

富锂氟含稀有矿化花岗质残余熔体的地质和地球化学依据*

朱金初 饶 冰 李福春

(南京大学成矿作用国家重点实验室, 南京)

提 要: 通过对地质学、地球化学、实验岩石学和包裹体等方面的研究, 综合论证了富氟锂含稀有金属矿化花岗岩, 主要是由经过充分分异演化的超酸性、过铝、富挥发分、富含稀有金属元素的花岗质残余熔浆直接结晶而成的, 并具有岩浆-热液过渡阶段的一般特征。

关键词: 花岗岩体系 挥发分 稀有金属元素 残余岩浆 岩浆-热液过渡阶段

在花岗质岩浆体系中, 存在着一系列由于强烈分异作用而产生的特殊成分和特殊性质的岩石类型, 它们以超酸性, 过铝, 富钠, 富含锂、铍、锡、钨、钽、铌、铷、铯等稀有金属元素以及富含 F、B、P、水等挥发性组分为主要特征。关于它们的成因机制, 在岩浆论和交代论之间, 已经激烈地争论了半个多世纪, 至今仍未完全平息。近年来大量的地质地球化学信息和实验结果, 使大多数研究者趋向于获得一个共识, 即它们主要是富含挥发分和稀有金属元素的花岗质残余岩浆直接结晶的产物。

这一认识的主要证据首先来源于地质产状的多样性, 即这些化学组成十分相近的岩石类型, 可以产在十分不同的地质构造环境中, 其中包括: 变质条件的伟晶岩岩瘤和岩脉 (如新疆阿尔泰、福建南平、四川甲基卡等地), 高侵位条件的花岗岩岩株 (如江西雅山、湖南香花岭、广西栗木等地), 次火山条件的翁岗岩岩脉与岩株 (如湖南和蒙古等地), 熔岩流条件的黄玉流纹岩 (如美国 Utah 州), 以及凝灰岩条件的麦库萨尼岩 (如秘鲁, 一种流纹质黑曜岩玻璃) 等 (见表 1)^[1~4, 15~17, 19, 21, 25]。这一最为充分的地质依据, 无可争议地证明了, 这是一种原始化学组成十分相近的熔浆体, 由于在不同的物理环境中侵位、结晶和演化, 最终形成了结构构造差别很大的岩石类型和矿物组合。

岩石和矿物的结构构造, 提拱了它们属岩浆成因的另一个重要依据。大量 α -石英斑晶的存在表明, 该类岩石是从硅酸盐熔体中直接晶出的, 当压力为 $\geq 10^8$ Pa 时, 其结晶温度为 $\leq 600^\circ\text{C}$; 雪球结构 (细条板状钠长石沿石英和钾长石斑晶的生长面发育, 形成环带状包裹结构), 黄玉、锡石、细晶石和钽铌铁矿等被岩浆期主要造岩矿物所包裹, 以及造岩矿物和有用副矿物在全岩中的均匀分布特征等, 都充分地证明了, 至少有一部分钠长石、黄玉和有用副矿物, 它们在石英和钾长石斑晶的生长时已经晶出^[3, 5, 6, 22]。

该类岩石某些矿物 (如石英、钾长石、黄玉、锂辉石等) 中硅酸盐熔融包裹体和熔体-流体包裹体的广泛发育, 提拱了它们属岩浆成因的又一个重要依据, 它说明了, 这些寄主矿

* 本文获国家自然科学基金资助, 项目编号为 49573185

朱金初, 男, 1936 年生, 教授, 从事矿床学和地球化学研究。邮政编码: 210093

表 1 不同地区不同类型过铝含稀有金属矿化花岗质岩石化学成分对比表 (%)

