

贺兰山北段孔兹岩系脱水熔融实验研究*

—— 临界熔体比例的确定及意义

刘建忠¹⁾ 卢良兆²⁾ 谢鸿森¹⁾ 刘喜山²⁾

1) 中国科学院地球化学研究所 贵阳 550002

2) 长春科技大学地质研究所 长春 130026

摘 要 在充分研究贺兰山北段区域地质的基础上,选定该区孔兹岩系中最有代表性的两类岩石: 变粒岩类及富铝片麻岩为实验对象,进行天然块状样品的脱水熔融实验研究。根据成分变异的特点,确定岩浆的临界熔体体积比为 30%,其不仅影响变质作用 $p-T-t$ 轨迹的演化路径,而且与原地、半原地及异地型花岗岩的形成有着密不可分的关系。

关键词 孔兹岩系 脱水熔融实验 临界熔体比例

1 引言

孔兹岩系 (Khondalite Series) 是地壳发展早期高级变质地区一类极为特殊的麻粒岩相变质岩系。它们出现于全球各大陆,在变质岩石组合、原岩建造、变质作用和含矿性等方面均有很大的相似性。其成因研究对于查明早期地壳中这种特殊地体的形成和演化过程,以及探讨麻粒岩相变质作用的各种不同成因机制和大地构造环境均有重要意义。

对于孔兹岩系的研究,近年来国内外许多学者 (Holdaway M. J. et al., 1977; 兰心严, 1981; Aranovich et al., 1983; 卢良兆, 1992; 刘喜山等, 1992; 胡能高, 1994) 从地质产状、原岩建造及形成时的大地构造环境以及变质作用演化的 $p-T-t$ 轨迹及其动力学过程等方面均进行了较为详细的探讨,但对于相伴生的大面积出露的花岗质岩石的成因及其与变质作用的关系的研究明显较为薄弱。而变质作用和岩浆作用均为深成地质作用,它们之间有着难以分割的关系,因此研究变质作用必须与岩浆作用的研究紧密结合起来,这已成为目前变质地质动力学研究中的前沿。同时 Thompson (1982), Clements (1987) 等对高级区域变质地区缺乏流体相也提出了许多证据。流体包裹体的研究表明 (徐学纯, 1991), 在地下壳的深熔过程中,主要是以 CO_2 为主导的流体相参与,而不是 H_2O 。因此深部地壳岩石的部分熔融作用及花岗质岩浆的形成是由含水矿物 (如黑云母、白云母等) 的脱水诱发的,这样使脱水熔融作用越来越受到人们的广泛关注。脱水熔融作用 (Dehydration Melting) 是指在无自由水条件下,由含水矿物的脱水作用而诱发熔融的深部地质作用。这方面的研

* 国家自然科学基金资助项目。

刘建忠,男,1968年10月生,博士后,岩石学及地球化学专业。

1997-06-19收稿,1998-01-14改回,沈丽璞编辑。

究主要是由 Wyllie及其领导的研究集体在 70年代开始倡导的 (Wyllie, 1977)。

2 区域地质背景

贺兰山北段是我国境内孔兹岩系出露较为典型的地区之一,和与之相邻的集宁—宣怀地区相比,其研究程度较低。该区的孔兹岩系主要分布于巴音—三恒恩德—宗别立一线以南,按岩石组合特点及产状,可划分出 3种岩石组合类型: (1)秃鲁根变粒岩—大理岩组 (ArT),以石榴黑云变粒岩、黑云斜长变粒岩为主,夹大理岩、钙硅酸盐岩、浅粒岩、长石石英岩及少量夕线石榴堇青片麻岩; (2)阿楞呼都格变粒岩组 (ArH),以(石榴)黑云变粒岩为主,下部夹浅粒岩和长石石英岩,上部夕线石榴堇青片麻岩夹层增多; (3)柳树沟片麻岩组 (ArL),以富含夕线石、石榴石和堇青石的黑云钾长片麻岩为主,岩石中常含有少量石墨鳞片。

