尚义葛令夭高铬花岗岩(Closepet-like)——新太古代古缝合带的新证据*

王仁民[1] 李孟江[2,3] 程素华[4]

WANG RenMin[1], LI MengJiang[2,3] and CHENG SuHua[4]

1. 北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871
2. 中国科学院广州地球化学研究所矿物学与成矿学重点实验室, 广州 510640
3. 中国科学院研究生院, 北京 100049
4. 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083

1. *School of Earth and Space Sciences*, *Peking University*, *Beijing* 100871, *China*
2. *Key Laboratory of Mineralogy and Metallogeny*, *Guangzhou Institute of Geochemistry*, *Chinese Academy of Sciences*, *Guangzhou* 510640, *China*
3. *Graduate School of the Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 100049, *China*
4. *School of the Earth Science and Resources*, *China University of Geosciences*, *Beijing* 100083, *China*

2011-01-13 收稿, 2011-11-10 改回.

Wang RM, Li MJ and Cheng SH. 2012. Gelingyao high-Cr granite (Closepet-like) in Shangyi: New evidence of Late-Archean suture zone. *Acta Petrologica Sinica*, 28(4):1037 – 1043

Abstract At northern of North China Craton, between Archean granulite nucleus and extra-continental sedimentary basin (hongqiyingzi Group), a Neoachaean ancient oceanic crust relict has been recognized (Wang *et al.*, 2009). The low Al_2O_3 TTG rocks (2512 ± 19Ma), the anatectic granites (Closepet-like) with rich K and high Cr ($97 \times 10^{-6} \sim 308 \times 10^{-6}$), and quartz monzonites (Sanukitoid-like) with a large number of lamprophyre dykes have been discovered on both sides of the relict, they are closely related to subduction. The low Al_2O_3 TTG rocks were generated by partial melting of subducting slab under an amphibole-granulite subfacies condition. Anatectic granites were products of remelting of the TTG rocks and their basic development with increase in Cr were the results of complex mixed and metasomatism between mantle-derived magma and K-enriched anatectic granites.

Key words Late-Archaean; Low Al_2O_3 TTG; High-Cr granite (Closepet-like); Ancient suture; North China Craton

摘 要 在华北克拉通北部,太古代麻粒岩古陆核与陆外沉积盆地(红旗营子群)之间已经厘定出一个晚太古代的古洋壳残片(Wang *et al.*, 2009)。此残片南北两侧又发现了低 Al_2O_3 型 TTG 岩体(2512 ± 19Ma)、富钾高铬的深熔花岗岩(Closepet-like),含 Cr $97 \times 10^{-6} \sim 308 \times 10^{-6}$,以及含大量密集的煌斑岩脉的含石英的二长岩(Sanukitoid-like)等三类在成因上与俯冲带密切相关的岩体。低 Al_2O_3 型 TTG 是在角闪麻粒岩亚相条件下由俯冲中的滑片部分熔融所生成。深熔花岗岩是 TTG 再熔融的产物,而它们的基性化演化和 Cr 的增高是幔源岩浆与富钾深熔花岗岩经复杂的岩浆混合和交代改造的结果。

关键词 新太古代; 低 Al_2O_3 TTG; 高 Cr 花岗岩(Closepet-like); 古缝合带; 华北克拉通

中图法分类号 P541; P588.121

* 本文受国家自然科学基金项目(40972125)资助.

第一作者简介: 王仁民,男,1934 年生,教授,长期从事变质岩石学与前寒武纪地质学研究,E-mail: renminwang@pku.edu.cn

1 引言

透过花岗质岩石的成因类型细化了解特定时空条件下的深处壳幔信息,使岩石学界迎来了一个岩石新名称倍出的高峰时代。如东 Yilgarn 克拉通的中晚太古代,可分出基性花岗岩等 5 种花岗质岩石(Czarnota *et al.*, 2010), Oman 新生代蛇绿岩套中可分出 3 种类型的斜长花岗岩(Rollinson, 2009),太古宙灰色片麻岩系分出了 4 个组合和模式(Moyen, 2011)等等,这些名词未必都有普世价值,但确可提供若干重要的信息。

Wang *et al.* (2009)已初步厘定由堆晶辉长岩、富铌和非富铌玄武岩、硅质岩以及低铝型 TTG 等组成的尚义杂岩是一个晚太古代的古洋壳残片(图 1),近期在低铝型 TTG 岩体近旁及其延长线上又发现了多处高铬花岗岩岩体,岩性上类似于西澳 Yilgarn 的基性花岗岩,或者南印度 Dharwar 的 Closepet 花岗岩,既含有地壳元素又含有地幔元素成分,按其成因和特殊的地质产状,目前认为是一种太古代末期所特有并与俯冲带地幔楔有密切联系的罕见岩类(Moyen and Martin, 2003),这为尚义-崇礼古缝合带又增添了新的证据。本文先从与之密切相关的低铝型 TTG 谈起,如果没有相应的熔融产物,便不足以证明古洋壳曾发生过俯冲的过程。

