

<https://doi.org/10.3799/dqkx.2018.184>



粤南海宴 A 型花岗岩与镁铁质包体的成因及意义

贾小辉^{1,2}, 谢国刚¹, 孟德磊³, 万乐³, 吴俊¹, 卜建军¹,
吴富强¹, 曾海良³, 卢加文³, 詹瑞华³

1. 中国地质调查局武汉地质调查中心, 湖北武汉 430223
2. 中国地质调查局花岗岩成岩成矿研究中心, 湖北武汉 430223
3. 江西省地质矿产勘查开发局九一二大队, 江西鹰潭 335001

摘要: 华南晚中生代花岗岩及其形成的构造背景是目前研究的热点之一, 通过对粤南地区 A 型花岗岩与镁铁质包体的年代学和地球化学组成的研究, 探讨其岩石成因及构造意义。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年结果显示, 广东海宴花岗岩与镁铁质暗色微粒包体形成于早白垩世(分别为 144.0 ± 1.7 Ma 和 141.1 ± 2.5 Ma)。花岗岩具有典型的 A 型花岗岩特征: 富硅、碱、铁而贫镁、钙, 具有高的 $10\,000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ 比值和 $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ 含量等。包体具有钾玄质岩的特征: 富碱更富钾、低钛、高铝及强烈富集大离子亲石元素和轻稀土元素等。花岗岩的 $I_{\text{Sr}} = 0.7066 \sim 0.7122$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -7.01 \sim -2.03$, 镁铁质包体则显示了稍低的 I_{Sr} ($0.7085 \sim 0.7111$) 和稍高的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ ($-6.99 \sim -2.23$)。元素及 Sr-Nd 同位素结果显示, 花岗岩可能是中元古代地壳岩石部分熔融的产物, 而钾玄质包体的初始岩浆可能源自俯冲沉积物交代的富集地幔。海宴 A 型花岗岩及其钾玄质包体的发现, 暗示着区域早白垩世处于伸展的构造背景, 不同于东南沿海地区的挤压构造应力环境。

关键词: 早白垩世; A 型花岗岩; 钾玄质岩; 伸展作用; 华南; 年代学。

中图分类号: P581

文章编号: 1000-2383(2018)07-2294-19

收稿日期: 2017-11-23

Petrogenesis and Implications of the Haiyan A-Type Granites and Mafic Microgranule Enclaves in Southern Guangdong Province

Jia Xiaohui^{1,2}, Xie Guogang¹, Meng Delei³, Wan Le³, Wu Jun¹, Bu Jianjun¹,
Wu Fuqiang¹, Zeng Hailiang³, Lu Jiawen³, Zhan Ruihua³

1. Wuhan Center of China Geological Survey, Wuhan 430223, China

2. Research Center for Petrogenesis and Mineralization of Granitoid Rocks, China Geological Survey, Wuhan 430223, China

3. No.912 Geological Surveying Party, Jiangxi Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development, Yingtan 335001, China

Abstract: The study of the late Mesozoic granites in South China and its tectonic setting is a hotspot issue. In this paper, new zircon U-Pb ages and geochemical data of the Haiyan A-type granites and mafic microgranule enclaves (MMEs) in southern Guangdong are reported, and the petrogenesis and implications of these rocks are discussed. We present new zircon LA-ICP-MS U-Pb ages of the Haiyan granites and its MMEs, and the results of the age analyzing show that the granites and MMEs were generated in Early Cretaceous (144.0 ± 1.7 Ma and 141.1 ± 2.5 Ma, respectively). The Haiyan granites have the typical features of A-type granites, they are characterized by enrichment in silicon, alkali and iron contents, and depletion in magnesium and calcium contents, with high $10\,000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ values and $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ components. Small amounts of MMEs occur in the Haiyan granites, and they are characterized by enrichment in alkali and more enrichment in potassium contents, high aluminum and low titanium, strong enrichment in the large ion lithophile elements and light rare earth elements, belonging to shoshonitic

基金项目: 中国地质调查局项目(No.DD20160064-01); 国家自然科学基金项目(No.41302046)。

作者简介: 贾小辉(1980—), 男, 助理研究员, 从事岩石学、地球化学相关研究。ORCID: 0000-0002-5847-583X. E-mail: jxh1226@126.com

引用格式: 贾小辉, 谢国刚, 孟德磊, 等, 2018. 粤南海宴 A 型花岗岩与镁铁质包体的成因及意义. 地球科学, 43(7): 2294—2312.

rocks. Granites have I_{Sr} values of 0.706 6–0.712 2, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values of −7.01—−2.03. While MMES have relatively lower I_{Sr} values (0.708 5–0.711 1) and higher $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values (−6.99—−2.23). Combining with geochemical and Sr-Nd isotopic compositions, we suggest that the Haiyan granites were likely generated by partial melting of the Mesoproterozoic crustal rocks, and the primitive compositions of shoshonitic MMEs likely originated from enriched mantle source somatized by subducted oceanic sediments. The findings of the Haiyan A-type granites and shoshonitic mafic enclaves suggest that the regional tectonic setting during the Early Cretaceous was in extension, and different from southeast coastal areas with compressive tectonic regime.

Key words: Early Cretaceous; A-type granite; shoshonitic rocks; extension; South China; geochronology.

0 引言

花岗岩的化学特征取决于诸多因素,主要包括源岩组分、熔融时的构造环境和岩浆分异程度等(Breiter, 2012),影响A型花岗岩化学组分的因素则强调熔体形成时的物理化学条件(如高温、贫水、低F和 f_{O_2})(Clemens *et al.*, 1986; Whalen *et al.*, 1987; Bonin, 2007; Frost and Frost, 1997, 2011)和构造环境(如非造山)(Loiselle and Wones, 1979).元素地球化学及同位素组成的复杂性暗示着A型花岗岩源区特征的多样性,如源自幔源碱性玄武质岩浆的分异结晶(Loiselle and Wones, 1979; Frost *et al.*, 1999)、地壳火成岩的部分熔融(Collins *et al.*, 1982; Clemens *et al.*, 1986; Whalen *et al.*, 1987; Wu *et al.*, 2002)、地壳变沉积岩的部分熔融(Huang *et al.*, 2011)和幔源岩浆与壳源长英质岩浆的混合等(Litvinovsky *et al.*, 2000, 2002; Yang *et al.*, 2006).A型花岗岩可以形成于多种构造环境(如洋岛、大陆裂谷、减薄地壳、陆内环状杂岩体和后造山等)(Eby, 1990, 1992).A型花岗岩的源区组分具有复杂性,但其主要形成于伸展的构造环境已形成共识,因此,A型花岗岩的出现对于区域构造背景及其演化具有重要的指示意义。

自早侏罗世开始,华南地区受控于古太平洋构造域的影响已得到大多数学者的认同(Zhou *et al.*, 2006; Li and Li, 2007),然而华南晚中生代的构造背景仍然存在较大争议,如有的学者认为晚中生代可能存在多个地壳挤压增厚和伸展减薄构造旋回(张岳桥等,2009;徐先兵等,2009),而有的学者则认为主体构造体制应是长期或多期次的伸展作用(李献华等,1997;孙涛和周新民,2002).华南地区中生代有大量A型花岗岩的相关报道,东南沿海主要形成于晚白垩世(~ 90 Ma),如,桃花岛、瑶坑、乌山、金刚山和新村等碱性或铝质A型花岗岩(邱检生等,2000;谢磊等,2005;肖娥等,2007),内陆则集中于侏罗纪($187 \sim 160$ Ma),如南昆山、陂头、柯树北、

寨背、西山、花山—姑婆山、圆石山等A型花岗岩(范春方和陈培荣,2000;刘昌实等,2003;付建明等,2004;朱金初等,2006;李献华等,2007;贾小辉等,2014).相对而言,白垩纪A型花岗岩报道较少,且集中于长江中下游碱性岩带及粤赣交界零星分布,如恶鸡脑、龙源坝等(王强等,2005;张敏等,2006).本次工作在广东南部沿海台山市海宴街发现了一套早白垩世的A型花岗岩,内部发育同期次镁铁质钾玄质包体,为揭示区域晚中生代构造背景及其演化提供了重要的岩石学素材.

1 岩体地质特征

海宴花岗岩位于广东南部沿海台山市海晏街镇,区域大地构造属于华南褶皱系,区域性深大断裂发育较少(图1b).岩体呈南北向散布于海晏街镇周围,出露面积约 22 km^2 ,北部侵入寒武系浅变质杂砂岩和泥盆系含砾砂岩、粉砂岩,中部侵入晚侏罗世花岗岩,南部多为第四系所覆盖(图1a).前人依据岩体岩石学及岩相学等特征,将之归于晚侏罗世.

海宴花岗岩为灰白—浅肉红色,中粒似斑状结构,斑晶主要为钾长石,呈灰白—浅肉红色,半自形—他形,板状,卡氏双晶发育,大小 $5 \text{ mm} \times 15 \text{ mm} \sim 10 \text{ mm} \times 20 \text{ mm}$,含量约5%,另有少量的石英和斜长石斑晶.基质为显晶质,粒径大小 $2 \sim 4 \text{ mm}$.岩体主要造岩矿物由石英(20%~25%)、钾长石(40%~50%)、斜长石(25%~30%)和少量的黑云母(3%~5%)、角闪石(<2%)组成,命名为角闪石黑云母二长花岗岩.钾长石微泥化、高岭土化,斜长石弱绢云母化,黑云母呈半自形—自形片状,弱绿泥石化.角闪石呈不规则柱状,可见自形菱形横切面,淡黄绿色—暗绿色,多色性、吸收性比较明显,最高干涉色II级初.副矿物组合为褐帘石、磁铁矿、磷灰石、锆石、榍石等.花岗岩中发育少量的镁铁质暗色微粒包体,灰色—灰黑色,明显较寄主岩深,与寄主岩界限明显或组分过渡,常见寄主岩捕虏晶.野外

