

文章编号: 1000- 6524 (2002) 01- 0265- 07

碳酸盐岩石变质流体中 CO_2 活度的估算方法

——以内蒙古集宁群大理岩为例

董永胜, 卢良兆

(吉林大学 地球科学学院, 吉林 长春 130026)

摘要: 通过脱碳反应的平衡热力学计算, 推导出碳酸盐岩石变质流体中 CO_2 活度 α_{CO_2} 的估算公式。将其用于内蒙古集宁群孔兹岩系的大理岩, 得出在麻粒岩相变质峰期前进变质阶段流体已具有较高 α_{CO_2} 的值 (> 0.5)。此结果与已有研究结果吻合, 表明在进变质过程中随脱碳反应规模加大, 析出的 CO_2 使流体中 α_{CO_2} 值相应增大, 至变质峰期此值达 0.8 以上。不同样品中 α_{CO_2} 值有一定变化 (0.537~ 0.643) 也进一步表明变质过程中 CO_2 为内部缓冲, 并非深部来源。

关键词: 变质流体; CO_2 活度; 大理岩; 集宁群; 内蒙古

中图分类号: P588.3; P585.2

文献标识码: A

A method for estimating activity of CO_2 in metamorphic fluids of carbonate rocks

——Exemplified by marble of Jining Group in Inner Mongolia

DONG Yong_sheng and LU Liang_zhao

(College of Earth Sciences, Jilin University, Changchun 130026, China)

Abstract: The equation for estimating α_{CO_2} in metamorphic fluid of carbonate rocks is formulated by thermodynamic calculation for equilibrium state of decarbonation. The application of this method to marble from Jining Group in Inner Mongolia reveals that the α_{CO_2} value of fluid in the progressive stage of granulite facies metamorphism is higher than 0.50, which is consistent with the data from recent researches. All evidence displays that the α_{CO_2} value of fluid increased gradually in the progressive metamorphic process and reached 0.80 in its peak stage, which is attributed to the continuous separation of CO_2 with the intensification of decarbonation. Moreover, some variations of α_{CO_2} among samples (from 0.537~ 0.643) also suggest that CO_2 in the decarbonation process is most likely derived from internal buffering rather than from the deep source.

Key word: metamorphic fluid; activity of CO_2 (α_{CO_2}); marble; Jining Group; Inner Mongolia

收稿日期: 2001- 07- 06; 修订日期: 2001- 11- 05

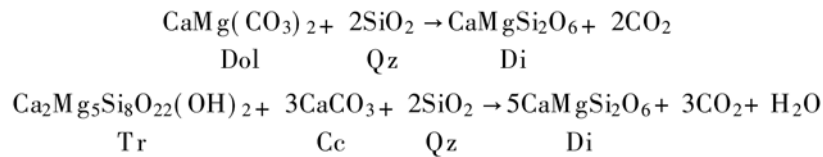
基金项目: 国家自然科学基金资助项目(449772144)

作者简介: 董永胜(1968-), 男, 博士生, 副教授, 岩石学专业。

下部地壳流体的研究对于阐明麻粒岩相变质作用成因及深成地质作用过程具有重要意义,是变质地质学的前缘研究课题之一,近年来受到许多地质学家的重视,并提出了“碳质变质”(Newton *et al.*, 1980)、“脱水重熔作用”和“无流体变质”(Thompson, 1983)等多种麻粒岩相变质作用的成因观点。流体包裹体是唯一能用以直接研究流体成分和性状的实际样品。变质矿物晶体中流体包裹体成分曾被认为可以反映当时的流体特征,但近来发现即使同一变质石英晶体中的流体包裹体通常也具有多世代的特点,其成分和密度可以变化很大,而划分世代又缺乏公认的标志,有较大的主观性(Harley, 1989),且早期封闭的流体包裹体后来因变形和泄漏,其成分、密度也会不同程度发生变化(Whitney, 1992; Barker, 1995; Sterner, 1995),难以反映当时的流体特征。所以近来普遍主张首先应根据平衡共生矿物组合的化学成分,通过相关脱水、脱碳反应的平衡热力学计算来判断当时流体条件,然后结合流体包裹体具体特征进行多种途径的综合研究。

