# TTG 岩套的成因及其形成环境

吴鸣谦,左梦璐,张德会,赵国春

中国地质大学(北京)地球科学与资源学院,北京,100083

内容提要: TTG 岩套是一类包含了三种岩性的岩石组合,即英云闪长岩(tonalite)一奥长花岗岩(trondhjemite)一花岗闪长岩(granodiorite)。TTG 岩套的规模在太古宙最大,是早期陆壳的主体且在各地质历史时期均有发育。该岩石组合是岩石学定名,多数样品的地球化学特征相似:富 Na,高 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(平均>15%),低 Mg、Ni、Cr, 富集 LREE、亏损 HREE、高 Sr、低 Y、低 Yb 且无明显的负 Eu 异常。其微量元素特征与 Adakite(高锶低钇中酸性岩, "埃达克岩")类似。目前多数学者认同其为变玄武质岩石部分熔融后的熔体,主要争论在于其源岩的变质程度。笔 者认为 TTG 岩套的源区不应局限于某个变质相,而是涵盖了较大的 *P*—*T* 范围。对于其形成环境的探讨,笔者认为 应该以地球演化不同时期的地球动力学背景为前提,盲目地"将今论古"是不合理的。本文在总结前人研究成果的 基础上提出 3.8Ga 之前的 TTG 岩套可能是在板块构造未启动的非俯冲条件下形成的;3.8~1.9Ga 的 TTG 岩套产生 在发育俯冲式板块构造且板块构造具有间歇式特点的背景下,此时可能既存在非俯冲环境下产出的 TTG 岩套也存 在俯冲环境下产出的 TTG 岩套,而且其产出应该具有幕式特征;古元古代之后的 TTG 岩套可能无一例外均是俯冲板 片熔融的产物。

关键词:TTG(英云闪长岩—奥长花岗岩—花岗闪长岩)岩套;高锶低钇中酸性岩(埃达克岩);形成环境;俯冲式 板块构造

TTG 岩套是一类包含了三种岩性的岩石组合, 即 英 云 闪 长 岩 (tonalite)一奥 长 花 岗 岩 (trondhjemite)一花岗闪长岩(granodiorite)。TTG 岩 套的系统研究工作始于上世纪 70 年代(Anhaeusser et al., 1969; Bliss and Stidolph, 1969),因为这类岩 石构成了地球早期陆壳的主体,所以,TTG 岩套成因 研究是揭示早期地球演化特点的钥匙(Condie, 2005a,b; Rollinson, 2009;张旗和翟明国, 2012)。

太古宙陆壳主要包括两类岩石:高级变质岩区 内的灰色片麻岩以及普遍变质到绿片岩相的绿岩带 (郭安林, 1988; Windley, 1995)。古老克拉通(如 南非 Kaapvaal 克拉通;澳大利亚 Pilbara 克拉通等) 内的 TTG 岩套产于高级变质岩区,是区内最主要的 岩石类型(Gill,2011),岩石普遍遭受强变质,并发 生揉皱和混合岩化。据统计,在南非 Kaapvaal 克拉 通,太古宙 TTG 岩套约占 74%,在澳大利亚 Yilgarn 克拉通,太古宙 TTG 出露面积超过克拉通总面积的 50%(张旗和翟明国,2012)。然而,早先从事前寒 武纪研究的学者把主要精力放在对绿岩带的研究上 (绿岩带中的科马提岩与 Ni—Cu 铂族元素矿床以 及条带状硅铁建造密切相关),故而长时间地忽略 了这类与成矿关系不密切的岩石组合。直到 Jahn 等 (1981) 正式命名这类岩石学上由英云闪长岩 (Tonalite)—奥长花岗岩(Trondhjemite)—花岗闪长 岩(Granodiorite)组成的岩套为TTG之前,各国学者 习惯称其为"灰色片麻岩海(Sea of grey gneisses)"。 值得一提的是,TTG 岩套的出露并不局限于太古宙 或冥古宙,其在元古宙和显生宙也具有一定规模,这 意味着 TTG 岩套是十分"长寿"的一类岩石组合,其 演化特征可以反映地球的演化史。然而,关于其成 因和形成环境等问题的解释仍存在争议,尤其是太 古宙或冥古宙的 TTG 岩套更是被视为地球演化的 一大谜团。TTG 岩套的研究至今已四十多年,本文 在总结前人丰硕成果的基础上,探讨其成因及可能 的形成环境,并联系板块构造的起源分析二者之间 的关系,希望能为TTG 以及地球演化历史的研究提

注:本文为国家自然科学基金资助项目(编号 41373048)的成果。

收稿日期:2014-01-07;改回日期:2014-04-10;责任编辑:章雨旭。

作者简介:吴鸣谦,男,1990年生。博士研究生。主要从事矿床地球化学研究。Email:aria.wu1990@gmail.com。通讯作者:张德会,男,1955年生。教授,博士生导师。长期从事成矿作用地球化学、应用地球化学及成矿作用动力学的教学和研究。Email:zhdehui@cugb.edu.cn。

供一些新的思路。

## 1 什么是 TTG?

## 1.1 TTG 岩套的岩石一矿物学特征

英云闪长岩(Tonalite):主要由石英和中性斜长 石组成,含有少量黑云母和角闪石,在 QAP 图解中 的投影点落入图 1 中的区域 5。奥长花岗岩 (Trondhjemite):即淡色英云闪长岩(leucotonalite), 主要由钠质斜长石和石英组成,正长石含量低,几乎 不存在黑云母以及角闪石等暗色矿物,在 QAP 图解 中的投影点落入区域5。花岗闪长岩(Granodiorite): 主要由石英和钠质斜长石组成,碱性长石以及暗色 矿物含量较少,在 QAP 图解中的投点落入区域 4 (Gill, 2011; Le Maitre and Walter, 2002)。

图 2a 是 O'Connor (1965)对 TTG 岩套按照 CIPW—标准矿物的分类,也是判断该岩套的最有效 方法(邓晋福等,2004; Rollinson,1993; Rollinson, 2009)。有意义的是,TTG 岩套中往往出现岩浆成 因的绿帘石,指示岩浆的结晶作用在中一下地壳部 位就已经开始(Schimidt,1996,2004)。鉴于 TTG 岩套在命名时强调其为岩石学分类,因此,笔者认为 在判断样品是否为 TTG 岩套时,首先应进行岩石一



#### 1.2 TTG 岩套的地球化学特征

由表1和表2可以看出, TTG 岩套的 SiO2含量



图 2 (a) 标准化 An(钙长石)—Ab(钠长石)—Or(正长石)图解;(b) TTG 岩套在 K—Na—Ca 三角图上的投点位置 Fig. 2 Normalized An(anorthite)—Ab(albite)—Or(orthoclase) diagram (a) and plot positions

of TTG suites in K—Na—Ca triangular chart (b)