2 厂汗营低铝型 TTG 岩体

主要岩体出露于古洋壳残片的南侧厂汗营村附近,面积不大,仅约 4km^2 左右,不过向南被侏罗系覆盖。残片北侧还有些更小的岩体。岩体呈灰色-灰黄色,中-细粒,块状构造,由石英的定向略显不清楚的片麻构造。主要由斜长石和石英组成,暗色矿物极少。岩体之中脉岩和包体也极少。岩体中所见唯一的包体是围岩没有见到的角闪二辉麻粒岩,灰黑色,细粒,主要由斜长石、角闪石、两种辉石和少量石英所组成,不含石榴石。如果这就是熔融残余的包体,说明本岩体发源于不太深的角闪麻粒岩亚相的深度。岩体北侧地表与角闪岩相变质的变辉长岩侵入接触(图 2a),残片北侧的小岩体则侵入于变玄武岩之中。

低铝型 TTG 岩体的岩石化学测试数据见表 1。其突出的特征是含 Al_2O_3 较低和稀土形式较为平坦(图 3)。当岩石 SiO_2 在 70% 左右时,Al_2O_3 < 15%,Arth (1979)划分出低铝型 TTG。但当时他所采用低铝 TTG 数据却是来自中新生代的蛇绿岩套和岛弧区。Condie(1981)曾列出太古宙少数低铝型 TTG 岩石的平均值:SiO_2 74.5%、Al_2O_3 14.2%、CaO 2.43%、Na_2O 4.08%、K_2O 1.95%、K_2O/Na_2O 0.48、Cr 8×10^{-6}、Zr 290×10^{-6}、Ba 420×10^{-6}、La 45×10^{-6}、Eu 1.0×10^{-6}、Yb $4.0\times$

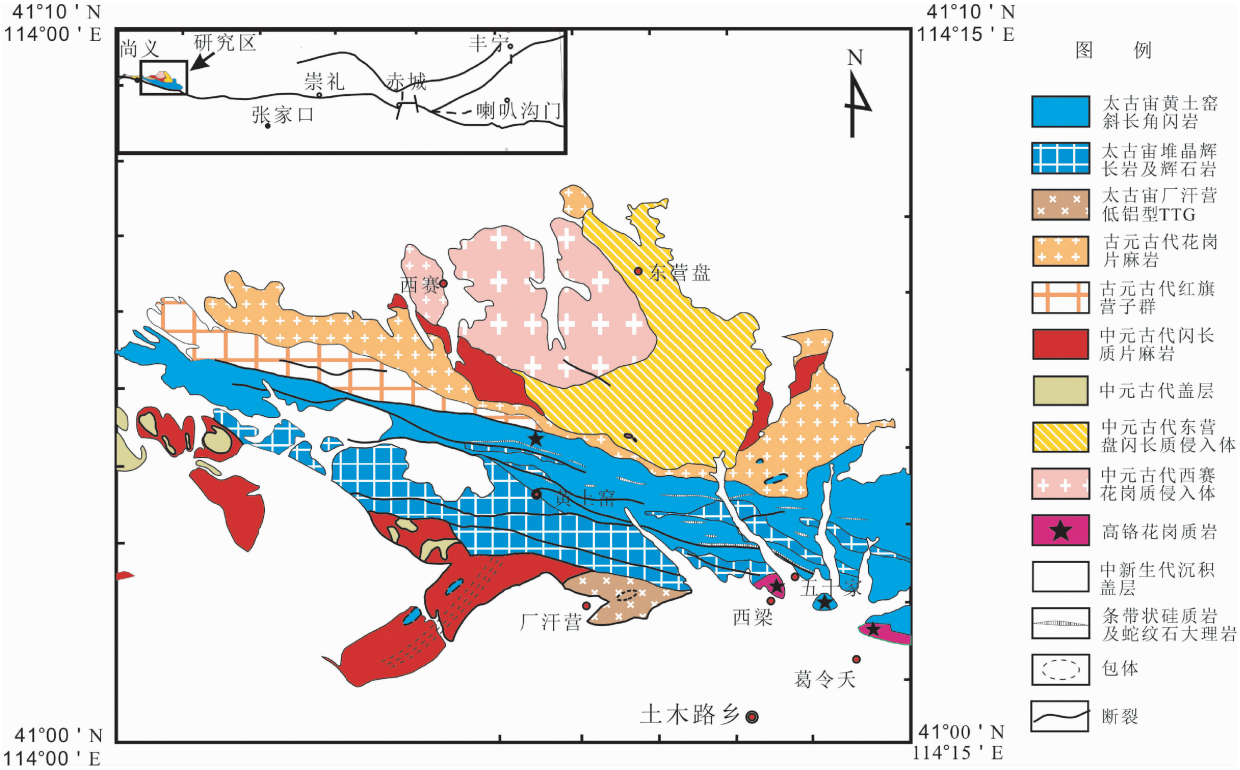

图 1 尚义杂岩地质简图(据中国地质大学(北京),1994[①]修改)

Fig. 1 The geological sketch of Shangyi complex

① 修改自中国地质大学(北京). 1994. 1∶5 万土木路幅区域地质图

表 1 岩石样品的主量元素(wt%)和微量元素($\times10^{-6}$)分析结果

Table 1 Major element (wt%) and trace element ($\times10^{-6}$) compositions of the samples