在该区的北部出露太古宙英云闪长岩—奥长花岗岩—花岗闪长岩系 (TTG)及古元古代花岗质岩石 (胡能高, 1994; 刘建忠, 1996)。其中太古宙 TTG岩系经过复杂的变质、变形作用改造,现今呈角闪黑云斜长片麻岩形式产出,仅在蒙果特地区分布。

古元古代花岗质岩石是本区重要的组成部分,岩石类型多样,成分复杂,按照岩石的岩相学特征及产状可划分为: (1)浩尧尔巨斑钾长花岗岩类。该类以含钾长石巨晶(最大可达 $2\text{cm} \times 8\text{cm}$)为其主要特征,分布于东西向延伸的宗别立断裂的两侧,岩性均一,钾长石斑晶微弱定向,与岩体长轴方向一致,其特点类似于异地型花岗岩; (2)巴音及扣笨石榴黑云花岗岩类。该类花岗岩的种属较多,因其在野外密切共生并分布于浩尧尔岩体两侧的巴音(南)及扣笨(北)而得名,从黑云母花岗岩到黑云石榴花岗岩及石榴花岗岩均可见到,其特点类似于半原地型花岗岩; (3)黑沟片麻状石榴黑云花岗岩类。该类岩石与上述第 2类岩石的岩性成分类似,但以较为发育的片麻状构造而与之相区别,主要分布于黑沟地区,并以含有较多的层状变质岩系残块为其另一主要特征,多沿北东向展布的韧性剪切带分布。岩石学、岩石化学和地球化学的研究表明,本区的古元古代花岗岩为富铝的 S型,其来源于孔兹岩系的脱水熔融 (刘建忠, 1996),且浩尧尔岩体的形成时间晚于其它岩体。

3 实验样品及实验方法

实验样品分别取自阿楞呼都格 (H013为黑云母变粒岩)和柳树沟地区 (H029为夕线堇青石榴片麻岩),其矿物组成及岩石化学成分一并列表 1。

实验是在本所地球深部物质科学研究室的 YJ-3000 t型紧装式四滑座六面顶压力机上进行的。首先把上述的两种样品分别磨制成高为 10.0 mm,直径为 8.8 mm的圆柱体,因为每种岩石的实验样品均利用同一块标本磨制,所以可以认为它们具有相同的岩石学和显微构造特征。把磨制好的圆柱体放入干燥箱内,在 110°C 下恒温至少 24h后放入纯铜样品管中,并用铜堵头盖好放入传压介质叶腊石中。样品的加压由单板计算机自动控制,误差在 0.02 GPa 以内,样品的加热由通过 3层不锈钢片的电流控制,其温度则用热电耦实测的加热电功率与温度曲线进行换算,误差在 5°C 内。每次实验在加温之前首先加压至 1.0 GPa以上,使铜管与铜堵头紧密结合在一起,从而使体系封闭,然后降压到实验要求值再加温。进行反复的试验证实这种加压方法能够较好地达到封闭体系的效果。实验温

度、压力如表 2 本次实验采用两种方法: 一是恒压的温度跃迁, 二是恒温的压力跃迁。所有的样品经过断电淬火后仍是圆柱体, 可供薄片及电镜光片的磨制。在利用 OPTON 偏光显微镜进行岩相学研究的基础上, 本文利用六轴计积台对熔体比例进行了详细统计, 并利用长春地质学院 (现改为长春科技大学) 电子显微镜室的分析型高分辨电子显微镜 (JEM-2000FX) 的扫描模式进行了样品表面图象观察, 同时配用能谱仪 (TN-5500) 进行微区成分的分析。