分布于内蒙古东南部及相邻的晋冀边界地区的太古宙集宁群主要由孔兹岩系组成,大面积出露于兴和、卓资、凉城和集宁地区,以普遍含不同数量夕线石和石榴石的钾长(二长)片麻岩和长英质粒状岩石为主,此外还有若干麻粒岩、大理岩、钙硅酸盐岩及石墨片麻岩等夹层。卢良兆等(1992, 1996)对该区的变质作用及其演化做了系统研究,将变质作用全过程划分为早期进变质(M₁)、变质温度高峰期(M₂)、峰期后降温又再增温(M₃)、近等温减压(M₄)和晚期降温退变质(M₅)5个阶段,变质温度最高达麻粒岩相。全区变质作用演化具有顺时针的 *pTt* 轨迹。

本区变质流体的研究工作目前正在开展,卢良兆等(1999, 2000)通过平衡热力学计算和流体包裹体研究,探讨了孔兹岩系麻粒岩相变质峰期流体的成分、成因以及空间变化等特点。由于对温压条件的敏感,泥砂质变质岩石中的平衡矿物组合及其化学成分一般只反映变质高峰期的物化环境和流体特征,因此通过平衡热力学计算和其中流体包裹体研究,无法查明峰期前进变质阶段的流体状况。本区有不少大理岩和钙硅酸盐岩夹层,最常见的为含透辉石或镁橄榄石的大理岩。透辉石大理岩的特征平衡共生组合为 $Di \pm Dol \pm Cc + (Phl)$ ^①。形成透辉石的最主要变质反应如下:



据实验和热力学计算(Turner, 1980; Slaughter *et al.*, 1975),在中压($p = 0.4 \sim 0.6$ GPa)条件下,当增温至 600 °C 左右时透辉石即可形成,这与本区孔兹岩系进变质阶段(M₁)的温压条件相当(图 1),说明这种组合当时已形成,而不是至变质峰期(M₂)才开始出现。这类岩石不含石英,说明原岩贫 SiO₂,在上述反应中已耗尽。结合图 1,说明 $Di + Cc + Dol$ 这种组合形成后至变质峰期的高温压条件下仍能稳定存在。另一方面,这些大理岩均为中粗粒均粒变晶结构,且矿物之间三联点平衡结构很常见,也充分说明在其形成之后没有遭受峰

① 本文矿物代号: Ar—钙长石; Bt—黑云母; Cc—方解石; Di—透辉石; Dol—白云石; Fo—镁橄榄石; Gros—钙铝榴石; Gt—石榴石; Kfs—钾长石; Ky—蓝晶石; Ol—橄榄石; Phl—金云母; Pl—斜长石; Qz—石英; Sil—夕线石; Tr—透闪石; Wo—硅灰石。

期的变质重结晶改造。与此相反, 在富铝长英质岩石中, M₁ 阶段特征矿物组合为 Ky+ Gt+ Bt+ Pl+ Qz, 至变质峰期不稳定, 转变为新的特征组合 Sil+ Gt+ Kfs+ Qz(卢良兆等, 1992)。上述情况说明本区大理岩中的脱碳反应及其平衡矿物组合是形成于麻粒岩相变质峰期之前的进变质(M₁)阶段。本文拟通过这些脱碳变质反应的平衡热力学计算来获取这一阶段流体中 CO₂ 活度的信息, 使本区伴随变质作用的流体演化过程的研究趋于完善。