样品号	0616-3	60901-13	60901-3-3	0501-8	0616-1	0615-1	0617-2	0502-1	0615-3	0501-2	0615-2	0617-3
岩性	低铝型 TTG			高铬花岗质岩系列					基性脉岩			
				富钾花岗岩类		含石英的二长岩类			煌斑岩类			
SiO_2	73.35	65.55	68.38	70.90	76.37	61.74	69.45	65.69	51.32	56.64	56.44	53.11
TiO_2	0.03	0.24	0.65	0.340	0.078	0.91	0.52	0.66	1.38	1.51	1.06	1.35
Al_2O_3	12.70	12.88	13.77	13.58	11.84	16.45	14.54	15.09	17.20	14.88	16.08	15.59
FeO	0.65	0.62	3.79	1.00	0.85	3.20	1.85	2.25	5.85	2.75	5.00	4.70
Fe_2O_3	0.81	0.75	1.14	1.08	0.01	1.95	1.28	1.88	3.98	4.40	2.94	3.67
MnO	0.032	0.000	0.20	0.061	0.018	0.076	0.075	0.057	0.15	0.06	0.13	0.12
MgO	0.11	2.20	2.27	0.94	0.16	2.36	1.12	1.66	4.33	3.96	3.74	4.35
CaO	3.83	4.59	2.92	1.57	0.88	4.22	2.53	3.79	6.75	3.76	6.16	5.37
Na_2O	3.63	3.47	2.50	3.32	2.48	4.48	4.57	3.91	3.69	4.36	3.61	3.38
K_2O	1.84	1.80	2.01	5.82	6.65	2.54	3.14	3.31	2.75	4.47	2.56	2.72
P_2O_5	0.02	0.09	0.12	0.140	0.016	0.42	0.16	0.33	1.00	0.96	0.60	0.82
烧失量	2.69	7.38	1.42	1.05	0.51	1.14	0.50	1.00	0.83	1.69	0.98	3.92
总量	99.04	98.95	95.38	98.80	99.01	96.29	97.89	97.38	93.38	96.69	94.30	94.40
K_2O/Na_2O	0.51	0.52	0.80	1.75	2.68	0.57	0.69	0.85	0.75	1.03	0.71	0.80
$Mg^{\#}$	13	75	46	46	25	46	40	43	45	51	47	49
Cr	145	6.56	74.6	135	308	117	179	97.8	52.5	100	110	103
Ni	11.1	168	37.5	7.06	7.13	6.59	7.72	6.22	9.68	27.6	19.8	19.2
Rb	26	37	79	155	111	42.6	114	57.9	52.8	64.6	51.4	66
Ba	472	580	444	1185	1426	1217	791	1606	1514	2472	1105	1404
Sr	339	452	259	279	428	1133	351	569	1484	3036	930	1117
Nb	0.119	1.76	11.4	13.3	2.93	13.1	11.8	10.6	14.6	13.1	12.9	14.4
Ta	1.06	0.04	0.659	1.12	0.335	0.68	0.892	0.719	0.612	0.475	0.488	0.774
Th	0.025	2.83	7.23	12.5	12	4.79	12.4	7.34	1.81	6.39	3.09	2.06
U	0.285	0.89	1.32	3.41	3.46	0.938	4.16	1.13	0.661	1.45	0.685	1.65
Zr	20.4	136	167	71.6	138	46.6	97.9	56.5	8.18	142	13.1	12.6
Y	1.93	2.24	22.4	9.77	8.15	8.17	9.58	14.5	23.4	14.9	23.1	12.7
La	6.76	18.6	22.3	27.1	13.7	51.9	32.9	42.6	36.5	99.3	28.1	23.1
Ce	9.55	28.4	42.7	49	22.7	84.7	57.9	76.1	83.4	182	60.5	54.2
Pr	0.852	2.89	5.11	5.24	2.4	8.65	6.32	8.91	11.5	23.2	8.52	7.52
Nd	2.62	9.81	19.4	17.9	8.56	30.2	22.6	33.3	49.7	87.4	38.1	32
Sm	0.339	1.22	3.8	2.72	1.7	4.07	3.53	5.3	8.45	12.7	7.55	5.3
Eu	0.474	0.72	0.99	0.739	1.07	1.7	1.05	1.62	2.7	3.58	1.98	1.73
Gd	0.337	0.94	3.83	2.31	1.4	3.41	2.8	4.49	6.65	9.34	6.18	4.18
Tb	0.051	0.1	0.6	0.345	0.232	0.415	0.398	0.712	1.04	1.04	1.02	0.597
Dy	0.287	0.44	3.79	1.73	1.4	1.9	1.81	3.43	4.9	4.16	5.15	2.99
Ho	0.059	0.07	0.83	0.314	0.295	0.283	0.298	0.547	0.847	0.517	0.872	0.483
Er	0.157	0.22	2.63	0.994	1.07	0.876	0.901	1.51	2.35	1.43	2.33	1.32
Tm	0.03	0.02	0.41	0.17	0.174	0.125	0.139	0.205	0.335	0.157	0.319	0.2
Yb	0.21	0.16	2.76	1.09	1.37	0.83	0.895	1.25	2	0.901	1.82	1.15
Lu	0.037	0.02	0.44	0.189	0.237	0.133	0.165	0.183	0.279	0.129	0.281	0.171
δEu	4.24	1.98	0.79	0.88	2.06	1.36	0.99	0.99	1.06	0.96	0.86	1.09