图中灰色区域为全球 TTG 岩套的平均投影点位置(原图据 O'Connor, 1965),转引自 Rollinson, 2009)。To—英云闪长岩;Tdh—奥长花岗 岩;Gd—花岗闪长岩;Gr—花岗岩 CA 为钙碱性曲线,演化的岩浆会越来越富钾,而 TTG 岩套没有表示出此特点(数据引自 Martin et al., 2005; Condie, 2005b)

grey zones are average plot positions of TTG suites (after O'Connor, 1965, modified by Rollinson, 2009). To-tonalite; Tdh-trondhjemite; Gdgranodiorite; Gr-granite CA trend is a calc-alkaline line indicating evolved magma showing a K-rich trend but that trend is not obvious in TTG suites(Data from Martin et al., 2005; Condie, 2005b) 多数高于65%,且全部为钠质(图2b),Na<sub>2</sub>O含量多 数在3.0%~7.0%之间,K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 比值<0.5,而 且具有高Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(平均>15%),低 MgO、Ni、Cr等元 素的特点。TTG 岩套的微量元素蛛网图(图3a)和 稀土元素配分曲线(图3b)显示其富集 LREE、亏损 HREE、高Sr、低Y、低Yb、且无明显负Eu异常,暗示 在岩浆分异过程中斜长石不作为残留矿物存在,残 留矿物主要为角闪石和石榴子石。这样的残留相矿 物组合为其打上了高压的"烙印"(Martin et al., 2005; Moyen and Martin, 2012; Kay, 1978; Defant

#### 表1 不同时代的 TTG 岩套与高锶低钇中酸性岩

(Adakite)的地球化学特征(据 Martin et al., 2005) Table 1 Geochemical features of TTG suites during different geological periods and Adakites(after Martin et al., 2005)

	TTG > 3.5Ga	3Ga < TTG < 3.5Ga	TTG < 3Ga	高硅 Ada- kite	低硅 Ada- kite	sanu- kite
$SiO_2$	69.59	69.65	68.36	64.8	56.25	58.76
$Al_2O_3$	15.29	15.35	15.52	16.64	15.69	15.8
$Fe_2O_3 *$	3.26	3.07	3.27	4.75	6.47	5.87
MnO	0.04	0.06	0.05	0.08	0.09	0.09
MgO	1	1.07	1.36	2.18	5.15	3.9
CaO	3.03	2.96	3.23	4.63	7.69	5.57
Na <sub>2</sub> O	4.6	4.64	4.7	4.19	4.11	4.42
$K_2O$	2.04	1.74	2	1.97	2.37	2.78
${\rm TiO}_2$	0.39	0.36	0.38	0.56	1.49	0.74
$P_2O_5$	0.13	0.14	0.15	0.2	0.66	0.39
Rb	79	59	67	52	19	65
Ba	449	523	847	721	1087	1543
Nb	8	6	7	6	11	10
Sr	360	429	541	565	2051	1170
Zr	166	155	154	108	188	184
Y	12	14	11	10	13	18
Ni	12	15	21	20	103	72
Cr	34	21	50	41	157	128
V	39	43	52	95	184	95
La	35.3	31.4	30.8	19.2	41.1	59.9
Ce	61.7	55.1	58.5	37.7	89.8	126
Nd	25.8	19.6	23.2	18.2	47.1	54.8
Sm	4.2	3.3	3.5	3.4	7.8	9.8
Eu	1	0.8	0.9	0.9	2	2.3
Gd	3.2	2.4	2.3	2.8	4.8	6
Dy	1.8	1.9	1.6	1.9	2.8	3.2
Er	0.77	0.77	0.75	0.96	1.21	1.41
Yb	0.78	0.63	0.63	0.88	0.93	1.32
Lu	0.2	0.13	0.12	0.17	0.08	0.26
$K_2 O/Na_2 O$	0.44	0.38	0.43	0.47	0.58	0.63
$Mg^{\#}$	38	41	45	48	0.61	0.57
Sr/Y	30.45	31.44	51.1	55.56	162.21	63.98
(La/Yb) <sub>N</sub>	29.85	32.86	32.52	14.44	29.32	29.92

and Drummond, 1990; Peacock et al., 1994; Rollinson and Martin, 2005)。需要注意的是, Moyen (2011)在系统整理部分学者有关 TTG 岩套的地球 化学数据时发现"TTG岩套"一词的使用存在被扩 大化的现象, 不同学者对其认识也存在差异。部分 学者认为高级变质区内的花岗质片麻岩全部是 TTG, 然而, 强烈的变质变形以及片麻岩的深熔作用 导致这些片麻岩是多种岩石类型的混合产出, 其中

## 表 2 不同时代的 TTG 岩套与高锶低钇中酸性岩(adakite) 的地球化学特征(据 Condie, 2005b)

Table 2 Geochemical features of TTG suites during different geological periods and adakites (after Condie, 2005b)

	古太古 代 TTG	新太古 代 TTG	元古宙 TTG	显生宙 TTG	Adakite
SiO <sub>2</sub>	70.4	68.3	67.3	65.9	62.43
TiO <sub>2</sub>	0.31	0.42	0.47	0.47	0.67
$Al_2O_3$	15.2	15.5	15.8	16.5	17.05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	2.79	3.42	4.04	4.11	3.99
MgO	0.96	1.39	1.48	1.67	3.31
CaO	2.74	3.26	3.42	4.36	6.53
Na <sub>2</sub> O	4.71	4.51	4.33	4	4.25
K <sub>2</sub> O	2.22	2.2	2.3	2.14	1.42
$P_2O_5$	0.1	0.14	0.14	0.12	0.26
MnO	0.06	0.07	0.08	0.09	0.08
Th	4.1	8.1	6.1	7.6	3.9
U	1.2	1.5	2.1	1.9	1.2
Ni	17	22	23	12	64
Cr	45	35	55	32	82
Y	8.5	9.1	17.3	14.5	9.7
Zr	152	154	152	122	117
Nb	6.1	6.2	7.1	6.7	9.7
Hf	3.8	4.7	4.3	3.4	3.3
Та	0.41	0.84	0.72	0.75	0.6
La	22	36	26	17	24
Се	40	65	45	34	65
Nd	16	25	18	16	26
Sm	2.9	4.2	3.5	3.1	4.7
Eu	0.82	1.07	0.95	0.84	1.37
Gd	2.2	2.9	3	2.8	2.3
Tb	0.31	0.38	0.49	0.4	0.4
Yb	0.82	0.71	1.33	1.16	0.81
Lu	0.14	0.11	0.23	0.18	0.09
Rb	76	67	63	63	15
Ba	500	769	717	716	309
Sr	362	515	473	493	1550
(La/Yb) <sub>N</sub>	25	36	14.2	11.3	18.2
Sr/Y	72	89	37	56	160
Nb/Ta	12	13	9.9	12.2	16.1
$\mathrm{Mg}^{\#}$	40.8	46.2	43.2	45.4	60.4
$K_2 O/Na_2 O$	0.51	0.51	0.56	0.68	0.33
N(样品数量)	212	831	752	698	221