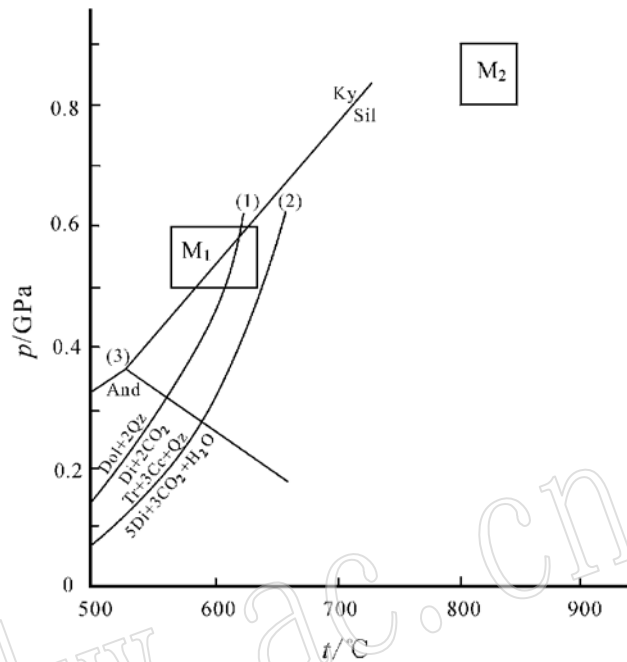


图1 形成 Di ± Dol ± Cc 组合的变质反应
Fig. 1 Metamorphic reactions leading to the formation of the assemblage Di ± Dol ± Cc
变质反应(1)、(2)和(3) (Al₂SiO₅的三相点)转引自 Turner (1980)资料。M₁和M₂分别为本区孔兹岩系进变质(M₁)和变质峰期(M₂)的温度和压力范围(卢良兆等, 1996)

1 估算脱碳变质反应平衡条件下 α_{CO₂} 值的基本原理和公式

1.1 基本原理及估算公式的推导

岩石系统中与固相平衡的流体相中 CO₂ 活度(α_{CO₂})可表达为

$$\alpha_{\text{CO}_2} = \exp \left[\frac{G_{\text{CO}_2}^* - G_{\text{CO}_2}^\circ}{RT} \right]_{p,T} \quad (1)$$

式中 G_{CO₂}[°] 为平衡条件下纯 CO₂ 流体相中 CO₂ 的自由能, G_{CO₂}^{*} 为平衡条件下多组分流体相中 CO₂ 的自由能, R 为气体常数(8.3144 J·K⁻¹·mol⁻¹), T 为平衡温度(K)。因此只要求得平衡条件下的 G_{CO₂}[°] 和 G_{CO₂}^{*}, 即可求出 α_{CO₂}。其中

$$G_{\text{CO}_2}^* = G_{\text{CO}_2}^{1,T} + RT \ln \psi \quad (2)$$

式中 G_{CO₂}^{1,T} 为 1 bar、T 条件下纯 α_{CO₂} 流体中 CO₂ 的自由能, ψ 为平衡 pT 条件下纯 CO₂ 相(流体中只含 CO₂) 的逸度系数。它们均可由文献中查得(林传仙等, 1985)。对于 G_{CO₂}^{*}, 在平衡条件下其数值等于固相之间反应的自由能, 因此可通过下式求得:

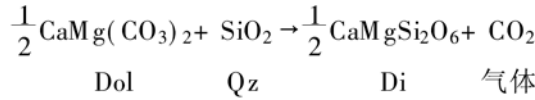
$$G_{\text{CO}_2}^* = - \Delta_r H_{298,s}^\circ + T \Delta_r S_{298,s}^\circ - p \Delta_r V_{298,s}^\circ - RT \ln K_{e_s} \quad (3)$$

式中的 Δ_rH_{298,s}[°]、Δ_rS_{298,s}[°]、Δ_rV_{298,s}[°] 分别为标准状态下该反应的焓、熵、克分子体积的变量(但只涉及固相各项, 不包括 CO₂), 可由参与反应的各矿物的物理化学参数计算求得。K_{e_s} 为反应中只涉及固相项的平衡系数, p、T 分别为平衡压力(bar)和温度(K)。

