中国科学: 地球科学 2013 年 第 43 卷 第 11 期: 1874 ~ 1892
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

何家庄岩体的年龄和成因及其对南秦岭早三叠世构造演化的制约

杨朋涛[①②], 刘树文[①*], 李秋根[①], 王宗起[③], 张帆[①], 王伟[①]

① 北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室, 北京 100871;
② 中国地震局地壳应力研究所地壳动力学重点实验室, 北京 100085;
③ 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037
* 联系人, E-mail: swliu@plu.edu.cn

收稿日期: 2012-10-29; 接受日期: 2013-03-28; 网络版发表日期: 2013-10-30
"十二五"国家科技支撑计划(编号: 2011BAB04B05)、"十一五"国家科技支撑计划(编号: 2006BAB01A11)和国家自然科学基金项目(批准号: 41072143, 41072169)资助

摘要 何家庄岩体位于勉略带以北的南秦岭构造带北部, 主体岩性为花岗闪长岩. LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素定年结果揭示这些花岗闪长岩侵位于~248 Ma. 岩浆锆石的 $\varepsilon_{Hf}(t)$值在–4.8~8.8 之间变化, Hf 亏损地幔模式年龄(T_{DM})为 537~1061 Ma. 何家庄岩体花岗闪长岩属于中钾到高钾钙碱性系列, 具有与埃达克岩相似的地球化学特征. 所有样品均表现为高的 SiO_2(66.6%~70.0%), Al_2O_3(15.04%~16.10%), Na_2O(3.74%~4.33%)含量和 Mg#(54.2~61.7)值, 高的 Sr(627~751 ppm), Cr(55~373 ppm)和 Ni(17.2~182 ppm)含量, 低的 Y(5.42~8.41 ppm)和 Yb(0.59~0.74 ppm)含量, 轻重稀土强烈分异($(La/Yb)_N$= 18.9~34.0), 但重稀土相对平坦, 明显的正 Eu 异常(δEu=1.10~2.22), 富集大离子亲石元素, 亏损 Nb, Ta, P 和 Ti. 岩石成因研究表明这些花岗闪长岩形成于岛弧环境下俯冲洋壳残片和沉积物构成的混合源的部分熔融, 其熔体受到了地幔楔物质的污染. 何家庄岩体年龄及岩石成因证明勉略洋壳俯冲从~248 Ma 之前就已经开始, 并且南秦岭地区在早三叠世仍处于洋壳俯冲动力学背景.

关键词
何家庄花岗闪长岩
锆石 U-Pb 同位素定年
岩石成因
构造背景
南秦岭构造演化

勉县-略阳构造带(勉略带)是近年来继商丹缝合带发现之后在秦岭中识别出的又一条重要的板块缝合带. 它代表了古特提斯洋的东北分支, 对研究秦岭造山带晚古生代到早中生代的构造演化以及中国大陆主体拼合有着重要的意义(张国伟等, 2001; Meng 和 Zhang, 1999, 2000). 勉略带向西与东昆仑阿尼玛卿缝合带相连, 向东经大巴山与大别构造带相接(图 1(a)), 以勉县-略阳蛇绿构造混杂岩带为代表(赖绍聪等, 2003, 2010a, 2010b; 张国伟等, 2001; Dong 等, 2011a; Lai 等, 1996, 2004, 2008; Li 等, 2007; Xu 等, 2002a, 2008).

近年来对勉略带中蛇绿岩及相关火山岩做了大量的研究工作, 在勉略带中识别出很多高度亏损的洋中脊型玄武岩(MORB)古洋壳残片、双峰式火山岩、

中文引用格式: 杨朋涛, 刘树文, 李秋根, 等. 何家庄岩体的年龄和成因及其对南秦岭早三叠世构造演化的制约. 中国科学: 地球科学, 2013, 43: 1874–1892
英文引用格式: Yang P T, Liu S W, Li Q G, et al. Chronology and petrogenesis of the Hejiazhuang granitoid pluton and its constraints on the Early Triassic tectonic evolution of the South Qinling Belt. Science China: Earth Sciences, 2013, doi: 10.1007/s11430-013-4666-6

洋岛火山岩和岛弧火山岩(李曙光等, 1996, 2003; 赖绍聪等, 2003, 2010a, 2010b; 裴先治等, 2002; 张本仁等, 2002; 张国伟等, 2001; Dong 等, 2011a; Lai 等, 2004, 2008; Li 等, 2007; Xu 等, 2002a, 2008), 并认为勉略带代表了一个完整的威尔逊旋回, 即秦岭地区从泥盆纪到三叠纪存在一个勉略有限洋盆. 这一有限洋盆在泥盆纪打开, 并在二叠纪向北部的南秦岭地块发生洋壳的俯冲消减, 最终在三叠纪闭合(Lai 等, 2008; Li 等, 2007; Xu 等, 2002a, 2008). 由于晚古生代岛弧火山岩及相关的侵入体在南秦岭构造带中只有少量出露, 并且缺乏精确的定年数据来限制勉略带的俯冲及碰撞, 因此勉略洋的消减及最终闭合时限仍存在争议. 李曙光等(2003)报道了勉略带中三岔子蛇绿混杂岩中与岛弧岩浆作用有关的斜长花岗岩的锆石 U-Pb 下交点年龄为(300±61) Ma, 并认为这一年龄代表了勉略洋开始俯冲的时代. 然而张宗清等(2006)对该斜长花岗岩进行了系统的锆石 U-Pb、斜长石 ^{40}Ar-^{39}Ar 以及 Rb-Sr, Sm-Nd 同位素分析, 认为该岩体形成于新元古代, 并在~300 Ma 和~250 Ma 发生过强烈的变质改造. Lai 等(2008)分析了勉略带中古洋壳残片的 Sm-Nd 同位素年龄为 350~245 Ma, 认为勉略洋壳持续时间为泥盆纪到早三叠世, 并且秦岭造山带在中三叠世已经结束俯冲, 进入碰撞造山演化阶段. Xu 等(2008)认为勉略洋盆在晚石炭纪开始向南俯冲, 并于三叠纪闭合. 也有学者认为勉略洋盆在晚古生代到早三叠世仍处于稳定的扩张阶段, 最早的洋壳俯冲不会早于 245 Ma, 勉略洋最终闭合为晚三叠世(Jiang 等, 2010).

秦岭造山带中尤其是南秦岭构造带中分布了大量的三叠纪花岗质侵入体(图 1(b)). 自西向东主要由糜署岭岩体、迷坝岩体、光头山岩体、留坝岩体、西坝岩体、华阳岩体、五龙岩体、老城岩体、胭脂坝

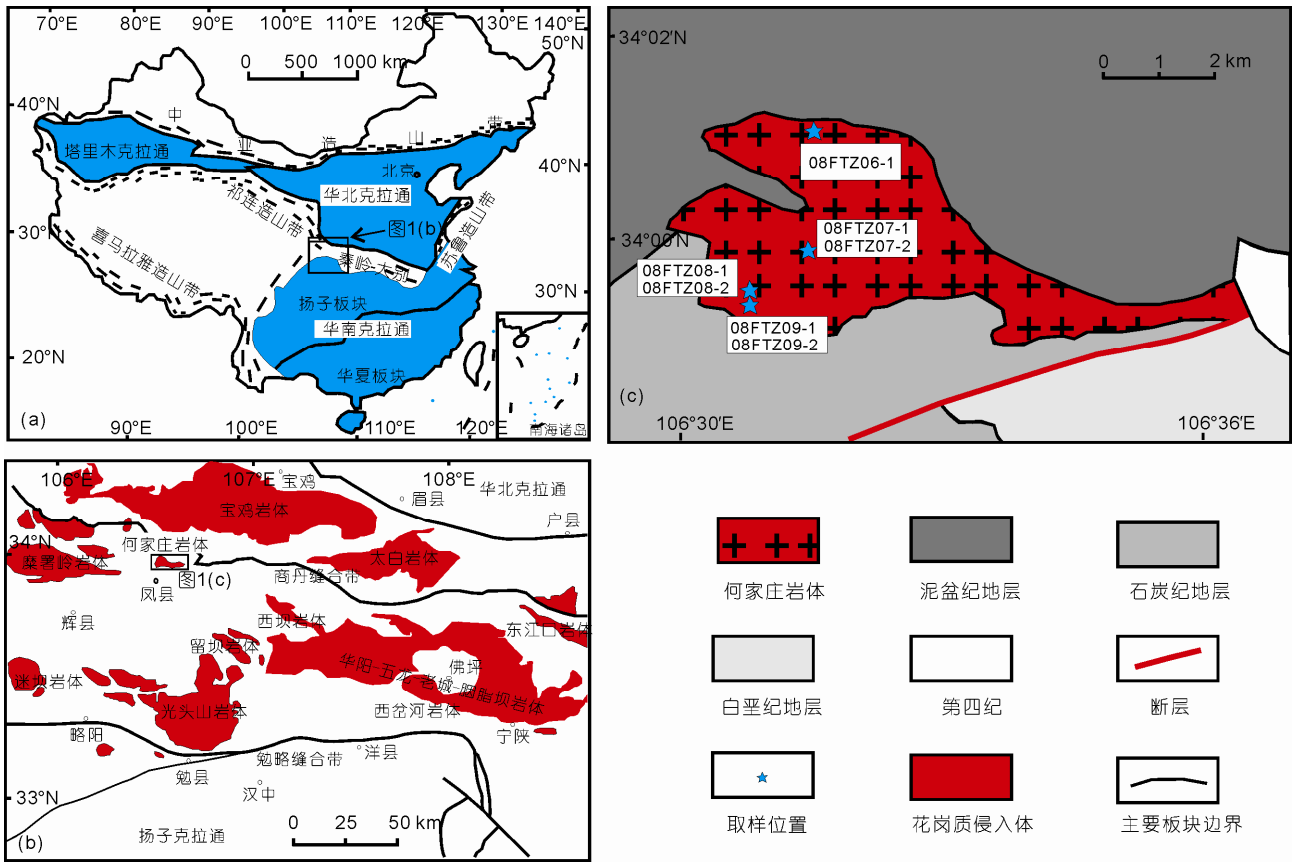

图 1 中国大地构造单元划分、秦岭造山带花岗岩分布及何家庄岩体地质简图

(a) 中国大地构造单元划分图(底图根据 Wang W 等(2011)修改); (b) 秦岭造山带三叠纪花岗岩分布及主要构造单元划分图(底图根据 Dong 等(2012)修改); (c) 何家庄岩体地质简图(底图根据 1:20 地质图修改)

岩体、东江口岩体、柞水岩体、曹坪岩体和沙河湾岩体等组成(张国伟等, 2001; 严阵等, 1985). 主要的岩石类型为石英闪长岩、花岗闪长岩、二长花岗岩、石英二长岩、黑云母花岗岩和二云母花岗岩. 前人研究表明这些花岗质侵入体形成时代多数集中在225~200 Ma (金维浚等, 2005; 秦江峰等, 2011; 刘树文等, 2011; 孙卫东等, 2000; 王娟等, 2008; 王晓霞等, 2003; 吴峰辉等, 2009; 严阵等, 1985; 杨恺等, 2009; 张成立等, 2005, 2008; 张帆等, 2009; Dong 等, 2012; Jiang 等, 2010; Liu 等, 2011; Sun 等, 2002; Wang X X 等, 2011; Yang 等, 2011, 2012; Zhang 等, 2011, 2012), 而早-中三叠世的花岗质侵入体只在西秦岭夏河地区有少量报导(金维浚等, 2005). 南秦岭构造带早中三叠世物质记录的缺失制约了对秦岭造山带早三叠世构造演化的理解.