序号	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	Rb ₂ O	P ₂ O ₅	F	烧失量
1	73.85	0.06	15.00	0.14	1.21	0.10	0.86	0.21	3.97	0.83	2.05		0.08		0.55
2	75.24	0.05	14.42		0.65	0.18	0.01	0.20	4.23	2.74	0.65	0.19	0.13	0.64	
3	68.92	0.02	18.11	0.13	0.22	0.15	0.04	0.13	6.36	3.00	1.09	0.35	0.51	1.20	
4	72.17		17.93	0.50		0.03	0.01	0.19	6.43	1.85	0.98	0.09	0.17		0.43
5	71.42		17.17	0.58		0.02	0.05	0.67	4.12	4.42	0.06	0.19	0.17	0.82	1.15
6	70.38		16.78	0.27	0.26	0.18	0.20	0.34	5.24	3.31	0.42	0.22	0.07	1.99	0.94
7	69.33		18.39	0.08	0.56	0.05	0.13	0.39	4.83	4.04	0.26	0.35	0.04	1.78	1.65
8	72.60	0.03	14.00		1.24	0.06	0.01	0.41	4.60	4.93			1.20	1.00	
9	70.90	<0.01	16.60	0.05	0.52	0.12	<0.01	0.34	5.05	4.60		0.19	<0.01	2.36	
10	72.32	0.02	15.63		0.52	0.06		0.23	4.10	3.53	0.70	0.13	0.58	1.31	0.30

注：1—新疆可可托海三号伟晶岩岩瘤，叶钠长石、锂辉石、石英伟晶岩带平均值；2—美国 New Mexico, Harding 伟晶岩脉；3—江西雅山，钠长石、锂云母、黄玉花岗岩岩株；4—俄罗斯阿尔泰，Alakha 锂辉石花岗岩岩株；5—外贝加尔，Ary-Bulak 翁岗岩岩株；6—蒙古，翁岗岩岩脉；7—湖南香花岭，翁岗岩岩脉；8—美国 Utah 州，Spor Mt 黄玉流纹岩熔岩；9—美国 Utah 州，Honeycomb Hills 玻基斑岩中的玻璃；10—秘鲁东南部，麦库萨尼岩

物是从熔体中结晶出来的。该类熔融包裹体在华南、阿尔泰等地十分普遍^[7~12]。早期国内外对它们的研究仅局限于测定其初熔和均一化温度，并根据光性和晶体形貌等特征，确定其分解和再结晶产物（子矿物）。近年来在获得它们的化学成分信息方面，已取得重要进展。方法之一是先将含熔融包裹体的薄片样品在高温高压下熔化，然后淬火成玻璃，再利用电子探针、离子探针或二次离子质谱仪，测定玻璃的主量元素和微量元素成分。例如，Webster 等^[23,27~28]测得墨西哥含锡黄玉流纹岩的熔融包体中含 F 可达 0.8%~2.0%，含 Li 可达 2000×10^{-6} ~ 6000×10^{-6} ，含 Nb 可达 80×10^{-6} ~ 240×10^{-6} ；德国东南部稀有矿化伟晶岩的熔融包体中含 F 可达 2.5%~5.0%，含 P₂O₅ 可达 3%~8%，含 Li、Sn 和 Nb 分别可达 1000×10^{-6} ~ 3000×10^{-6} 、 1000×10^{-6} ~ 2000×10^{-6} 和 100×10^{-6} ~ 240×10^{-6} 。这些信息与寄主岩石的化学成分信息，是完全一致的。

这些含有稀有矿化的花岗岩、伟晶岩和翁岗岩，在空间上，都有明显的分带特征。如华南含稀有矿化花岗岩岩株顶部往往发育有明显的垂直分带，自下而上一般为：① 二云母花岗岩和白云母花岗岩；② 钠长石、锂云母（黄玉）花岗岩；③ 云英岩；④ 钾长石、石英（锂云母、黄玉）伟晶岩壳或石英壳；新疆可可托海三号伟晶岩岩瘤，从边缘至核部，通常分为 9 个带，与华南花岗岩相对应，也可划分出相应的 4 个部分：① 边缘带为细粒钠长石花岗岩、文象伟晶岩和块状钾长伟晶岩，局部含石英云母巢和糖粒状钠长石巢，其总体成分与二云母花岗岩和白云母花岗岩相近；② 过渡带为叶钠长石、锂辉石、石英伟晶岩，其总体成分与钠长石、锂云母（黄玉）花岗岩相近；③ 中心为块状石英、钾长石核，部分地段含锂云母和铯榴石，其总体成分与伟晶岩壳和石英壳相近；④ 在核部与过渡带之间或上端，为薄片钠长石、锂云母（白云母）、石英单元，其总体成分与云英岩相近。湖南香花岭 431 岩脉也有明显的垂直分带特征，自下而上为：① 下部出现二长（钾长石+钠长石）花岗斑岩；② 主体为翁岗岩；③ 上部出现云母黄英岩，分别与华南含稀有矿化花岗岩的①至③带相近。