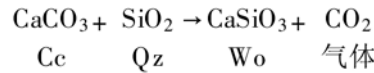
1.2 根据大理岩和钙硅酸盐岩中常见组合估算 α_{CO₂} 值的公式

大理岩和钙硅酸盐岩中最常见矿物组合及其脱碳变质反应主要有以下几种:

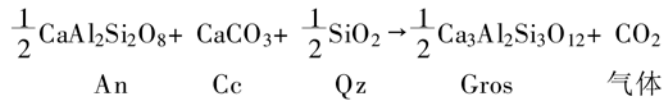
(1) Dol+ Di ± Qz ± Cc



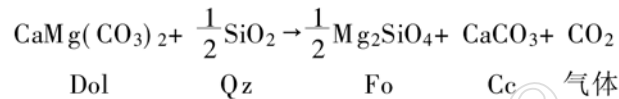
(2) Cc+ Qz+ Wo



(3) An+ Cc+ Gros+ Qz



(4) Dol+ Qz+ Fo+ Cc



以组合(1)为例,公式(3)中各项热力学参数为:

$$\textcircled{1} \Delta_f H_{298,s}^\circ = \frac{1}{2} \Delta_f H_{298}^{\circ, \text{Di}} - \frac{1}{2} \Delta_f H_{298}^{\circ, \text{Dol}} - \Delta_f H_{298}^{\circ, \text{Qz}}$$

$$\textcircled{2} \Delta_f S_{298,s}^\circ = \frac{1}{2} \Delta_f S_{298}^{\circ, \text{Di}} - \frac{1}{2} \Delta_f S_{298}^{\circ, \text{Dol}} - \Delta_f S_{298}^{\circ, \text{Qz}}$$

式中由元素合成有关矿物的熵变量分别为:

$$\Delta_f S_{298}^{\circ, \text{Di}} = S_{298}^{\circ, \text{Ca}} + S_{298}^{\circ, \text{Mg}} + 2 \times S_{298}^{\circ, \text{Si}} + 3 \times S_{298}^{\circ, \text{O}_2} - S_{298}^{\circ, \text{Di}}$$

$$\Delta_f S_{298}^{\circ, \text{Dol}} = S_{298}^{\circ, \text{Ca}} + S_{298}^{\circ, \text{Mg}} + 2 \times S_{298}^{\circ, \text{Ca}} + 3 \times S_{298}^{\circ, \text{O}_2} - S_{298}^{\circ, \text{Dol}}$$

$$\Delta_f S_{298}^{\circ, \text{Qz}} = S_{298}^{\circ, \text{Si}} + S_{298}^{\circ, \text{O}_2} - S_{298}^{\circ, \text{Qz}}$$

$$\textcircled{3} \Delta_f V_{298,s}^\circ = \frac{1}{2} V_{298,s}^{\circ, \text{Di}} - \frac{1}{2} V_{298,s}^{\circ, \text{Dol}} - V_{298,s}^{\circ, \text{Qz}}$$

各式中有关矿物的 $\Delta_f H_{298}^\circ$ 、 S_{298}° 、 V_{298}° 采用 Holland & Powell (1998) 的最新数据, 具体数值为:

	$-\Delta_f H_{298,s}^\circ$ (J/K)	$\Delta_f S_{298,s}^\circ$ (J/K)	$\Delta V_{298,s}^\circ$ (J/K)
Di	3 202 540	142.70	6.619
Dol	2 324 560	156.00	6.434
Qz	910 880	41.50	2.269

元素熵采用文献(林传仙等, 1985)中数据。计算结果为, $-\Delta_f H_{298,s}^\circ = 471 890$ (J/K), $\Delta_f S_{298,s}^\circ = 162.627$ (J/K), $\Delta V_{298,s}^\circ = -2.173$ (J/bar)

$$\textcircled{4} K e_s = \left(a_{\text{Di}}^{\text{CaMgSi}_2\text{O}_6} \right)^{\frac{1}{2}} / \left(a_{\text{Dol}}^{\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2} \right)^{\frac{1}{2}} \cdot \left(a_{\text{Qz}}^{\text{SiO}_2} \right) \quad (\text{设 } a_{\text{Qz}}^{\text{SiO}_2} = 1)$$