表 1 实验样品的化学成分及实际矿物含量

Table 1 Chemical Composition and Mineral component of Experimental Samples

常量元素含量 %			稀土元素含量 $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$			微量元素含量 $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$			实际矿物含量 %		
氧化物	样品号		元素	样品号		元素	样品号		矿物	样品号	
	H029	H013		H029	H013		H029	H013		H029	H013
SiO ₂	53.81	62.02	La	55.19	47.87	Sr	140	275	黑云母	10	20
TiO ₂	0.74	0.76	Ce	117.8	103.6	Ba	856	479	斜长石	24	60
Al ₂ O ₃	23.26	17.64	Pr	13.87	12.01	Cr	188	78	石英	25	15
Fe ₂ O ₃	3.69	2.34	Nd	52.43	45.01	Co	27	20	白云母	5	
FeO	5.60	3.58	Sm	9.65	8.06	Ni	77	50	石榴石	15	
MnO	0.10	0.10	Eu	1.18	1.26	Zr	203	239	夕线石	8	
MgO	3.44	2.35	Gd	7.58	6.90	Rb	182	150	钾长石	12	
CaO	2.55	3.13	Tb	1.08	0.98				堇青石	5	
Na ₂ O	1.84	4.47	Dy	5.74	5.17						
K ₂ O	4.47	2.32	Ho	1.22	1.09						
P ₂ O ₅	0.24	0.28	Er	3.03	2.67						
总计	99.79	99.17	Tm	0.46	0.41						
			Yb	2.62	2.33						
			Lu	0.40	0.38						

注: 实际矿物含量为体积百分比, 其余均为质量百分比。测试单位: 北京大学地质系。

表 2 脱水熔融实验条件及熔体比例

Table 2 The Dehydration Melting Experimental Conditions and Melt Fraction

序号	$\theta / ^\circ\text{C}$	p / GPa	t / h	熔体比例 $M / \%$	
				H029	H013
1	650	0.6	12	< 1	< 1
2	700	0.6	12	< 1	< 1
3	750	0.6	12	2.6	2.1
4	800	0.6	12	5.0	3.6
5	850	0.6	12	20.6	22.5
6	900	0.6	12	21.0	23.0
7	800	0.4	12	10.8	15.2
8	850	0.4	12	36.0	28.6
9	800	0.8	12	3.8	3.6
10	850	0.8	12	17.4	16.6

注: M 值为体积百分比。下同。

4 实验结果

表 2及表 3表 4分别给出了不同温度、压力条件下的熔体比例和熔体的化学成分。从化学成分的组成上可见,对于块状样品来说,其熔体的成分明显地受到参与熔融的矿物相的制约,这种现象在花岗岩块状样品的实验中也同样可见,吴福元(1993)称之为“局部平衡体系”。对于这种局部平衡体系本文未作过多讨论,但在本次实验中发现一个非常有意义的现象,即与其它温度压力条件的实验结果相比较,唯有在 0.4G Pa和 850°C条件下,两个系列岩石熔体成分的变化没有受到参与熔融矿相的严格制约。从图 1和图 2中可以看出,在 0.4G Pa和 850°C条件下熔体成分的变异曲线较为平缓,这意味着不同

表 3 黑云母变粒岩中熔体的化学成分 ($w_B \%$)

Table 3 Chemical composition of melt in Biotite Granular ($w_B \%$)

序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
样号	13-7	13-7	13-7	13-7	13-9	13-9	13-9	13-8	13-8	13-8	13-10	13-10	13-10	13-10
	Bt-P1.1	Bt-P1.2	Bt-P1.3	Bt-P1.4	Bt-P1.1	Bt-P1.2	Bt-P1.3	Bt-P1.1	Bt-P1.2	Bt-P1.3	Bt-P1.1	Bt-P1.2	Bt-P1.3	Bt-P1.4
SiO ₂	35.89	37.11	38.56	63.44	37.51	29.86	54.56	35.67	44.04	40.41	37.33	38.95	52.30	55.86
TiO ₂	1.29	1.00	1.16	0.00	0.37	0.54	0.29	1.44	0.92	0.53	1.20	1.43	0.47	0.97
Al ₂ O ₃	21.10	21.47	21.60	24.94	20.60	28.54	22.47	22.16	19.91	21.07	21.40	14.36	23.40	28.57
FeO	22.16	21.34	20.22	0.34	23.75	25.62	5.49	21.26	18.46	20.93	20.68	30.01	11.29	18.27
MgO	10.13	9.92	9.43	0.00	17.00	14.07	5.32	10.62	9.44	11.05	10.91	12.96	2.74	0.23
CaO	0.00	0.00	1.07	3.83	0.76	1.36	4.57	0.00	0.71	0.47	0.00	0.32	4.62	6.44
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	7.45	0.00	0.00	0.00	0.00	0.78	0.00	0.00	0.00	4.88	1.91
K ₂ O	9.44	9.17	7.94	0.00	0.00	0.00	0.31	6.85	5.75	5.54	8.47	1.98	0.28	0.32

