 t} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} c_1 \\ c_2 \\ c_3 \\ c_4 \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} R_{1\text{eq}} \\ R_{2\text{eq}} \\ R_{3\text{eq}} \\ R_{\text{win}} \end{pmatrix} \quad (5)$$

其中， $t$  为水-岩 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  交换反应的有效时限， $R_{i\text{eq}}$  为矿物  $i$  达到平衡时的氧同位素组成。 $c_1, c_2, c_3, c_4$  为常数，它们可以通过初始条件( $t=0$ )求出。特征根  $\lambda_i$  是式(6)的根，所有4个根均为负实数。

$$X_w \lambda^4 + M \lambda^3 + N \lambda^2 + P \lambda + u k_1 k_2 k_3 = 0 \quad (6)$$

$$\text{其中， } M = \sum_{i=1}^3 k_i (X_i \alpha_i + X_w) + u$$

$$N = k_1 k_2 (X_1 \alpha_1 + X_2 \alpha_2 + X_w) + k_2 k_3 (X_2 \alpha_2 + X_3 \alpha_3 + X_w) + k_1 k_3 (X_1 \alpha_1 + X_3 \alpha_3 + X_w) + u(k_1 + k_2 + k_3)$$

$$P = k_1 k_2 k_3 (X_1 \alpha_1 + X_2 \alpha_2 + X_3 \alpha_3 + X_w) + u(k_1 k_2 + k_2 k_3 + k_1 k_3)$$

将  $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3, \lambda_4$  和  $c_1, c_2, c_3, c_4$  代入(5)式。令  $u$  为定值， $t$  为变量，可以求出  $R_1, R_2, R_3, R_w$  的对应值。随着  $t$  值从  $0 \rightarrow \infty$  的逐渐增大， $R_1, R_2, R_3$  也逐渐改变并且在图 2a 和图 2b 上移动得出一条曲线，称为  $u$  取某一定值时的交换轨迹(trajectory)。令  $t$  为定值， $u$  为变量，亦可以求出  $R_i$  和  $R_w$  的对应值。随着  $u$  值的逐渐变化， $R_1, R_2, R_3$  逐渐改变并在图 2a 和图 2b 上扫描出一条曲线，称为  $t$  取某一定值时的等时线(isochron)。

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  $k_i/k_1$  的大小， $k_i/k_1$  值越大，交换轨迹的曲率越大，等时线的斜率也越大。以 1 为间隔，从 1 到 10 逐渐改变长石、黑云母相对于石英的相对交换速率常数  $k_i/k_{\text{石英}}$  值。以



0.01, 0.05, 0.1, 0.3, 0.5, 0.7, 1, 3, 5, 10 为流体标准化流动速率  $u/k_{\text{石英}}$ 。以 0.25, 0.5, 0.7, 1, 2, 3, 4, 5 为水-岩相互作用的标准化时限  $k_{\text{石英}}t$ 。当  $k_{\text{石英}} : k_{\text{长石}} : k_{\text{黑云母}} = 1 : 5 : 2$ ,  $u/k_{\text{石英}} = 0.3-3$ ,  $k_{\text{石英}}t = 0.25-2$  时, 阿拉尔岩体给出最佳拟合,  $u/k_{\text{石英}} = 0.3-3$  的交换轨迹,  $k_{\text{石英}}t = 0.25-2$  的等时线包容了所有 11 个样点 (图 2)。假定  $k_{\text{石英}} = 10^{-14} \text{s}^{-1}$ , 这对于花岗岩是一个比较真实的数字<sup>[2]</sup>。将流体标准化流动速率、标准化反应时限校正为真实值:  $u = 3 \times 10^{-15} - 3 \times 10^{-14} \text{mol s}^{-1}$ ,  $t = 0.8-6 \text{Ma}$ 。阿拉尔岩体规模大、侵位深, 岩浆冷凝缓慢, 在较长的时限内驱动变质流体的流动与环流, 因而表现出较长的反应时限。

假定  $u$  为定值, 根据公式  $W/R = (X_w + ut)/(\sum X_i)$ <sup>[2]</sup> 可以估算水/岩比 (摩尔比)。阿拉尔岩体的  $W/R = 0.79-6.14$ 。应该指出的是, 根据上式估算的是与岩石发生了交换反应的水相对于岩石的比率, 流经岩石但并没有与之发生  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  交换反应的水, 则没有考虑进去。因而, 实际流经岩石的水的积累通量 (cumulative flux) 将大于根据上式估算的量。