式中各端员组分活度由矿物的电子探针分析数据换算的各元素阳离子数求得。将上述各参数代入公式(3), 得

$$G_{\text{CO}_2}^* = -471 890 + 126.627T + 2.173p - 8.3144T \ln K e_s \quad (4)$$

所以组合(1)的 α_{CO_2} 表达式为

$$\alpha_{\text{CO}_2} = \exp[(-471890 + 126.627T + 2.178p - 8.3144T \ln K_{e_s} - G_{\text{CO}_2}^\circ) / 8.3144T] \quad (5)$$

对于组合(2)、(3)、(4), 各项热力学参数计算方法同组合(1), 其结果为:

组合(2):

$$\alpha_{\text{CO}_2} = \exp[(-485119 + 159.567T + 2.029p - 8.3144T \ln K_{e_s} - G_{\text{CO}_2}^\circ) / 8.3144T] \quad (6)$$

$$K_{e_s} = \frac{\alpha_{\text{Wo}}^{\text{CaSiO}_3}}{\alpha_{\text{Cc}}^{\text{CaCO}_3}} \cdot \alpha_{\text{Qz}}^{\text{SiO}_2} \quad (\text{设 } \alpha_{\text{Qz}}^{\text{SiO}_2} = 1)$$

组合(3):

$$\alpha_{\text{CO}_2} = \exp[(-460390 + 126.417T + 3.602p - 8.3144T \ln K_{e_s} - G_{\text{CO}_2}^\circ) / 8.3144T] \quad (7)$$

$$K_{e_s} = (\alpha_{\text{Gt}}^{\text{Gros}})^{\frac{1}{2}} / (\alpha_{\text{Pl}}^{\text{An}})^{\frac{1}{2}} \cdot \alpha_{\text{Cc}}^{\text{CaCO}_3} \cdot (\alpha_{\text{Qz}}^{\text{SiO}_2}) \quad (\text{设 } \alpha_{\text{Qz}}^{\text{SiO}_2} = 1)$$

组合(4):

$$\alpha_{\text{CO}_2} = \exp[(-486535 + 174.075T + 1.696p - 8.3144T \ln K_{e_s} - G_{\text{CO}_2}^\circ) / 8.3144T] \quad (8)$$

$$K_{e_s} = (\alpha_{\text{O}^{\text{Mg}_2\text{SiO}_4}})^{\frac{1}{2}} \cdot (\alpha_{\text{Cc}}^{\text{CaCO}_3}) / \alpha_{\text{Cc}}^{\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2} \cdot (\alpha_{\text{Qz}}^{\text{SiO}_2})^{\frac{1}{2}} \quad (\text{设 } \alpha_{\text{Qz}}^{\text{SiO}_2} = 1)$$

各公式中平衡 pT 条件下的 $G_{\text{CO}_2}^\circ$ 可由公式(2)求得, 只要获得相应组合的平衡 pT 条件及矿物端元组分活度, 即可获得 α_{CO_2} 值。

2 集宁群大理岩进变质(M₁)阶段 α_{CO_2} 值的计算结果

大理岩为本区孔兹岩系中的重要岩石类型之一, 在南部的兴和县黄土窑到丰镇县浑源窑一带一般呈夹层出现, 而在北部的卓资到集宁一带则占重要地位, 与浅粒岩呈互层产出, 可占岩石总面积的 1/4 左右。常见岩石类型为蛇纹石化镁橄榄石(白云质)大理岩、(金云母)透辉石(白云质)大理岩等。此外也有一些金云母透辉石岩等钙硅酸盐岩石, 属于泥灰岩的变质产物。