注:数据由中国核工业地质分析测试研究中心测试,主元素用 XRF 法,微量元素用 HR-ICP-MS 法. $Mg^{\#}=Mg^{2+}/(Mg^{2+}+Fe^{2+})\times100$

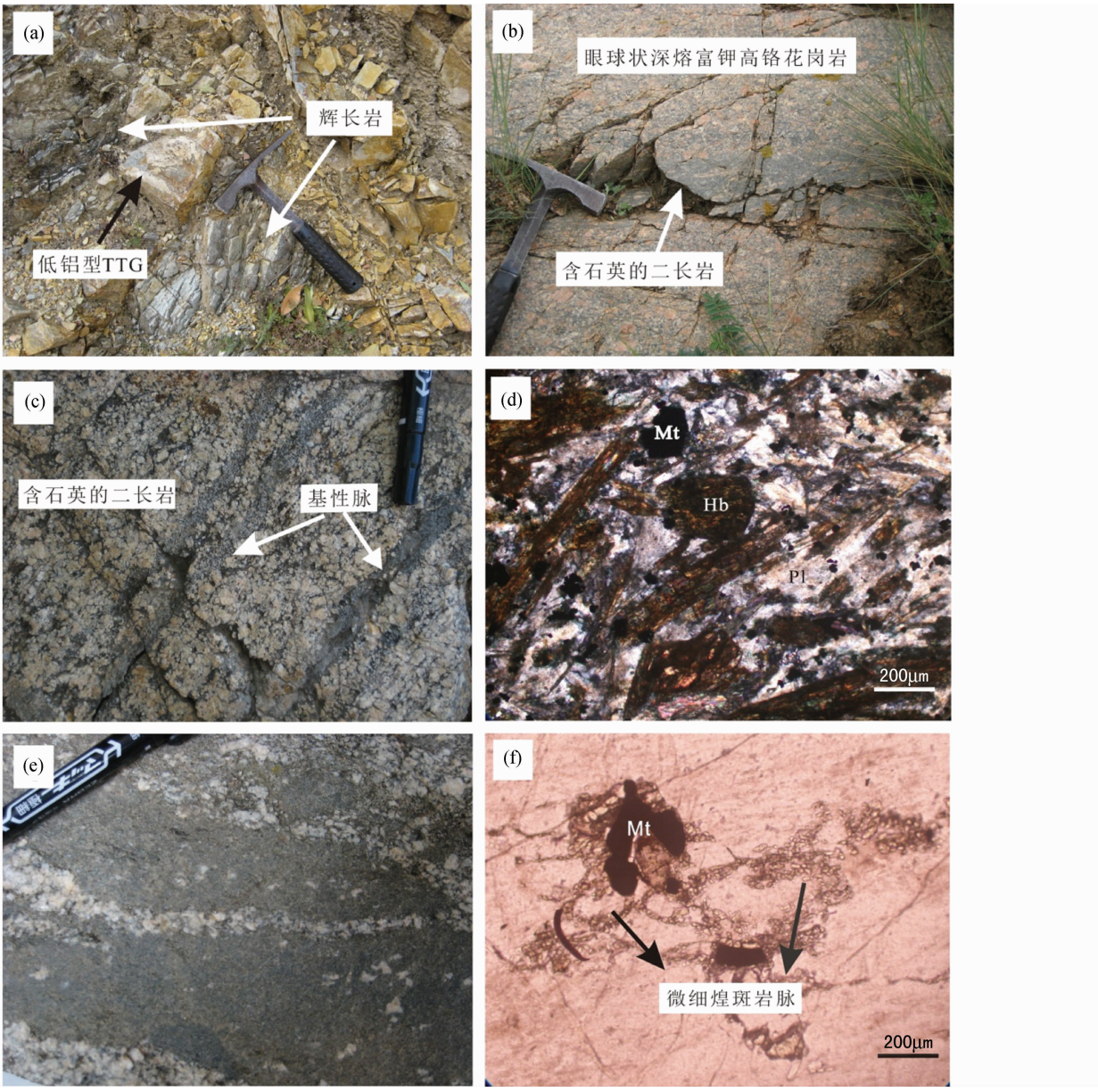

图 2 低铝型 TTG、高铬花岗岩和基性脉岩照片

(a)-低铝型 TTG 与变质辉长岩侵入接触;(b)-含石英的二长岩呈脉状存在于富钾高铬花岗岩中;(c)-基性脉灌入到高铬花岗岩中;(d)-基性脉岩的煌斑结构;(e)-花岗质成分侵入到煌斑岩脉中;(f)-高铬花岗岩中的微细煌斑岩脉