## 4 讨论与结论

(1) 阿拉尔岩体具有高流体流动速率、长水-岩反应时限、高水/岩值。上述参数比北美 Cordilleran 深成岩基<sup>[2]</sup>高, 而与浅成岩体驱动的浅部大气热液对流系统<sup>[2,17]</sup>可以相比拟<sup>[2,18,19]</sup>。阿拉尔岩体的侵位深度介于 9—10km<sup>①</sup>。上述对比结果说明, 在中-下地壳层次下的区域变质地体中, 流体流动和对流是非常强烈的。确切的同位素与岩石学研究表明, 在 13—22km 地壳深度范围的区域变质地体中, 仍然存在着强烈的流体流动和对流<sup>[17,20-24]</sup>。阿尔泰山区花岗岩体出露面积超过 50%, 其中, 大部分为中-深成岩体, 侵位深度为 9—12km 或大于 12km<sup>①</sup>。区域变质岩往往环绕花岗岩体呈同心圆状产出, 并且由内向外构成退变质带<sup>[25,26]</sup>。由于流体流动是变质反应的一个基本驱动力, 并且作为变质热量传输的主要因素<sup>[17]</sup>, 这意味着在中-下地壳层次内, 变质流体环绕中-深成同变质岩体构成同心圆状对流体。在花岗岩侵位提供的“热引擎”驱动下, 变质流体从地壳深处往上抽吸上来, 这可能是造山带岩浆弧环境下变质流体流动和循环的一种普遍模式。

(2) 阿拉尔岩体共生长石和石英之间显著的  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  反转关系清楚地表明, 在流体-岩石之间发生过强烈的  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  交换反应。但是, 这种反转关系并不伴随着地质学家所描述的岩相学和矿物学上的强烈蚀变效应。这意味着流体-岩石间交换反应发生于较高温下即岩浆次固相-岩浆期后冷凝过程中, 热液对流体被花岗岩体侵位本身所提供的热量驱动。假若交换反应发生于岩浆固结成岩以后, 它将伴随着强烈的矿物蚀变效应。上述氧同位素与矿物学和化学上的耦合、脱耦关系可以作为鉴别流体-岩浆岩反应“热引擎”(heat engine)的判据之一。长石、黑云母的轻微蚀变暗示着交换反应并不完全是在化学平衡条件下发生的, 交换机制虽然主要为扩散控制<sup>[27,28]</sup>, 表面控制也起了一定作用。

(3) 阿尔泰山区稀有金属矿化主要与花岗岩类有关, 矿体往往围绕岩体顶部、边部呈脉状产出。其顶部围岩为低渗透率的片岩、片麻岩。本研究的意义在于: 岩浆侵位所驱动的热液并非单一地来源于岩浆体本身, 主要来源于变质流体。成矿物质很有可能也不限于岩浆本身。一个可能的稀有金属矿化过程为: 在开放体系条件下, 在岩浆侵位提供的“热引擎”驱动下, 变质流体+岩浆热液对于散布于岩体与围岩中的成矿元素进行活化、迁移, 并且集中到岩体

① 中国科学院地球化学研究所, “阿尔泰山花岗岩类及其与成矿关系的研究”课题报告, 1990。

顶部及其边部。当顶部为低渗透率的片岩、片麻岩时，流体圈闭并形成局部高水压环境，从而促进了水压破裂系统的发育<sup>[29]</sup>。成矿物质在水压破裂带和颗粒扩容部位沉淀、充填，形成了脉型或者面型稀有金属矿床。