由于镁橄榄石普遍蛇纹石化, 所以本文将(金云母)透辉石(白云质)大理岩作为研究对象, 其最常见矿物组合为 Di ± Dol ± Cc + (Phl)。前文已说明其应形成于本区变质作用的进变质阶段(M₁), 当时 $p = 0.5 \sim 0.6 \text{ GPa}$, $t = 550 \sim 650 \text{ }^\circ\text{C}$ (图1), 计算时采用其平均值。

大理岩 5 个样品的化学成分分析数据见表 1。利用公式(2)和(5)求得的 α_{CO_2} 值列于表 2, 其数值大体在 0.51~0.65 之间。

3 讨 论

流体相在麻粒岩相变质作用中的贡献, 是一个涉及麻粒岩成因机理的重要问题, 存在不同的学术观点。Newton 等(1980, 1992)提出并论述了碳质变质观点, 认为下部地壳麻粒岩相区不含(OH)矿物组合的形成是由于深部(地幔)来源的 CO₂ 流体不断上升, 稀释原岩中较富 H₂O 流体, 使下部地壳普遍发生脱水反应, 形成干的矿物组合, 同时驱赶流体中 H₂O 向上部地壳运移, 在后者中发生角闪岩相变质和 H₂O 饱和条件下的更广泛熔融作用, 形成各种花岗岩岩石。上述观点提出后受到一系列质疑和挑战, 因为从理论上讲, 麻粒岩相变质

表 1 大理岩中矿物的化学成分

w_B/%

Table 1 Chemical composition of minerals in marble

样品号	H08		H12		H13		S23		S26		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
探针测点	Di	Ce	Di	Ce	Di	Ce	Di	Dol	Di	Ce	Dol
矿物	Di	Ce	Di	Ce	Di	Ce	Di	Ce	Di	Ce	Dol
SiO ₂	49.31	0.24	48.24	0.23	50.37	0.06	53.77	0.06	55.40	0.04	—
TiO ₂	0.25	—	0.15	0.04	0.11	—	—	—	0.1	0.03	—
Al ₂ O ₃	6.32	—	8.98	0.06	5.17	—	0.16	—	—	—	—
FeO	3.95	0.41	6.47	0.39	3.86	0.14	0.13	0.09	0.12	—	—
MnO	0.15	0.03	0.06	0.07	0.03	—	0.09	—	—	0.05	—
MgO	15.56	0.65	13.58	0.88	15.98	0.75	20.71	25.03	19.33	2	21.35
CaO	23.90	51.92	22.74	49.75	24.09	50.74	25.01	32.44	24.99	54.77	28.12
Na ₂ O	0.39	0.10	0.45	0.04	0.35	0.03	-0.01	—	—	0.05	—
K ₂ O	0.01	0.01	0.04	—	0.04	0.01	0.01	—	0.02	0.03	—
合计	99.84	53.36	100.7	51.47	100	51.73	99.87	57.62	99.97	56.93	49.52
Si	1.818	0.004	1.777	0.004	1.856	—	1.946	—	1.996	—	—
Ti	0.007	—	0.004	—	0.002	—	—	—	0.002	—	—
Al	0.275	—	0.389	—	0.226	—	0.009	—	—	—	—
Fe	0.122	0.006	0.199	0.005	0.119	0.002	0.004	—	0.004	—	—
Mn	0.004	—	0.002	—	—	—	0.002	—	—	—	—
Mg	0.855	0.016	0.746	0.021	0.876	0.018	1.117	1.192	1.037	0.051	0.956
Ca	0.944	0.903	0.896	0.850	0.951	0.870	0.97	1.109	0.965	0.997	0.904
Na	0.027	0.004	0.031	—	0.027	—	—	—	—	—	—
K	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

表中数据由吉林大学测试中心王薇分析。电子探针型号:日本岛津公司(1982)EMX-SM7。分析精度:含量大于5%的元素,误差 ± 0.001 ;含量1%~5%的元素,误差为 ± 0.0005 。Di按6个(O),Ce按3个(O),Dol按6个(O)计算。

表 2 大理岩进变质阶段 CO₂ 活度(α_{CO_2})Table 2 Activity of CO₂ in marble formed in the progressive metamorphic stage