Fig. 2 Photographs of low Al_2O_3 TTG, high-Cr granite and mafic dike

10^{-6}。本区 SiO_2 65.55 ~ 73.35%、Al_2O_3 低 12.70 ~ 13.77%、CaO 2.92 ~ 4.59%、Na_2O 2.50 ~ 3.63%、K_2O 1.80 ~ 2.01%、K_2O/Na_2O 0.51 ~ 0.80、Cr 变化大 6.56×10^{-6} ~ 145×10^{-6}、Zr 变化大 20.4×10^{-6} ~ 167×10^{-6}、Ba 444×10^{-6} ~ 580×10^{-6},REE 型式较平缓:La 6.76×10^{-6} ~ 22.3×10^{-6}、Eu 0.474×10^{-6} ~ 0.99×10^{-6}、Yb 0.21×10^{-6} ~ 2.76×10^{-6}。以上特征无疑表明其属于太古宙罕见的低 Al_2O_3 型 TTG,经锆石 SHRIMP 法测定为 2512 ± 19Ma,这在我国太古宙尚属首次发现。紧随其后,在时间上空间上都与低铝型 TTG 岩体关系十分密切的便是我们新近所发现的对早期地壳演化具有十分重要意义的高铬花岗质岩系列。

3 葛令夭高铬花岗质岩系列

沿着尚义古洋壳残片南北两侧的古断裂带,伴随低铝型 TTG 岩系,发现多处高铬花岗质岩体,面积都很小,不过向南被第三纪玄武岩所覆盖。岩性可分为两类:一类是富钾的花岗岩类,在葛令夭村东北出露较好,另一类是含石英的二长岩类,在西梁村附近发育较好。二长岩在花岗岩之中可呈脉状(图 2b),表明含石英的二长岩比富钾花岗岩稍晚。

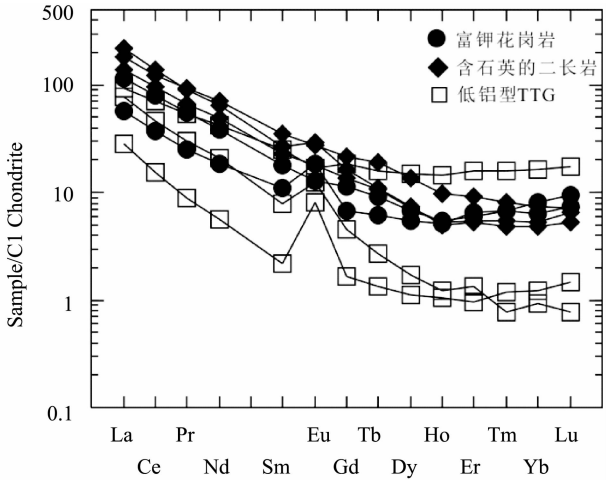

图 3 葛令夭高铬花岗岩和低铝型 TTG 的稀土元素球粒陨石标准化配分图解

Fig. 3 Chondrite-normalized REE patterns of Gelingyao high-Cr granite and low Al_2O_3 TTG

富钾花岗岩类,呈肉红色或灰白色,葛令夭村北出露约 0.5km^2,其它还有些更小的岩体,具明显的眼球状深熔花岗岩的外貌。葛令夭岩体之中常被北西向小断裂所细粒化和糜棱岩化。镜下呈眼球状碎斑结构,主要由钾长石、斜长石、石英、黑云母和绿帘石所组成。化学成分见表 1:SiO_2 70.9% ~76.37%、Al_2O_3 11.84% ~13.58%、K_2O 5.82% ~6.65%、K_2O/Na_2O 高达 1.75 ~2.68,属于富钾花岗岩类,但保持了 TTG 低铝、低钛的特征。

含石英的二长岩类,呈淡灰色,在西梁岩体之中居主体地位。西梁岩体也常被北西向小断裂所糜棱岩化,岩石也常呈眼球状碎斑结构,二长岩中也含有不均匀的钾长石眼斑,但比花岗岩中要少得多。从花岗岩类到二长岩类再到基性脉岩,整个岩系在时间上经历一个不断基性化的历程,这一点很特殊,不符合结晶分异的岩浆演化模式。含石英的二长岩类,矿物组合与花岗岩类似,化学成分见表 1:SiO_2 61.74% ~69.45%、Al_2O_3 14.54% ~16.45%、K_2O 2.54% ~3.31%、K_2O/Na_2O 0.57 ~0.85,和花岗岩相比,硅、钾降低,而铝、钛略有增高。

无论富钾花岗岩还是含石英的二长岩类,二者在稀土和微量元素方面则没有什么显著区别(图 3),共同表现了突出的特色:皆以高铬(Cr 97.8 × 10^{-6} ~308 × 10^{-6})、高铌(Nb 10.6 × 10^{-6} ~13.3 × 10^{-6})、高锆(Zr 46.6 × 10^{-6} ~138 × 10^{-6})、高钡(Ba 791 × 10^{-6} ~1606 × 10^{-6})和 REE 型式平缓,HREE 较高(Yb 0.83 × 10^{-6} ~1.37 × 10^{-6})为特征。特别是铬属地幔元素在一般花岗岩中均小于 20 × 10^{-6},而这里高达 300 × 10^{-6},这是很罕见的,但不是偶然的。类似的岩石在印度称为 Closepet 花岗岩,时代上也是 2.5Ga 左右,空间上也在板块缝合带上,被认为是晚太古代与俯冲板片有关的特殊岩类(Moyen and Martin, 2003)。但是,Closepet 岩体非常巨大,岩性变化较大,甚至包有金刚石产地,所以有的学者反对将 Closepet 作为一种特殊构造环境标志性的名词(Chadwick *et al.*, 1997)。我们葛令夭岩体虽小,但与古洋壳和低铝 TTG 关系密切,含铬比 Closepet 高得多,未必与 Closepet 完全相同,故建议详细研究的基础上建立葛令夭花岗质岩系。