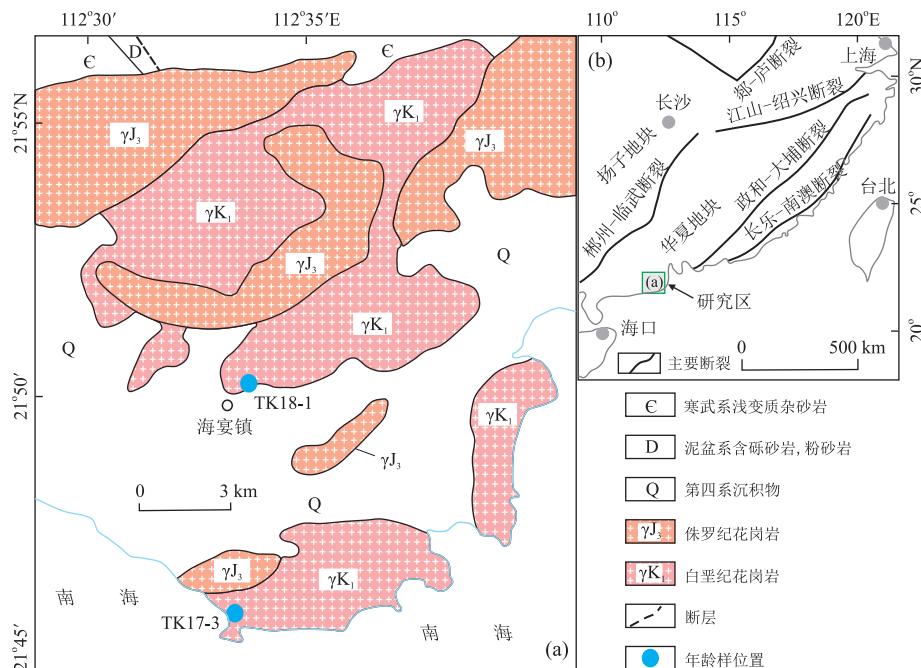


图 1 广东南部海宴花岗岩地质简图(a)及大地构造位置(b)

Fig.1 Geological sketch (a) and tectonic position (b) of the Haiyan granites

底图据广东省地质局,1964.1:20万广海幅(F-49-XXIII)区域地质调查报告

可见寄主岩长石斑晶穿插包体与花岗岩接触面,黑云母呈长条状分布于接触面包体外侧。包体形态为椭圆状、近圆状,常见淬冷边,偶见反向脉。包体大小不一,一般为2 cm×4 cm,大者可10 cm×30 cm。包体组分主要为花岗闪长一闪长质,主要矿物成分为斜长石、钾长石、石英、黑云母和角闪石,副矿物以磁铁矿、榍石和锆石为主。镜下包体中可见少量针状磷灰石,长度0.10 mm,产于黑云母和长石晶体内部。

2 分析方法

本次研究所采集的花岗岩及镁铁质暗色微粒包体样品均为新鲜且无蚀变岩石,挑选的花岗岩锆石U-Pb同位素年龄测试样品的坐标为21°49'55.55"N,112°33'54.76"E,包体测年样品坐标为21°46'2.93"N,112°33'22.63"E。在选取定年样品的基础上,挑选具有代表性的花岗岩和包体样品进行主、微量元素及Sr-Nd同位素测试。

锆石阴极发光(CL)图像摄制在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室JXA-8100电子探针仪上完成。LA-ICP-MS锆石U-Pb年龄测定在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成,实验采用Agilent7500型ICP-MS和德国Lambda Physik公司的Compex102ArF准分子激

光器进行。激光束斑直径为40 μm,剥蚀深度为20~40 μm。实验中采用He作为剥蚀物质的载气,用人工合成硅酸盐玻璃标准参考物质NIST610进行一起最佳化,采样方式为单点剥蚀,数据采集选用一个质量峰一点的跳峰方式。采用标准锆石91500作为外标校准,²⁹Si作为内标。锆石U-Pb年龄测试仪器的运行条件及详细分析流程见袁洪林等(2003)。锆石同位素分析结果采用软件ICPMsDataCal完成(Liu et al., 2008),相关结果按照Anderson(2002)的方法年龄计算及协和图的绘制采用Isoplot(ver2.0)(Ludwig, 2001)完成。分析数据列于表1。

主、微量元素和全岩Sr-Nd同位素分析在中国地质调查局武汉地质调查中心中南检测中心完成。主量元素分析方法中,Si和烧失量采用重量法,Al和Fe²⁺采用容量法,Fe³⁺、Ti和P采用分光光度法,K、Na、Ca、Mg和Mn采用原子吸收光谱法。微量元素采用酸溶法,制备好的样品溶液在ICP-MS上测试,所用仪器为HR-ICP-MS(Element I),德国Finnigan-MAT公司制造,工作温度20 °C,相对湿度分别为30%,微量元素含量大于10 μg/g时的相对误差小于5%,小于10 μg/g时的相对误差小于10%,详细的分析流程见(Qu et al., 2004)。分析数据列于表2。全岩Sr-Nd同位素样品采用HF+HClO₄混合酸进行分解,用HCl作为淋洗液分

表1 海宴花岗岩及其镁铁质暗色微粒包体 LA-ICPMS U-Pb 同位素分析数据

Table 1 LA-ICPMS U-Pb isotopic compositions for zircons of the Haiyan granites and MMEs

点号	Th/U	Th (10^{-6})	U (10^{-6})	比值			$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$
				$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$									
花岗岩 TK18-1															
1	0.58	182	3.13	0.04466	0.0021	0.14324	0.0071	0.02318	0.0005	37	98	136	6	148	3
2	0.59	210	3.54	0.05034	0.0024	0.15927	0.0080	0.02281	0.0004	211	111	150	7	145	2
3	0.45	178	3.91	0.04598	0.0025	0.15107	0.0088	0.02406	0.0005	3	117	143	8	153	3
4	0.64	298	4.67	0.04948	0.0021	0.15692	0.0064	0.02308	0.0004	170	88	148	6	147	3
5	0.45	179	3.99	0.04797	0.0024	0.15433	0.0076	0.02329	0.0004	98	105	146	7	148	2
6	0.57	270	4.77	0.05083	0.0022	0.15616	0.0063	0.02228	0.0003	233	89	147	6	142	2
7	0.40	158	3.91	0.05149	0.0031	0.16083	0.0105	0.02244	0.0005	263	142	151	9	143	3
8	0.45	160	3.54	0.04707	0.0022	0.14853	0.0071	0.02265	0.0004	53	100	141	6	144	2
9	0.47	94	200	0.05182	0.0032	0.15950	0.0096	0.02288	0.0005	278	132	150	8	146	3
10	0.83	457	5.53	0.04731	0.0021	0.14605	0.0066	0.02213	0.0004	65	93	138	6	141	2
11	0.64	357	5.55	0.04771	0.0016	0.14835	0.0053	0.02215	0.0004	85	71	140	5	141	2
12	0.45	100	225	0.05248	0.0029	0.16187	0.0087	0.02312	0.0005	306	115	152	8	147	3
13	0.29	328	1.118	0.04788	0.0017	0.17116	0.0061	0.02562	0.0004	93	74	140	3	143	3
14	0.58	469	802	0.04857	0.0016	0.14960	0.0051	0.02197	0.0003	127	74	142	4	140	2
15	0.55	265	478	0.04605	0.0053	0.13590	0.0154	0.02141	0.0004	—	229	129	14	137	3
16	0.44	183	413	0.04964	0.0023	0.15145	0.0067	0.02230	0.0004	178	94	143	6	142	3
17	0.35	182	528	0.05317	0.0028	0.15405	0.0067	0.02140	0.0004	336	93	145	6	136	2
18	0.45	131	288	0.05176	0.0026	0.15836	0.0074	0.02245	0.0004	275	101	149	7	143	3
19	0.81	495	612	0.05019	0.0024	0.16014	0.0078	0.02322	0.0004	204	106	151	7	148	3
20	0.50	182	362	0.04689	0.0021	0.14821	0.0064	0.02291	0.0004	43	85	140	6	146	3
镁铁质暗色微粒包体 TK17-3															
1	0.55	1.048	1.922	0.04771	0.0017	0.14346	0.0051	0.02150	0.0004	85	70	136	4	137	2
2	0.18	1.073	5.805	0.04789	0.0013	0.14191	0.0040	0.02113	0.0003	94	57	135	4	135	2
3	0.64	2.883	4.539	0.04797	0.0014	0.15082	0.0043	0.02244	0.0003	98	59	143	4	143	2
4	0.34	1.186	3.493	0.04700	0.0013	0.14120	0.0040	0.02141	0.0003	49	54	134	4	137	3
5	0.45	1.311	2.934	0.04885	0.0013	0.14784	0.0040	0.02168	0.0003	141	53	140	3	138	2
6	0.71	4.180	5.887	0.04745	0.0011	0.14189	0.0034	0.02135	0.0003	72	48	135	3	136	2
7	0.26	677	2.633	0.04825	0.0015	0.15031	0.0043	0.02234	0.0003	112	61	142	4	142	2
8	0.24	779	3.212	0.04776	0.0013	0.14428	0.0039	0.02157	0.0003	87	56	137	3	138	2
9	0.15	1.007	6.638	0.04746	0.0012	0.15155	0.0040	0.02273	0.0003	72	53	143	3	145	2
10	0.55	2.364	4.317	0.05075	0.0014	0.16080	0.0047	0.02259	0.0003	229	60	151	4	144	2
11	0.71	2.635	3.733	0.04730	0.0015	0.13606	0.0043	0.02056	0.0003	64	62	130	4	131	2
12	0.85	4.900	5.779	0.04740	0.0012	0.14138	0.0036	0.02128	0.0003	69	51	134	3	136	2
13	0.82	5.932	7.231	0.04653	0.0011	0.14310	0.0033	0.02200	0.0003	25	40	136	3	140	2
14	0.20	724	3.579	0.04586	0.0011	0.13827	0.0034	0.02154	0.0003	10	40	131	3	137	2
15	1.05	7.966	7.579	0.04777	0.0010	0.15221	0.0032	0.02275	0.0003	88	42	144	3	145	3
16	0.67	2.373	3.529	0.04767	0.0012	0.14070	0.0036	0.02111	0.0003	83	51	134	3	135	2
17	0.27	840	3.122	0.04897	0.0012	0.16062	0.0041	0.02339	0.0003	147	51	151	4	149	2
18	0.37	944	2.579	0.04672	0.0013	0.14938	0.0042	0.02285	0.0003	35	52	141	4	146	2
19	0.41	1.396	3.383	0.04859	0.0012	0.15547	0.0039	0.02286	0.0003	128	52	147	3	146	3
20	1.02	6.490	6.360	0.05285	0.0013	0.15053	0.0036	0.02041	0.0003	323	44	142	3	130	2

表 2 海宴花岗岩及其镁铁质暗色微粒包体主量元素(%)和微量元素(10^{-6})分析结果Table 2 Major (%) and trace elements (10^{-6}) of the Haiyan granites and MMEs