(Adakite)的稀土元素配分图解(数据引自表 2,原始地幔和球粒陨石标准值引自 Sun and McDonough, 1989) Fig. 3 (a)Normalized characteristics of trace elements in TTG Suites during different geological periods with modern adakites as a comparison; (b) Normalized characteristics of rare earth elements in TTG Suites during different geological periods with modern adakites as a comparison (Data from Table 2, primitive mantle and chondrite standards after Sun and MnDonough, 1989)

包括部分钾质花岗岩和斜长岩,甚至一些角闪岩和 变泥质岩都被笼统地划归为 TTG(Anhaeusser and Robb, 1983; Martin and Moyen, 2002; Steenfelt et al., 2005; Champion and Smithies, 2007),然而这些 "假 TTG"并不具有上述地球化学特征。此外,存在 少量 TTG 样品(10% 左右)未表现出上述典型的地 球化学特征,主要表现为 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> <15%、轻重稀土分 异不明显且具有负 Eu 异常。Arth and Hanson (1975)称这样的"非典型 TTG"为"低 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>型 TTG",而具有典型地球化学特征的 TTG 则为"高 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>型 TTG"。关于这类特殊的"低 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>型 TTG" 将在下一节继续讨论。笔者等在此说明,除特别标 注外,后文中提到的 TTG 岩套都是符合岩石学一矿 物学特征的高 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>型 TTG。

#### 1.3 TTG 岩套的成因模型

从 20 世纪 70 年代开始,一些学者尝试探讨 TTG 岩浆的成因,其中有影响力的是以下 4 种假说:

(1)认为 TTG 是含水变玄武岩部分熔融后的 残留相(Arth and Hanson, 1975; Arth, 1979)。这种 观点建立在太古宙地球比现在更热,地温梯度更高, 以至于玄武质岩浆达到 75%以上的熔融程度,并形 成大面积的 TTG 质堆晶。但是自然条件下很难达 到如此高的熔融程度,因此该假说在日后逐渐被摒 弃(Martin et al., 2005)。

(2)认为 TTG 岩浆可以是地幔直接部分熔融形成的,并普遍遭受了后期流体的交代(Peterman and Barker; 1976),然而这一过程无法形成 TTG 岩套普遍具有的高 La/Yb 比值和低 HREE 的稀土元素配分特征(Jahn et al., 1981, 1984)。

(3)认为太古宙杂砂岩部分熔融可以形成 TTG 质岩浆(Arth and Hanson, 1975),然而这一假说却 无法解释为何 TTG 岩套全部富钠。

(4)认为 TTG 熔体来自变质到榴辉岩相或石 榴角闪岩相的含水玄武质岩石的部分熔融(Arth and Hanson, 1975; Condie and Hunter, 1976; Condie, 1981; Jahn et al., 1981, 1984; Martin, 1986, 1987; Ellam and Hawkesworth, 1988)。Martin (1993)在此基础上提出 TTG 岩套的三阶段成因模 型(图4)被认为是目前最合理的成因模型。从图 5 可以看出,这一模型把 TTG 熔体的产生条件限制在 1、2 和 3 三个区域,这三个相区域都可以满足残留 相中石榴子石稳定存在,斜长石不存在或微量存在 的条件。

本世纪初,众多学者开始关注 TTG 岩套中普遍 出现的 Nb/Ta 比值的负异常,并通过大量岩石学模 拟实验来探寻形成这一特征的根本原因。Nb—Ta



图 4 形成 TTG 岩套的三阶段模型(据 Moyen and Martin, 2012)

Fig. 4 The 3-step model of forming TTG Suites (after Moyen and Martin, 2012)

第一阶段:地幔部分熔融形成拉斑玄武质岩石;第二阶段:变质到榴辉角闪岩相或榴辉岩相的玄武岩部分熔融形成英云闪长质母岩浆,残 留相为角闪石 + 石榴子石 + 单斜辉石 + 钛铁矿 ± 斜长石;第三阶段:母岩浆分离结晶形成 TTG 岩套,堆晶为角闪石 + 钛铁矿 ± 斜长石 Stage1: partial melting of mantle to produce tholeiitic rocks; Stage 2: partial melting of metamorphosed to garnet amphibolites or eclogites to produce tonalitic magma, with the residue composed of hornblende + garnet + clinopyroxene + ilmenite + plagioclase; Stage3: parental magmas undergo fractional crystallization to form TTG suites with the accumulation of hornblende + ilmenite + plagioclase





是"孪生兄弟",具有相同的电价(+5)和离子半径 (0.064 nm)以及相似的电负性(Nb 为 1.6,Ta 为 1.5),故在地质过程中具有非常相似的地球化学行 为(Shannon and Prewitt, 1969)。Foley 等(2002)认 为TTG 岩套出现的 Nb/Ta 负异常一定发映出残留 相中的某种或某几种矿物具有  $D_{Nb} > D_{Ta}$ 的特点,并 提出角闪石( $D_{Nb} > D_{Ta}$ )是必要的残留矿物而金红石 ( $D_{Nb} < D_{Ta}$ )不能以残留矿物形式出现。Rapp 等 (2003)随后指出金红石的分配系数不能导致熔体 中 Nb/Ta 比值的大量增加并质疑 Foley 等人的结 论。随后,国内学者熊小林(Xiong Xiaolin et al., 2005, 2009)通过岩石学模拟实验认为金红石是 TTG 熔体产生的必要残留矿物,即源岩需要达到区 域 2 和 3 所处的变质程度才能熔融出 TTG 质熔体。

笔者认为,Nb—Ta 对于约束源区性质的重要性 毋庸置疑,但是,并不是每一件 TTG 样品都表现出 Nb—Ta 的强烈解耦,从根本上说,决定 Nb/Ta 比值 的最重要因素是源区的 Nb—Ta 含量,Foley 和 Rapp 等学者在实验中选用的物质本身在 Nb—Ta 含量和 Nb/Ta 比值上就颇为不同,其结果的差异可能也是 源区性质的反应(张旗等, 2008a)。

此外,上述研究都没有充分重视 TTG 岩套的岩 石学本意,且忽略了上文提到的低 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>型 TTG 的 存在。虽然这类样品是少数,但是其对源区的约束 仍十分重要:只有当TTG 熔体与以斜长石为主的残 留矿物平衡时,熔体才会表现出低 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、Eu 负异常 以及不明显的轻重稀土分馏等特点(Rapp and Watson, 1995)。因此,有 10% 左右的 TTG 熔体起 源于更浅的深度,在该深度下,斜长石稳定存在,且 残留相中缺乏石榴子石。这意味着 TTG 岩套的源 区可能涵盖了很大的 P-T 范围。同时,笔者认为 Moyen(2011)的分类方案应得到重视:划分 TTG 岩 套为高压、中压和低压三个系列,高压系列显示出的 地球化学特征是重稀土(HREE)非常亏损,低Nb、 Ta 以及高 Sr,指示其残留相中含有大量石榴子石、 少量金红石、但不含斜长石;低压系列显示出的地球 化学特征是重稀土(HREE)相对富集,Nb、Ta含量 也较高,Sr含量相对低于高压系列,指示其残留相 中仍然存在斜长石,石榴子石含量不高(或不存在) 且一定没有金红石;中压系列的地球化学特征介于 前两者之间。这样的分类比之前的按照 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量 进行的分类更为直观、全面。