西梁岩体的另一个重要特征是其中含有大量的密集的基性脉岩。鉴于西梁岩体和 TTG 岩体之中含 Cr 的不均匀性,使我们联想到可能与基性脉岩的活动有关。

4 基性脉岩

基性脉岩在西梁高铬花岗质岩系之中局部十分密集,一般为几公分到十几公分宽(图 2c),最宽者约 1m 左右,很不规整,树枝状,手指状,串珠状等,穿插在花岗岩和二长岩体之中,有时相反,可见花质质细脉又穿插在基性岩脉之中。按矿物成分可分两种:一种以黑云母-单斜辉石的共生为特色,另一种以黑云母-角闪石为主,二者均含斜长石、绿帘石和榍石、磷灰石、褐帘石等多种副矿物,含(OH)矿物在暗色矿物中占绝对优势,烧失量可达 3.92%,大多为半自形,个别具良好的煌斑结构(图 2d),故统称为煌斑岩类。不限于岩体之中,岩体之外的变辉长岩和变玄武岩之中也有煌斑岩脉,但数量较少。而且,岩体之外的煌斑岩和古洋壳一起遭受到角闪岩的变质作用,岩体之内的煌斑岩则未经变质,显然,煌斑岩脉具穿时性,长时间内不断有基性岩脉活动。

煌斑岩脉的化学成分变化不大,总体为中偏基性:SiO_2 51.32% ~56.64%,详细的化学特征可见表 1,以高钛(TiO_2 1.06% ~1.51%)、高铬(Cr 100 × 10^{-6} ~110 × 10^{-6})、高钡(Ba 1105 × 10^{-6} ~2472 × 10^{-6})为特征,MgO 中等($Mg^{\#}$ 45 ~51)、钾偏高(K_2O/Na_2O 0.71 ~1.03),REE 型式也较缓,HREE 高(Yb 0.9 × 10^{-6} ~2.0 × 10^{-6})(图 4),和赞岐岩大致可以类比,可能源于受到俯冲洋壳的强烈影响和交代改造而再富集的地幔楔。

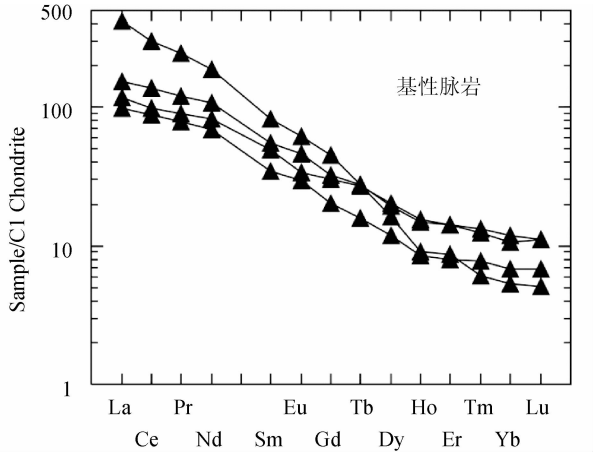

图 4 基性脉岩的稀土元素球粒陨石标准化配分图解

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns of mafic dikes

这些岩脉是否改造了围岩的成分,是一个值得深入研究的问题。大量密集的幔源高热岩脉无孔不入地进入围岩事实上首先是引起了 TTG 和花岗岩质岩石的再熔化,它反过来又侵入到煌斑岩脉之中(图 2e),同时在花岗岩和二长岩体之中我们都发现了不少显微等级的由黑云母-绿帘石细小颗粒组成的奇形怪状的微细煌斑岩脉(图 2f)。同时,大规模的幔源岩脉活动会伴随有地幔脱气或者幔汁过程,也应当是可以推想并值得进一步研究的。初步观察,煌斑岩脉的含 Cr 量不如高铬花岗岩,且 Cr 主要赋存于黑云母之中,所以高铬花岗岩中 Cr 的来源若仅仅考虑煌斑岩脉的固体扩散是远远不够的。

5 成因讨论

5.1 低铝型 TTG

在太古宙独立的低铝型 TTG 比较少见,一般都公认是在当时相对较低的地热梯度下地壳较浅处,一大套基性岩石俯冲并发生部分熔融,斜长石作为残渣时的熔融产物。在印度 Closepet 花岗岩体的北端,Dey *et al.* (2009)曾报导有低铝型 TTG,认为是来源于受到地壳混染的亏损型的俯冲滑片的部分熔融,含 Y 和 Rb 较高,而 Ca 和 Sr 低,受斜长石残余的控制,含 Cr $53\times10^{-6}\sim89\times10^{-6}$,属较高,作者未作解释。