样品	花岗岩					镁铁质暗色包体			
	TK17-1	TK17-2	TK19-1	TK18-1	TK18-2	TK17-3	TK17-4	TK17-5	TK18-3
SiO ₂	73.16	72.91	73.63	66.63	67.46	68.64	68.47	66.47	66.50
Al ₂ O ₃	12.91	12.81	13.10	14.88	14.46	14.41	14.52	12.36	14.93
Fe ₂ O ₃	0.91	0.49	0.08	2.28	1.15	0.63	1.11	2.12	1.24
FeO	2.07	3.11	2.64	2.64	3.79	3.37	2.96	5.84	3.81
CaO	1.02	1.11	1.41	2.81	2.53	1.47	1.52	1.54	2.36
MgO	0.34	0.34	0.22	1.03	1.06	0.50	0.52	1.24	0.89
K ₂ O	4.81	4.66	4.83	4.53	3.95	5.16	4.89	3.94	5.03
Na ₂ O	3.45	3.50	3.08	3.04	3.04	4.06	4.09	3.08	2.80
TiO ₂	0.23	0.22	0.20	0.58	0.62	0.33	0.34	0.88	0.64
P ₂ O ₅	0.08	0.08	0.05	0.23	0.23	0.11	0.11	0.22	0.20
MnO	0.09	0.07	0.05	0.11	0.10	0.11	0.11	0.22	0.09
灼失	0.55	0.19	0.24	0.72	0.99	0.65	0.82	1.22	0.84
Li	38.4	50.7	23.3	35.0	29.9	46.4	46.5	142	30.4
Sc	1.47	1.58	2.39	7.28	5.97	2.13	2.49	2.71	6.99
V	8.03	7.71	6.77	48.8	55.9	11.1	12.3	27.8	42.6
Cr	21.40	5.94	8.28	5.81	6.40	19.2	21.2	9.25	35.2
Co	2.48	2.54	2.67	6.78	6.96	4.09	4.30	6.02	7.04
Ni	4.07	3.30	4.04	3.73	3.00	3.62	3.92	8.79	6.34
Cu	9.28	6.54	7.74	6.14	9.65	10.0	11.2	15.6	10.5
Zn	28.3	30.1	34.8	72.3	71.7	42.8	43.3	101	63.1
Ga	16.4	15.9	20.8	18.8	19.4	20.7	20.7	19.5	25.2
Rb	234	220	134	58.1	47.4	230	221	80.4	96.0
Sr	104	104	105	326	284	138	150	83.2	262
Y	29.8	28.4	20.2	23.5	29.9	24.9	26.8	44.4	47.9
Zr	200	166	213	251	234	269	267	590	392
Nb	44.0	42.5	9.81	15.2	17.1	42.6	45.8	108	23.0
Mo	1.04	0.80	2.93	0.91	0.65	1.95	2.02	3.26	1.28
Sb	0.23	0.11	0.43	0.17	0.31	0.38	0.65	0.24	0.11
Cs	7.30	10.5	3.05	4.25	4.39	9.04	9.69	12.3	6.35
Ba	248	261	524	559	485	490	465	162	822
La	49.4	53.0	59.0	53.5	52.8	77.9	61.3	117	88.3
Ce	91.4	98.0	115	101	99.6	136	110	226	110
Pr	8.70	9.20	11.6	10.1	10.5	11.9	10.3	20.8	17.8
Nd	29.3	30.1	40.5	37.0	38.9	37.4	33.6	67.5	66.2
Sm	5.10	5.15	6.78	6.54	7.32	5.53	5.36	10.4	11.9
Eu	0.64	0.63	1.11	1.52	1.59	0.91	0.92	0.48	2.36
Gd	4.80	4.84	5.91	6.00	6.56	5.34	5.14	9.64	10.5
Tb	0.80	0.75	0.83	0.89	1.02	0.74	0.76	1.34	1.65
Dy	4.95	4.66	4.45	4.90	5.84	4.29	4.54	7.66	9.53
Ho	1.08	1.00	0.85	0.96	1.18	0.91	0.97	1.62	1.88
Er	3.33	3.19	2.30	2.62	3.21	2.76	3.00	4.92	5.01
Tm	0.62	0.60	0.34	0.40	0.50	0.51	0.55	0.86	0.76
Yb	4.58	4.50	2.12	2.53	3.29	3.75	3.98	6.14	4.94
Lu	0.66	0.67	0.28	0.35	0.45	0.56	0.59	0.93	0.66
Hf	6.13	5.04	5.73	6.31	6.04	7.37	7.17	15.50	9.76
Ta	5.87	6.27	0.88	0.99	1.20	4.79	5.64	8.36	1.50
W	2.93	6.86	2.43	0.97	1.87	3.07	9.47	22.3	1.73
Pb	15.8	46.1	64.6	17.7	49.6	39.7	49.8	11.6	23.0
Th	19.0	24.0	13.5	13.6	11.6	23.9	23.6	158	13.5
U	8.57	10.1	1.99	2.42	3.04	8.59	9.53	36.4	2.42

离 Rb、Sr 和 REE, Sm、Nd 的进一步分离采用 P₂₀₄ 萃淋树脂柱。实验本底 Sr 为 1×10^{-9} g, Nd 为 2.13×10^{-10} g. 质谱分析在 MAT261 多接收质谱仪上完成, 对 Sr 和 Nd 进行质量分馏校正采用 $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} =$

8.375 2 和 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 精度优于 1%, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 优于 0.5%, 衰变常数采用 $\lambda(^{87}\text{Rb}) = 1.42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$, $\lambda(^{147}\text{Sm}) = 6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$. Sr-Nd 同位素分析结果列于表 3.

表 3 海宴花岗岩及其镁铁质暗色微粒包体 Sr-Nd 同位素分析结果
Table 3 Sr-Nd isotopic compositions of the Haiyan granites and MMEs

样品号	岩性	$\text{Sm}(10^{-6})$	$\text{Nd}(10^{-6})$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$T(\text{Ma})$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$T_{\text{DM2}}(\text{Ga})$
TK17-1	花岗岩	5.1	29.3	0.105 7	0.512 448	0.000 006	144	-2.03	1.11
TK18-1	花岗岩	6.5	37.8	0.105 0	0.512 266	0.000 006	144	-5.57	1.40
TK19-1	花岗岩	6.8	41.3	0.099 2	0.512 187	0.000 008	144	-7.01	1.52
TK17-5	包体	9.9	64.9	0.092 8	0.512 426	0.000 008	144	-2.23	1.12
TK18-3	包体	11.9	66.5	0.108 6	0.512 197	0.000 008	144	-6.99	1.51
样品号	岩性	$\text{Rb}(10^{-6})$	$\text{Sr}(10^{-6})$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	$T(\text{Ma})$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	
TK17-1	花岗岩	339	114	8.398	0.723 770	0.000 010	144	0.706 6	
TK18-1	花岗岩	198	336	1.658	0.712 660	0.0000 08	144	0.709 3	
TK19-1	花岗岩	177	109	4.562	0.721 540	0.000 010	144	0.712 2	
TK17-5	包体	347	83.8	11.673	0.732 410	0.000 008	144	0.708 5	
TK18-3	包体	235	287	2.312	0.715 790	0.000 006	144	0.711 1	

注: T_{DM2} 值采用 Depaolo *et al.* (1991) 两阶段模式年龄。

3 分析结果

3.1 年代学

本次对海宴花岗岩和镁铁质暗色微粒包体进行 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年的样品编号分别为 TK18-1 和 TK17-3。

花岗岩样品中锆石多呈长柱状, 晶形较完好, 多为淡黄色, 颗粒大小一般为 $50 \mu\text{m} \times 150 \mu\text{m} \sim 80 \mu\text{m} \times 200 \mu\text{m}$, 振荡环带发育。在 CL 图像上锆石的核部和边部无明显差异。所测锆石的 20 个分析点中 Th 含量为 $94 \times 10^{-6} \sim 495 \times 10^{-6}$, U 含量为 $200 \times 10^{-6} \sim 1118 \times 10^{-6}$, Th/U 比值为 0.29 ~ 0.83。选取其中谐和度最好的 14 个分析点, 其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄变化于 140 ~ 148 Ma 之间, 在图 2a、2b 上投于谐和线上, 得出 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄的加权平均值为 $144.0 \pm 1.7 \text{ Ma}$ ($\text{MSWD}=1.5$), 代表了花岗岩的形成时代。包体样品中锆石颗粒相对较小, 大小一般为 $50 \mu\text{m} \times 100 \mu\text{m}$, 多为短柱状, CL 图像上锆石上呈灰黑色, 发育不明显的振荡环带。20 个测试点的 Th 含量为 $677 \times 10^{-6} \sim 7966 \times 10^{-6}$, U 含量为 $1921 \times 10^{-6} \sim 7579 \times 10^{-6}$, Th/U 比值为 0.15 ~ 1.05, 具有典型的岩浆锆石特征。选取谐和度最好的 15 个分析点, 其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄变化于 135 ~ 149 Ma 之间, 在图 2c、2d 上投于谐和线上, 得出 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄的加权平均值为 $141.1 \pm 2.5 \text{ Ma}$ ($\text{MSWD}=4.6$), 与寄主岩在误差范围内一致, 代表其形成年龄。

3.2 元素地球化学

海宴花岗岩硅含量变化较大 ($\text{SiO}_2=66.63\% \sim$

73.63%), 富碱 ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=7.57\% \sim 8.26\%$), 在 TAS 图解上, 岩石样品投影于花岗岩—花岗闪长岩区 (图 3a) (Middlemost, 1994)。准铝—弱过铝质 ($\text{A/CNK}=0.99 \sim 1.04$) (图 3b), 高钾钙碱性 (图 3c) (Peccerillo and Taylor, 1976), 相对富铁而贫镁 ($\text{FeO}^T=2.98\% \sim 4.94\%$, $\text{MgO}=0.22\% \sim 1.06\%$)。 Al_2O_3 、 CaO 、 FeO^T 和 P_2O_5 等均与 SiO_2 呈负相关关系 (图 3e ~ 3h)。包体具有相对低的硅含量 ($\text{SiO}_2=66.47\% \sim 68.64\%$)、富碱更富钾 ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=7.02\% \sim 9.22\%$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=1.20 \sim 1.80$), 在图 3d 图解上, 样品落入钾玄岩区。

寄主花岗岩和包体具有相似的稀土元素配分模式 (图 4a、4c), 均表现为轻稀土弱富集型 ($(\text{La/Yb})_N$ 值分别为 $4.66 \sim 6.64$ 、 $11.0 \sim 14.9$, Eu 负异常不明显 (δEu 分别为 $0.38 \sim 0.73$ 、 $0.14 \sim 0.63$))。微量元素特征上, 二者均表现为富集大离子亲石元素 (LILE) (如 Rb、K、Pb 和 Th 等), 亏损高场强元素 (HFSE) (如 Nb、Ta、P、Ti)、重稀土元素和 Sr 等元素 (图 4b、4d)。相对而言, 包体更加富集轻稀土元素和大离子亲石元素等。海宴花岗岩具有相对高的 $10000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ 比值 ($2.4 \sim 3.0$) 和 $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$ 含量 ($335 \times 10^{-6} \sim 391 \times 10^{-6}$), 与 A 型花岗岩相当 (Whalen *et al.*, 1987)。包体更加显著亏损 Ti, 具有明显的“Ta-Nb-Ti”(TNT) 负异常。

3.3 Sr-Nd 同位素

全岩 Sr-Nd 同位素分析结果显示, 海宴花岗岩具有相对均一的 Sr、Nd 同位素组成 ($I_{\text{Sr}}=0.70658 \sim 0.71220$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)=-7.01 \sim -2.03$), 相应的 Nd 同位素两阶段模式年龄 $T_{\text{DM2}}=1.11 \sim 1.51 \text{ Ga}$ 。镁铁质包体则显示了稍低的 I_{Sr} ($0.70852 \sim 0.71106$) 和稍高的