# 2 TTG 岩套的"亲戚"—Adakite

近年来,一些学者开始探讨 TTG 岩套与 Adakite (具高锶低钇等特征的中酸性岩类,亦有音译为埃 达克岩)的关系,围绕"是否可以用 Adakite 反演 TTG 岩套"的讨论至今仍无共识(Martin, 1999; Condie, 2005; Smithies, 2000, 2003, 2007, 2009; Martin et al., 2005; Rollinson and Tarney, 2005; Rollinson, 2009)。

在此,笔者强调 Adakite 与 TTG 岩套的两点最为显著的区别:① Adakite 可以是火山岩也可以是与火山岩地球化学性质等同的侵入岩(plutonic equivalents),而 TTG 岩套只能是侵入岩;② Adakite 可以是钾质岩石也可以是钠质岩石,而 TTG 岩套只能是钠质。

#### 2.1 Adakite 的地球化学特征

Castillo (2006,2012) 在其文章中明确指出 Adakite 应该具有:SiO<sub>2</sub>≥56%,Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>≥15%,Na<sub>2</sub>O >3%,Sr>300µg/g,Y<10µg/g,Sr/Y>20,Yb< 1µg/g,La/Yb>20 等地球化学特点。从表1、2 和 Castillo 的定义可以看出,Adakite 和 TTG 岩套均表 现出富铝、富钠、富大离子亲石元素和亏损高场强元 素等特点。

Smithies (2000) 率先质疑 Adakite 与 TTG 的 "亲缘关系",认为 TTG 岩套缺乏低硅样品,而 Adakite 的 SiO2变化范围较大,此外, Adakite 在 Mg<sup>#</sup>、 Ni、Cr等元素指标上的变化也很大,二者在上述元 素的地球化学特征上出现解耦。然而, Martin 等 (2005)把 Adakite 划分为高硅(HAS)和低硅(LSA) 两个系列(表1),并认为高硅 Adakite 的地球化学特 征与 TTG 岩套类似而低硅 Adakite 是高硅 Adakite 熔体与地幔楔平衡后的熔体,显示出更多的幔源岩 浆特征,与TTG 岩套差别较大。这样的分类很好地 回应了 Smithies 的质疑。然而张旗等(2008a) 指出 Martin 等人的分类混淆了 Adakite 与 Sanukitoids(富 镁火山岩,赞岐岩),并指出低硅 Adakite 就是 Sanukitoids, 而所谓的高硅 Adakite 才是 Adakite, 且 Adakite 与 TTG 岩套是完全可以进行对比的。有关 上述问题的争论至今仍未能达成共识。笔者等在此 注明,接下来的讨论中,我们谈到的 Adakite 是指在 地球化学特征上符合 Castillo (2006, 2012) 定义的 Adakite,它们在地球化学特征上与 TTG 岩套十分相 似,二者完全可以进行对比。本文的讨论并不涉及 上述争论。

#### 2.2 Adakite 的源区和形成环境

Adakite 最初的定义明确指出了其产出环境为 弧环境(岛弧或大陆边缘弧)(Defant and Drummond, 1990), 嗣后却争议不断: 先是有学者陆 续报道了北美、南美以及新西兰地区的中生代和新 生代花岗类岩石具有类似 Adakite 的地球化学特 征,而同位素地球化学的研究结果揭示其源区为加 厚地壳底部的含水玄武质岩浆(Kay et al., 1991; Atherton and Ptford, 1993; Petford and Atherton, 1996);随后在中国华北地区也报道了大量非俯冲 成因的却具有 Adakite 地球化学特征的侵入岩和火 山岩(陈斌, 2002; 刘红涛等, 2002; Yang et al., 2004; Guo et al., 2006;李伍平, 2006; Jiang et al., 2007; 张旗等, 2008b; 吴鸣谦等, 2014)。各国学 者逐渐意识到具有此类独特地球化学特征的岩石并 不仅仅局限于俯冲环境。因此, Adakite 并不囿于其 被首次提出时的构造环境,转而表现出仅仅被地球 化学特征约束的特点。

张旗等(2008a)认为 Adakite 的形成环境主要 有两种:俯冲环境下俯冲板片熔融(包括板片初始 熔体和流体与地幔楔发生交代后平衡的熔体)以及

509

挤压造山环境下的下地壳熔融(包括古老的加厚下 地壳熔融和拆沉后新生的下地壳熔体)。纵然此分 类被很多学者认为是对 Adakite 含义的扩大化(董 申保和田伟, 2004; Moyen, 2011; Castillo, 2012; Moyen and Martin, 2012),但其几乎囊括了所有可能 产生 Adakitic 熔体的构造环境,是目前相对全面的 分类。

## 2.3 用 Adakite 的形成环境反演 TTG 岩套

一些学者认为 TTG 岩套与俯冲成因的 Adakite 相同,也是俯冲板片熔融的产物(e.g. Martin, 1999; Defant and Drummond, 1990; Drummond et al., 1996; Foley et al., 2002); 另一些学者则认为 TTG 岩浆并非俯冲成因, 而是镁铁质下地壳部分熔 融形成,其成因与加厚地壳底部岩石部分熔融形成 的 Adakite 熔体类似(e.g. Smithies, 2000; Smithies et al., 2003, 2009)。这些假说的成立都要建立在 地球体系是几乎一成不变的基础上。众多的地质事 实让我们意识到,只存在均变的地球系统是不存在 的。近年来很多学者开始质疑:在板块构造的启动 时间尚不明确的前提下,能否简单地使用"将今论 古"反演 TTG 岩套的形成环境呢(张旗和翟明国, 2012; Stern, 2005, 2008; Witze, 2006; Condie and Kroner, 2008)?因此,在思考这类问题时必须深刻 了解不同时期的地球动力学背景,以明确 TTG 岩套 在地球演化不同时期的不同的形成环境。

3 讨论:TTG 岩套具有多样的形成环 境?

## 3.1 板块构造的启动时间

Defant and Drummond (1990)认为太古宙地温 梯度更高,板片俯冲并发生熔融所需要的条件更易 达到,因此太古宙具备形成大面积 TTG 岩套的绝佳 条件; Martin (1999)认为 TTG 岩套出现的相对于 Adakite 更贫 Mg、Ni、Cr 的现象代表其形成深度比 Adakite 更浅,间接反映出太古宙地热梯度更高,这 同时可以解释为何 TTG 岩套普遍比 Adakite 更贫 Sr。然而,仅仅通过地球化学特征来推测岩石的形 成环境是有风险的。譬如,富集大离子亲石元素 (LILE)和亏损高场强元素(HFSE)是弧岩浆的典型 特征,而这样的地球化特征并不具有弧环境的专属 性(e.g. Pearce and Peate, 1995; Moyen and Martin, 2012)。因此,TTG 岩套的形成环境是否和 Adakite 一样,不局限于弧环境呢? 回答这一问题,我们必须 要明确板块构造的启动时间。 目前已知最古老的 TTG 岩套是在加拿大北部 地区出露的 Acasta 花岗质片麻岩,锆石 U-Pb 年龄 为4.031±0.003Ga(Bowring and Williams, 1999)。 Wilde 等(2001)在澳大利亚西部 Jack Hill 地区测 得年龄为4.404±0.008Ga 的碎屑锆石,这些碎屑锆 石中含有一些钾长石、斜长石、黑云母和白云母的矿 物包裹体,而且锆石的稀土元素配分曲线指示其最 可能为花岗类岩石中的锆石,其母岩浆很可能为 TTG 质。因此,很可能在4.4 Ga 以前,TTG 岩套已 经在地球产出。4.4Ga 之前,地球会存在板块构造 吗?