本文对勉略缝合带北侧的何家庄岩体进行了详细的锆石 U-Pb 同位素定年, 并进行了锆石 Lu-Hf 同位素及全岩地球化学分析, 目的在于确定其花岗闪长质岩石时代、成因及其形成的动力学背景, 进而限定南秦岭地区早、中三叠世的构造演化.

1 何家庄花岗闪长岩体的地质特征及岩石学特征

何家庄岩体位于陕西省凤县北部, 商丹断裂带南侧, 大地构造位置属于南秦岭构造带北部, 出露面积为~20 km^2 (图 1(b)). 岩体北部侵入到泥盆纪砂质微粒灰岩与千枚岩中, 南部侵入到石炭纪钙质千枚岩或厚层灰岩中, 岩体与白垩纪东河群呈断层接触(图 1(c)). 何家庄岩体被数条晚期辉绿岩脉体切穿, 辉绿岩脉最宽达 5 m, 最窄的仅 20 cm (图 2(a)). 岩体的主体岩性为角闪石黑云母花岗闪长岩. 岩体中分

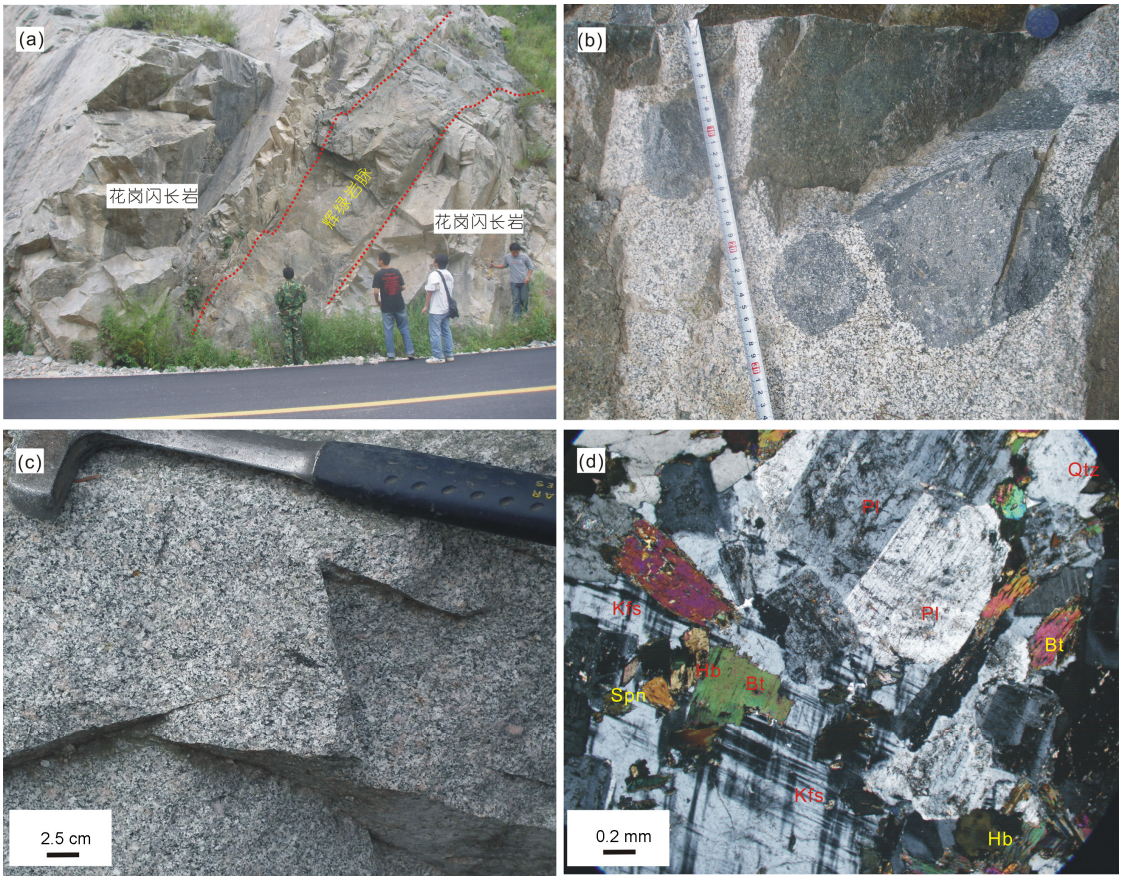

图 2 何家庄岩体野外照片及代表样品的显微照片

(a) 花岗闪长岩中辉绿岩脉; (b) 花岗闪长岩中暗色包体; (c) 岩石中的片麻理构造和岩性特征; (d) 花岗闪长岩显微照片, Hb: 角闪石; Bt: 黑云母; Pl: 斜长石; Kfs: 钾长石; Qtz: 石英; Spn: 榍石

布有大量成群的铁镁质岩石包体, 包体呈椭圆状或者不规则形状, 与寄主岩石呈截然接触关系 (图 2(b)).

何家庄岩体中的花岗闪长岩呈灰白色, 粗粒似斑状结构, 不同程度地发育片麻状构造(图 2(c)), 表现为暗色矿物黑云母角闪石定向排列, 部分暗色包体被拉长沿着片麻理定向分布(图 2(c)), 指示在花岗闪长岩结晶后受到挤压变形的改造. 其主要矿物组合为斜长石(40%)、钾长石(15%~20%)、石英(~20%)、黑云母(5%~10%)和少量角闪石(图 2(d)), 副矿物为榍石、锆石和褐帘石等. 斑晶主要为斜长石、钾长石和少量角闪石, 石英呈他形粒状, 充填于其他矿物之间.

2 分析方法

样品的锆石单矿物分离是在河北区测队(廊坊)完成. 锆石的透反射显微照相在北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室进行. 锆石的阴极发光(CL)图像在北京大学电子系及物理系扫描电镜上完成.

锆石的U-Th-Pb及Lu-Hf同位素测试在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成. 锆石定年所用的ICP-MS 为 Agilient 公司最新一代带有 Shield Torch 的 Agilient 7500a. 锆石原位 Lu-Hf 同位素测定采用 Nu Plasma HR(Wrexham, UK)多接收电感耦合等离子体质谱仪完成(MC-ICP-MS). 采用的激光剥蚀系统为德国MicroLas公司生产的GeoLas200M, 该系统由德国 Lambda Physik 公司的 ComPex102 Excimer 激光器(波长 193 nm)与 MicroLas 公司的光学系统组成(第五春荣等, 2008). 锆石原位 Lu-Hf 同位素分析与锆石 U-Pb 定年及微量元素分析的 ICP-MS 使用同一个激光剥蚀系统, 对样品进行一次性剥蚀完成, 分别由 ICP-MS 与 MC-ICP-MS 两台仪器同时采集各自的信号. 具体的分析方法、步骤和实验条件见 Yuan 等(2004, 2008).

全岩主量成分分析在北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室完成, 所用仪器为扫描型波长色散 X 射线荧光光谱仪(XRF), 分析采用国际标样 GSP22, JG22 和国标 GBW 02103, 工作条件为 50 Ma 和 50 kV, 分析精度在 0.5%以内(Liu 等, 2005). 全岩微量元素和稀土元素测试在核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成, 测试仪器为德国 Finnigan 公司的 HR-ICP-MS, 采用国际标样 GSR-1, GSR-2, GSR-3 和 GSR-5.

3 锆石 U-Pb 年代学

本文对何家庄岩体中 2 个花岗闪长岩样品进行了 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素分析, 具体采样位置见图 1(c). 分析结果列于表 1. 对于 $^{206}Pb/^{238}U$ 表观年龄小于 1000 Ma 的数据, 采用 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄进行加权平均计算, 继承锆石内核中 $^{206}Pb/^{238}U$ 表观年龄大于 1000 Ma 的数据, 使用 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄计算加权平均值, 使用的计算软件为 Isoplot 程序(ver3.0)(Ludwig, 2003).

花岗闪长岩样品 08FTZ07-1 的锆石多数为自形的短柱状晶形, 个别锆石为板状或长柱状晶形. 锆石颗粒大小不一, 长度在 100~300 μm 左右, 长度/宽度在 1∶1 到 1∶3 之间变化. 通过锆石 CL 图像可以看出大部分锆石发育有良好的岩浆振荡环带, 部分锆石还保存了继承锆石内核, 为典型岩浆锆石(吴元保等, 2004; Hoskin 等, 2003) (图 3(a),(b)). 对该样品中 24 颗锆石的 24 个点进行了 LA-ICP-MS U-Pb 同位素定年分析, 显示 $^{206}Pb/^{238}U$ 表观年龄变化很大. 根据锆石的 $^{206}Pb/^{238}U$ 的表观年龄以及锆石 CL 图像可将分析数据分成三组. 第一组包括 4 个分析点, 该组分析点的打点位置是岩浆锆石继承内核(图 3(a)). 它们的 Th/U 比值在 0.14~0.93 之间变化. 除点#10 外, 其他三个分析点全部落在谐和线上(图 3(a)). 它们的 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 表观年龄介于 1171~2524 Ma之间, 显示岩浆源区存在元古代甚至太古代的壳源物质. 第二组分析数据由 7 个分析点组成, 打点位置为岩浆锆石继承内核. 锆石 CL 图像显示这一组锆石的继承内核仍保留了岩浆锆石的振荡环带, 在继承内核边部具有熔蚀特征并且形成窄的生长边(图 3(a)). 该组锆石分析点的 Th/U 比值在 0.09~0.98 之间变化, $^{206}Pb/^{238}U$ 表观年龄介于 359~487 Ma 之间, 并且全部落在谐和线上, 说明岩浆源区可能存在古生代的壳源物质. 第三组分析数据由 13 个分析点组成, 打点位置为岩浆锆石振荡环带(图 3(b)). 该组锆石 Th/U 比值在 0.10~0.16 之间变化, 为典型岩浆锆石. 它们的 $^{206}Pb/^{238}U$ 表观年龄介于 242~257 Ma 之间, 且全部落在谐和线上或者附近(图 3(b)), 获得 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄加权平均值

表 1 何家庄岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素定年结果 [a)]