注:表中样号 13为标本号,9 6 8 4等与表 2中的序号相同,代表不同的温度压力条件。

表 4 富铝片麻岩中熔体的化学成分 ($w_B \%$)

Table 4 Chemical composition of melt in Al-rich gneiss ($w_B \%$)

序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
样号	29-6	29-6	29-6	29-9	29-9	29-9	29-6	29-6	29-6	29-6	29-8
	Q-P1.1	Q-P1.2	Q-P1.3	Bt-P1.1	Bt-P1.2	Bt-P1.3	Q-Bi.1	Q-Bi.2	Q-Bi.3	Q-Bi.4	Q-P1.1
SiO ₂	85.47	72.36	69.26	28.82	44.92	49.45	83.64	78.92	74.69	61.34	74.31
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.53	0.00	0.00	0.00	0.24	0.42	0.00	0.32
Al ₂ O ₃	7.71	14.96	18.27	44.72	39.67	33.38	10.0	11.20	14.66	17.28	13.01
FeO	3.52	1.80	3.87	13.77	4.06	6.53	0.36	0.78	1.28	4.02	3.82
MgO	0.00	0.00	0.00	2.53	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.25	0.00
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.15	0.00
Na ₂ O	0.00	2.35	1.30	0.00	0.00	0.00	2.71	1.90	1.70	5.76	1.79
K ₂ O	3.29	8.52	9.30	9.64	11.33	10.64	3.64	6.90	7.25	10.54	6.76

续表 4

序号	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
样号	29-8	29-8	29-8	29-5	29-5	29-5	29-5	29-4	29-4	29-4	29-4
	Q-P1.2	Q-P1.3	Q-P1.4	Q-P1.1	Q-P1.2	Q-P1.3	Q-P1.4	Bt-P1.1	Bt-P1.2	Bt-P1.3	Bt-P1.4
SiO ₂	72.54	70.60	69.63	83.41	76.63	71.28	60.79	26.22	28.02	68.25	60.90
TiO ₂	0.35	0.24	0.00	0.00	0.00	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	15.94	15.86	17.51	9.84	15.17	18.83	27.24	26.84	24.20	20.50	27.06
FeO	4.17	4.77	5.32	0.48	0.77	0.43	0.00	29.88	30.14	1.69	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	12.50	13.23	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	4.77	0.00	0.00	0.00	4.75
Na ₂ O	0.72	1.57	0.66	2.69	3.28	3.20	6.48	0.00	0.00	4.23	6.96
K ₂ O	7.00	6.96	6.88	3.58	5.14	5.78	0.23	4.55	4.40	5.34	0.33