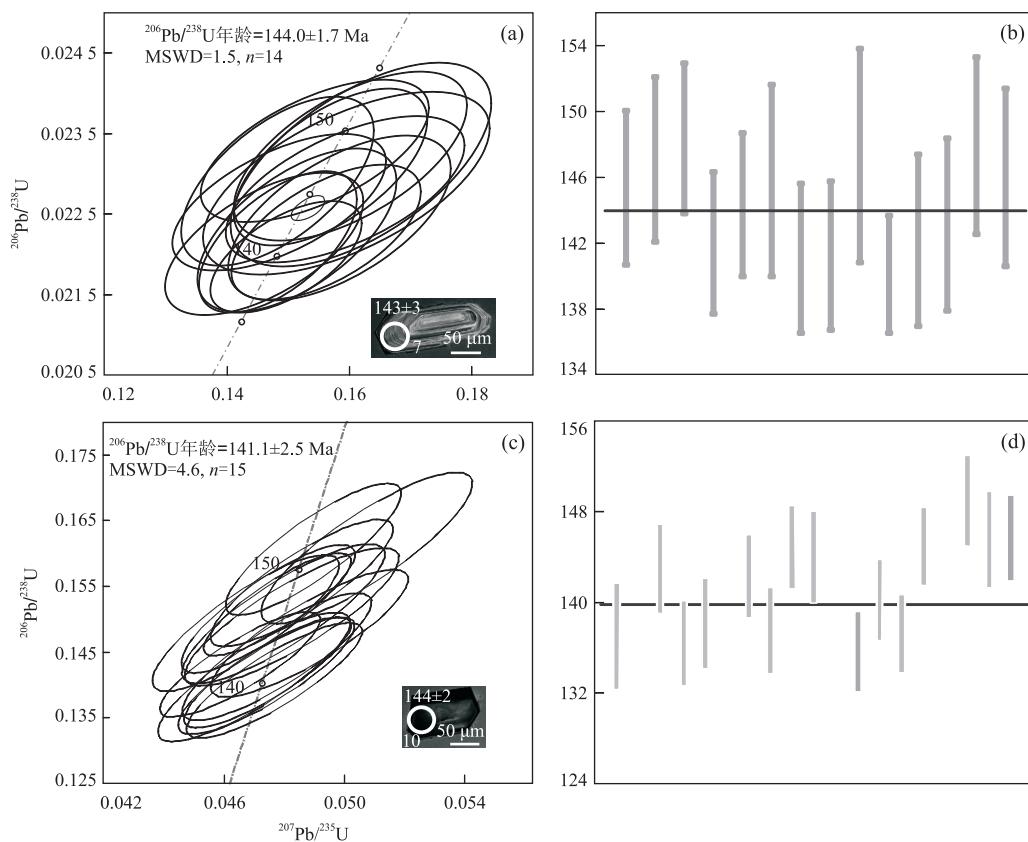


图 2 海宴花岗岩(a,b)及其镁铁质暗色微粒包体(c,d)锆石 U-Pb 年龄谐和图

Fig.2 The U-Pb concordant diagrams for the representative zircons of the Haiyan granites (a,b) and MMEs (c,d)

$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ ($-6.99 \sim -2.23$)。其中花岗岩的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值明显高于包括四堡群、丹洲群、板溪群和桃溪群变沉积岩($-19.3 \sim -6.8$)(李献华和 McCulloch, 1996; 周新民等, 2007); 镁铁质包体投影于粤闽地区早白垩世基性岩的 Sr-Nd 同位素组成范围内(李献华等, 1997; 朱捌等, 2008)。

4 讨论

4.1 岩石成因类型

元素地球化学特征分析结果表明, 海宴花岗岩具有 A 型花岗岩的特征:(1)富硅、碱, 而贫钙、镁, $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) / (\text{Al}_2\text{O}_3)$ 值高($1.94 \sim 5.87$), 富 Rb、Th、Ga 而贫 Sr、Ba、Cr、Co 等元素;(2)具有高的全铁(FeO^T)含量($2.98\% \sim 4.94\%$), A 型花岗岩 FeO^T 常大于 1.00% ; 具有高的 Fe^* 值($\text{FeO}^T / (\text{FeO}^T + \text{MgO})$)($0.82 \sim 0.91$), 当花岗岩的 SiO_2 含量变化于 $70\% \sim 75\%$ 时, Fe^* 值 > 0.8 的花岗岩归属于“铁质”(ferroan), 可作为 A 型花岗岩的一个标志性特征(Frost and Frost, 2011); (3)相对高的 $10^4 \times \text{Ga}/\text{Al}$ 比值($2.4 \sim 3.0$)和 $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ 含

量($335 \times 10^{-6} \sim 391 \times 10^{-6}$); (4)高的锆石饱和温度($793 \sim 824^\circ\text{C}$), 且无继承锆石暗示着花岗质岩浆具有高的形成温度或额外的热源供给; (5)在 A 型花岗岩相关判别图解上, 岩石样品大多数投影于 A 型花岗岩图区(图 6a~6d), 且位于 A_2 区域内(图 6d); (6)在 A 型花岗岩氧化—还原状态判别图解中, 海宴花岗岩投影于氧化型 A 型花岗岩图区(图 6e、6f)。

包体具有富碱更富钾、低钛高铝的特征($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7.02\% \sim 9.22\%$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.20 \sim 1.80$, $\text{TiO}_2 = 0.33\% \sim 0.89\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12.36\% \sim 14.93\%$), 强烈富集大离子亲石元素和轻稀土元素等, 具有与钾玄岩相近的地球化学特征(Müller and Groves, 1995)。在图 3d 及图 7 中, 样品均投影于钾玄岩图区。由于岩石样品较典型的钾玄岩具有相对高的硅含量($\text{SiO}_2 > 63.0\%$), 包体可归属于高硅(硅饱和)钾玄质系列岩。

4.2 源区特征

近年来, A 型花岗岩成因的研究已经取得了较大的进展, Dall'Agnol *et al.*(2012)将之归纳为 3 种主要情况:(1)长英质地壳物质的部分熔融;(2)拉斑质或碱性玄武质岩浆的结晶分异;(3)前两者的结合

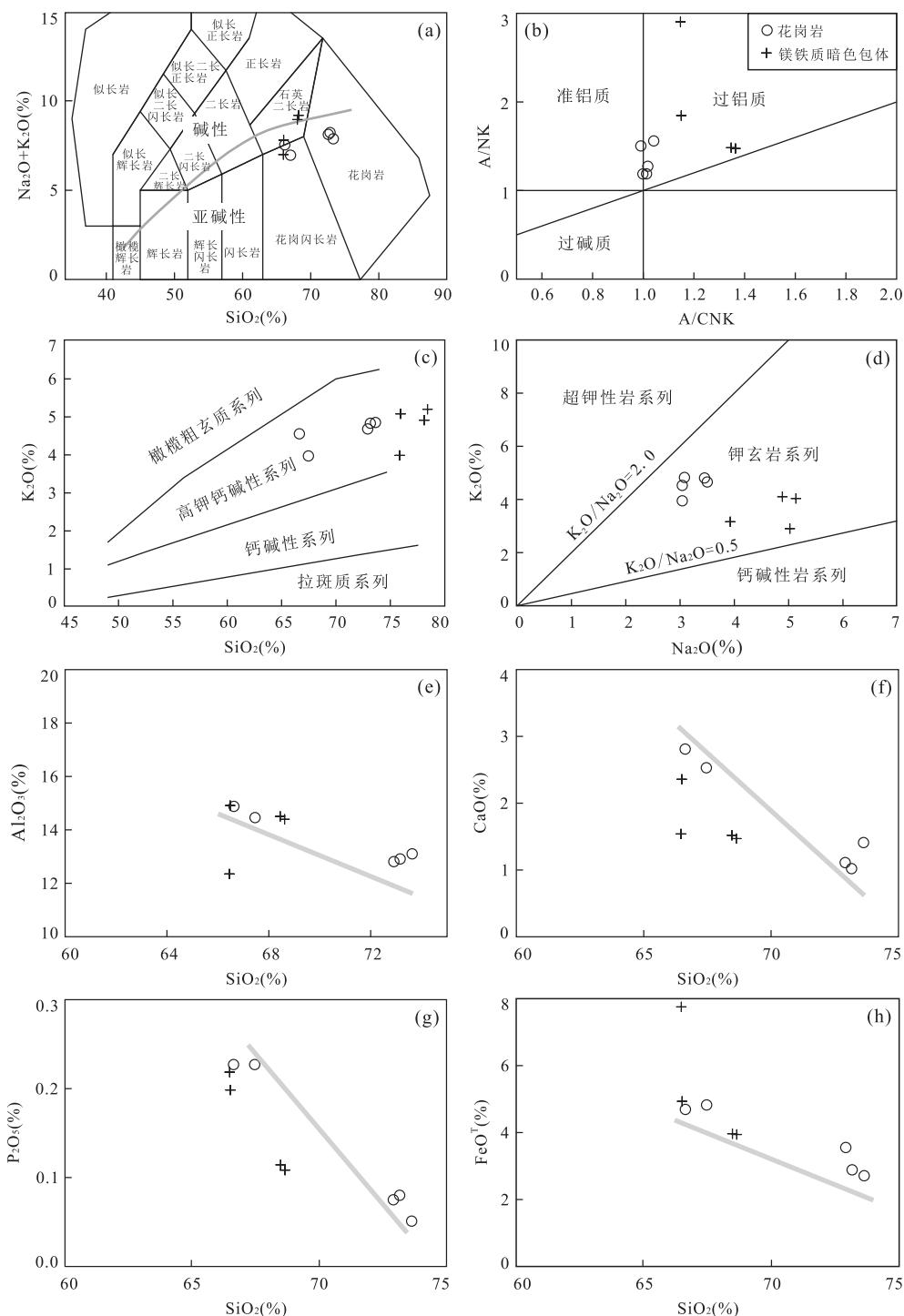


图 3 SiO_2 vs. 主量元素图解(a、c、e~h)、 A/CNK vs. A/NK 图解(b)和 Na_2O vs. K_2O 图解(d)

Fig.3 SiO₂ vs. selected major elements diagrams (a,c,e-h), A/CNK vs. A/NK diagram (b) and Na₂O vs. K₂O diagram (d)

模式,即分异的玄武质岩浆遭受地壳物质的混染。但也有学者提出A型花岗岩也可能由相对富水的变沉积岩部分熔融所形成(Huang et al., 2011; Sun et al., 2011),引发了新的争论(Clemens and Finger, 2012; Huang et al., 2012),争论的焦点之一就是源区氧逸度(f_{O_2})问题。一些学者把A型花岗