地球是太阳系四个硅酸质行星(地球、金星、水 星和火星)中唯一发育板块构造的星球,其它三个 行星的岩石圈目前处于静止盖层模式下(stagnant lid) (Moresi and Solomatov, 1998; O'Neill et al., 2007)。在静止盖层模式下,板块同样会发生平错 和分离,并伴随着地幔柱的活动发育大量岩浆岩 (金星现在正处在这样的过程中),然而这种过程并 不能导致俯冲作用的发生。我们必须明确板块俯冲 和板块分离/平错是迥然不同的,也正因为如此, Stern(2007,2008)认为地球目前的板块构造被称作 "俯冲式板块构造"更为合适。俯冲的必备条件是 岩石圈重力失稳,即只有当岩石圈足够冷并产生足 够的反向浮力,板块才能发生俯冲。以目前对冥古 宙地球的了解程度,我们根本无法确定俯冲式板块 构造确切的启动时间,但基于上述理论认识,多数学 者认为板块俯冲的发生不会早于 3.8Ga(Condie and Pease, 2008), 所以年龄大于 3.8Ga 的 TTG 岩套可 能不是弧岩浆岩。在一个星球形成的初期,一定会 经历一段岩浆海时期,这个阶段会导致星球的散热 极快,在几个百万年内就可以通过结晶作用固结形 成一个初始壳并可能形成微板块(platelet)(Ernst, 2007, 2009)。笔者认为,如果地球在约4.5Ga之前 经历了一次"造月事件"(Stevenson, 2008),那么这 次事件结束之后,地球会在4.5~4.4 Ga由岩浆海 演化形成初始陆壳,如果此结论正确,年龄为4.4Ga 的碎屑锆石很可能是初始陆壳中的锆石。上述结论 同时与锆石 Ti 温度计的计算结果吻合(Watson and Harrison, 2005)。因此, 在 4.35~4.0Ga 形成的原 始地壳与现在类似,也是通过源岩低程度部分熔融 形成的。那么,在俯冲式板块构造尚未发生的前提 下,陆壳又是如何产生的呢?

Smithies 等 (2003) 认为在俯冲式板块构造发 生之前,TTG 岩套的产出环境为"巨厚洋壳平板俯 冲环境"(图6)。该理论的核心在于冥古宙和太古 宙早期,地幔潜能温度高,洋脊玄武岩溢流速度更 快,形成巨厚的洋壳,然而相对热的洋壳具有更小的 密度,不能产生反向浮力并发生俯冲,因此新生洋壳 对古老洋壳进行长时间水平方向挤压,并伴随着底 部流变发生大规模熔融,这一模型与现在的加厚下 地壳岩石部分熔融相似而且能够很好地解释地球早 期 TTG 岩套表现出的低 Mg<sup>#</sup>(组分中没有地幔楔的 贡献)特征与 TTG 岩套大规模产出的地质事实相 符。因此可能是 TTG 岩套早期产出环境的真实写 照。

## 3.2 板块构造是持续性的还是间歇性的

俯冲式板块构造本质上是地球的一种特殊的散 热方式,之后的地球会通过壳一幔循环而不断降温。 地幔的不断降温会导致洋中脊的喷溢速度减慢,当 新生的玄武质岩浆在其喷口处固结后,洋中脊就会 发生闭合,并导致板块构造运动的停滞,地球会进入 静止盖层阶段(Sleep, 2000)。但是这样的状态可 能不是永久性的,因为地幔中的放射性元素(U、 Th、<sup>40</sup>K等)会通过衰变产生大量的热,并导致地球



Fig. 6 The cartoon of flat-thrust related thick oceanic crust forming TTG suites

(modified after Smithies et al., 2003)

不断升温,板块构造可能会再次发生(Stern, 2007)。 这意味着板块构造理论上可以是间歇性的,而可持 续发生的板块构造要求地球处于产一放热平衡状 态。现代的大洋岩石圈年龄约 100Ma (Parsons, 1982),且现在的大洋岩石圈板块产生反向浮力的 时间大概为 20~40Ma(Stern, 2002),因此板块俯冲 可以持续发生。

钾质花岗岩的出现标志着地壳的成熟,指示俯冲的发生,鉴于地球自 3.1Ga 开始就已经出现钾质花岗岩(邓晋福等,2004; Goldfarb et al., 2010),我们更愿意相信自 3.1Ga 开始,俯冲式板块构造已经在地球出现。然而俯冲的直接证据是蛇绿岩套、蓝片岩以及超高压变质地体,但在该时期,我们缺乏这些切实证明俯冲式板块构造已经发生的证据,因此,板块构造的发生很可能是区域性的,小规模的甚至是间歇式的(Stern,2005; 与 Stern 私人交流,2013)。

事实上,已经有一系列证据表明俯冲式板块构 造可能具有幕式特征: Moven and van Hunen(2012) 报道的加拿大 Abitibi 地区的 TTG 岩套可以分为三 期,年龄为2740Ma的一期显示出"低压"TTG的特 点,且与该地区发育的玄武岩和科马提岩为同期,暗 示其成因可能与地幔柱相关;年龄为2710Ma的一 期显示出"高压"TTG 的特点,岩石为钙碱性系列, 推测其熔融深度大,产出环境可能为俯冲环境;年龄 在 2710~2740Ma 的一期 TTG 岩套既有"高压"系列 也存在"低压"系列,推测在这段时期内,该区域出 现"幕式俯冲构造",且一次俯冲可能只能维持5~ 10Ma; Rollinson(2011) 报道的 Zimbabwe 克拉通内的 年龄为 2740~2620Ma 的 TTG 岩套具有类似的特 征,可能反映了相似的"幕式俯冲"事件;Condie 等 (2009)通过测定大量碎屑锆石年龄数据发现 2.45Ga~2.2Ga没有碎屑锆石出现,认为在长达 250Ma的时间段内没有板块构造。