分析点号	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	同位素比值						表观年龄(Ma)					
				$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ
08FTZ7-1-1	265	1726	0.15	0.05653	0.00124	0.30650	0.00665	0.03933	0.00045	473	28	271	5	249	3
08FTZ7-1-2	190	1752	0.11	0.05224	0.00109	0.28428	0.00583	0.03947	0.00045	296	27	254	5	250	3
08FTZ7-1-3	363	593	0.61	0.05692	0.00128	0.56429	0.01243	0.07190	0.00083	488	29	454	8	448	5
08FTZ7-1-4	216	244	0.89	0.05785	0.00215	0.49260	0.01788	0.06176	0.00084	524	56	407	12	386	5
08FTZ7-1-5	198	1646	0.12	0.05220	0.00135	0.28469	0.00664	0.03956	0.00044	294	60	254	5	250	3
08FTZ7-1-6	139	1475	0.09	0.05804	0.00126	0.45831	0.00975	0.05727	0.00066	531	27	383	7	359	4
08FTZ7-1-7	223	1679	0.13	0.05223	0.00118	0.28005	0.00616	0.03888	0.00045	295	29	251	5	246	3
08FTZ7-1-8	272	559	0.49	0.05610	0.00133	0.56134	0.01300	0.07256	0.00085	456	31	452	8	452	5
08FTZ7-1-9	199	1731	0.11	0.05257	0.00142	0.28322	0.00693	0.03907	0.00044	310	63	253	5	247	3
08FTZ7-1-10	61	427	0.14	0.16666	0.00405	8.23433	0.17680	0.35833	0.00409	2524	42	2257	19	1974	19
08FTZ7-1-11	321	1979	0.16	0.05279	0.00139	0.28288	0.00723	0.03886	0.00046	320	37	253	6	246	3
08FTZ7-1-12	258	278	0.93	0.07940	0.00201	2.09512	0.05125	0.19132	0.00229	1182	30	1147	17	1129	12
08FTZ7-1-13	150	1458	0.10	0.05192	0.00143	0.27686	0.00739	0.03867	0.00047	282	39	248	6	245	3
08FTZ7-1-14	178	1551	0.11	0.05134	0.00135	0.27481	0.00698	0.03881	0.00046	256	37	247	6	245	3
08FTZ7-1-15	74	155	0.48	0.07896	0.00217	2.02852	0.05373	0.18627	0.00229	1171	33	1125	18	1101	12
08FTZ7-1-16	173	1676	0.10	0.05137	0.00153	0.27889	0.00792	0.03936	0.00049	257	42	250	6	249	3
08FTZ7-1-17	226	230	0.98	0.05708	0.00188	0.61076	0.01926	0.07757	0.00101	495	46	484	12	482	6
08FTZ7-1-18	196	1549	0.13	0.05157	0.00165	0.27882	0.00848	0.03919	0.00050	266	46	250	7	248	3
08FTZ7-1-19	331	428	0.77	0.05504	0.00181	0.53028	0.01654	0.06984	0.00090	414	47	432	11	435	5
08FTZ7-1-20	154	255	0.61	0.08838	0.00283	2.86578	0.08670	0.23507	0.00304	1391	38	1373	23	1361	16
08FTZ7-1-21	224	1789	0.13	0.05193	0.00175	0.28056	0.00892	0.03917	0.00051	282	49	251	7	248	3
08FTZ7-1-22	190	1655	0.11	0.05188	0.00179	0.29113	0.00945	0.04069	0.00054	280	50	259	7	257	3
08FTZ7-1-23	244	1979	0.12	0.05211	0.00185	0.27461	0.00914	0.03820	0.00051	290	52	246	7	242	3
08FTZ7-1-24	92	195	0.47	0.05960	0.00228	0.64439	0.02318	0.07839	0.00109	589	54	505	14	487	7
08FTZ9-2-1	329	1807	0.18	0.05133	0.00156	0.27050	0.00761	0.03822	0.00044	256	71	243	6	242	3
08FTZ9-2-2	187	400	0.47	0.06602	0.00134	1.15753	0.02317	0.12715	0.00146	807	23	781	11	772	8
08FTZ9-2-3	148	425	0.35	0.04653	0.00117	0.38782	0.00964	0.06044	0.00071	25	34	333	7	378	4
08FTZ9-2-4	303	1927	0.16	0.05118	0.00108	0.27125	0.00565	0.03843	0.00044	249	27	244	5	243	3
08FTZ9-2-5	295	1758	0.17	0.05133	0.00143	0.27300	0.00691	0.03857	0.00044	256	65	245	6	244	3
08FTZ9-2-6	304	1802	0.17	0.05297	0.00122	0.28760	0.00652	0.03937	0.00046	328	31	257	5	249	3
08FTZ9-2-7	129	1316	0.10	0.05210	0.00142	0.27592	0.00685	0.03841	0.00044	290	64	247	5	243	3
08FTZ9-2-8	192	1325	0.15	0.05189	0.00151	0.27983	0.00745	0.03911	0.00045	280	68	251	6	247	3
08FTZ9-2-9	88	651	0.14	0.05455	0.00163	0.41903	0.01154	0.05571	0.00065	394	69	355	8	349	4
08FTZ9-2-10	125	593	0.21	0.05664	0.00222	0.52203	0.01941	0.06684	0.00081	478	89	427	13	417	5
08FTZ9-2-11	270	648	0.42	0.05334	0.00140	0.38325	0.00983	0.05210	0.00063	343	36	329	7	327	4
08FTZ9-2-12	119	236	0.50	0.05872	0.00292	0.55776	0.02680	0.06889	0.00090	557	111	450	17	429	5
08FTZ9-2-13	241	1538	0.16	0.05223	0.00166	0.28191	0.00829	0.03914	0.00047	296	74	252	7	248	3
08FTZ9-2-14	255	606	0.42	0.15909	0.00405	9.85127	0.24400	0.44900	0.00545	2446	26	2421	23	2391	24
08FTZ9-2-15	181	1324	0.14	0.05694	0.00183	0.39201	0.01162	0.04993	0.00061	489	72	336	8	314	4
08FTZ9-2-16	15	2183	0.01	0.05297	0.00157	0.28242	0.00763	0.03867	0.00047	328	69	253	6	245	3
08FTZ9-2-17	217	1679	0.13	0.04843	0.00155	0.26757	0.00834	0.04006	0.00051	120	49	241	7	253	3
08FTZ9-2-18	150	1377	0.11	0.05261	0.00163	0.27898	0.00837	0.03846	0.00049	312	45	250	7	243	3

a) 所有测试数据经过 ^{204}Pb 校正, 校正方法见 Anderson(2002)

为(248±2) Ma (MSWD=1.3), 这一年龄代表了花岗闪长质岩浆的结晶年龄.

花岗闪长岩样品 08FTZ09-2 的锆石多数为自形-半自形的短柱状晶形, 个别锆石为板状或长柱状晶形. 锆石颗粒大小不一, 长度在 100~200 μm 左右, 长度/宽度在 1∶1 到 1∶2 之间变化(图 4(a), (b)). 通过锆石 CL 图像可以看出大部分锆石发育有良好的振荡环带, 部分锆石保存了继承内核(图 4(a), (b)). 本文共对该样品中 18 颗锆石的 18 个点进行了 U-Pb 同位素分析. 根据锆石的 $^{206}Pb/^{238}U$ 的表观年龄及 CL 图像可将分析数据分成三组. 第一组由 2 个分析点(分析点#2 和#14)组成, 测试位置为岩浆锆石的继承内核(图 4(a)). 点#2 的 $^{206}Pb/^{238}U$ 表观年龄为 772 Ma, 点#14 的 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 表观年龄为 2446 Ma. 两个分析点都落在谐和线上(图 4(a)), 暗示岩浆源区可能存在新元古代及古元古代的壳源物质. 第二组分析数据由 6 个分析点组成, 打点位置为锆石的继承内核(图 4(a)). 测试结果显示, 该组分析点 Th/U 比值在 0.14~0.50 之间变化, 其 $^{206}Pb/^{238}U$ 表观年龄介于 314~429 Ma 之间, 除分析点#3 和#15 偏离谐和线外, 其余点全部落在谐和线上(图 4(a)). 第三组分析数据由 10 个分析点组成, 全部打在岩浆锆石振荡环带位置. 其 $^{206}Pb/^{238}U$ 表观年龄在 242~253 Ma 之间变化. 分析点#16 具有低的 Th/U 比值(0.01), 其他分析点 Th/U 比值在 0.10~0.18

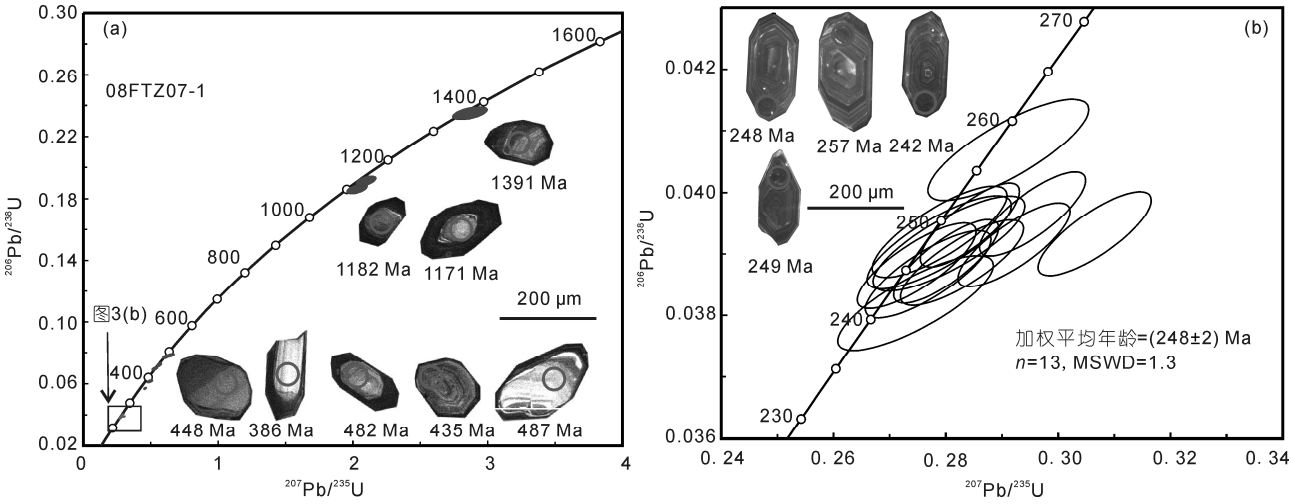

图 3　花岗闪长岩样品 08FTZ07-1 锆石 CL 图像及谐和线图

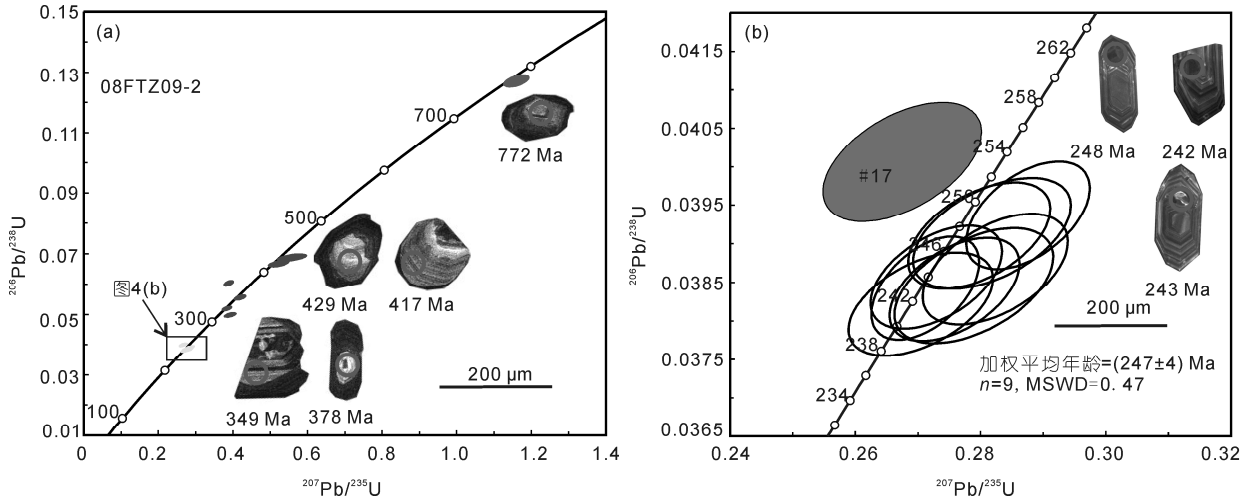

图 4　花岗闪长岩样品 08FTZ09-2 锆石 CL 图像及谐和线图

之间变化, 为典型岩浆锆石. 在谐和线图中分析点#17 偏离谐和线, 落在谐和线左侧. 其他 9 个分析点均落在谐和线上或谐和线附近(图 4(b)). 除去偏离谐和线的分析点#17 外, 其他 9 个分析点的 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄加权平均值为(247±4) Ma(MSWD=0.47). 这一年龄与样品 08FTZ07-1 结晶年龄在误差范围内一致, 代表了岩浆的结晶年龄.