在本区低铝 TTG 出露于古洋壳残片两侧,同时发现了角闪二辉麻粒岩残渣包体,证明是古洋壳俯冲至角闪麻粒岩亚相条件下部分熔融的产物。尽管全部属于低铝型,但有的样品 HREE 高,负 Eu 异常;也有的样品 HREE 较低,出现正 Eu 异常,反映源区俯冲深度并不完全相同,受斜长石、角闪石和辉石熔融比例的控制,从包体看与石榴石无关。尚义 TTG 含 Cr 变化大($6.56\times10^{-6}\sim145\times10^{-6}$),应与固结后的地幔流体交代有关。阿曼新生代蛇绿岩套中也发现了高铬的受到地幔流体交代混合的地幔斜长花岗岩(Rollinson, 2009)。

5.2 富钾高铬花岗岩(Closepet-like)

Closepet 花岗岩是一个使用很早的名称,Allen *et al.* (1986)首先推出,起先只认为是个一般的混合花岗岩。后来发现含单斜辉石,不可能由 TTG 简单地部分熔融而形成,于是出现了壳幔混合成因说(Jayananda *et al.*, 1995)。

不顾 Chadwick *et al.* (1997)对该术语的反对,Moyen and Martin (2001, 2003)仍使用 Closepet granite 但限于高 HFSE(高场强元素较高)同时富 K 和 LILE,既富地壳元素,又含地幔元素的花岗岩,认为是上升的幔源流体引起饱和水的 TTG 岩石的部分熔融并与之混合便可生成 Closepet 花岗岩,他将幔源流体称为 Closepet primitive liquid(原液),过份强调了 Closepet 花岗岩成因上的幔源性。也有的学者(如 Dey *et al.*, 2009)在南印度不称其为 Closepet 花岗岩,而称为 anatectic granits(深熔花岗岩)。南印度 Closepet 花岗岩含铬不是太高(Cr $20\times10^{-6}\sim50\times10^{-6}$),故未称之为高铬花岗岩。南印度也有幔源的赞岐岩,含铬高一点可达 150×10^{-6}。

5.3 基性脉岩

在南印度古缝合带附近,从 TTG 到 Closepet 岩体之中也存在大量的基性岩脉,而且是真正的基性岩脉,可以从岩浆房到冷凝后划分为若干期注入的基性岩脉(Prabhakar *et al.*, 2009; Jayananda *et al.*, 2009),和我国尚义杂岩相比,南印度基岩脉岩更低硅(SiO_2 46% ~51%),而更富铬(Cr $104\times10^{-6}\sim564\times10^{-6}$),显然来源于地幔,印度学家们都称其为同步侵入的(Synplutonic),还认为壳源花岗岩体的结晶引起了地幔的减压熔融。笔者觉得反过来幔源熔体引起了壳源 TTG 的再熔化似乎更符合逻辑。

在中部 Karelia 地区,俄罗斯学者们报导了在晚太古代赞岐岩体之中也有大量的煌斑岩脉(Kovalenko, 2008; Lobach-Zhuchenko *et al.*, 2008)。他们认为二者在地化性质上很类似,无论赞岐岩还是煌斑岩都是幔源同源的,都可以从超镁铁-镁铁质一直到石英二长岩的成分,并推断源区地幔曾受到俯冲滑片及其熔体的强烈交代作用。对于赞岐岩和大量煌斑岩的出现,Halla and Hunen (2009)和 Heilimo and Halla (2010)特别强调是起因于俯冲带的夭折中断。

在我国尚义杂岩中,含石英的二长岩及其中大量的基性脉岩在化学成分上大致可以与赞歧岩相类比。它们源于地幔,理应含 Cr 最高,而实际并非如此。本区含 Cr 最高的是富钾高铬的类似于 Closepet 的深熔花岗岩。因此初步推断:Cr 不完全属于难熔的相容元素,也不是固体扩散,在特定条件下可能会变为易熔的幔源元素,在深熔花岗岩的液态阶段便与幔源岩浆发生了混合和复杂的交代反应。

6 结论

综合来看,我们对高铬花岗岩提出三阶段的成因模式:

(1)新太古代大约在 20℃/km 相对较高的地热条件下,俯冲滑片埋深不大,仅到角闪麻粒岩亚相并未充分脱水时便开始部分熔融而形成低铝型的 TTG 岩浆。当然在更深时亦发生部分熔融,因受石榴石残渣的控制,便生成各种高铝型 TTG 岩石。

(2)TTG 岩浆及伴随的流体在上升过程中有相当一部分可能被地幔楔吸收同化。当然俯冲的洋壳和洋幔也会对地幔楔产生重大影响,特别是与洋底蚀变了的蛇纹石俯冲过程中二次脱水时,某些相容元素在俯冲流体中便可能变成可熔性的(Scambellari *et al.*, 2001)。不均一的交代地幔部分熔融和上涌,便形成赞歧岩浆,各种基性岩脉和煌斑岩活动,这是俯冲带夭折和中断的信号(Halla and Hunen, 2009, Heilimo *et al.*, 2010)。