样品号	$\alpha_{\text{Di}}^{\text{CaMgSi}_2\text{O}_6}$	$\alpha_{\text{Dol}}^{\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2}$	$\ln K_{e_s}$	α_{CO_2}
H08	0.724	1*	-0.161	0.594
H12	0.620	1	-0.239	0.643
H13	0.818	1	-0.101	0.560
S23	0.857	0.964	-0.059	0.537
S26	0.927	0.972	-0.024	0.518

* 对不含 Dol 的组合,假设反应过程中它已耗尽,故只能设 $\alpha_{\text{Dol}}^{\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2} = 1$ 。

峰期 $\alpha_{\text{H}_2\text{O}}$ 低不一定就必须有弥漫性富 CO₂ 流体存在和 CO₂ 流从外部加入,对一些麻粒岩地区的实际研究结果也证实了这一点。如 Bhattacharya 等(1986)对印度 Madras 互层状花岗岩和变泥质岩中 $\alpha_{\text{H}_2\text{O}}$ 的研究发现,二者的 $\alpha_{\text{H}_2\text{O}}$ 明显不同,且两类岩石内部 $\alpha_{\text{H}_2\text{O}}$ 也没有系统的空间梯度,表明控制它们的是一种内部缓冲作用,而不是外部因素(如 CO₂ 流等)。因此不少学者认为麻粒岩相岩石 $\alpha_{\text{H}_2\text{O}}$ 低是脱水熔融作用所致, H₂O 进入熔体被带走,从而导致下部地壳麻粒岩相变质时的干状态,也称无流体变质作用(Thompson, 1983; Harley, 1989)。低的 $\alpha_{\text{H}_2\text{O}}$ 及其空间不均匀性与岩石类型及熔融程度等有关。目前岩石中富 CO₂ 流体包裹

体的成因也很复杂,许多情况下难以肯定其是否与变质作用有成因联系。这些学者虽不完全否认麻粒岩相变质流体的存在,但认为它们一般应属内部缓冲性质,且只出现在一些构造带中,沿某些通道,而不是弥漫性运移。

卢良兆等(1999, 2000)对本区孔兹岩系的研究表明,该区岩石变质峰期特征变质矿物夕线石中存在平行 *c* 轴分布的长柱状负晶形流体包裹体,它们应形成于麻粒岩相变质峰期,其成分以 CO₂ 为主,含 CH₄、少量 H₂O 及其他成分。平衡热力学计算显示其 $\alpha_{\text{H}_2\text{O}}$ 较低,但空间上分布不均匀,且与岩石类型关系密切,不像受外来 CO₂ 流所控制,同时变质峰期也不存在广泛的深熔作用。因此作者认为研究区麻粒岩相变质峰期的富碳质流体可能来源于岩石本身所含有有机质的氧化作用(卢良兆等, 1992, 1996)。

集宁群大理岩平衡矿物组合形成于麻粒岩相变质峰期前的进变质(M₁)阶段,脱碳反应的平衡热力学计算提供了该阶段流体中 CO₂ 活度的信息。据前推导公式的计算结果,本区变质峰期前进变质阶段变质流体已具有较高的 CO₂ 活度($\alpha_{\text{CO}_2} > 0.5$)。在进变质过程中随脱碳反应规模加大以及岩石中有机质的氧化作用增强,流体中 α_{CO_2} 值不断增大,至变质峰期达 0.8 以上。计算还表明,不同大理岩样品中具有一定的不均匀性(表 2),这些都说明麻粒岩相变质峰期的富碳质流体为岩石内部所控制,而非外部来源,从另一方面证实了已有的研究结果(卢良兆等, 1999, 2000)。