4 何家庄岩体地球化学特征

4.1 主量元素、微量元素地球化学特征

本文共对何家庄岩体花岗闪长岩的 6 个样品进行了地球化学分析, 分析结果见表 2. 在标准矿物的 An-Ab-Or 图上(图 5(a)), 所有样品全部落在花岗闪长岩的范围内, 这与野外观察及岩相学特征一致. 何家庄岩体花岗闪长岩 SiO_2 含量在 66.6%~70.0%之间变化, 全碱含量 K_2O+Na_2O 为 6.07%~7.73%, K_2O/Na_2O 比值在 0.54~0.95 之间变化. 在 K_2O-SiO_2 图中, 除样品 08FTZ07-1 和 08FTZ07-2 属于中钾钙碱性系列外, 其他的样品全部落入高钾钙碱性系列(图 5(b)). 何家庄岩体花岗闪长岩样品富 Al_2O_3(15.04%~16.10%), A/CNK(Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)分子比)比值在 0.95~1.06 之间变化, 在 A/NK(Al_2O_3 /(Na_2O+K_2O)分子比)对 A/CNK 图中表现为偏铝质到过铝质系列(图 5(c)).

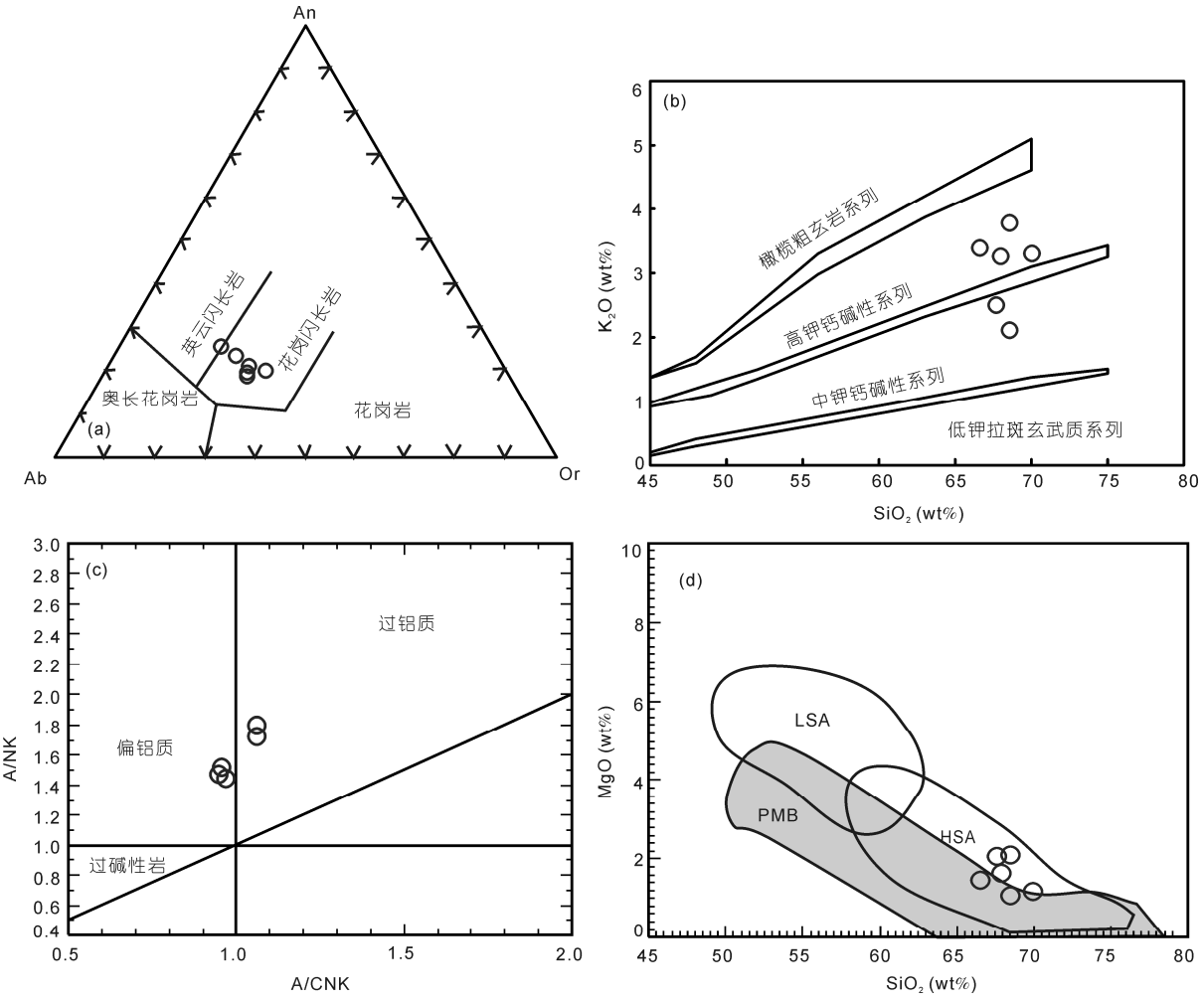

图 5 何家庄花岗闪长岩主量元素图解

(a) 标准矿物 An-Ab-Or 图解(底图根据 Barker (1979)); (b) K_2O-SiO_2 图解(底图根据 Rollinson (1993)); (c) A/NK-A/CNK 图解(底图根据 Maniar 等(1989)); (d) MgO-SiO_2 图解(底图根据 Martin 等(2005). PMB: 玄武岩或角闪岩实验条件下部分熔融产生的熔体; LSA: 低硅埃达克岩; HSA: 高硅埃达克岩)

表 2 何家庄岩体主量元素(%)和微量元素(ppm)测试结果 [a)]

样品号	08FTZ06-1	08FTZ07-1	08FTZ07-2	08FTZ08-1	08FTZ08-2	08FTZ09-1
SiO_2	66.6	67.7	68.6	67.9	70.0	68.6
Al_2O_3	15.88	15.30	15.80	15.59	15.04	16.10
Fe_2O_3T	2.68	3.02	3.09	2.46	1.94	2.10
CaO	3.29	3.06	3.36	3.33	2.82	2.97
MgO	1.46	2.09	2.13	1.65	1.20	1.07
K_2O	3.37	2.50	2.12	3.25	3.29	3.76
Na_2O	4.33	3.74	3.95	4.11	4.16	3.97
MnO	0.04	0.04	0.05	0.03	0.03	0.03
TiO_2	0.49	0.55	0.55	0.43	0.38	0.40
P_2O_5	0.13	0.12	0.12	0.12	0.10	0.11
LOI	1.50	1.73	0.06	0.86	0.83	0.67
总量	99.78	99.83	99.83	99.79	99.80	99.79
K_2O+Na_2O	7.70	6.25	6.07	7.36	7.45	7.73
K_2O/Na_2O	0.78	0.67	0.54	0.79	0.79	0.95
Mg#	55.9	61.7	61.6	61.0	59.1	54.2
A/CNK	0.95	1.06	1.06	0.96	0.97	1.01
V	61	60	66	49	60	49
Cr	55	81	373	81	58	69
Co	8.33	10.0	11.5	7.34	7.18	6.36
Ni	17.2	26	182	29	19.8	19.1
Ga	11.5	9.00	8.57	12.3	9.09	11.3
Rb	99	83	76	91	93	112
Sr	714	627	654	751	723	689
Y	8.41	5.75	5.42	6.69	6.99	7.05
Zr	162	205	207	210	143	171
Nb	8.66	8.67	7.77	6.08	6.90	8.28
Cd	0.10	0.13	0.27	0.75	0.30	0.17
In	0.04	0.04	0.04	0.10	0.04	0.04
Sb	0.77	3.98	1.82	2.63	0.71	0.97
Cs	4.06	5.10	5.33	2.61	3.95	5.86
Ba	1867	959	881	1328	1325	1655
La	30	16.4	16.1	28	18.10	25
Ce	54	30	29	48	35	48
Pr	6.86	3.68	3.24	5.99	4.07	5.58
Nd	24.6	14.3	12.2	21.2	16.3	21.6
Sm	4.70	2.35	2.14	3.24	2.99	3.43
Eu	1.63	1.36	1.42	1.23	1.24	1.17
Gd	3.20	2.15	1.79	2.58	2.78	3.10
Tb	0.42	0.22	0.18	0.28	0.31	0.34
Dy	2.01	1.12	1.06	1.54	1.45	1.29
Ho	0.34	0.20	0.19	0.26	0.25	0.23
Er	0.90	0.54	0.49	0.63	0.70	0.65
Tm	0.12	0.08	0.08	0.13	0.11	0.11
Yb	0.74	0.61	0.60	0.59	0.69	0.63
Lu	0.09	0.09	0.08	0.11	0.12	0.09
Hf	4.84	5.85	5.70	5.69	4.37	5.28
Ta	1.19	1.17	0.75	0.44	1.05	1.21
Re	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01
Tl	0.60	0.59	0.54	0.45	0.49	0.80
Th	14.8	8.18	6.24	10.8	10.1	11.5
U	2.73	4.40	3.23	3.27	3.18	3.17
Ti	2917	3311	3296	2599	2272	2406
TREE	129	73	68	114	84	112
δEu	1.28	1.85	2.22	1.30	1.31	1.10
$(La/Yb)_N$	28.8	19.3	19.2	34.0	18.9	28.8
Sr/Y	84.90	109.04	120.66	112.26	103.43	97.73
Cr/Ni	3.22	3.11	2.05	2.80	2.90	3.61

a) $A/CNK=Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$分子比; $Mg\#=100\times Mg/(Mg+Fe)$原子个数比; TREE 稀土元素总量; $\delta Eu=Eu_N/SQRT(Sm_N\times Gd_N)$, 下标 N 表示球粒陨石标准化

样品 MgO 含量在 1.07%~2.09%之间变化(图 5(d)), Mg# 明显偏高(54.2~61.7). 3 个样品(08FTZ07-1, 08FTZ07-2 和 08FTZ08-1)落在了高硅埃达克岩(HSA)范围内, 另外 3 个样品(08FTZ06-1, 08FTZ08-2 和 08FTZ09-1)落在 HSA 与实验玄武岩或角闪岩部分熔融产生的熔体重合的范围内(图 5(d)). 所有样品具有低的 TiO_2 含量(0.38%~0.55%).

何家庄岩体所有样品稀土总量(TREE)在 68~129 ppm 范围内变化(表 2). 在球粒陨石标准化的稀土元素配分模式图上所有样品表现为强烈的右倾型稀土配分模式, 轻稀土强烈富集(图 6(a)), $(La/Yb)_N$ 普遍大于 15(18.9~34.0), 重稀土元素较为平坦($(Ho/Yb)_N$=(0.93~1.37))和明显的 Eu 正异常(δEu=(1.10~2.22)). 所有样品具有高的 Sr(627~751 ppm), Cr(55~373 ppm)以及 Ni(17.2~182 ppm)和低的 Y(5.42~8.41 ppm)和 Yb(0.59~0.74 ppm)的特征. 在原始地幔标准化微量元素蜘蛛网状图(图 6(b))上, 所有的样品表现出富集大离子亲石元素 Ba, Rb, Th 和 K, 亏损 Nb, Ta, P 和 Ti.

4.2 Lu-Hf 同位素测试结果

本文对 2 个定年样品进行了 LA-MC-ICP-MS 锆石 Lu-Hf 同位素分析, 分析数据列于网络版附表 1 (http://earth.scichina.com), 并将一些参数的计算结果表示在图 7 上.