(4) 由于流体-岩石相互作用基本上为 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 交换反应，水合反应相对不发育，流体在流动过程中的质量损失可以忽略不计，这意味着流体将以恒态-近恒态的流动速率流经岩体。另一方面，由于流体沿途不断与岩石发生 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 交换反应，随着流体路径由近及远，其 $\delta^{18}\text{O}$ 值亦逐渐向着接近于岩石的方向变化。在本文所讨论的情况下，流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值应不断减小。在流体增量刚进入岩石的瞬间，由于尚未与岩石发生交换反应， $\delta^{18}\text{O}_{\text{流体}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{初始}}$ 。假若流体路径足够长，流体增量将最终与岩石达到 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 平衡，即 $\delta^{18}\text{O}_{\text{流体}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{平衡}}$ 。所以，定量模拟所确定的流体流动速率的最大值，可以近似地看作为初始流体刚进入岩石时的真流动速率，其所显示的 $\delta^{18}\text{O}$ 值也较为真实地代表了流体的初始 $\delta^{18}\text{O}$ 值。随着流体路径的不断变化，应根据逐渐变化着的流体 $\delta^{18}\text{O}$ 值来模拟流体的流动速率。图2所模拟的 $<3$ 的流动速率是假定流体 $\delta^{18}\text{O}$ 值恒为定值的一种“假流动速率”(pseudo-flow rate)，它低于真实的流动速率，因而，仅仅反映了流体 $\delta^{18}\text{O}$ 值不断变化的一种视效应。随着流体路径由近及远，流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值与“假流动速率”逐渐降低，两者逐渐降低的方向即为流体流动的方向。根据这一关系，可以确定流体流动路径。

假定流体的标准化流动速率恒为3， $\delta^{18}\text{O}_{\text{流体}}$ 值为一变量，图3模拟了交换反应轨迹。 $\delta^{18}\text{O}_{\text{流体}} = 15\text{‰}, 13\text{‰}, 12\text{‰}, 11\text{‰}, 10\text{‰}, 9\text{‰}$ 的交换轨迹包容了所有11个样点。因而，外来变质流体初始 $\delta^{18}\text{O}$ 值的不均一性介于 $15\text{‰} - 9\text{‰}$ 。11个样点分别分布于具有特定 $\delta^{18}\text{O}_{\text{流体}}$ 值的交换轨迹上或其附近，根据这一特点可以大致估算流经每个样点采样位置的流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{流体}}$ 值，估算结果见表2。

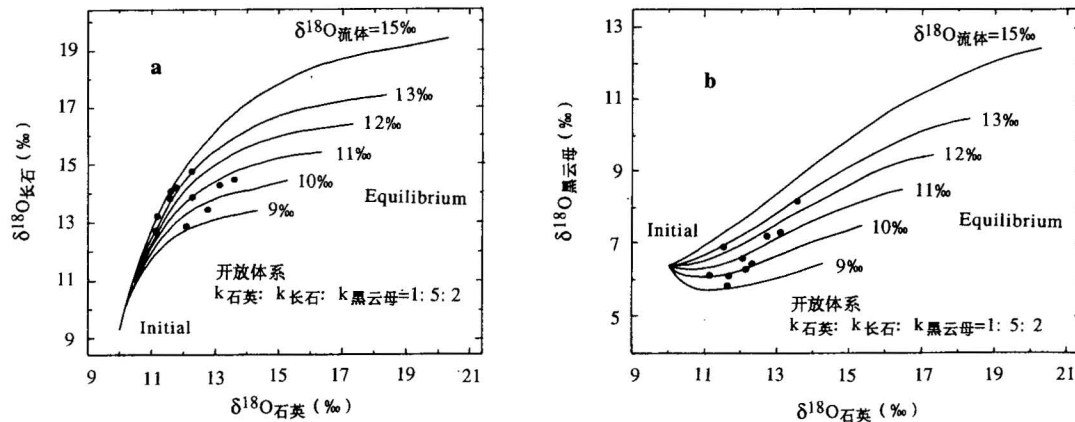
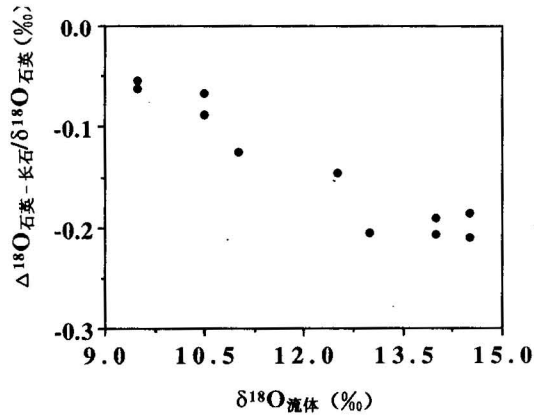


图3  $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{长石}}$  (a) 和  $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{黑云母}}$  (b) 定量模拟图(假定  $\delta^{18}\text{O}_{\text{流体}}$  为变量)