岩依据氧化还原状态分类,即分为“还原型”和“氧化型”两个亚类(Frost *et al.*, 1999; Dall’Agnol and de’Oliveira, 2007; Frost and Frost, 2011),开辟了A型花岗岩研究的新思路。需要指出的是,其中的“氧化型”只是相对氧化($f_{\text{O}_2} \approx \text{NNO}$, NNO 为 $\text{MnO}/(\text{MnO} + 1/2\text{FeO})$)。即便是这些A型花岗岩中含

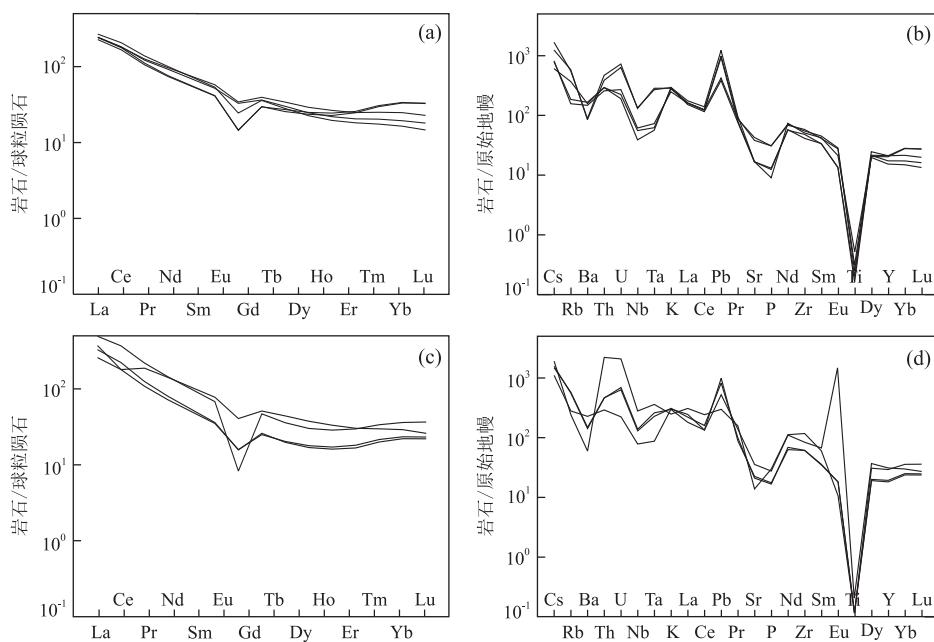


图 4 海宴花岗岩及其镁铁质暗色包体的稀土元素分布模式(a、c)和原始地幔标准化微量元素蜘蛛网图(b、d)

Fig.4 The chondrite-normalized rare earth elements (REE) (a,c) and the primitive mantle-normalized multi-element diagrams (b,d) of the Haiyan granites and MMEs

原始地幔微量元素据 Sun and McDonough(1989)

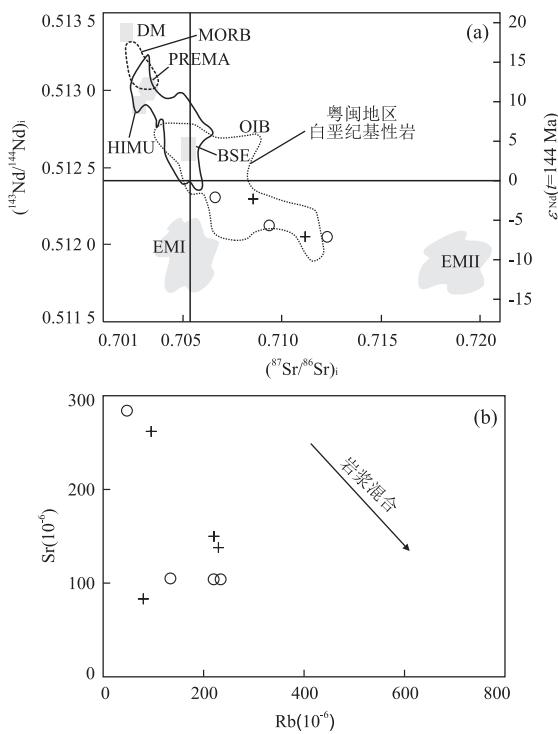


图 5 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ vs. $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 图解(a)和 Rb vs. Sr 图解(b)

Fig.5 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ vs. $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ diagram (a) and Rb vs. Sr diagram (b)

DM. 亏损地幔; MORB. 洋中脊玄武岩; PREMA. 初始地幔; HIMU. 高 U/Pb 比值地幔; OIB. 洋岛玄武岩; BSE. 地球总成分; EMI. I 型富集地幔; EMII. II 型富集地幔

有磁铁矿,它们仍不同于磁铁矿型(I型)花岗岩,不是真正的“氧化性”花岗岩,重点在于其源区的物理化学条件(Anderson and Bender, 1989; Dall'Agnol and de'Oliveira, 2007).一般认为,氧化型A型花岗岩源自下地壳氧化性质的长英质火成岩的部分熔融(Anderson and Morrison, 2005; Dall'Agnol and de'Oliveira, 2007),还原型A型花岗岩源自还原性的长英质火成岩,可能有变沉积物的参与(Anderson and Morrison, 2005),或是源自分异的拉斑质源区(Frost *et al.*, 1999).在还原型和氧化型A型花岗岩判别图解中,海宴花岗岩投影于氧化型A型花岗岩区(图6e和6f),与岩石中出现磁铁矿相印证,暗示其可能源自下地壳氧化性质的长英质火成岩的部分熔融.同时,也可以排除源自变沉积岩地壳物质的部分熔融,因为源自变沉积岩的岩浆通常具有极低的 f_{O_2} (10倍于 FMQ 之下, FMQ 为 fayalite-magnetite-quartz)(Clemens and Wall, 1981).结合海宴花岗岩相对低的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ ($-7.01 \sim -2.03$) 和 $T_{\text{DM}_2} = 1.11 \sim 1.51$ Ga,表明海宴花岗岩更可能源自于中元古代地壳氧化性质的长英质火成岩的部分熔融,且与区域上古老变质岩石无直接的成因联系.而主量元素随 SiO_2 的增加呈降低的趋势则表明,花岗质岩浆形成后经历了一定程度的分异结晶.

钾玄质岩的成因模式有很多种,主要包括:幔源

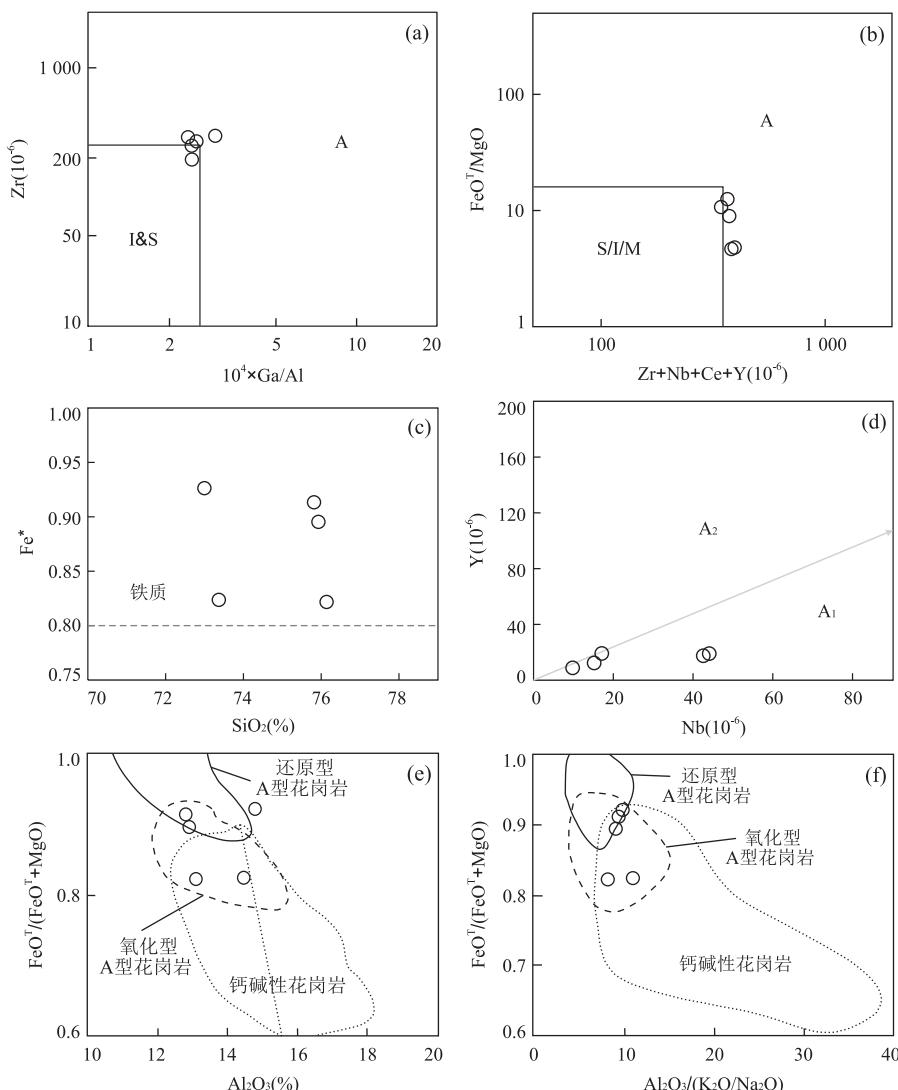


图 6 A 型花岗岩判别图解

Fig.6 Discriminant diagrams of A type granite

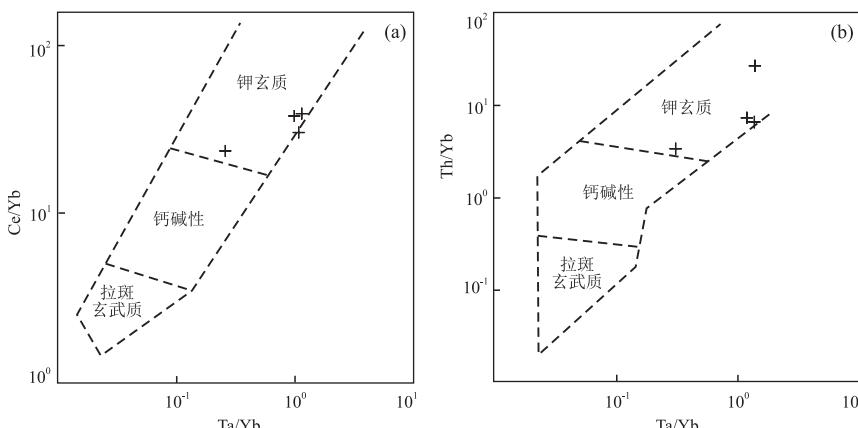
b. 据 Whalen *et al.* (1987); c. 据 Frost and Frost (2011); d. 据 Eby (1990); f. 据 Dall'Agnol *et al.* (2012)