上述化学趋势相近的分带特征,反应了这些化学组分大体相同的花岗质母岩浆体,具有类似的结晶分异和演化历史,它们是过铝的花岗质熔浆经高度分异和演化的产物。在矿化特征方面,都表现为早中阶段矿化不明显;晚阶段为锂、铍、钨、锡、钽、铌的主要矿化期,并往往出现铷、铯、氟、硼等元素的富集。

丰富的挥发性组分,是这些岩石得以富含成矿元素和进行充分分异的关键因素。大量的实验研究已经表明,水、F、B、Li在花岗质熔体中的溶解度相当大,其中F可达7%^[26]。石英+钾长石+钠长石+黄玉+云母,石英+钠长石+黄玉+云母,石英+黄玉等矿物组合,都可以是在岩浆环境中结晶的稳定矿物组合^[13,14,18,20,24]。挥发分的大量存在,能促使花岗质熔浆体系大大降低固相线温度,拉长熔体的结晶时间,有利于充分分异演化,并降低熔浆的粘度,加快物质组分的扩散速率,提高稀有金属元素的络合能力,且能使残余熔体的低共溶成分向富含钠长石的方向发展。

该体系在其分异演化的晚阶段,形成了富含挥发分,富含Li、Be、Ta、Nb、Sn、W、Rb、Cs等稀有成矿元素,富含钠等主量元素,且粘度小,活动性强的残余熔体。它以晶体相-熔体相-流体相三相并存为主要特征,具有岩浆-热液过渡阶段的典型特征:既有以岩浆分离结晶作用为主线的岩浆过程,又有以流体与已晶出矿物的相互作用为特征的热液交代过程。当这种花岗质熔浆体侵位于不同的地质构造环境中、并进而结晶和分异演化时,造成了矿物岩石在产状和结构构造上的千差万别:如侵位深度可以是深部、浅部或地表;岩体产状可以从岩株、岩瘤、岩脉、熔岩流到火山灰;矿物结构可以从伟晶状、细晶状、斑状、隐晶质到玻璃质;钠长石可以是薄板状、叶片状或糖粒状;锂矿物可以是以锂辉石、透锂长石为主,或是以锂云母形式出现,等等……但归根结蒂,岩石类型虽十分多样,其祖先却大同小异,为一种特殊的超酸性、过铝、富挥发分、富稀有成矿元素和强烈分异的花岗质残余熔浆。

参 考 文 献

- 1 杜绍华,黄蕴慧. 香花岭岩的研究. 中国科学. B辑. 1984, (11): 1039~1047.
- 2 邹天人,张相宸,贾富义等. 论阿尔泰3号伟晶岩脉的成因. 矿床地质, 1986, 5 (4): 34~48.
- 3 朱金初,刘伟新,周凤英. 香花岭431岩脉中翁岗岩和黄英岩及空间分带和成因联系. 岩石学报, 1993, 9 (2): 158~166.
- 4 朱金初,李人科,周凤英等. 广西栗木水溪庙不对称层状伟晶岩-细晶岩岩脉的成因讨论. 地球化学, 1996, 25 (1): 1~9.
- 5 甘晓春,朱金初,沈渭洲. 广西栗木水溪庙稀有金属花岗岩成因. 地质找矿论丛, 1992, 7 (2): 35~45.
- 6 夏卫华,章锦统. 关于华南稀有元素矿化花岗岩成因的几个问题. 地球科学, 1982, (1): 119~128.
- 7 常海亮. 香花岭岩黄玉斑晶中熔融包裹体的研究. 中国地质科学院宜昌所所刊, 1984, (9): 33~41.
- 8 常海亮,黄惠兰. 尖峰岭似伟晶岩内黄玉中的熔流包裹体. 岩石矿物学杂志, 1998, 17 (1): 81~86.
- 9 夏卫华,陈紫英. 黄玉、石英中熔浆包裹体的发现及其在华南铌钽花岗岩成因上的意义. 1984 (2): 79~83.
- 10 周凤英,朱金初,王汝成. 癞子岭云英岩中流体-熔融包裹体研究——黄玉云英岩成因的探讨. 矿物学报, 1995, 15 (3): 259~264.
- 11 吴长年,朱金初,刘昌实等. 阿尔泰伟晶岩中流体熔融包裹体成分的研究. 地球化学, 1995, 24 (4): 351~358.
- 12 卢焕章,王中刚,李院生. 岩浆-流体过渡和阿尔泰三号伟晶岩脉之成因. 矿物学报, 1996, 16 (1): 1~17.
- 13 熊小林,朱金初,饶冰. 黄玉云英岩成因的初步实验研究. 科学通报, 1996, 41 (10): 917~919.