Fig. 3 Quantitative modelling plots of  $\delta^{18}\text{O}_{\text{Quartz}}$  vs  $\delta^{18}\text{O}_{\text{Feldspar}}$  (a) and  $\delta^{18}\text{O}_{\text{Quartz}}$  vs  $\delta^{18}\text{O}_{\text{Biotite}}$  (b) (assume  $\delta^{18}\text{O}_{\text{Fluid}}$  as a variable)

如图1所示，较高的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{流体}}$ 值多沿岩体边部分布；较低者则多分布于靠岩体内部，这反

图 4  $\Delta^{18}\text{O}_{\text{石英-长石}} / \delta^{18}\text{O}_{\text{石英}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{流体}}$  相关图Fig. 4  $\Delta^{18}\text{O}_{\text{Quartz-Feldspar}} / \delta^{18}\text{O}_{\text{Quartz}}$   
vs  $\delta^{18}\text{O}_{\text{Fluid}}$  correlation

映流体是从区域变质围岩往岩体内部流动的。阿拉尔岩体侵位深，处于或接近于区域变质流体的储源地(reservoir)。在岩体侵位提供的“热引擎”驱动下，深部变质流体从区域变质围岩往岩体中部、上部流动。岩体的侵位环境代表了变质流体的充源地(recharge)。

如图 4， $\Delta^{18}\text{O}_{\text{石英-长石}} / \delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}$  标准化值与  $\delta^{18}\text{O}_{\text{流体}}$  值存在着明显负相关性。流体的  $\delta^{18}\text{O}$  值越高，即流体与岩石在氧同位素组成上差别越大， $\Delta^{18}\text{O}_{\text{石英-长石}} / \delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}$  标准化值越低，共生石英与长石之间的  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  不平衡程度越高。流体与岩石之间在  $\delta^{18}\text{O}$  值上的差异代表了驱动交换反应的自由能差。自由能差越高，流体-岩石之间的  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  交换速率也越高。相比之下，共生矿物之间的内部交换越不显著，因而也就越趋向于不平衡。反之，流体与岩石在  $\delta^{18}\text{O}$  值上越接近，两者之间的自由能差越低，流体-岩石之间的  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  交换反应越不发育，而主要是共生矿物之间的交换反应或者在新的温度条件下  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  的再分配或再平衡作用，因而， $\Delta^{18}\text{O}_{\text{石英-长石}} / \delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}$  标准化值越高，共生矿物之间越接近于平衡。

### 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 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.
- 4 肖序常, 汤耀庆, 冯益民等. 新疆北部及其邻区大地构造. 北京: 地质出版社, 1992.
- 5 刘 伟. 新疆阿尔泰地区岩浆岩类的等时线年龄、地壳构造运动以及构造环境的发展. *新疆地质科学*, 第 4 辑. 北京: 地质出版社, 1993. 35-50 页.
- 6 刘 伟. 中国新疆阿尔泰花岗岩的时代及其成因类型特征. *大地构造与成矿学*, 1990, 14 (1): 44-56.
- 7 Gray D R, Gregory R T, Durney D W. Rock-buffered fluid-rock interaction in deformed quartz-rich turbidite sequences, eastern Australia. *J. Geophys. Res.*, 1991, 96(B12): 19681-19704.
- 8 Wickham S M, Taylor Jr H P. Hydrothermal systems associated with regional metamorphism and crustal anatexis: examples from the Pyrenees, France. *The Role of Fluids in Crustal Processes*, National Academy Press, Washington, D. C., 1990. 96-112.
- 9 Clayton R N, O'Neil J R, Mayeda T K. Oxygen isotope fractionation between quartz and water. *J. Geophys. Res.*, 1972, 77: 3057-3067.
- 10 Shiro Y, Sakai H. Calculation of the reduced partition function ratios of  $\alpha$ -,  $\beta$ - quartz and calcite. *Bull. Chem. Soc. Japan*, 1972, 45: 2355-2359.