Stern(2005)和 Moyen and Stevens(2006)认为 1.9Ga之后发育的 TTG 岩套应该是俯冲环境下形成的,其源岩的熔融温度在900~1100℃左右,压力 >1.5 GPa(深度为50km 左右),指示地热梯度在 20℃/km上下。这样的地球动力学条件在目前的俯 冲背景下最易达到。这样的结论也能很好地解释了 为何自元古宙以来,TTG 岩套的规模越来越小,且其 形成年代与俯冲发生的时间十分接近的地质事实。 然而,此时的 TTG 岩套能否在加厚下地壳环境下产 出呢? 笔者认为随着地球的成熟,地壳的成分也变 得复杂,虽然仍以玄武质岩石为主,但是变质杂砂 岩、变质泥岩以及长英质(TTG 岩套)组分也存在于 源区中,这造成多数加厚下地壳底部岩石的部分熔 融已经不是单纯的变玄武质岩石的部分熔融,源区 的多样性导致具有原始的、富钠特征的 TTG 岩套很 难继续在加厚下地壳条件下形成。因此,古元古代 之后的 TTG 岩套可能归功于俯冲式板块构造。不 可否认,在源区温压条件合适,且成分单一的非俯冲 条件下,TTG 岩套仍然可以产出。但是,目前没有古 元古代之后的非俯冲成因的 TTG 岩套的报道。有 关这方面的研究有待进一步工作的揭示。

## 4 结论

(1) TTG 岩套英云闪长岩(tonalite)—奥长花 岗岩(trondhjemite)—花岗闪长岩(granodiorite)是通 过岩石学方法判定的一类深成侵入岩组合,并构成 早期陆壳的主体,该岩石组合没有特定的年代学约 束,在地球的各个时期均有发育。在地球化学特征 上多数样品具有富 Na、(K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 比值 <0.5),高 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(平均 > 15%),低 MgO、Ni、Cr,富集 LREE、亏 损 HREE、高 Sr、低 Y、低 Yb 以及无明显负 Eu 异常 等特点。其微量元素特征与 Adakite(高锶低钇中酸 性岩,埃达克岩)类似。

(2) TTG 岩套为含水变玄武质岩石部分熔融形成,其源岩所达到的变质相目前仍有争论。笔者认为其地球化学特征应该反映了一个较大的的熔融压力范围, Moyen 的低压一中压一高压分类较为合理,可以作为 TTG 岩套的分类方案。

(3)基于其在地球演化各个阶段均有发育的地质事实,应该结合不同地质历史时期的地球动力学条件来讨论它的形成环境,由于俯冲式板块构造的启动时间无法确定,笔者认为年龄大于 3.8 Ga的TTG应该在"巨厚洋壳平板俯冲环境"下产出;自3.1Ga开始大量发育的钾质花岗岩可能代表俯冲式板块构造已经具有一定规模,直到 1.9Ga之前,板块俯冲机制仍然不成熟,地球可能出现了多次俯冲式板块构造一静止盖层之间的模式转换,直到地球的产一放热达到平衡,板块俯冲才可以持续发生;古元古代之后的TTG岩套发育在俯冲式板块构造可以持续发生的大背景下,多数应该是俯冲事件的产物,加厚下地壳的环境应该很难形成TTG岩套。

**致谢:**邓晋福教授对初稿提出修改意见;李旭 平教授审阅了全文并提出修改建议;笔者在此表示 衷心的感谢。

#### 参考文献 / References

- 陈斌. 2002. 内蒙古苏尼特左旗南白音宝力道岩体特征与成因—— 是岛弧岩浆岩而不是埃达克岩. 地质论评, 48(3): 261~266.
- 邓晋福, 罗照华, 苏尚国, 等. 2004. 岩石成因, 构造环境与成矿作 用. 北京: 地质出版社.
- 董申保,田伟. 2004. 埃达克岩的原义,特征与成因. 地学前缘,11 (4):585~594.
- 郭安林. 1988. 河南中部太古代登封花岗一绿岩地体中 TTG 质片麻 岩与绿岩带关系及其地壳演化意义. 地质论评, 34(2):123 ~ 131.
- 李伍平. 2006. 辽西北票早侏罗世兴隆沟组英安岩的地球化学特征. 岩石学报, 22(6): 1608~1616.
- 刘红涛,孙世华,刘建明,翟明国.2002. 华北克拉通北缘中生代高 锶花岗岩类:地球化学与源区性质. 岩石学报,18(3):257~ 274.
- 吴鸣谦,赵国春,高建伟,王海涛. 2014. 河北都山杂岩体地球化学 特征及其地质意义. 中国地质,41(1):108~121.
- 张旗, 王焰, 熊小林, 李承东. 2008a. 埃达克岩和花岗岩: 挑战与 机遇. 中国大地出版社.
- 张旗, 王焰,金惟俊, 王元龙, 李承东, 熊小林. 2008b. 早中生代的 华北北部山脉:来自花岗岩的证据. 地质通报, 27(9):1391~ 1403.
- 张旗, 翟明国. 2012. 太古宙 TTG 岩石是什么含义? 岩石学报, 28 (11): 3446~3456.
- Anhaeusser C R, Mason R, Viljoen M J, Viljoen P R. 1969. A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology. Geological Society of America Bulletin, 80(11): 2175 ~ 2200.
- Anhaeusser C R, Robb L J. 1983. Chemical analyses of granitoid rocks from the Barberton Mountain Land. Geological Society of South Africa, Special Publication, 9(1): 189 ~ 219.
- Arth J G, Hanson G N. 1975. Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of northeastern Minnesota. Geochimica et Cosmochimica Acta, 39(3): 325 ~ 362.
- Arth J G. 1979. Some trace elements in trondhjemites——their implications to magma genesis and paleotectonic setting. In: Barker F. eds. Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. Amsterdam: Elsevir, 123 ~132.
- Atherton M P, Petford N. 1993. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. Nature, 362: 144 ~ 146.
- Bliss N W, Stidolph P A. 1969. A review of the Rhodesian basement complex. Geological Society of South Africa Special Publication, 2 (1): 305 ~ 333.
- Bowring S A, Williams I S. 1999. Priscoan (4. 00 ~ 4. 03 Ga) orthogneisses from northwestern Canada. Contributions to Mineralogy and Petrology, 134(1): 3 ~ 16.
- Castillo P R. 2012. Adakite petrogenesis. Lithos, 134: 304 ~ 316.
- Castillo P R. 2006. An overview of adakite petrogenesis. Chinese Science Bulletin, 51(3): 257 ~ 268.
- Champion D C, Smithies R H. 2007. Geochemistry of Paleoarchean Granites of the East Pilbara Terrane, Pilbara Craton, Western Australia: Implications for Early Archean Crustal Growth. Developments in Precambrian Geology, 15(1): 369 ~409.
- Condie K C, Hunter D R. 1976. Trace element geochemistry of Archean granitic rocks from the Barberton region, South Africa. Earth and Planetary Science Letters, 29(2): 389 ~400.
- Condie K C, Kroner A. 2008. When did plate tectonics begin? Evidence

from the geologic record. In: Condie K C and Pease V. eds. When Did Plate Tectonics Begin on Planet Earth. The Geological Society of America, U. S. A., 281 ~ 294.