Reference

- Barker A J. 1995. Post-entrapment modification of fluid inclusions due to overpressure: evidence from natural samples[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 13: 737~ 750.
- Bhattacharya A and Sen S K. 1986. Granulite metamorphism, fluid buffering, and dehydration melting in the Madras charnockite and metapelites[J]. *Journal Petrology*, 27(5): 1 119~ 1 141.
- Harley S L. 1989. The origin of granulites: a metamorphic perspective[J]. *Geological Magazine*, 126(3): 215~ 247.
- Holland T J B and Powell R. 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest[J]. *Journal of Metamorphic geology*, 16: 309~ 343.
- Lin Chuanxian, Bai Zhonghua and Zhang Zheru. 1985. The hand book of thermodynamic data of minerals and related chemical compounds[M]. Beijing: Science Press, 1~ 354 (in Chinese).
- Lu Liangzhao, Jin Shiqin, Xu Xuechun, *et al.* 1992. The genesis of the early Precambrian khondalite series in Southeastern inner Mongolia and its potential mineral resources[M]. Changchun: Jilin Science and Technology Publishing House, 107~ 121 (in Chinese).
- Lu Liangzhao, Xu Xuechun and Liu Fulai. 1996. The early Precambrian khondalite series in North China[M]. Changchun: Changchun Publishing House, 59~ 66 (in Chinese).
- Lu Liangzhao, Dong Yongsheng and Zhou Xiwen. 1999. The activity of H₂O fugacity of O₂ and variation of their chemical potential during metamorphic peak of the Archean khondalite series from Xinghe- Zhuozi district, Inner Mongolia[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 15(4): 493~ 504 (in Chinese with English abstract).
- Lu Liangzhao, Dong Yongsheng and Zhou Xiwen. 2000. Characteristics and genesis of fluid inclusions from rocks of the early Precambrian khondalite series at Xinghe- Zhuozi district, Inner Mongolia[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 16(2): 281~ 287 (in Chinese with English abstract).

(下转第 277 页) (to be continued on p. 277)

(上接第 271 页) (Continued from p. 271)

- Newton R C, Smith J V and Windley B F. 1980. Carbonic metamorphism, granulites and crustal growth [J]. *Nature*, 288: 45~ 49.
- Newton R C. 1992. Charnockite alteration: evidence for CO₂ infiltration in granulite facies metamorphism [J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 10: 383~ 400.
- Slaughter J, Kerriek D M and Wall V J. 1975. Experimental and thermodynamic study of equilibria in the system CaO- MgO- SiO₂- H₂O - CO₂[J]. *Am . J. Sci .*, 275: 143~ 162
- Sterner S M, Hall D L and Keppler H. 1995. Compositional reequilibration of fluid inclusions in quartz[J]. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 119(1): 1~ 15
- Thompson A B. 1983. Fluid-absent metamorphism[J]. *Journal of Geological Society of London*, 40: 533~ 547.
- Turner F J. 1980. *Metamorphic Petrology*[M]. New York: McGraw- Hill Book Company, 162~ 167.
- Whitney D L. 1992. Origin of CO₂-rich fluid inclusions in leucosome from the Skagit migmatites, North Cascade, Washington, USA[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 10: 715~ 725.

附中文参考文献

- 林传仙, 白正华, 张哲儒. 1985. 矿物及有关化合物热力学数据手册[M]. 北京: 科学出版社, 1~ 354.
- 卢良兆, 靳是琴, 徐学纯, 等. 1992. 内蒙古东南部早前寒武纪孔兹岩系成因及其含矿性[M]. 长春: 吉林科学技术出版社, 107~ 121.
- 卢良兆, 徐学纯, 刘福来. 1996. 中国北方早前寒武纪孔兹岩系[M]. 长春: 长春出版社, 59~ 66.
- 卢良兆, 董永胜, 周喜文. 1999. 内蒙古兴和一卓资太古宙孔兹岩系变质峰期水活度、氧逸度及其化学位变化[J]. *岩石学报*, 15(4): 493~ 504.
- 卢良兆, 董永胜, 周喜文. 2000. 内蒙古兴和一卓资地区早前寒武纪孔兹岩系岩石中流体包裹体的特征和成因[J]. *岩石学报*, 16(2): 281~ 287.