- 11 Bottinga Y, Javoy M. Comments on oxygen isotope geothermometry. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1973, 20: 251—265.
- 12 陈武, 季寿元. 矿物学导论. 北京: 地质出版社, 1989.
- 13 Sheppard S M F, Nielsen R L, Taylor Jr H P. Hydrogen and oxygen isotope ratios in minerals from porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 1971, 66: 515—542.
- 14 Taylor H P Jr. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Economic Geology*, 1974, 69: 843—883.
- 15 Norton D, Knight J. Transport phenomena in hydrothermal systems; Cooling plutons. *American Journal of Science*, 1977, 277: 937—981.
- 16 Norton D. Theory of hydrothermal systems. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 1984, 12: 55—177.
- 17 Ferry J M. Reaction progress: A monitor of fluid-rock interaction during metamorphic and hydrothermal events. In: J V Walther and B J Wood (eds.), *Fluid-Rock Interactions during Metamorphism*. Springer-Verlag, New York, 1986. 61—88.
- 18 Taylor H P Jr. Water/rock interactions and the origin of H<sub>2</sub>O in granitic batholiths. *J. Geol. Soc. London*, 1977, 133: 509—558.
- 19 Norton D L, Taylor H P Jr. 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.
- 20 Rumble D. Stable isotope fractionation during metamorphic devolatilization reactions. In: J M Ferry (ed.), *Characterization of Metamorphism through Mineral Equilibria*. Mineral. Soc. Amer., Washington, D. C.; 1982. 327—354.
- 21 Tracy R J, Rye D M, Hewitt D A, Schiffries C M. Petrologic and stable-isotopic studies of fluid-rock interactions, south-central Connecticut. I. The role of infiltration in producing reaction assemblages in impure marbles. *Amer. J. Sci.*, 1983, 283A: 589—616.
- 22 Ferry J M. Petrology of graphitic sulfide-rich schists from south-central Maine; An example of desulfidation during prograde regional metamorphism. *Amer. Mineral.*, 1981, 66: 908—930.
- 23 Ferry J M. Regional metamorphism of the Vassalboro Formation, south-central Maine, USA; A case study of the role of fluid in metamorphic petrogenesis. *J. Geol. Soc. London*, 1983, 140: 551—576.
- 24 Ferry J M. A biotite isograd in south-central Maine, USA; Mineral reactions, fluid transfer and heat transfer. *J. Petrol.*, 1984, 25: 871—893.
- 25 董申葆等. 中国变质地质图(1:400万)及说明书. 北京: 地质出版社, 1986.
- 26 董申葆等. 中国变质地质图编制与研究论文集. 第1辑. 北京: 地质出版社, 1987.
- 27 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.
- 28 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.
- 29 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 Geology Reviews*, 1986, 2: 65—86.

## OXYGEN ISOTOPE EXCHANGE KINETICS BETWEEN COEXISTING MINERALS AND WATER IN THE ARAL GRANITE PLUTON, ALTAY MOUNTAINS, NORTHERN XINJIANG

Liu Wei

*(Changsha Inst. of Geotectonics, Chinese Academy of Sciences, Hunan; Mineral Resource Research and Exploration Center, Chinese Academy of Sciences, Beijing)*

He Baichu

*(Changsha Inst. of Geotectonics, Chinese Academy of Sciences, Hunan)*

Chen Zhensheng

*(Yichang Inst. of Geology and Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Hubei)*

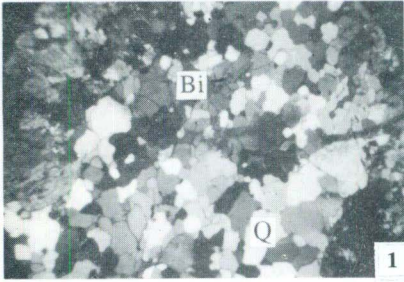
### Abstract

Coexisting minerals quartz, feldspar and biotite vary widely in  $\delta^{18}\text{O}$  values and display a conspicuous  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  disequilibrium relation; especially, a quartz-feldspar reversal ( $\Delta^{18}\text{O}_{\text{Q-F}} < 0$ ) exists in the Aral granite pluton, Altay Mountains, northern Xinjiang. This relation explicitly shows that the  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  exchange reaction definitely occurred between granite and water. Initial  $\delta^{18}\text{O}$  values of the granite and exotic water were evaluated by the mass balance consideration. The conventional method of discrimination between various magma sources simply with  $\delta^{18}\text{O}$  values of either whole rock or separate minerals is misleading and unreliable. Experiments carried out by the authors show that the  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  exchange reaction is not necessarily accompanied by what geologists describe as petrological and mineralogical alteration effects. The decoupling relation suggests that the exchange reaction occurs at a relatively high temperature during subsolidus-postmagmatic cooling of magmas. The exchange mechanism is mainly diffusion-controlled. It is demonstrated through quantitative modelling that the hydrothermal system associated with the Aral pluton is long-lived (0.8–6 Ma), with a relatively high fluid flow rate ( $3 \times 10^{-14}$  mol/s) and a high W/R ratio (0.79–6.14). The above results imply that an intense flow and convection may exist in the midcrust level of orogenic magmatic arcs.