- Condie K C, O' Neill C, Aster R C. 2009. Evidence and implications for a widespread magmatic shutdown for 250 My on Earth. Earth and Planetary Science Letters, 282(1): 294 ~ 298.
- Condie K C, Pease V. 2008. When did plate tectonics begin on planet Earth? In: Condie K C and Pease V. eds. When Did Plate Tectonics Begin on Planet Earth? The Geological Society of America, U. S. A., Preface.
- Condie K C. 1981. Archean Greenstone Belts. Amsterdam: Elsevier.
- Condie K C. 2005a. Earth as an Evolving Planetary System (second edition). Amsterdam: Elsevier.
- Condie K C. 2005b. TTGs and adakites: are they both slab melts? Lithos, 80(1): 33 ~44.
- Defant M J, Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature, 347 (6294): 662~665.
- Defant M J. 2002. Reply for comment by R. Conner on the "Evidence suggests slab melting in arc magmas" by M. Defant and P. Kepezhinskas (EOS, 2001, 82: 65, 68 ~ 69). EOS, 66: 256 ~ 257.
- Drummond M S, Defant M J, Kepezhinskas P K. 1996. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite tonalite dacite/ adakite magmas. Transactions of the Royal Society of Edinburgh—Earth Sciences, 87(1): 205~216.
- Ellam R M, Hawkesworth C J. 1988. Is average continental crust generated at subduction zones? Geology, 16(4): 314 ~ 317.
- Ernst W G. 2009. Archean plate tectonics, rise of Proterozoic supercontinentality and onset of regional, episodic stagnant—lid behavior. Gondwana Research, 15(3): 243 ~ 253.
- Ernst W G. 2007. Speculations on evolution of the terrestrial lithosphere asthenosphere system—plumes and plates. Gondwana Research, 11(1): 38 ~49.
- Foley S, Tiepolo M, Vannucci R. 2002. Growth of early continental crustcontrolled by melting of amphibolite in subduction zones. Nature, 417(6891): 837 ~ 840.
- Gill R. 2011. Igneous rocks and processes: a practical guide. John Wiley & Sons, U. S. A. .
- Goldfarb R J, Bradley D, Leach D L. 2010. Secular variation in economic geology. Economic Geology, 105(3): 459 ~ 465.
- Guitreau M, Blichert-Toft J, Martin H, Mojzsis S J, Albarede F. 2012. Hafnium isotope evidence from Archean granitic rocks for deepmantle origin of continental crust. Earth and Planetary Science Letters, 337: 211 ~ 223.
- Guo Feng, Wei Mingfan, Li Chaowei. 2006. Geochemistry of late Mesozoic adakites from the Sulu belt, eastern China: magma genesis and implications for crustal recycling beneath continental collisional orogens. Geological Magazine, 143(1): 1~13.
- Hopkins M D, Harrison T M, Manning C E. 2010. Constraints on Hadean geodynamics from mineral inclusions in > 4Ga zircons. Earth and Planetary Science Letters, 298(3): 367 ~ 376.
- Hopkins M, Harrison T M, Manning C E. 2008. Low heat flow inferred from > 4 Gyr zircons suggests Hadean plate boundary interactions. Nature, 456(7221): 493 ~ 496.
- Jahn Borming, Glikson A Y, Peucat J J, Hickman A H. 1981. REE geochemistry and isotopic data of Archean silicic volcanics and granitoids from the Pilbara Block, Western Australia: implications

for the early crustal evolution. Geochimica et Cosmochimica Acta, 45(9):  $1633 \sim 1652$ .

- Jahn Borming, Vidal P, Kroner A. 1984. Multi-chronometric ages and origin of Archaean tonalitic gneisses in Finnish Lapland: a case for long crustal residence time. Contributions to Mineralogy and Petrology, 86(4): 398 ~ 408.
- Jiang Neng, Liu Yongsheng, Zhou Wenge, Yang Jinhui, Zhang Shuangquan. 2007. Derivation of Mesozoic adakitic magmas from ancient lower crust in the North China craton. Geochimica et Cosmochimica Acta, 71(10): 2591 ~ 2608.
- Kay R W. 1978. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 4(1): 117 ~132.
- Kay S M, Mpodozis C, Ramos V A, Munizaga F. 1991. Magma source variations for mid late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes. Geological Society of America Special Papers, 265:113 ~ 138.
- Le Maitre, R. Roger Walter. 2002. Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge: Cambridge University Press, U. K.
- Martin H, Moyen J F. 2002. Secular changes in tonalite trondhjemite—granodiorite composition as markers of the progressive cooling of Earth. Geology, 30(4): 319 ~ 322.
- Martin H, Smithies R H, Rapp R, Moyen J F, Champion D. 2005. An overview of adakite, tonalite trondhjemite granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. Lithos, 79(1): 1 ~ 24.
- Martin H. 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. Lithos, 46(3): 411 ~ 429.
- Martin H. 1986. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction zone magmas. Geology, 14(9): 753 ~ 756.
- Martin H. 1987. Petrogenesis of Archaean trondhjemites, tonalites, and granodiorites from eastern Finland: major and trace element geochemistry. Journal of Petrology, 28(5): 921 ~953.
- Martin H. 1993. The mechanisms of petrogenesis of the Archaean continental crust——comparison with modern processes. Lithos, 30 (3): 373 ~ 388.
- Menneken M, Nemchin A A, Geisler T, Pidgeon R T, Wilde S A. 2007. Hadean diamonds in zircon from Jack Hills, Western Australia. Nature, 448(7156): 917 ~ 920.
- Moresi L, Solomatov V. 1998. Mantle convection with a brittle lithosphere: thoughts on the global tectonic styles of the Earth and Venus. Geophysical Journal International, 133(3): 669 ~ 682.
- Moyen J F, Martin H. 2012. Forty years of TTG research. Lithos, 148 (1): 312 ~ 336.
- Moyen J F, Stevens G. 2006. Experimental constraints on TTG petrogenesis: implications for Archean geodynamics. In: Benn K, Mareschal J C, Condie K C. Eds. Archean Geodynamics and Environments, AGU, 149 ~ 175.
- Moyen J F, Van Hunen J. 2012. Short-term episodicity of Archaean plate tectonics. Geology, 40(5): 451 ~ 454.
- Moyen J F. 2011. The composite Archaean grey gneisses: petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archaean crustal growth. Lithos, 123(1): 21 ~36.
- Nebel-Jacobsen Y, M nker C, Nebel O, Gerdes A, Mezger K, Nelson D

R. 2010, Reworking of Earth's first crust: constraints from Hf isotopes in Archean zircons from Mt. Narryer, Australia.
Precambrian Research, 182(3): 175~186.