注: 表中样号 29 为标本号, 9 6 8 4 等与表 2 中的序号相同, 代表不同的温度压力条件。

矿物间熔体成分较为均匀, 同时变粒岩中黑云母与斜长石间熔体化学成分的变异也非常相似 (表 3), 说明这种现象并不是由于偶然因素造成的。

众所周知, 在地壳深熔作用过程中, 岩石的力学性质随所含熔体比例的增大而发生变化, 即从线弹性—弹塑性—粘性 (Wickham, 1987) 而粘性流体又可分为牛顿流体和非牛顿流体两类, 其中非牛顿流体包括宾汉体、假塑性体和胀流体。在全熔情况下, 体系遵守牛顿流体的变形规律; 在高熔体比例情况下, 体系遵守宾汉流体变形规律, 体系不具备抵抗应力的作用而只能传递应力; 而当熔体比例较低时, 固体颗粒间的作用加强, 从而呈现一种近似于固体的行为。为了表达体系这种液态行为向固态行为的转换过程, Arzi (1978) 提出了流变学临界百分数的概念, Molen 等 (1979) 则称为临界熔体比例。尽管目前对临界熔体比例的具体数值有不同的认识, 如 Arzi (1978) 认为流变学临界百分数在 20% (为体积百分比, 下同), 而 Wickham (1987) 认为临界熔体比例是应取 40% 左右, 马昌前等 (1993) 认为临界熔体比例是 30% 左

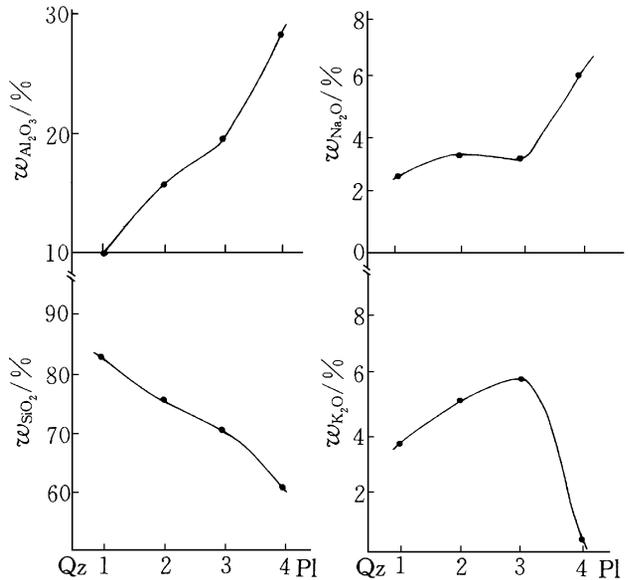


图 1 0.6 GPa 和 850°C 下富铝片麻岩中石英 (Qz) 斜长石 (Pl) 间熔体成分变异曲线

横坐标为熔体成分的测点位置

Fig. 1 The compositional curve of melt between Quartz and Plagioclase at 0.6 GPa, 850°C

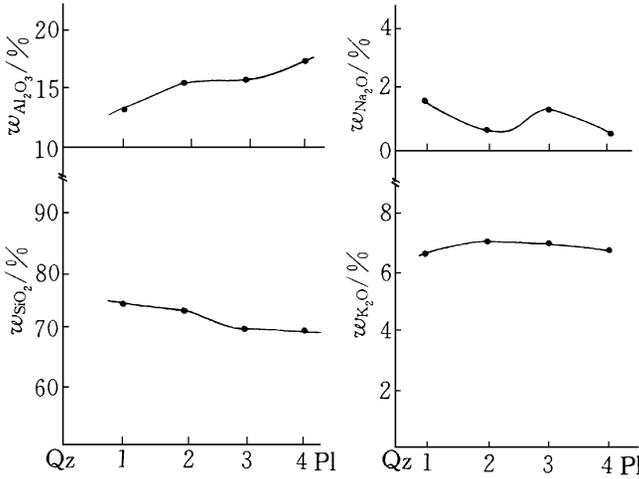


图 2 0.4 GPa 和 850°C 下富铝片麻岩中石英 (Qz) 斜长石 (Pl) 间熔体成分变异曲线

Fig. 2 The compositional curve of melt between Quartz and Plagioclase at 0.4 GPa, 850°C

成分严格受到熔融矿物的制约。而在高熔体比例情况下,由于流体的行为发生了质的变化,其可以进行对流作用,这样成分的迁移速率大大高于扩散作用,在较短的时间里即可形成成分均一的熔体

笔者在实验中得出,两个系列岩石在 0.4 GPa 和 850°C 时的熔体比例均接近 30% 左右,因此,从成分变异的角度考虑,本文认为临界熔体比例应为 30%。