图 7 Ta/Yb vs. Ce/Yb (a) 和 Ta/Yb vs. Th/Yb 关系图解 (b)

Fig.7 Ta/Yb vs. Ce/Yb (a) and Ta/Yb vs. Th/Yb diagrams (b)

据 Pearce (1982)

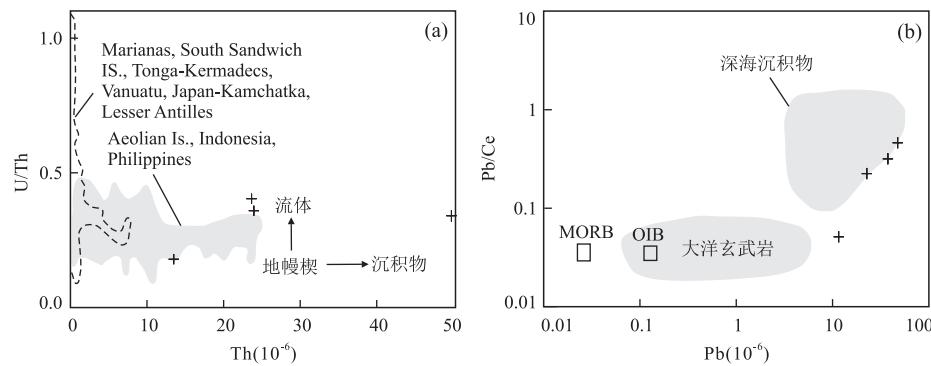


图 8 Th vs. U/Th 图解(a)和 Pb vs. Pb/Ce 图解(b)

Fig.8 Th vs. U/Th (a) and Pb vs. Pb/Ce diagrams (b)

图 a 据 Hawkesworth *et al.*(1997); 图 b 据 Othman *et al.*(1989)

岩浆经历地壳混染(Hébert *et al.*, 2014)、陆壳物质再循环形成的富集地幔部分熔融(Turner *et al.*, 1996)、俯冲进入地幔的大洋沉积物形成的交代富集地幔(Nelson, 1992)和玄武质岩浆的结晶分异等(Meen, 1990).该类岩石对于反演区域地幔性质具有重要意义.镁铁质暗色包体具有相对高的 SiO_2 含量(66.47%~68.64%),属于高硅钾玄质岩,对此岩石而言,一个不可回避的问题是,地壳是否作为其唯一的源区或是否需要显著地幔源组分的参与(Yang *et al.*, 2012).因此,镁铁质暗色包体的初始岩浆组分可能存在两种情况,一是完全源自下地壳基性岩石的部分熔融,二是源自地幔的玄武质岩浆与壳源长英质岩浆的混合.下地壳基性岩石在熔融时形成中酸性岩浆,由于高黏度,不能与同时形成的长英质岩浆发生混合作用(张旗,2012),且其熔融温度不一定较 A 型花岗质岩浆高,因此,地壳基性岩石作为包体初始岩浆的唯一源区可以被排除.海宴花岗岩中的镁铁质暗色微粒包体更可能由基性岩浆和长英质岩浆混合形成,包体内部包裹寄主岩斑晶、边缘穿插寄主岩矿物、普遍发育淬冷边以及针状磷灰石、Sr-Nd 同位素及微量元素相关关系(图 5)等证据也支持其岩浆混合成因.镁铁质暗色包体具有相对高的硅含量,表明混合作用的程度高.元素及 Sr-Nd 同位素组成表明,形成镁铁质暗色包体的基性端元的初始岩浆可能源自俯冲沉积物交代的富集地幔,证据包括:(1)低的 Nb/U 值(2.97~9.50),暗示其基性端元的初始岩浆的地幔源区非 MORB 和 OIB,而更可能是富集地幔(Wang *et al.*, 2012);(2)显著的“TNT”负异常.尽管其成因机制复杂,但绝大部分情况下与俯冲作用相关,俯冲带流体及大洋沉积物作用明显(Saunders *et al.*, 1991);(3)在图 8 中,样品

投影于深海沉积物源区及附近;(4)具有相对低的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(-6.99~-2.23),与粤闽地区基性岩相近,后者多被认为源自俯冲沉积物交代的富集地幔(李献华等,1997;朱捌等,2008).

4.3 构造意义

华南晚中生代大规模岩浆作用形成的动力学机制普遍被认为与古太平洋板块向华南大陆俯冲作用有关,主要包括始于中侏罗世的低角度俯冲与玄武质底侵作用相结合(Zhou *et al.*, 2006)和始于二叠纪末期(~265 Ma)的古太平洋板块平板俯冲且与 190~155 Ma 发生板片拆沉作用(Li and Li, 2007)等模式. J_2 - K_2 时期,华南广泛发育双峰式火山岩、变质核杂岩、巨型链状火山岩带和 A 型花岗岩带(孙涛和周新民,2002),以及多期基性岩浆活动:~200 Ma、~175 Ma、~140 Ma、~120 Ma 和 ~90 Ma(李献华等,1997),这些证据表明华南晚中生代处于多期次伸展或长期伸展背景.然而,区域性构造变质变形、角度不整合及褶皱—逆冲断层体系也反映了岩石圈经历挤压增厚过程,主要表现在:(1)华南大陆腹地广泛发育的 NE-NNE 向褶皱—逆冲断裂构造系统(李武显和周新民,2001),如;“江南古陆”北西缘陆内构造变形带(Yan *et al.*, 2003),赣中南南丰—于都和崇安—顺昌构造带内的逆冲构造和走滑构造(张岳桥等,2009);(2)东南沿海地区普遍发育的 K_1 地层与下伏地层角度不整合、 K_1 地层普遍发育褶皱及绿片岩相变质,且被未变质的 K_2 地层不整合覆盖(崔建军等,2013);(3)福建沿海发育侏罗纪变质花岗岩(168 Ma 和 165 Ma)、白垩纪变质花岗岩(146 Ma)及其副变质包体(T_3 - J)(徐先兵等,2009)等.进而有学者认为晚中生代可能存在两大构造旋回:165~120 Ma 和 115~80 Ma,经历

了两个地壳挤压增厚和随后的地壳伸展减薄过程。至于早白垩世早期,由于 K_1 与下伏前白垩纪地层角度不整合及 K_1 地层、岩石的变质作用,被认为是同构造的造山挤压阶段(崔建军等,2013)。

海宴早白垩世 A 型花岗岩及其钾玄质包体的发现,暗示着区域早白垩世可能处于伸展的构造背景。结合华南内陆少量分布的同期基性岩(~ 140 Ma)、碱性岩(如广东恶鸡脑,137 Ma)(李献华等,1997;王强等,2005)以及大陆腹地(政和一大浦断裂以西)未见普遍发育的 K_1 与下伏地层角度不整合等,表明早白垩世时期东南沿海地区可能与内陆地区所处的构造背景不尽相同,前者以挤压为主,表现为地壳增厚,后者以伸展为主,表现为岩石圈伸展减薄。至于整个晚中生代,可能均存在这种差异,即在一个大的、统一的构造体系下,同一时期不同地区可能存在不同的表现形式,有些地区挤压增厚,有些地区伸展拉张,不能一概而论,这在某种程度上也符合华南中生代长度超过 1 300 km 的构造—岩浆岩带的地质事实。

5 结论

(1) 海宴花岗岩及其镁铁质暗色包体形成于早白垩世早期(144.0 ± 1.7 Ma 和 141.1 ± 2.5 Ma),元素及 Sr-Nd 同位素组成表明它们分别具有 A 型花岗岩和钾玄质岩的特征。

(2) 元素及 Sr-Nd 同位素结果表明,海宴花岗岩可能源自中元古代氧化性质的地壳物质(长英质火成岩)部分熔融,钾玄质包体基性端元的初始岩浆可能源自俯冲沉积物交代的富集地幔。

(3) 海宴 A 型花岗岩及其钾玄质包体的发现,暗示着区域早白垩世可能处于伸展的构造背景,不同于同时期的东南沿海地区所表现的挤压作用。

致谢: 中国地质调查局武汉地质调查中心卢山松和段瑞春高工协助完成锆石 U-Pb 测年的实验及数据分析,在此表示衷心感谢!

References

- Anderson, J.L., Bender, E.E., 1989. Nature and Origin of Proterozoic A-Type Granitic Magmatism in the Southwestern United States of America. *Lithos*, 23 (1–2): 19–52. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(89\)90021-2](https://doi.org/10.1016/0024-4937(89)90021-2)
- Andersen, T., 2002. Correction of Common Lead in U-Pb Analyses that do not Report ^{204}Pb . *Chemical Geology*, 192 (1–2): 59–79. [https://doi.org/10.1016/s0009-2541\(02\)00195-x](https://doi.org/10.1016/s0009-2541(02)00195-x)
- Anderson, J.L., Morrison, J., 2005. Ilmenite, Magnetite, and Peraluminous Mesoproterozoic Anorogenic Granites of Laurentia and Baltica. *Lithos*, 80 (1–4): 45–60. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.05.008>
- Bonin, B., 2007. A-Type Granites and Related Rocks: Evolution of a Concept, Problems and Prospects. *Lithos*, 97: 1–29. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.12.007>
- Breiter, K., 2012. Nearly Contemporaneous Evolution of the A- and S-Type Fractionated Granites in the Krušné hory/Erzgebirge Mts., Central Europe. *Lithos*, 151: 105–121. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.09.022>
- Clemens, J.D., Wall, V.J., 1981. Crystallization and Origin of Some Peraluminous (S-Type) Granitic Magmas. *Canadian Mineralogist*, 19: 111–131.
- Clemens, J.D., Holloway, J.R., White, A.J.R., 1986. Origin of an A-Type Granite: Experimental Constraints. *American Mineralogist*, 71: 317–324.
- Clemens, J.D., Finger, F., 2012. Formation of High $\delta^{18}\text{O}$ Fayalite-Bearing A-Type Granite by High-Temperature Melting of Granulitic Metasedimentary Rocks, Southern China: Comment. *Geology*, 40 (10): e277. <https://doi.org/10.1130/g33175c.1>
- Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J.R., et al., 1982. Nature and Origin of A-Type Granites with Particular Reference to Southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80: 189–200. <https://doi.org/10.1007/BF00374895>
- Cui, J.J., Zhang, Y.Q., Dong, S.W., et al., 2013. Late Mesozoic Orogenesis along the Coast of Southeast China and Its Geological Significance. *Geology in China*, 40 (1): 86–105 (in Chinese with English abstract).
- Dall'Agnol, R., de'Oliveira, D.C., 2007. Oxidized, Magnetite-Series, Rapakivi-Type Granites of Carajás, Brazil: Implications for Classification and Petrogenesis of A-Type Granites. *Lithos*, 93 (3–4): 215–233. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.065>
- Dall'Agnol, R., Frost, C.D., Rämö, O.T., 2012. IGCP Project 510 “A-Type Granites and Related Rocks through Time”: Project Vita, Results, and Contribution to Granite Research. *Lithos*, 151: 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.08.003>
- DePaolo, D.J., Linn, A.M., Schubert, G., 1991. The Continental Crustal Age Distribution: Methods of Determining Mantle Separation Ages from Sm-Nd Isotopic Data and Application to the Southwestern United States. *Journal of Geophysical Research*, 96 (B2): 2071–2088. <https://doi.org/10.1029/95JB02831>