对花岗闪长岩样品 08FTZ07-1 中的 24 颗锆石进行了原位 Lu-Hf 同位素分析. 所有的分析点具有较低的 $^{176}Yb/^{177}Hf$ 和 $^{176}Lu/^{177}Hf$ 同位素比值, $^{176}Lu/^{177}Hf$ 比值小于 0.002, 表明锆石在形成后具有极低量的放射成因 Hf 积累. 第一组分析点使用 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 表观年龄计算对应的 $\varepsilon_{Hf}(t)$为−4.1~16.3, 单阶段亏损地幔模式年龄(T_{DM})为 1037~2979 Ma(附表 1). 第二组分析点中, 分析点#24 和#3 具有异常高的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 测定值, 因此不参与计算. 除去点#24 和#3 外, 其他 5 个分析点使用 $^{206}Pb/^{238}U$ 表观年龄计算对应的 $\varepsilon_{Hf}(t)$值为 −1.7~11.2, 对应的 T_{DM} 为 641~1132 Ma(网络版附表 1), 第三组分析点的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 同位素变化范围为 0.2827189~0.2828289, 以花岗闪长岩 08FTZ07-1 岩浆结晶年龄(248 Ma)计算对应的 $\varepsilon_{Hf}(t)$, 得到 $\varepsilon_{Hf}(t)$值全部为正值, 变化范围为 3.5~7.4(图 7), 计算得到的 T_{DM} 为 594~747 Ma(附表 1). 这些 Hf 同位素特征说明源区可能存在新元古代和古元古代的壳源物质, 同时志留纪和泥盆纪的壳源物质也参与了岩浆作用.

对花岗闪长岩样品 08FTZ09-2 中的 18 颗锆石进行了 Lu-Hf 同位素分析. 除分析点#3 具有高的 $^{176}Yb/^{177}Hf$(0.0341726)比值外, 所有的分析点具有较低的 $^{176}Yb/^{177}Hf$ 和 $^{176}Lu/^{177}Hf$ 同位素比值, $^{176}Lu/^{177}Hf$ 比值小于 0.002, 表明锆石在形成后具有极低量的放射成因 Hf 积累. 第一组锆石分析点为岩浆锆石继承内核, 包括了两个分析点(#2 和#14). 分析点#2 使用其 $^{206}Pb/^{238}U$ 表观年龄(772 Ma)计算对应的 $\varepsilon_{Hf}(t)$和 T_{DM} 分别为 4.3 和 1164 Ma; 分析点#14 使用其

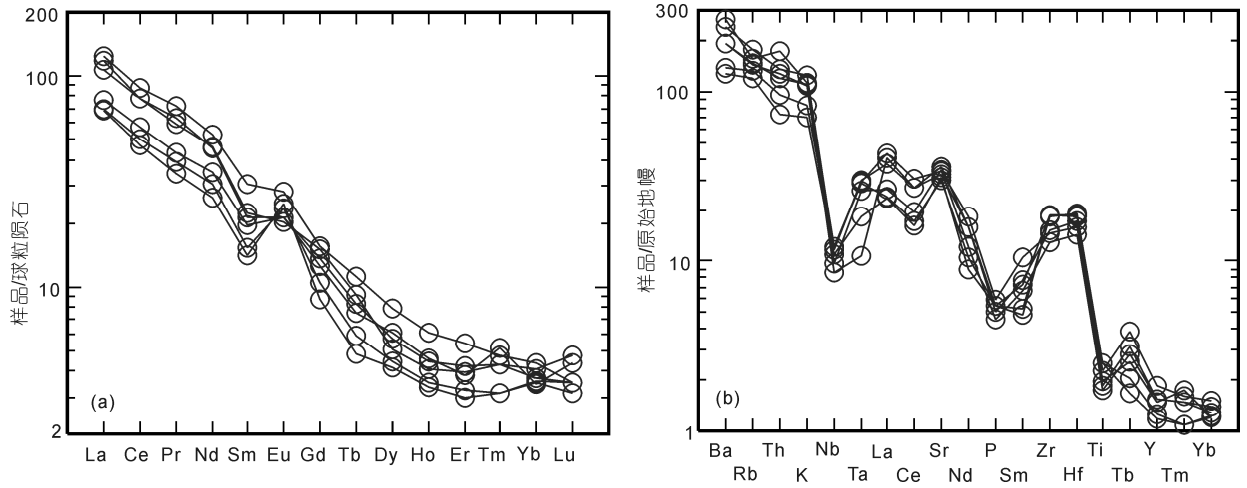

图 6 何家庄岩体稀土元素配分模式图及微量元素蜘蛛网状图

(a) 球粒陨石标准化稀土元素配分模式图; (b) 原始地幔标准化微量元素蜘蛛网状图. 标准化数据根据 Sun 等(1989)

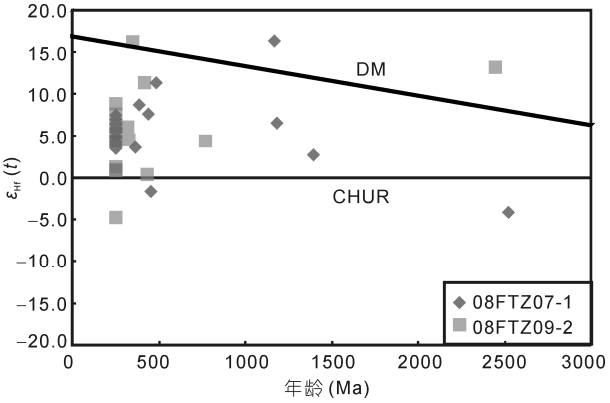

图 7　何家庄花岗闪长岩锆石 Hf 同位素特征

DM: 亏损地幔;　CHUR: 球粒陨石

$^{207}Pb/^{206}Pb$表观年龄(2446 Ma)计算对应的$\varepsilon_{Hf}(t)$和T_{DM}分别为 13.2 和 2259 Ma(网络版附表 1). 第二组 6 个锆石分析点中分析点#3 含有异常高的 $^{176}Yb/^{177}Hf$ (0.0341726), 为无效分析. 其他的 5 个分析点使用 $^{206}Pb/^{238}U$ 表观年龄计算对应的 $\varepsilon_{Hf}(t)$为 0.3~16.6, 对应的T_{DM}为 315~1027 Ma(网络版附表 1). 第三组岩浆锆石 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 同位素变化范围为 0.2824819~0.2828699. 以花岗闪长岩 08FTZ09-2 岩浆结晶年龄(247 Ma)计算对应的$\varepsilon_{Hf}(t)$, 得到$\varepsilon_{Hf}(t)$值在−4.8~8.8 之间变化(图 7), 计算得到 T_{DM} 为 537~1061 Ma(网络版附表 1). 这些 Hf 同位素特征说明源区可能存在新元古代和古元古代的壳源物质发生部分熔融作用, 同时志留纪和泥盆纪的壳源物质也参与了岩浆作用.

5　讨论

5.1　何家庄花岗闪长岩与埃达克岩对比

何家庄花岗闪长岩样品具有高 SiO_2 含量(66.6%~70.0%), 富 Na_2O(3.74%~4.33%) 和 Al_2O_3 (15.04%~16.10%), 高 Mg#(54.2~61.7)值和高 Sr(627~751 ppm), Cr(55~373 ppm)以及 Ni(17.2~182 ppm)含量, 但是低 Y 含量(5.42~8.41 ppm), 表现出与埃达克岩相似的地球化学特征(Defant 等, 1990). 在$(La/Yb)_N$-$(Yb)_N$和 Sr/Y-Y 判别图解上(图 8(a), (b)), 这些花岗闪长岩样品完全落入埃达克岩的范围内. 埃达克岩最初被认为是洋壳俯冲过程中, 年轻的洋壳在榴辉岩相条件下发生部分熔融产生的熔体受到地幔楔交代形成的(Martin 等, 2005; Defant 等, 1990; Rapp 等, 1999). 近年来的研究表明玄武质岩石在榴辉岩相条件下发生的部分熔融产生的熔体都具有埃达克岩的地球化学特征(Martin 等, 2005; Rapp 等, 1995). 因此对于埃达克岩的构造背景指示产生很大的争议, Petford 等(1996)认为加厚的下地壳部分熔融产生的熔体具有与埃达克岩相同的特征(也见 Chung 等, 2003); Xu 等(2002b)研究中国东部克拉通破坏产生的中酸性岩石时提出, 拆沉下地壳的部分熔融产生的熔体同样具有埃达克岩的特征(Xu 等, 2002b; Gao 等, 2004). Castillo 等(1999)和 Macpherson 等 (2006)认为玄武质岩浆经过地壳的 AFC 过程也可产生埃达克质岩石.

Martin 等(2005)根据埃达克岩中 SiO_2 含量, 将埃达克岩分为高 Si 埃达克岩(HSA)(SiO_2>60%)和低 Si 埃达克岩(LSA)(SiO_2<60%), 并认为 HSA 形成于俯

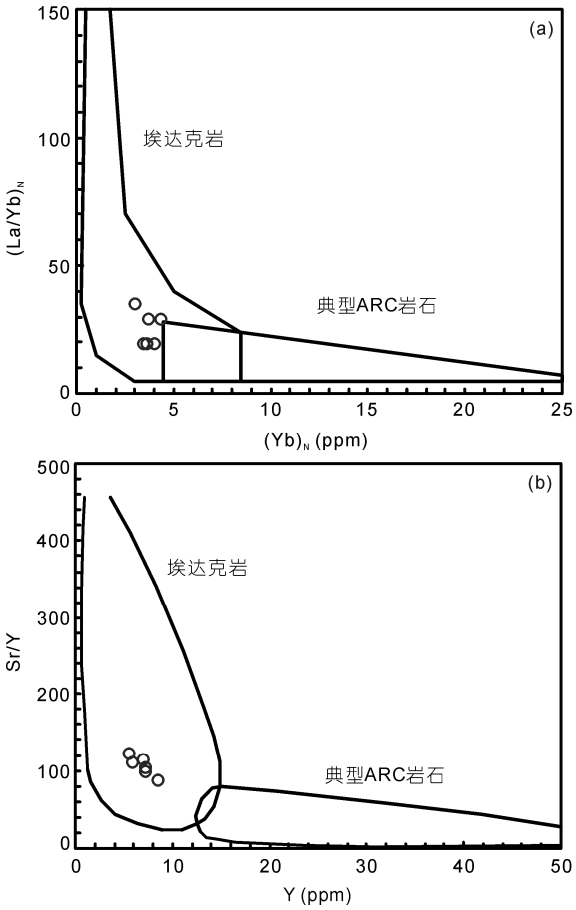

图 8　何家庄岩体 $(La/Yb)_N$-$(Yb)_N$ 判别图解(a)和 Sr/Y-Y 判别图解(b)

底图据 Defant 等(1990)

冲洋壳部分熔融产生的熔体在上过程中受到地幔橄榄岩的混染交代作用; 而 LSA 是受到埃达克质熔体交代富集的地幔橄榄岩直接发生部分熔融作用的产物. HSA 相对于 LSA 具有低的 Sr(<1100 ppm), Nb, TiO_2(<0.9%), CaO+Na_2O 和 MgO 含量, 但是高的 SiO_2(>60 %)含量和 Cr/Ni 比值. 何家庄花岗闪长岩样品具有高的 SiO_2(66.6%~70.0%)含量和 Cr/Ni(2.05~3.61)值, 相对低的 Sr(627~751 ppm), Nb(6.08~8.67 ppm), TiO_2(0.38%~0.55%) 以及 CaO+Na_2O(6.07%~7.73%)含量(表 2), 表现出与 HSA 一致的特征. 在 Sr-(CaO+Na_2O), Cr/Ni-TiO_2, Sr/Y-Y 和 Nb-SiO_2 图解中(图 9), 所有样品也全部落在 HSA 的范围内, 说明何家庄花岗闪长岩为 HSA.