5 临界熔体比例确定的意义

本次实验表明,熔体成分的变异与熔融过程中体系流变学性质的改变有密切的关系,而熔体成分的演变将直接影响花岗岩的形成

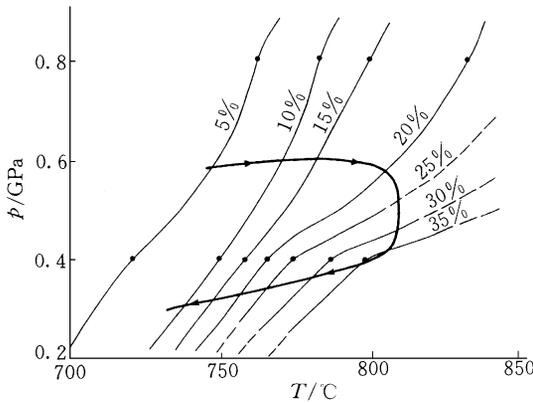


图 3 变质作用与岩浆作用关系的 (p-T-t)-M 轨迹
Fig. 3 The (p-T-t)-M path of the relationship between metamorphism and magmatism

右,但无疑它是存在的。

虽然临界熔体比例是一个流变学的概念,但流变学性质的改变必然会导致体系的性质发生改变,从而也必然会导致熔体成分变异过程的差异。本文认为正是这种因果关系而导致在 0.4 GPa 和 850°C 时熔体成分的变异与其它条件下有较大区别。由于在低熔体比例条件下,流体的行为近似于固体,不同矿物间熔体成分的变化主要靠组分浓度差引起的扩散作用而进行,这种扩散作用的速度是非常缓慢的,因此熔体的成分就与其相邻的参与熔融的矿物成分近似,也就是说熔体成

如图 3 为贺兰山北段孔兹岩系变质作用与岩浆作用关系的 (p-T-t)-M (熔体比例) 轨迹,其中的 p-T-t 轨迹是根据岩石中变质矿物的演化而反演的 (刘建忠, 1996)。同时根据矿物对温压计所计算的岩体形成时压力,浩尧尔岩体为 0.5 GPa,巴音及扣笨岩体为 0.55 GPa (刘建忠, 1996)

从图 3 可见,当温度升高到 800°C 时,陆壳岩石发生脱水熔融,在压力为 0.6 GPa 左右时可产生 20% 左右熔体。由于岩石熔融需吸收大量的热量,限制了温度的进一步升高,所以在 p-T-t 轨迹中出现等温减压的过程,此后尽管热流的补给逐渐减弱,但由于岩浆结晶要释

放大量的热量,仍然能够维持等温降压过程的继续,这可能是早前寒武纪麻粒岩相地体多出现等温降压 $p-T-t$ 演化轨迹的主要原因。同时在 0.6 GPa 左右时,熔体的总量未能超过临界熔体比例,体系中的熔体成分的变异依靠扩散作用进行,从而只产生成分极不均匀的原地半原地型花岗岩体,如本区的黑沟及巴音和扣笨岩体;而当压力降低(0.4–0.5 GPa)时,由于熔体比例的增加并超过临界熔体比例,体系的流变学性质遵从宾汉流体的行为,即熔体能够发生对流,从而形成成分均一的异地型花岗岩,如本区的浩尧尔岩体。不同矿物间熔体中心部位熔体成分演化的研究表明(刘建忠,1996),从低温到高温,从高压到低压,熔体成分显示出向富钾方向演化的趋势,与该区早元古代花岗岩由早到晚即先形成黑沟及巴音和扣笨岩体,后形成浩尧尔岩体的演化趋势相同,这也从成分演化的角度说明临界熔体比例与花岗岩体的形成有着密切的联系。