- doi.org/10.1029/90jb02219
- Eby, G.N., 1990. The A-Type Granitoids: A Review of Their Occurrence and Chemical Characteristics and Speculations on Their Petrogenesis. *Lithos*, 26: 115 – 134. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(90\)90043-z](https://doi.org/10.1016/0024-4937(90)90043-z)
- Eby, G.N., 1992. Chemical Subdivision of the A-Type Granitoids: Petrogenetic and Tectonic Implications. *Geology*, 20: 641 – 644. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020)
- Fan, C.F., Chen, P.R., 2000. Geochemical Characteristics and Tectonic Implication of Beitou a Type Granitic Intrusive in South Jiangxi Province. *Geochimica*, 29(4): 358 – 366 (in Chinese with English abstract).
- Frost, C.D., Frost, B.R., 1997. Reduced Rapakivi-Type Granites: The Tholeiite Connection. *Geology*, 25: 647 – 650. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025)
- Frost, C. D., Frost, B. R., Chamberlain, K. R., et al., 1999. Petrogenesis of the 1.43 Ga Sherman Batholith, SE Wyoming: A Reduced Rapakivi-Type Anorogenic Granite. *Journal of Petrology*, 40: 1771 – 1802. <https://doi.org/10.1093/petroj/40.12.1771>
- Frost, C.D., Frost, B.R., 2011. On Ferroan (A-Type) Granitoids: Their Compositional Variability and Modes of Origin. *Journal of Petrology*, 52: 39 – 53. <https://doi.org/10.1093/petrology/eqq070>
- Fu, J.M., Ma, C.Q., Xie, C.F., et al., 2004. Geochemistry and Tectonic Setting of Xishan Aluminous A-Type Granitic Volcanic-Intrusive Complex, Southern Hunan. *Journal of Earth Sciences and Environment*, 26(4): 15 – 23 (in Chinese with English abstract).
- Hawkesworth, C.J., Turner, S.P., Mcdermott, F., et al., 1997. U-Th Isotopes in Arc Magmas; Implications for Element Transfer from Subducted Crust. *Science*, 276: 551 – 555. <https://doi.org/10.1126/science.276.5312.551>
- Hébert, R., Guilmette, C., Dostal, J., et al., 2014. Miocene Post-Collisional Shoshonites and Their Srustal Xenoliths, Yarlung Zangbo Suture Zone Southern Tibet: Geodynamic Implications. *Gondwana Research*, 25 (3): 1263 – 1271. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.05.013>
- Huang, H.Q., Li, X.H., Li, W.X., et al., 2011. Formation of High $\delta^{18}\text{O}$ Fayalite-Bearing A-Type Granite by High-Temperature Melting of Granulitic Metasedimentary Rocks, Southern China. *Geology*, 39: 903 – 906. <https://doi.org/10.1130/G32080.1>
- Huang, H.Q., Li, X.H., Li, W.X., et al., 2012. Formation of High $\delta^{18}\text{O}$ Fayalite-Bearing A-Type Granite by High-Temperature Melting of Granulitic Metasedimentary Rocks, Southern China: Reply. *Geology*, 40: e278. <https://doi.org/10.1130/G33526Y.1>
- Jia, X. H., Wang, X. D., Yang, W. Q., et al., 2014. The Early Jurassic A-Type Granites in Northern Guangxi, China: Petrogenesis and Implications. *Earth Science*, 39 (1): 21 – 36 (in Chinese with English abstract). <https://doi.org/10.3799/dqkx.2014.003>
- Li, W.X., Zhou, X. M., 2001. Subduction of the Paleo-Pacific Plate and Origin of Late Mesozoic Igneous Rocks in Southeastern China. *Geotectonica et Metallogenia*, 25 (1): 55 – 63 (in Chinese with English abstract).
- Li, X.H., Hu, R.Z., Rao, B., 1997. Geochronology and Geochemistry of Cretaceous Mafic Dikes from Northern Guangdong, SE China. *Geochimica*, 26 (2): 14 – 31 (in Chinese with English abstract).
- Li, X.H., Li, W.X., Li, Z.X., 2007. On the Genetic Classification and Tectonic Implications of the Early Yanshanian Granitoids in the Nanling Range, South China. *Chinese Science Bulletin*, 62(9): 981 – 991 (in Chinese).
- Li, X.H., McCulloch, M.T., 1996. Nd Isotopic Evolution of Sediments from the Southern Margin of the Yangtze Block and Its Tectonic Significance. *Acta Petrologica Sinica*, 12(3): 359 – 369 (in Chinese with English abstract).
- Li, Z.X., Li, X.H., 2007. Formation of the 1 300-km-Wide Intracontinental Orogen and Postorogenic Magmatic Province in Mesozoic South China: A Flat-Slab Subduction Model. *Geology*, 35(2): 179 – 182. <https://doi.org/10.1130/g23193a.1>
- Litvinovsky, B.A., Steele, I. M., Wickham, S. M., 2000. Silicic Magma Formation in Overthickened Crust: Melting of Charnockite and Leucogranite at 15, 20 and 25 kbar. *Journal of Petrology*, 41 (5): 717 – 737. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.5.717>
- Litvinovsky, B.A., Jahn, B.M., Zanvilevich, A.N., et al., 2002. Petrogenesis of Syenite-Granite Suites from the Bryan-sky Complex (Transbaikalia, Russia): Implications for the Origin of A-Type Granitoid Magmas. *Chemical Geology*, 189: 105 – 133. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00142-0](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00142-0)
- Liu, C.S., Chen, X.M., Wang, R.C., 2003. Origin of Nankun-shan Aluminous A-type Granite, Longkou County, Guangdong Province. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 22(1): 1 – 10 (in Chinese with English abstract).
- Liu, Y.S., Hu, Z.C., Gao, S., et al., 2008. In Situ Analysis of Major and Trace Elements of Anhydrous Minerals by LA-ICP-MS without Applying an Internal Standard. *Chemical Geology*, 257 (1 – 2): 34 – 43. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.08.004>
- Loiselle, M.C., Wones, D., 1979. Characteristics and Origin of Anorogenic Granites. *Geological Society of America*,

- Abstracts with Programs*, 11: 468.
- Ludwig, K.R., 2001. ISOPLOT/Ex (rev. 2.49): A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Centre. *Spec Pub*, 1: 1–56.
- Meen, J.K., 1990. Elevation of Potassium Content of Basaltic Magma by Fractional Crystallization: The Effect of Pressure. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104(3): 309–331. <https://doi.org/10.1007/bf00321487>
- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming Materials in the Magma/Igneous Rock System. *Earth-Science Reviews*, 37 (3–4): 215–224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Müller, D., Groves, D.I., 1995. Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization. *Springer Berlin Heidelberg*, 56(1): 249–225.
- Nelson, D.R., 1992. Isotopic Characteristics of Potassic Rocks: Evidence for the Involvement of Subducted Sediments in Magma Genesis. *Lithos*, 28(3–6): 403–420. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(92\)90016-r](https://doi.org/10.1016/0024-4937(92)90016-r)
- Othman, D.B., White, W.M., Patchett, J., 1989. The Geochemistry of Marine Sediments, Island Arc Magma Genesis, and Crust-Mantle Recycling. *Earth and Planetary Science Letters*, 94(1–2): 1–21. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(89\)90079-4](https://doi.org/10.1016/0012-821x(89)90079-4)
- Pearce, J., 1982. Trace Element Characteristics of Lavas from Destructive Plate Boundaries. In: Thorpe, R.S., ed., *Andesites; Orogenic Andesites and Related Rocks*. John Wiley, New York, 525–548.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contributions of Mineralogy and Petrology*, 58(1): 63–81. <https://doi.org/10.1007/bf00384745>
- Qiu, J.S., Wang, D.Z., Satoshi, K. et al., 2000. Geochemistry and Petrogenesis of Aluminous A-Type Granites in the Coastal Area of Fujian Province. *Geochemica*, 29(4): 313–321 (in Chinese with English abstract).
- Qu, X.M., Hou, Z.Q., Li, Y.G., 2004. Melt Components Derived from a Subducted Slab in late Orogenic Ore-Bearing Porphyries in the Gangdese Copper Belt, Southern Tibetan (Xizang) Plateau. *Lithos*, 74(3–4): 131–148. [https://doi.org/10.1016/s0024-4937\(04\)00027-1](https://doi.org/10.1016/s0024-4937(04)00027-1)
- Saunders, A.D., Norry, M.J., Tarney, J., 1991. Fluid Influence on the Trace Element Compositions of Subduction Zone Magmas. *Transactions of the Royal Society of London A*, 335: 377–392. <https://doi.org/10.1098/rsta.1991.0053>
- Sun, S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. *Geological Society of London Special Publications*, 42(1): 313–345. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19>
- Sun, T., Zhou, X.M., 2002. Mesozoic Extension in Southeast China: Petrologic Symbols. *Journal of Nanjing University (Natural Sciences)*, 38(6): 737–746 (in Chinese with English abstract).
- Sun, Y., Ma, C.Q., Liu, Y.Y., et al., 2011. Geochronological and Geochemical Constraints on the Petrogenesis of Late Triassic Aluminous A-Type Granites in Southeast China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 42(6): 1117–1131. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2011.06.007>
- Turner, S., Arnaud, N., Liu, J., 1996. Post-Collision, Shoshonitic Volcanism on the Tibetan Plateau: Implications for Convective Thinning of the Lithosphere and the Source of Ocean Island Basalts. *Journal of Petrology*, 37(1): 45–71. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.1.45>
- Wang, Q., Zhao, Z.H., Jian, P., et al., 2005. Geochronology of Cretaceous A-Type Granitoids or Alkaline Intrusive Rocks in the Hinterland, South China: Constraints for Late-Mesozoic Tectonic Evolution. *Acta Petrological Sinica*, 21(3): 795–808 (in Chinese with English abstract).
- Wang, Q., Li, X.H., Jia, X.H., et al., 2012. Late Early Cretaceous Adakitic Granitoids and Associated Magnesian and Potassium-Rich Mafic Enclaves and Dikes in the Tunchang-Fengmu Area, Hainan Province (South China): Partial Melting of Lower Crust and Mantle, and Magma Hybridization. *Chemical Geology*, 328: 222–243. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.04.029>
- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W., 1987. A-Type Granites: Geochemical Characteristics, Discrimination and Petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4): 407–419. <https://doi.org/10.1007/bf00402202>
- Wu, F.Y., Sun, D.Y., Li, X.H., et al., 2002. A-Type Granites in Northeastern China: Age and Geochemical Constraints on Their Petrogenesis. *Chemical Geology*, 187: 143–173. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00018-9](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00018-9)
- Xiao, E., Qiu, J.S., Xu, X.S., et al., 2007. Geochronology and Geochemistry of the Yaokeng Alkaline Granitic Pluton in Zhejiang Province: Petrogenetic and Tectonic Implications. *Acta Petrologica Sinica*, 23(6): 1431–1440 (in Chinese with English abstract).
- Xie, L., Wang, R.C., Chen, X.M., et al., 2005. Th-Rich Zircon from Peralkaline A-Type Granite: Mineralogical Features and Petrological Implications. *Chinese Science Bulletin*, 50(10): 1016–1023 (in Chinese).
- Xu, X.B., Zhang, Y.Q., Jia, D., et al., 2009. Early Mesozoic Geotectonic Processes in South China. *Geology in China*, 36