5.2 岩石成因

上述地球化学特征表明何家庄花岗闪长岩的突出特征是较高 MgO(1.07%~2.09%)含量(图 5(d))、高相容元素 Cr, Ni 和 Co 浓度和高 Mg#(表 2, 54.2~61.7)值, 同时具有高的$(La/Yb)_N$和 Sr/Y 比值, Nb, Ta, P 和 Ti 亏损, 轻稀土元素和大离子亲石元素(Ba, Rb, Th 和 K 等)富集(图 6(b)), 无 Eu 异常, 具有与埃达克岩类似的地球化学特征, 但是 K_2O/Na_2O 比值(0.54~0.95)相对于典型埃达克岩偏高(表 2). 同时, 这些花岗闪长岩样品中保留了较多继承锆石内核, 部分继承锆石残核记录了被熔蚀的残核轮廓, 其内部岩浆振荡环带的特征尚隐约可见, 并且在早期锆石残核基础上再生长. 这些继承锆石内核表观年龄介于314~2524 Ma之间, 说明岩浆源区存在陆源碎屑沉积物. 这些特征可能有如下三种机制形成: (1) 岩浆起源于俯冲洋壳的埃达克质熔体与下地壳部分熔融产生的高钾熔体的岩浆混合; (2) 增厚下地壳在榴辉岩相条件下部分熔融产生的具有埃达克岩性质的壳

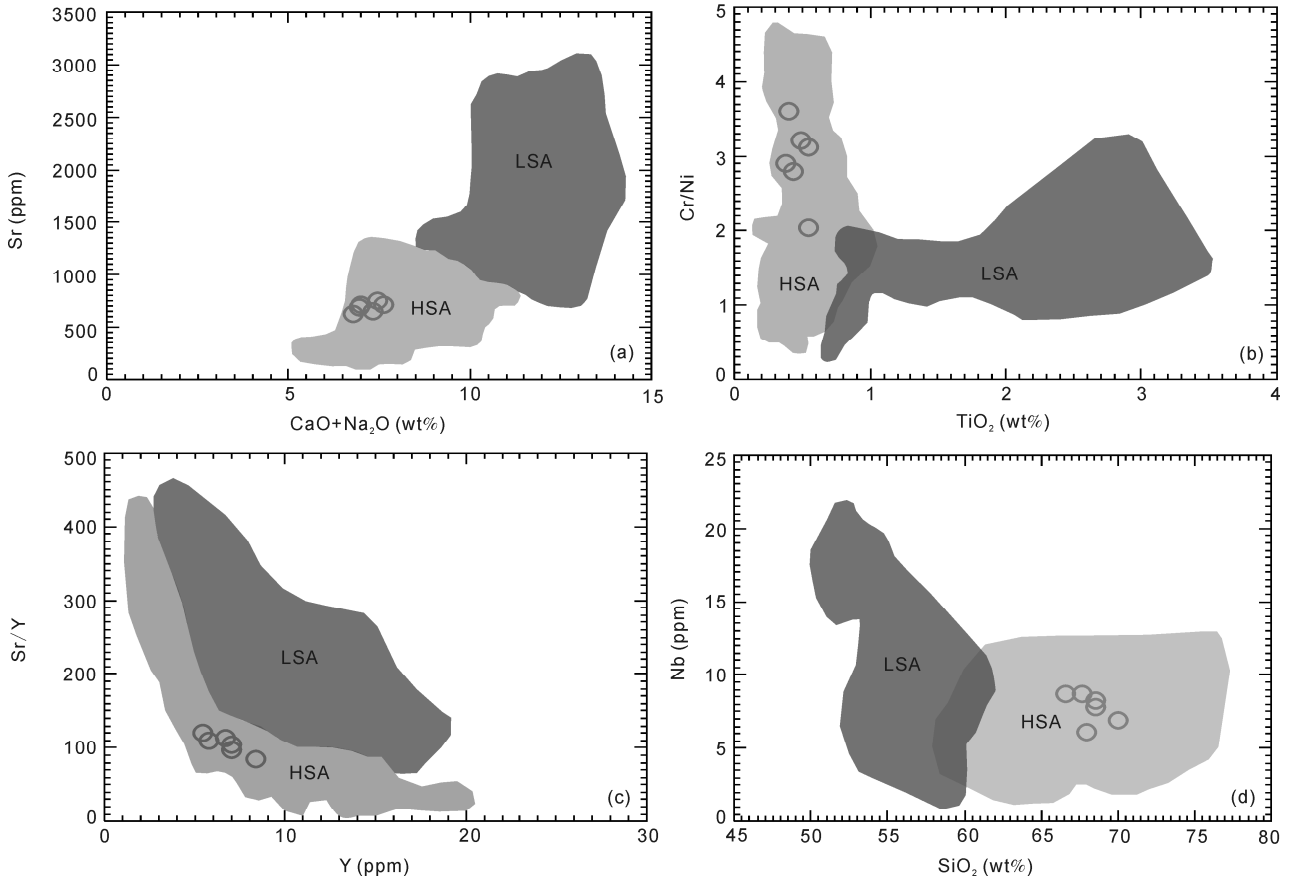

图 9 何家庄花岗闪长岩与埃达克岩对比图

(a) Sr-(CaO+Na_2O)图解; (b) Cr/Ni-TiO_2 图解; (c) Sr/Y-Y 图解; (d) Nb-SiO_2 图解. 底图根据 Martin 等(2005). LSA: 低硅埃达克岩; HSA: 高硅埃达克岩

源岩浆与幔源岩浆混合; (3) 高钾的俯冲沉积物与俯冲洋壳一起在高压条件下部分熔融, 形成的熔体经地幔楔混染. 第一种和第二种可能性中岩浆作用的主导机制均为壳幔岩浆混合作用, 第三种岩浆作用的主导机制是俯冲板片和沉积物质的部分熔融.

如果是壳幔岩浆混合作用, Mg#, Cr, Ni 和 Co 与 SiO_2 应表现明显负相关, 而俯冲板片和沉积物质部分熔融产生的熔体经地幔楔物质混染, 则不应该有明显的相关性, 除非受到明显的结晶分异作用的影响. 图 10 中 Mg#, Cr, Ni 和 Co 与 SiO_2 没有明显的负相关关系, 不支持壳幔岩浆混合的认识, 与上述第一种和第二种可能性的地球化学演化不一致, 支持第三种可能性. 我们进一步利用不同元素在不同矿物中相容性差异与岩浆作用微量元素模型来鉴别岩浆作用过程. Schiano 等(2010)在研究 Ecuadorian Andes 岩浆过程中, 详细论述了相容元素-不相容元素-强不相容元素以及不同分配系数的元素比值在不同的地质过程中的变化关系. 在中酸性岩浆中 $D_V>1>>D_{Zr}>D_{Th}$, 当分离结晶作用起控制作用时形成的岩石系列将表现出 Th 含量变化范围较大, 而 Th/Zr 比值不变, 同时 Th 和 1/V 对 Th/V 比值表现出非线性的正相关; 部分熔融作用将表现为 Th/Zr 和 Th/V 比值与 Th 明显的线性正相关, 而 1/V 对 Th/V 表现出非线性的正相关; 岩浆混合起控制作用时, 将会表现为 Th/Zr 和 Th/V 比值与 Th 非线性的的正相关, 但是 1/V 对 Th/V 表现为线性正相关. 何家庄岩体花岗闪长岩在 Th/Zr-Th 图中(图 11(a)), 表现出明显的正相关, 与部分熔融作用及岩浆混合具有相似的趋势, 但与分离结晶作用明显不同, 排除了分离结晶的主导机制. 在 Th-Th/V 图中(图 11(b)), 这些样品表现出明显的线性正相关, 与部分熔融作用趋势一致, 但是与岩浆混合及分离结晶的分布趋势明显不同. 在 1/V-Th/V 图中(图 11(c)), 这些样品也表现出与岩浆混合不同的演化趋势, 进一步排除了岩浆混合的影响. 因此何家庄花岗闪长岩中不同样品地球化学组成反映其主导的岩浆作用机制是部分熔融作用.

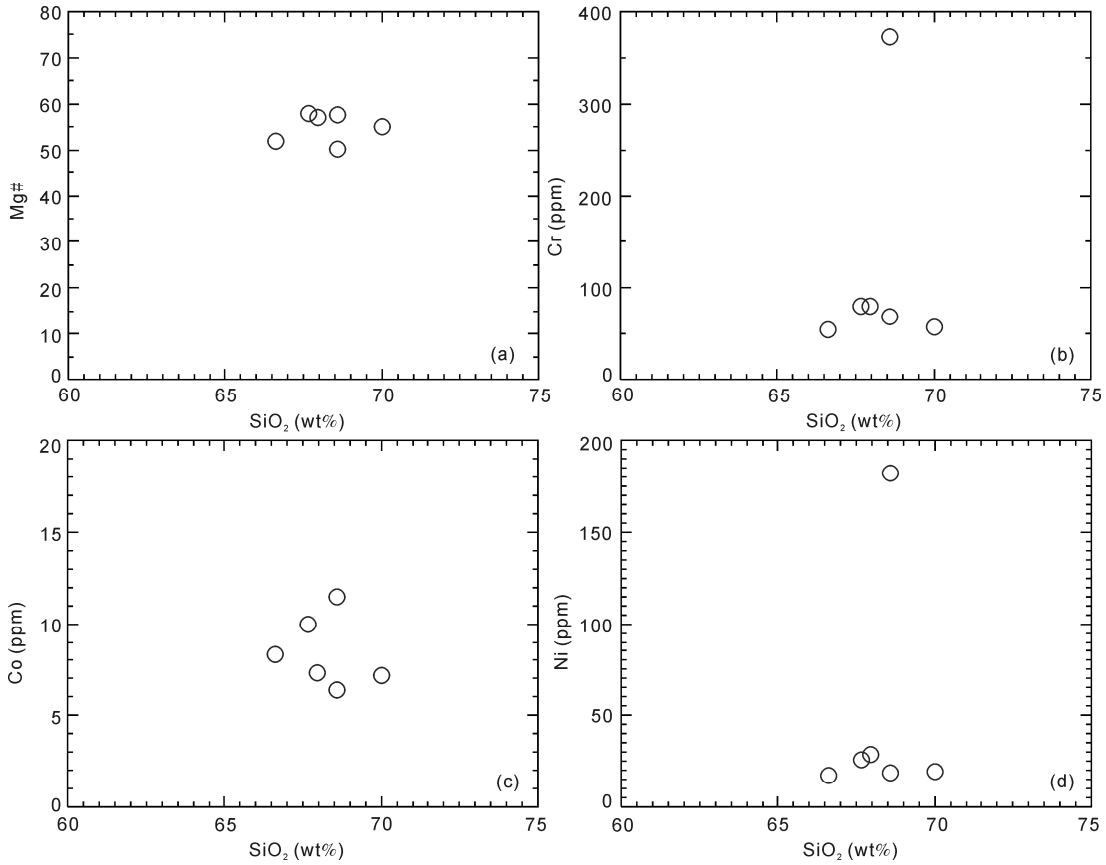

图 10　何家庄花岗闪长岩 Harker 图解

这些花岗闪长岩与典型的埃达克岩相比具有高的 K_2O (2.12%~3.76%)含量和相对高 K_2O/Na_2O(0.54~0.95)比值, 高于俯冲洋壳部分熔融产生的熔体(Defant 等, 1990), 岩浆锆石的 $\varepsilon_{Hf}(t)$值在−4.9~8.7 之间变化, T_{DM} 为 537~1061 Ma, 老于勉略带中洋壳年龄(Lai 等, 2008). 这些特征与俯冲勉略洋洋壳部分熔融形成的典型埃达克岩熔体不完全一致. 虽然实验岩石学表明岩石中 K_2O 含量与源区的性质有着直接的关系, 高 K 以及中 K 的玄武质岩石在>1.0 GPa、含水条件下发生的部分熔融产生的熔体 K_2O 含量可达到 6.0% (熊小林等, 2010), 但是勉略带中变质火山岩研究显示古特提斯洋壳具有低钾的特征(赖绍聪等, 2003, 2010a, 2010b; Lai 等, 1996, 2004, 2008), 与何家庄岩体较高的钾含量特征不一致, 说明何家庄花岗闪长质岩浆不是由纯的洋壳玄武岩部分熔融形成的, 尚需有高钾物质加入. 这种高钾物质最有可能来源于活动大陆边缘和洋壳沉积物, 在俯冲过程中随洋壳残片被带入地幔深部, 与洋壳残片一起发生部分熔融. 实验岩石学也证明俯冲沉积物中钾首先进入多硅白云母矿物相, 在榴辉岩相条件下部分熔融时进入熔体相(Hermann 等, 2008).