(3)由于太古代滑片的软弱性,俯冲滑片由于斜长角闪岩变成榴辉岩,比重加大下沉增快,以及上部斜长角闪岩受到混合岩化而浮力变大等因素的影响,便极易发生俯冲滑片

被拉断。尚义洋壳残片未经高压变质,的确系被拉断的残余。地幔楔的温度会随之提高,导致幔源赞歧岩浆的上涌,上涌的地幔物质势必引起已生成的 TTG 岩石的再熔融和复杂的交代反应。富钾高铬的深熔花岗岩及高铬的石英二长岩就是在这样的背景下形成的。

同时可见,低铝型 TTG,富钾高铬花岗岩、高铬赞歧岩系列和煌斑岩脉等都与新太古代的热俯冲过程在成因上密切相关,它们自身的年龄可能较晚但都可以作为新太古代板片俯冲过程的重要佐证。

References

Allen P, Condie K and Bowling GP. 1986. Geochemical characteristics and possible origins of the southern Closepet Batholith, South India. Journal of Geology, 94(2): 283 – 299

Arth JG. 1979. Some trace elements in trondhjemites: Their implications to magma genesis and paleotectonic setting. In: Barker (ed.). Trondhjemites, Dacites, and Related Rocks. Amsterdam, Netherlands: Elsevier, 123 – 132

Chadwick B, Vasudev VN and Hegde GV. 1997. The Dharwar Craton, south India and its Late Archaean Plate tectonic setting: Current interpretations and controversies. Proceedings of the India Academy of Sciences: Earth and Planetary Sciences, 106(4): 249 – 258

Condie KC. 1981. Geochemical and isotopic constraints on the origin and source of Archaean granites. Special Publication-Geological Society of Australia, (7): 469 – 479

Czarnota K, Champion DC, Goscombe B, Blewett RS, Cassidy KF, Henson PA and Groenewald PB. 2010. Geodynamics of the eastern Yilgarn Craton. Precambrian Research, 183: 175 – 202

Dey S, Rai AK and Chaki A. 2009. Geochemistry of granitoids of Bilgi area, northern part of eastern Dharwar Craton, southern India: Example of transitional TTGs derived from depleted source. Journal of the Geological Society of India, 73(6): 854 – 870

Halla J and Hunen JV. 2009. Geochemical and numerical constraints on Neoarchean plate tectonics. Precambrian Research, 174: 155 – 162

Heilimo E and Halla J. 2010. Discrimination and original of the sanukitoid series: Geochemical constraints from Neoarchean western Karelian Province (Finland). Lithos, 115: 27 – 39

Jayananda M, Martin H, Peucat JJ and Mahabaleswar B. 1995. Archaean crust-mantle interactions: Geochemistry of LREE-enriched mantle derived magmas: Example of the Closepet batholiths, Southern India. Contribution to Mineralogy and Petrology, 199: 314 – 329

Jayananda M, Miyazaki T, Gireesh RV, Mahesha N and Kano T. 2009. Synplutonic mafic dykes from Late Archaean granitoids in the eastern Dharwar Craton, southern India. Journal of the Geological Society of India, 73(1): 117 – 130

Kovalenko AV. 2008. Sm-Nd data as a key to the origin of the Archaean sanukitoids of Karelia, Baltic shield. Geochemistry International, 46: 367 – 377

Lobach-Zhuchenko SB, Rollinson H, Chekulaev VP, Savatenkov VM, Kovalenko AV, Martin H, Guseva NS and Aestova NA. 2008. Petrology of a Late Archaean, highly potassic, sanukitoid pluton from the Baltic Shield: Insights into Late Archaean Mmantle metasomatism. Journal of Petrology, 49: 393 – 420

Moyen JF and Martin H. 2001. Multi-element geochemical modelling of crust-mantle interactions during Late-Archaean crustal growth: The Closepet granite (South India). Precambrian Research, 112: 87 – 105

Moyen JF and Martin H. 2003. Late Archaean granites: A topology based on the Dharwar Cration (India). Precambrian Research, 127: 103 – 123

Moyen JF. 2011. The composite Archaean grey gneisses: Petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archaean crustal growth. Lithos, 123: 21 – 36

Prabhakar BC, Jayananda M, Shareef M and Kano T. 2009. Synplutonic mafic injections into crystallizing granite pluton from Gurgunta area, northern part of eastern Dharwar Craton: Implications for magma chamber processes. Journal of the Geological Society of India, 74(2): 171 – 188

Rollinson H. 2009. New models for the genesis of plagiogranites in the Oman ophiolite. Lithos, 112: 603 – 614

Scambelluri M, Bottazzi P, Trommsdorff V, Vannucci R, Hermann J, Maria T, Pugnaire G and Vizcaino LS. 2001. Incompatible element-rich fluids released by antigorite breakdown in deeply subducted mantle. Earth and Planetary Science Letters, 192(3): 457 – 470

Wang RM, Wan YS, Cheng SH and Feng YG. 2009. Modern-style subduction processes in the Archean: Evidence from the Shangyi Complex in North China Craton. Acta Geologica Sinica, 83: 535 – 543