- 14 熊小林, 朱金初, 饶冰. 花岗岩-H₂O-HF 体系相关性及氟对花岗质熔体结构的影响. 地质科学, 1997, 32 (1): 1~10.
- 15 Christiansen E H, Burt D M, Sheridan M F et al. The petrogenesis of topaz rhyolites from the western United States. *Contr Mineral Petrol*, 1983, 83: 16~30.
- 16 Congdon R D & Nash W P. High-fluorine rhyolite: An eruptive pegmatite magma at the Honeycomb Hills, Utah. *Geology*, 1988, 10 (11): 1018~1021.
- 17 Eadington P J & Nashar B. Evidence for the magmatic origin of quartz-topaz rocks from the New England batholith, Australia. *Contr Mineral Petrol*, 1978, 67: 433~438.
- 18 Kortemeier W T & Burt D M. Ongonite and topazite dikes in the Flying W Ranch area, Tonto basin, Arizona. *Am Mineral*, 1988, 73: 507~523.
- 19 Kovalenko V I & Kovalenko N I. Ongonites (topaz-bearing quartz keratophyre) (subvolcanic analogue of rare-metal Li-F granites). Science Press, Moscow, 1976, 128 (in Russian).
- 20 Pichavant M. and 10 others. The $\times 10^6$ acusani glass, SE Peru: Evidence of chemical fractionation in peraluminous magma. In: Mysen ed, $\times 10^6$ agmatic processes: Physicochemical principles. *Geochem. Society Spec Pub*, 1987, 1: 359~373.
- 21 Linnen R L, Williams-Jones A E and Martin R F. Evidence of magmatic cassiterite mineralization at the Nong Sua aplite-pegmatite complex, Thailand. *Can Mineral*, 1992, 30: 739~761.
- 22 London D. Magmatic-hydrothermal transition in the Tanco rare element pegmatite: evidence from fluid inclusions and phase equilibrium experiments. *Am Mineral*, 1986, 71: 376~395.
- 23 Webster J D, Burt D M, Agullon R A. Volatile and lithophile trace-element geochemistry of Mexican tin rhyolite magmas deduced from melt inclusions. *Geochim et Cosmochim Acta*, 1996, 60: 3267~3283.
- 24 Webster J D, Thomas R, Rhede D et al. Melt inclusion in quartz from an evolved peraluminous pegmatite: Geochemical evidence for strong tin enrichment in fluorine-rich and phosphorus-rich residual liquids. *Geochim et Cosmochim Acta*, 1997, 61 (13): 2589~2604.
- 25 Webster J D. Partitioning of F between H₂O and CO₂ fluids and topaz rhyolite melt. *Contr Mineral Petrol*, 1990, 104: 424~438.
- 26 Glyuk D S & Anfilogov V N. Phase equilibria in the system granite-H₂O-HF at a pressure of 1000 kg/cm². *Geochem Intern*, 1973 (10): 321~324.
- 27 Kovalenko N I. Experimental investigation on the formation of rare-metal bearing Li-F granites. Science Press, Moscow, 1979, 152 (in Russian).
- 28 Manning D A C. The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 Kb. *Contr Mineral Petrol*, 1981, 76: 206~215.