实验研究表明玄武质岩石部分熔融产生的熔体具有低的 MgO 和 Mg#(<40)以及低的 Cr 和 Ni 含量(Rapp 等, 1991). 何家庄岩体中高 Mg#(54.2~61.7)值、高 Cr(55~373 ppm)和 Ni(17.2~182 ppm)含量说明其岩浆作用过程中一定有幔源物质加入. 实验研究表明俯冲板片熔体交代地幔橄榄岩会使熔体中 MgO 含量 Mg#和相容元素浓度明显升高, 但是熔体中 REE 以及 Sr 和 Y 等不相容元素仍会保持俯冲板片熔体的特征(Martin 等, 2005; Maury 等, 1996; Prouteau 等, 2001; Smithies, 2000; Stern 等, 1996). 上述讨论已经排除壳幔岩浆混合作用的机制, 唯一的可能性是俯冲洋壳残片和沉积物部分熔融产生的熔体上升过程中交代地幔橄榄岩导致其高 Mg#和相容元素浓度(Martin 等, 2005; Rapp 等, 1999). 因此何家庄花岗闪长岩中高的 Mg#和高的 Cr 和 Ni 含量是俯冲洋壳产生的熔体在上升过程中受到地幔橄榄岩交代的结果.

何家庄岩体花岗闪长岩样品表现强烈的轻重稀土的分异($(La/Yb)_N$=18.9~34.0), 轻稀土富集, 重稀土相对平坦($(Ho/Yb)_N$=0.93~1.37)(图 6(a)), 说明岩浆源区残留相中以石榴石和辉石(或角闪石)为主(Moyen, 2009). 其中花岗闪长岩高的 Al_2O_3 含量(15.04%~16.10%), 也说明石榴石和辉石(或角闪石)是残留的主要矿物相(Defant 等, 1990). 所有样品都表现出明

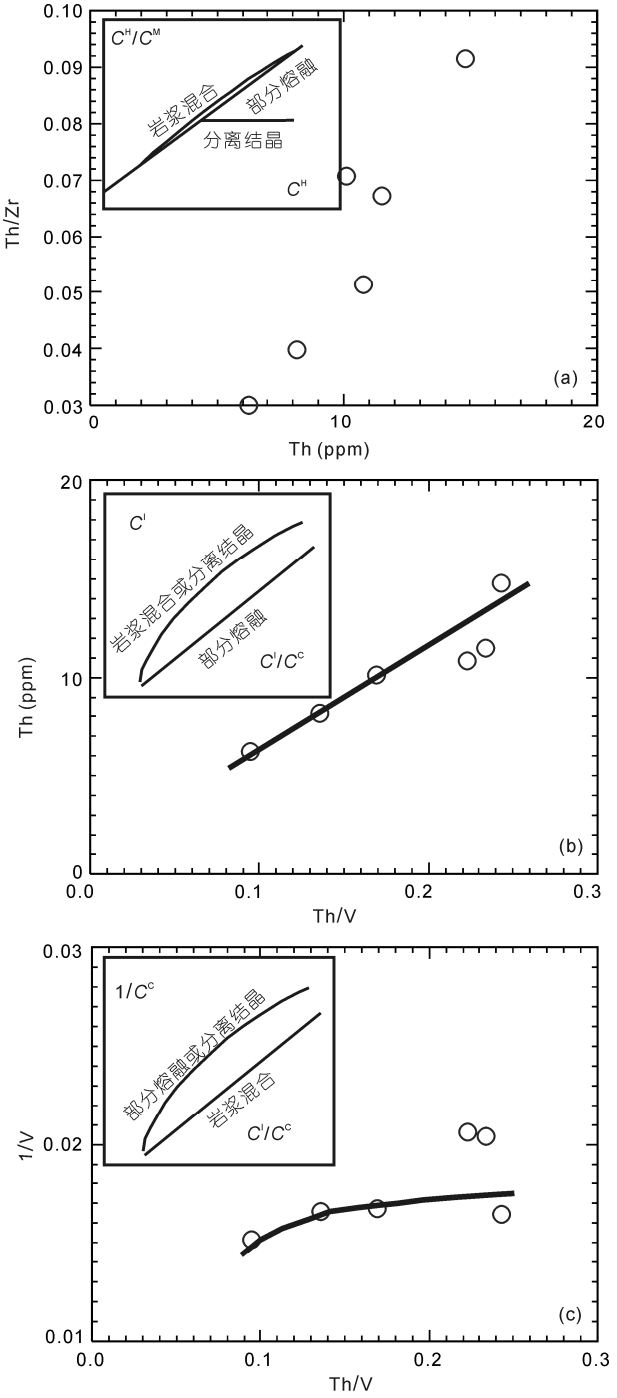

图 11　何家庄花岗闪长岩岩浆过程判别图

底图根据 Schiano 等(2010). C^M: 中等不相容元素浓度; C^H: 强不相容元素浓度; C^C: 相容元素浓度; C^I: 不相容元素浓度

显的 Eu 正异常(δEu=1.10~2.22), 同时所有样品都具有高的 Sr 含量(627~751 ppm), 在原始地幔标准化的微量元素蜘蛛网状图中表现出 Sr 正异常, 说明源区斜长石已经完全进入熔体, 并且在岩浆演化过程中斜长石没有明显的分离结晶(Wyllie 等, 1993). 此外残留相中还存在金红石等 Ti-Fe 氧化物, 导致了强烈 Nb, Ta 和 Ti 的亏损(赵振华等, 2008; Foley 等, 2000, 2002; Xiong 等, 2005; 熊小林等, 2007).

钙碱性花岗岩中通常分布有大量的镁铁质包体, 这些包体对花岗岩的形成演化有着重要的制约意义(Didier 等, 1991; Barbarin, 2005). 前人对钙碱性花岗岩中这些暗色铁包体的成因认识仍有分歧, 主要观点有: (1) 源区部分熔融残留(Chappell 等, 1992, 2000); (2) 岩浆侵位过程中捕获围岩的捕掳体(Kepezhinskas 等, 1997); (3) 岩浆早期分离结晶作用产物(DePaolo, 1981); (4) 酸性岩浆与基性岩浆混合作用的产物, 铁镁质包体代表了混合过程中基性端元组分(Bonin, 2004; Vernon, 1984; Yang 等, 2004). 本文通过上述何家庄花岗闪长岩成因讨论排除了岩浆混合成因和分离结晶成因, 因此也就排除了这些暗色包体是岩浆混合过程中基性端元组分和早期分离结晶相的可能性. 何家庄岩体围岩是古生代沉积岩系, 夹有少量火山岩. 然而, 这些铁镁质包体主要为成分较为均一的铁镁质岩石, 因此浅源围岩捕掳体的可能性不大. 这些包体中缺少高压变质作用的矿物学记录, 因此, 最有可能的来源是深源捕掳体.

综合上述讨论, 何家庄岩体花岗闪长岩是俯冲洋壳残片和沉积物在榴辉岩相条件下部分熔融产生的熔体交代地幔橄榄岩的产物.

5.3 继承锆石记录的俯冲沉积物来源

根据这些岩浆锆石继承内核表观年龄可分为四组: 第一组为太古代的继承锆石, $^{207}Pb/^{206}Pb$ 表观年龄在 2446~2524 Ma 之间变化(表 1); 第二组为新元古代的继承锆石内核, $^{206}Pb/^{238}U$ 表观年龄在 772~1361 Ma 之间变化(表 1); 第三组为早古生代的继承锆石, $^{206}Pb/^{238}U$ 表观年龄在 417~487 Ma 之间变化(表 1); 第四组为晚古生代的继承锆石, $^{206}Pb/^{238}U$ 表观年龄在 314~386 之间变化(表 1). 华北克拉通在~2.5 Ga 存在大规模的岩浆事件(Wan 等, 2012; Liu 等, 2004), 奥陶纪草滩沟群中碎屑锆石也记录了华北克拉通西部存在太古宙的基底(陈义兵等, 2010), 因此何家庄岩体中太古代的锆石可能来源于华北克拉通. 扬子克拉通北缘及南秦岭构造带中存在有大量的新元古代的火山岩及侵入体, 如耀岭河群火山岩、碧口群火山岩、郧西群火山岩、汉南杂岩、铜厂岩体和迷魂阵岩体等(王伟等, 2011; 杨朋涛等, 2012; 张本仁等, 2002; Dong 等, 2011b; 凌文黎等, 2010; Liu 等, 2008; Wang 等, 2012), 这些新元古代的继承锆石可能来源于扬子北缘或者南秦岭构造带中陆块残片中. 何家庄岩体出露位置靠近商丹缝合带, 区域上出露有大量的在商丹带闭合过程中形成的古生代的花岗质侵入体以及火山岩物质, 例如何家庄岩体北部志留纪的红花铺岩体(董增产等, 2009; 王洪亮等, 2006), 奥陶纪草滩沟群火山岩以及新元古代到早古生代的丹凤群火山岩(陈义兵等, 2010; 闫全人等, 2007; 闫臻等, 2009). 因此早古生代的继承锆石可能来源于北秦岭, 说明在晚古生代勉略洋已经接受华北克拉通南缘的沉积. 第四组的继承锆石表观年龄在 314~386 Ma 之间变化, 可能的来源有北秦岭或者南秦岭地区. 商丹缝合带在~400 Ma 闭合, 进入稳定时期(Dong 等, 2011c), 到目前为止, 北秦岭地区未见晚古生代花岗岩的报导, 因此这些继承锆石来自北秦岭地区的可能性不大. 一种可能的解释是这些继承锆石来自于南秦岭地区勉略洋盆打开过程的产物, 但是南秦岭地区缺少这一时代的中酸性侵入体物质记录. 这些晚古生代的锆石具有高的 $\varepsilon_{Hf}(t)$值(3.6~16.6), 最高的 $\varepsilon_{Hf}(t)$值已经落在亏损地幔演化线附近, 说明在晚元古代秦岭地区可能存在一次陆壳生长事件.

5.4 对构造环境制约

南秦岭构造带在三叠纪的构造演化是近年来这一地区的热点问题. 目前对南秦岭构造带三叠纪的构造演化仍有很大的争议, 争议的焦点问题是勉略洋的俯冲开始及结束时限. 部分学者认为勉略洋盆在早三叠世已经闭合, 245~215 Ma 属于同碰撞向后碰撞的转换阶段, 225~210 Ma 为后碰撞拆沉作用发生的地壳减薄伸展阶段, 217~200 Ma 为秦岭开始步入后碰撞晚期的伸展拉张阶段(李曙光等, 1996; 秦江峰和赖绍聪, 2011; Lai 等, 2008). 另一些学者认为秦岭造山带在早三叠世仍为活动陆缘, 勉略洋盆向北俯冲开始于~227 Ma, 并在~210 Ma 之后秦岭造山带才进入同碰撞到后碰撞阶段(Jiang 等, 2010). 也有学者认为勉略洋盆在早三叠世已经开始俯冲, 俯冲

向同碰撞的转换为~220 Ma,而同碰撞向碰撞后的转换发生在~210 Ma (刘树文等, 2011; 吴峰辉等, 2009; 杨恺等, 2009; 张帆等, 2009; Liu 等, 2011; Zhang 等, 2011, 2012; Yang 等, 2011, 2012).