- O' connor J T. 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. US Geological Survey Professional Paper, 525: 79 ~ 84.
- O'Neill C, Jellinek A M, Lenardic A. 2007. Conditions for the onset of plate tectonics on terrestrial planets and moons. Earth and Planetary Science Letters, 261(1): 20 ~ 32.
- Parsons B. 1982. Causes and consequences of the relation between area and age of the ocean floor. Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978 ~ 2012), 87(B1): 289 ~ 302.
- Peacock S M, Rushmer T, Thompson A B. 1994. Partial melting of subducting oceanic crust. Earth and Planetary Science Letters, 121 (1): 227 ~ 244.
- Pearce J A, Peate D W. 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 23: 251 ~ 286.
- Peterman Z E, Barker F. 1976. Rb-Sr whole-rock age of trondhjemites and related rocks of the southwestern Trondheim region, Norway. In: United States Geological Survey Open File Report, 76, 1 ~ 17.
- Petford N, Atherton M. 1996. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru. Journal of Petrology, 37(6): 1491 ~1521.
- Rapp R P, Shimizu N, Norman M D. 2003. Growth of early continental crust by partial melting of eclogite. Nature, 425 (6958): 605 ~ 609.
- Rapp R P, Watson E B. 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8 ~ 32 kbar: implications for continental growth and crust—mantle recycling. Journal of Petrology, 36(4): 891 ~931.
- Rollinson H R. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman, Harlow.
- Rollinson H R, Tarney J. 2005. Adakites——the key to understanding LILE depletion in granulites. Lithos, 79(1): 61 ~81.
- Rollinson H R. 2009. Early Earth systems: a geochemical approach. Blackwell, U.S.A.
- Rollinson H R, Martin H. 2005. Geodynamic controls on adakite, TTG and sanukitoid genesis: implications for models of crust formation: Introduction to the Special Issue. Lithos, 79(1): ix ~ xii.
- Rollinson H R. 2011. Are plumes an appropriate mechanism for Archean continent creation? Geophysical Research Abstracts, v13: EGU2011 ~ EGU2180.
- Schmidt M W, Poli S. 2004. Magmatic epidote. Reviews in mineralogy and geochemistry, 56(1): 399 ~ 430.
- Schmidt M W, Thompson A B. 1996. Epidote in calc-alkaline magmas: An experimental study of stability, phase relationships, and the role of epidote in magmatic evolution. American Mineralogist, 81(1): 462~474.
- Shannon R D, Prewitt C T. 1969. Effective ionic radii in oxides and fluorides. Acta Crystallographica Section B: Structural Crystallography and Crystal Chemistry, 25(5): 925 ~ 946.
- Sleep N H. 2000. Evolution of the mode of convection within terrestrial planets. Journal of Geophysical Research: Planets (1991 ~ 2012), 105(E7): 17563 ~ 17578.
- Smithies R H, Champion D C, Cassidy K F. 2003. Formation of Earth' s early Archaean continental crust. Precambrian Research, 127 (1): 89 ~ 101.
- Smithies R H, Champion D C, Van Kranendonk M J. 2009. Formation

of Paleoarchean continental crust through infracrustal melting of enriched basalt. Earth and Planetary Science Letters, 281(3): 298 ~ 306.

- Smithies R H, Van Kranendonk M J, Champion D C. 2007. The Mesoarchean emergence of modern-style subduction. Gondwana Research, 11(1): 50~68.
- Smithies R H. 2000. The Archaean tonalite trondhjemite granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite. Earth and Planetary Science Letters, 182(1): 115 ~ 125.
- Steenfelt A, Garde A A, Moyen J F. 2005. Mantle wedge involvement in the petrogenesis of Archaean grey gneisses in West Greenland. Lithos, 79(1): 207 ~ 228.
- Stern R J. 2005. Evidence from ophiolites, blueschists, and ultrahighpressure metamorphic terranes that the modern episode of subduction tectonics began in Neoproterozoic time. Geology, 33 (7): 557 ~ 560.
- Stern R J. 2008. Modern-style plate tectonics began in Neoproterozoic time: An alternative interpretation of Earth's tectonic history. In: Condie K C and Pease V. eds. When Did Plate Tectonics Begin on Planet Earth. The Geological Society of America, U. S. A., 265 ~ 280.
- Stern R J. 2002. Subduction zones. Reviews of Geophysics, 40(4): 313 ~ 338.
- Stern R J. 2007. When and how did plate tectonics begin? Theoretical and empirical considerations. Chinese Science Bulletin, 52 (5): 578 ~ 591.
- Stevenson D J. 2008. A planetary perspective on the deep Earth. Nature, 451(7176): 261 ~ 265.

- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42(1): 313 ~ 345.
- Watson E B, Harrison T M. 2005. Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth. Science, 308(5723): 841 ~ 844.
- Wilde S A, Valley J W, Peck W H, Graham C M. 2001. Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago. Nature, 409(6817): 175 ~ 178.
- Windley B F. 1995. The Evolving Continents (3rd edition). Chichester, England; John Wiley & Sons.
- Witze A. 2006. Geology: The start of the world as we know it. Nature, 442(7099): 128 ~ 131.
- Xiong Xiaolin, Adam J, Green T H. 2005. Rutile stability and rutile/ melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: implications for TTG genesis. Chemical Geology, 218(3): 339 ~ 359.
- Xiong Xiaolin, Keppler H, Audétat A, Gudfinnsson G, Sun Weidong, Song Maoshuang, Xiao Wansheng, Li Yuan. 2009. Experimental constraints on rutile saturation during partial melting of metabasalt at the amphibolite to eclogite transition, with applications to TTG genesis. American Mineralogist, 94(8): 1175 ~ 1186.
- Yang Jinhui, Chung Sun Lin, Zhai Mingguo, Zhou Xinhua. 2004. Geochemical and Sr—Nd—Pb isotopic compositions of mafic dikes from the Jiaodong Peninsula, China: evidence for vein-plusperidotite melting in the lithospheric mantle. Lithos, 73(3): 145 ~ 160.

## Genesis and Diagenetic Environment of TTG Suite

WU Mingqian, ZUO Menglu, ZHANG Dehui, ZHAO Guochun

School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences (Beijing), Beijing, 100083

Abstract: TTG suite is an assemblage of three kinds of lithologies, namely the abbreviation of tonalite trondhjemite—granodiorite. Although the TTG suite exists through the Earth history, it reaches the maximum scale during the Archean, consisting of the major part of primitive continental crust. TTG suite is named after petrological characteristics and most of them have similar geochemical features, i. e. Na-rich, high-aluminum (mean > 15%), low in Mg, Ni and Cr, LREE-enriched while HREE-depleted, High-Sr, low in Y and Yb and no evident Eu negative anomaly, that are similar with Adakites in the chemical features of rare elements. Most scholars believe TTG melt is derived from partial melting of metabasaltic protoliths while having little consensus on possible metamorphic phases of sources. Authors think it may not be constrained within a narrow range of P-T condition. As for the diagenetic environments, from the authors 'humble opinion, it is more appropriate for us to take different geodynamic backgrounds throughout the Earth history into serious consideration thus obtaining relatively objective and trustworthy results. Therefore, the diagenetic environments of TTG before 3.8Ga might be related to nonsubduction backgrounds; that of 3.8 ~ 1.9Ga might be related to multiple possibilities reflecting the episodic features of subduction; that of 1.9Ga—present might be more reasonable related only to subduction.

Key words: TTG (tonalite-trondhjemite-granodiorite) suite; adakite; diagenetic environment; subductionstyle plate tectonics