致谢 欧阳自远审阅了全文,在此表示衷心的感谢

参 考 文 献

- 胡能高. 1994. 贺兰山变质杂岩的组成和演化. 西安: 西安地图出版社. 99–118.
- 兰心严. 1981. 山东南墅前寒武纪含石墨建造的特征及石墨矿床的成因研究. 长春地质学院学报, (3): 30–42
- 刘建忠. 1996. 贺兰山北段早前寒武纪孔兹岩系变质动力学与脱水熔融实验研究: [学位论文]. 长春: 长春地质学院. 47–107.
- 刘喜山, 金巍, 李树勋. 1992. 内蒙古中部早元古代造山事件中麻粒岩相低压变质作用. 地质学报, 66(3): 244–256.
- 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. 长春: 吉林科学出版社. 80–103.
- 马昌前, 杨坤光, 李思田, 等. 1993. 花岗岩类岩浆动力学. 武汉: 中国地质大学出版社. 6–26.
- 吴福元. 1993. 花岗岩熔融的局部体系与熔融系列. 长春: 吉林科技出版社. 25–91
- 徐学纯. 1991. 早期下部地壳的流体性质和岩石成因: 乌拉山地区流体包裹体研究. 全国第四届矿物岩石地球化学学术讨论会论文摘要汇编. 北京: 地震出版社. 378–379.
- Aranovich L Y, Podllesskii K K. 1983. The cordierite-garnet-sillimanite-quartz equilibrium: experiments and applications. In Saxena S K ed. Kinetics and equilibrium in mineral reaction. New York: Springer-verlag New York Inc. 173–198.
- Arzi A A. 1978. Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. Tectonophysics, 44: 173–184.
- Clements J D, Vilzeuf D. 1987. Constraint on melting and magma production in the crust. Earth Planet. Sci. Lett., 86: 287–306.
- Holdway M J, Lee S M. 1977. Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. Contr. Min. Petrol., 63: 175–198.
- Molen V D. 1979. Experimentally deformation of partial melted granite. Contrib. Mineral petrol., 70: 299–318.
- Thompson A B. 1982. Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids. Am. J. Sci., 282: 1567–1595.
- Wickham S W. 1987. The segregation of granite magma. J. Geol. Soc. London, 144: 281–297.
- Wyllie P J. 1977. Crustal anatexis: An experimental review. Tectonophysics, 43: 41–71.

DEHYDRATION-MELTING EXPERIMENT OF THE KHONDALITE SERIES OF THE NORTHERN SEGMENT IN THE HELAN MOUNTAINS DETERMINATION AND THE SIGNIFICANCE OF CRITICAL MELT FRACTION

Liu Jianzhong Xie Hongshen

(*Institute of Geochemistry of Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002*)

Lu Liangzhao Liu Xishan

(*Institute of Geology of Changchun University of Earth Sciences, Changchun 130026*)

Abstract

Based on the regional geology, two types of rocks had been selected as the experimental samples Al-rich gneiss(H029) and Biotite granular(H013). The results of solid samples dehydration melting experiments show that the composition of the melt is unhomogeneous except at 4kb, 850°C and its melt fraction is nearly 30%. The study on rheology shows that the mechanical nature of the rocks can change with melt fraction. When the melt fraction is high, the system follows the rule of Binnhan fluid. It means that the fluid could transfer stress, but could not resist it. When the melt fraction is low, the agent between solid grains is enhanced, and the system becomes nearly solid. We think that changes of the melt fraction can result in changes of the melt composition. Because the melt fraction is high at 0.4 GPa 850°C (30%±), the behavior of the system coincide nearly with that of Binnhan fluid, so changes of the melt composition depend on convection. when the melt fraction is low at other conditions (< 30%), changes of the melt composition depend on diffusion. The rate of diffusion is by far lower than convection so that the melt composition could be changed into homogeneous at 0.4 GPa 850°C.

Based on the change of the characteristics of the melt composition, this article concludes that the Critical Melt Fraction (CMF) is 30%± and the change of rheological properties of the melt results in the change of composition of the melt. Combined with the metamorphic p - T - t path of the Khondalite Series and the characteristics of granite in Helan Mountains, the Critical Melt Fraction is shown to be closely related to the formation of granite body.

Key Words Khondalite Series, Dehydration-melting experiment, Critical melt fraction