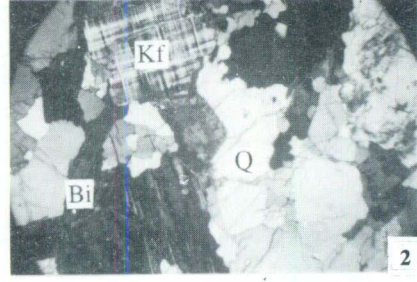
**Key words:** kinetics, oxygen isotope exchange reaction, granite, Aral, Xinjiang

### 作者简介

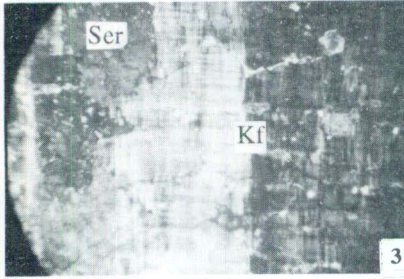
刘伟, 1959年12月出生。1981年毕业于中南矿冶学院地质系地质专业, 1985年毕业于中国科学院长沙大地构造研究所岩石学专业, 获硕士学位。现为中国科学院长沙大地构造研究所、中国科学院矿物资源探查研究中心研究员, 从事花岗岩类岩石学、地球化学, 稳定同位素地球化学方面的研究。通讯处: 北京朝阳区大屯路甲11号中国矿物资源探查研究中心, 邮政编码: 100101。



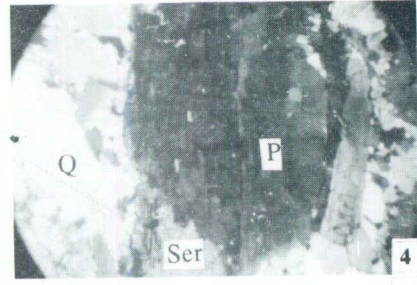
硅化细粒黑云母花岗岩。石英(Q)、黑云母(Bi)呈细粒镶嵌集合体分布于原生矿物的间隙中,为后期硅化的产物。10×2.5(+)



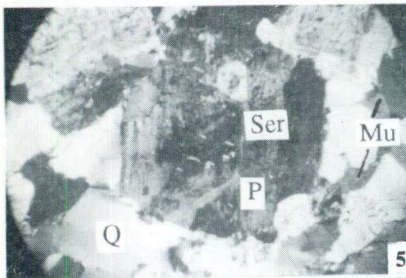
似斑状黑云母花岗岩。石英(Q)、长石(Kf)、黑云母(Bi)新鲜无蚀变。10×2.5(+)



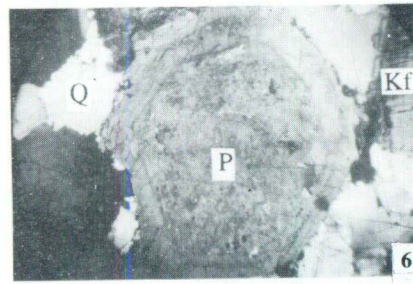
似斑状黑云母钾长花岗岩。微斜长石(Kf)似斑晶比较新鲜,具轻微绢云母化(Ser),但是,裂理发育,基质矿物沿裂理充填。10×2.5(+)



似斑状黑云母二长花岗岩。斜长石(P)呈阴影状,混浊不清,并且发生轻微绢云母化(Ser),后者呈毛毡状分布于斜长石表面。10×2.5(+)



似斑状黑云母花岗岩。斜长石(P)呈阴影状、混浊不清,并且发生轻微绢云母化(Ser)。10×2.5(+)



似斑状黑云母花岗岩。斜长石(P)发育环带构造。10×2.5(+)