- (3):573—593 (in Chinese with English abstract).
- Yan, P. Y., Zhou, M. F., Song, H. L., et al., 2003. Origin and Tectonic Significance of a Mesozoic Multi-Layer Over-Thrust System within the Yangtze Block (South China). *Tectonophysics*, 361(3—4):239—254. [https://doi.org/10.1016/s0040-1951\(02\)00646-7](https://doi.org/10.1016/s0040-1951(02)00646-7)
- Yang, J. H., Wu, F. Y., Chung, S. L., et al., 2006. A Hybrid Origin for the Qianshan A-Type Granite, Northeast China: Geochemical and Sr-Nd-Hf Isotopic Evidence. *Lithos*, 89: 89—106. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.10.002>
- Yang, J. H., Sun, J. F., Zhang, M., et al., 2012. Petrogenesis of Silica-Saturated and Silica-Undersaturated Syenites in the Northern North China Craton Related to Post-Collisional and Intraplate Extension. *Chemical Geology*, 328: 149—167. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2011.09.011>
- Yuan, H. L., Wu, F. Y., Gao, S., et al., 2003. Determination of U-Pb Age and Rare Earth Element Concentrations of Zircon from Cenozoic Intrusions in Northeastern China by Laser Ablation ICP-MS. *Chinese Science Bulletin*, 48(14):1511—1520 (in Chinese).
- Zhang, M., Chen, P. R., Huang, G. L., 2006. Single-Zircon La-ICP-MS Ages of the Longyuanba Pluton in the Eastern Nanling Region and Geological Implication. *Acta Geologica Sinica*, 80(7):984—994 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, Q., 2012. Could Granitic Magmas Experience Fractionation and Evolution? *Acta Petrologica et Mineralogica*, 31(2):252—260 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, Y. Q., Xu, X. B., Jia, D., et al., 2009. Deformation Record of the Change from Indosian Collision-Related Tectonic System to Yanshanian Subduction-Related Tectonic System in South China during the Early Mesozoic. *Earth Science Frontiers*, 16(1):234—247 (in Chinese with English abstract).
- Zhou, X. M., Sun, T., Shen, W. Z., et al., 2006. Petrogenesis of Mesozoic Granitoids and Volcanic Rocks in South China: A Response Totectonic Evolution. *Episodes*, 29(1):26—33.
- Zhou, X. M., Chen, P. R., Xu, X. S., et al., 2007. Petrogenesis of Late-Mesozoic Granites in the Nanling Ranges and Lithospheric Dynamics Evolution. Science Press, Beijing (in Chinese).
- Zhu, B., Ling, H. F., Shen, W. Z., et al., 2008. Geochemical Characteristics of Late Cretaceous Diabase Porphyrite Dikes in the Xiaozhuang Uranium Orefield, Northern Guangdong Province and its Tectonic Significance. *Geological Review*, 54(1):26—36 (in Chinese with English abstract).
- Zhu, J. C., Zhang, P. H., Xie, C. F., et al., 2006. The Huashan-Guposhan A-Type Granitoid Belt in the Western Part of the Nanling Mountains: Petrology, Geochemistry and Genetic Interpretations. *Acta Geologica Sinica*, 80(4):529—542 (in Chinese with English abstract).
- ### 附中文参考文献
- 崔建军,张岳桥,董树文,等,2013.华南陆缘晚中生代造山及其地质意义.中国地质,40(1): 86—105.
- 范春方,陈培荣,2000.赣南陂头 A 型花岗岩的地质地球化学特征及其形成的构造环境.地球化学, 29(4): 358—366.
- 付建明,马昌前,谢才富,等,2004.湘南西山铝质 A 型花岗质火山—侵入杂岩的地球化学及其形成环境.地球科学与环境学报,26(4): 15—23.
- 贾小辉,王晓地,杨文强,2014.桂北圆石山早侏罗世 A 型花岗岩的岩石成因及意义.地球科学,39(1): 21—36. <https://doi.org/10.3799/dqkx.2014.003>
- 李武显,周新民,2001.古太平洋岩石圈消减与中国东南部晚中生代火成岩成因——岩石圈消减与玄武岩底侵相结合模式的补充证据.大地构造与成矿学,25(1): 55—63.
- 李献华,胡瑞忠,饶冰,1997.粤北白垩纪基性岩脉的年代学和地球化学.地球化学,26(2): 14—31.
- 李献华,李武显,李正祥,2007.再论南岭燕山早期花岗岩的成因类型与构造意义.科学通报,62(9): 981—991.
- 李献华,McCulloch, M. T., 1996.扬子南缘沉积岩的 Nd 同位素演化及其大地构造意义.岩石学报,12(3): 359—369.
- 刘昌实,陈小明,王汝成,等,2003.广东龙口南昆山铝质 A 型花岗岩的成因.岩石矿物学杂志,22(1): 1—10.
- 邱检生,王德滋, Santoshi, K., 等, 2000.福建沿海铝质 A 型花岗岩的地球化学及岩石成因.地球化学, 29(4): 313—321.
- 孙涛,周新民,2002.中国东南部晚中生代伸展应力体制的岩石学标志.南京大学学报(自然科学版), 38(6): 737—746.
- 王强,赵振华,简平,等,2005.华南腹地白垩纪 A 型花岗岩类或碱性侵入岩年代学及其对华南晚中生代构造演化的制约.岩石学报,21(3): 795—808.
- 肖娥,邱检生,徐夕生,等,2007.浙江瑶坑碱性花岗岩体的年代学、地球化学及其成因与构造指示意义.岩石学报,23(6): 1431—1440.
- 谢磊,王汝成,陈小明,等,2005.碱性 A 型花岗岩中的富钛锆石:矿物学研究与岩石学意义.科学通报,50(10): 1016—1023.
- 徐先兵,张岳桥,贾东,等,2009.华南早中生代大地构造过程.中国地质,36(3): 573—593.
- 袁洪林,吴福元,高山,等,2003.东北地区新生代侵入体的锆石激光探针 U-Pb 年龄测定与稀土元素成分分析.科学通报,48(14): 1511—1520.
- 张敏,陈培荣,黄国龙,等,2006.南岭东段龙源坝复式岩体 La-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义.地质学报,

- 80(7): 984—994.
- 张旗,2012.花岗质岩浆能够结晶分离和演化吗?岩石矿物学杂志,31(2): 252—260.
- 张岳桥,徐先兵,贾东,等,2009.华南早中生代从印支期碰撞构造体系向燕山期俯冲构造体系转换的形变记录.地学前缘,16(1): 234—247.
- 周新民,陈培荣,徐夕生,等,2007.南岭地区晚中生代花岗岩

- 成因与岩石圈动力学演化.北京:科学出版社.
- 朱捌,凌洪飞,沈渭洲,等,2008.粤北下庄矿田晚白垩世辉绿玢岩的地球化学特征及其构造意义.地质论评,54(1): 26—36.
- 朱金初,张佩华,谢才富,等,2006.南岭西段花山—姑婆山 A 型花岗质杂岩带:岩石学、地球化学和岩石成因.地质学报,80(4): 529—542.

* * * * *



<https://doi.org/10.3799/dqkx.2018.234>

扬子克拉通核部黄陵地区中太古代花岗杂岩中发现 3.00~2.93 Ga 变质事件

魏运许^{1,2},徐大良¹,周文孝³,万渝生⁴,黄显校³,赵小明¹,段其发¹,杨世平⁵

- 1.中国地质调查局武汉地质调查中心,湖北武汉 430205
- 2.中国地质调查局花岗岩成岩成矿地质研究中心,湖北武汉 430205
- 3.中国地质大学地质调查研究院,湖北武汉 430074
- 4.中国地质科学院地质研究所北京离子探针中心,北京 100037
- 5.湖北省核工业地质调查院,湖北孝感 432100

黄陵穹窿位于华南扬子克拉通核部地区(彭松柏等,2016),地处兴山县高岚镇、水月寺镇—宜昌市夷陵区殷家坪镇和雾渡河镇一带,出露有太古宙—元古代崆岭杂岩(崆岭岩群)(魏君奇等,2009;魏君奇和王建雄,2012),亦称崆岭高级变质地体,是目前扬子克拉通已知出露最广、时代最老的基底岩系(高山和张本仁,1990; Qiu et al., 2000; 高山等,2001; Zhang et al., 2006a; 焦文放等,2009; 魏君奇和王建雄,2012; Guo et al., 2014; 胡蓉等,2016),能够精确记录黄陵结晶基底形成过程中各种构造—岩浆—变质事件发生的时间及性质(魏君奇和王建雄,2012),是了解扬子克拉通早期形成与演化历史的重要窗口。

崆岭杂岩中已知最老岩石地层单元为野马洞岩组,最新调查研究表明,在黄陵地区孔子河一带,原

中元古代孔子河组被 2.2 Ga 的花岗斑岩侵入(Xu et al., 2018);该地层中变基性—超基性岩中获得 3.0 Ga 左右的锆石 U-Pb 年龄(Xu et al., 2016);长石石英岩中谐和锆石年龄最小值为 2.94 Ga,同时,在其周缘还发现存在~3.0 Ga 及≤2.95 Ga 的中太古代花岗岩(项目组未发表数据).由此可见,原孔子河组中有相当部分为中太古代野马洞岩组,其中基性—超基性岩出露近 50 m,其余地方多数被后期岩体侵入,以包体形式出露或被后期地层所覆盖,其岩石组合可分 3 类:第一类是变质超基性—基性火山岩,如滑石透闪石片岩、透闪石片岩等.变质超基性原岩包括玄武质科马提岩和科马提岩:低 SiO₂ (39.67%~43.93%)、TiO₂ (0.25%~0.27%),高 Cr (1.351×10⁻⁶~1.961×10⁻⁶)、Ni (1.008×10⁻⁶~1.031×10⁻⁶),Mg[#] 值为 0.83~0.85,Al₂O₃/TiO₂=