何家庄花岗闪长岩表现出与 HSA 一致的地球化学特征, 为典型的活动大陆边缘弧岩浆作用的产物, 在 Rb-(Y+Nb)图中何家庄花岗闪长岩全部落入 VAG 区域内, 也说明何家庄花岗闪长岩与俯冲作用关系密切(Pearce 等, 1984) (图 12(a)). 在 Batchelor 等(1985)的 R1-R2 图解中(Batchelor 等, 1985), 除一个样品落在碰撞后的范围内外, 其他 5 个样品全部落在碰撞前的区域内(图 12(b)), 也说明何家庄岩体形成于俯冲环境. 锆石 U-Pb 同位素定年显示其形成于 248~247 Ma, 证明在早三叠世前勉略洋盆已经开始俯冲, 中三叠世仍处于俯冲环境. 秦岭造山带中早三叠世花岗质侵入体只在夏河和冶力关岩体中有过报道, 前人研究显示其具有典型埃达克岩的地球化学特征, 并认为形成于活动大陆边缘构造背景(金维浚等, 2005). 何家庄花岗闪长岩与夏河、冶力关岩体具有相同的岩石学及地球化学特征, 也说明在早三叠世南秦岭构造带仍处于俯冲阶段. 何家庄花岗闪长岩表现出暗色矿物黑云母及角闪石的定向排列和暗色包体被拉长并沿着片麻理定向排列(图 2(c)), 说明其明显地经历了后期的挤压作用过程. 在岩体南部出露早三叠世留凤关群复理石沉积建造(姜春发等, 1979), 在勉略带南侧出露有大量的中三叠世灰岩(Dong 等, 2011a), 这些沉积岩特征进一步证明勉略洋在中三叠世仍存在, 而非前人认为的勉略洋在早三叠世已经闭合.

秦岭地区出露了大量的三叠纪花岗岩侵入体, 但是这些侵入体年龄多集中在 225~200 Ma(金维浚等, 2005; 秦江峰和赖绍聪, 2011; 刘树文等, 2011; 孙卫东等, 2000; 王娟等, 2008; 王晓霞等, 2003; 吴峰辉等, 2009; 严阵等, 1985; 杨恺等, 2009; 张成立等, 2005, 2005; 张帆等, 2009; 张宏飞等, 2005; Dong 等, 2012; Jiang 等, 2010; Liu 等, 2011; Sun 等, 2002; Yang 等, 2011, 2012; Zhang 等, 2011, 2012). 前人对这些晚三叠世岩体进行了大量的年代学、岩石学和地球化学研究, 揭示这些晚三叠世花岗质侵入体与勉略洋的闭合及随后的碰撞造山关系密切(张国伟等, 2001). 先前关于这些三叠纪侵入体的年代学研究还发现这些花岗质侵入体的锆石中保留了大量的晚古生代

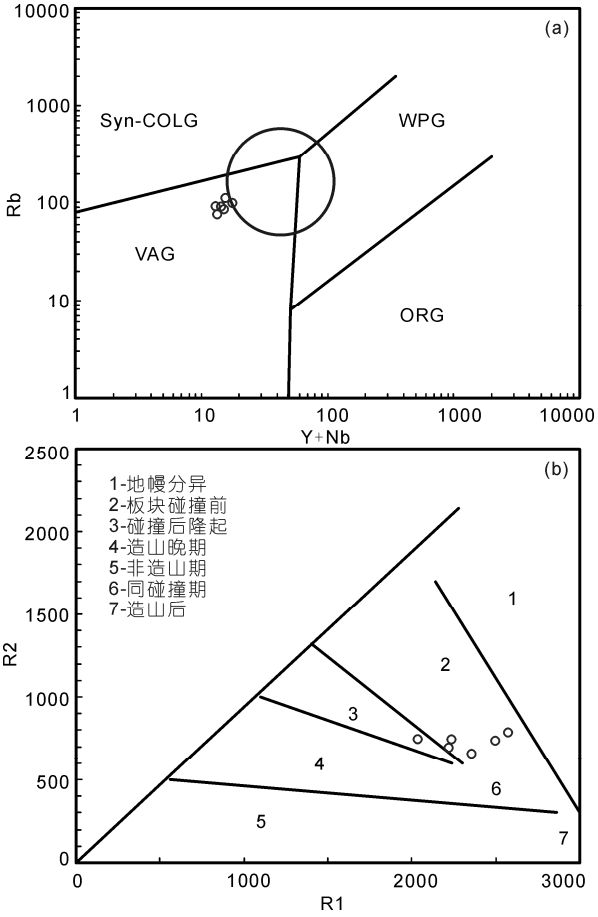

图 12　何家庄岩体构造环境判别图

(a) Rb-(Y+Nb)图解(底图根据 Pearce 等(1984)); (b) R1-R2 构造判别图(底图根据 Batchelor 等(1985)). WPG: 板内花岗岩; VAG: 火山弧花岗岩; Syn-COLG: 同碰撞花岗岩; ORG: 洋中脊花岗岩

到中三叠世的捕获锆石或继承锆石(金维浚等, 2005; 秦江峰和赖绍聪, 2011; 刘树文等, 2011; 孙卫东等; 2000; 王娟等, 2008; 王晓霞等, 2003; 吴峰辉等, 2009; 严阵等, 1985; 杨恺等, 2009; 张成立等, 2005, 2008; 张帆等, 2009; Dong 等, 2012; Jiang 等, 2010; Liu 等, 2011; Sun 等, 2002; Yang 等, 2011, 2012; Zhang 等, 2011, 2012), 其 $^{206}Pb/^{238}U$ 表观年龄为 230~350 Ma, 暗示南秦岭地区晚三叠世的花岗质侵入体的岩浆源区或者被侵入围岩中存在晚古生代到早三叠世的壳源物质. 在南秦岭地区缺少早三叠世及晚古生代岛弧火山岩及相关侵入岩的出露, 晚三叠世侵入体中继承锆石或捕获锆石信息, 结合何家庄花岗闪长岩侵入时代, 说明在南秦岭深部可能存在一条早三叠世岛弧火山-侵入杂岩带.

6 结论

(1) LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素定年结果揭示何家庄岩体花岗闪长岩侵位于 247~248 Ma.

(2) 何家庄岩体花岗闪长岩具有与埃达克岩相似的地球化学特征, 其岩浆来源于俯冲洋壳残片与沉积物混合源区的部分熔融, 并经历了地幔楔的混染作用.

(3) 何家庄岩体形成于早三叠世俯冲洋壳相关的岛弧或活动大陆边缘构造背景, 证明了勉略洋的洋壳俯冲作用开启时间早于早三叠世.

致谢 感谢西北大学大陆动力学国家重点实验室袁洪林老师和北京大学物理学院陈莉老师在实验过程中的悉心指导. 感谢审稿人对本文认真的审阅, 并提出宝贵的修改意见使本文水平得到进一步的提高.

参考文献

陈义兵, 张国伟, 鲁如魁, 等. 2010. 北秦岭祁连结合区大草滩群碎屑锆石 U-Pb 年代学研究. 地质学报, 84: 947–962

第五春荣, 孙勇, 袁洪林等. 2008. 河南登封地区嵩山石英岩碎屑锆石 U-Pb 年代学、Hf 同位素组成及其地质意义. 科学通报, 53: 1923–1934

董增产, 王洪亮, 郭彩莲, 等. 2009. 北秦岭西段奥陶纪红花铺岩体岩石地球化学特征及地质意义. 岩石矿物学杂志, 28: 109–117

姜春发, 朱志直, 孔凡宗. 1979. 留凤关复理石. 地质学报, 3: 203–220

金维浚, 张旗, 何登发, 等. 2005. 西秦岭埃达克岩的 SHRIMP 定年及其构造意义. 岩石学报, 21: 959–966

赖绍聪, 秦江峰. 2010a. 南秦岭勉略缝合带蛇绿岩与火山岩. 北京: 科学出版社. 257

赖绍聪, 秦江峰. 2010b. 勉略缝合带三岔子辉绿岩墙锆石 U-Pb 年龄及 Hf 同位素组成——古特提斯洋壳俯冲的年代学证据. 地球科学与环境学报, 32: 27–33

赖绍聪, 张国伟, 董云鹏, 等. 2003. 秦岭-大别勉略构造带蛇绿岩与相关火山岩性质及其时空分布. 中国科学 D 辑: 地球科学, 33: 1174–1183

李曙光, 孙卫东, 张国伟, 等. 1996. 南秦岭勉略构造带黑沟峡变质火山岩的年代学和地球化学——古生代洋盆及其闭合时代的证据. 中国科学 D 辑: 地球科学, 26: 223–230

李曙光, 侯振辉, 杨永成, 等. 2003. 南秦岭勉略构造带三岔子古岩浆弧的地球化学特征及形成时代. 中国科学 D 辑: 地球科学, 33: 1163–1173

凌文黎, 段瑞春, 柳小明, 等. 2010. 南秦岭武当山群碎屑锆石 U-Pb 年代学及其地质意义. 科学通报, 55: 1153–1161

刘树文, 杨朋涛, 李秋根, 等. 2011. 秦岭中段印支期花岗质岩浆作用与造山过程. 吉林大学学报, 41: 1928–1943

裴先治, 张国伟, 赖绍聪, 等. 2002. 西秦岭南缘勉略构造带主要地质特征. 地质通报, 32: 486–494

秦江峰, 赖绍聪. 2011. 秦岭造山带晚三叠世花岗岩成因及深部动力学. 北京: 科学出版社. 267

孙卫东, 李曙光, Chen Y D, 等. 2000. 南秦岭花岗岩锆石 U-Pb 年龄及其地质意义. 地球化学, 29: 209–216

王洪亮, 何世平, 陈隽璐, 等. 2006. 北秦岭西段红花铺俯冲型侵入体 LA-ICPMS 定年及其地质意义. 现代地质, 20: 536–544

王娟, 李鑫, 赖绍聪, 等. 2008. 印支期南秦岭西茬河、五龙岩体成因及构造意义. 中国地质, 35: 207–216

王伟, 刘树文, 吴峰辉, 等. 2011. 陕南铜厂闪长岩体的成岩、成矿时代及其地质意义. 北京大学学报(自然科学版), 47: 91–102

王晓霞, 王涛, 卢欣祥, 等. 2003. 北秦岭老君山和秦岭梁环斑结构花岗岩及构造环境——一种可能的造山带型环斑花岗岩. 岩石学报, 19: 650–660

吴峰辉, 刘树文, 李秋根, 等. 2009. 西秦岭光头山花岗岩锆石 U-Pb 年代学及其地质意义. 北京大学学报(自然科学版), 45: 811–818

吴元保, 郑永飞. 2004. 锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约. 科学通报, 49: 1589–1604

熊小林, 韩江伟, 吴金花. 2007. 变质玄武岩体系相平衡及矿物-熔体微量元素分配: 限定 TTG/埃达克岩形成条件和大陆壳生长模型. 地学前缘, 14: 149–158

熊小林, 刘星成, 朱志敏, 等. 2010. 华北埃达克质岩与克拉通破坏: 实验岩石学和地球化学依据. 中国科学: 地球科学, 41: 654–667

闫全人, 王宗起, 陈隽璐, 等. 2007. 北秦岭斜峪关群和草滩沟群火山岩成因的地球化学和同位素约束、SHRIMP 年代及其意义. 地质学报, 81: 489–502

严阵, 等. 1985. 陕西省花岗岩. 西安: 西安交通大学出版社. 321

闫臻, 王宗起, 陈隽璐, 等. 2009. 北秦岭武关地区丹凤群斜长角闪岩地球化学特征、锆石 SHRIMP 测年及其构造意义. 地质学报, 83: 1633–1646

杨恺, 刘树文, 李秋根, 等. 2009. 秦岭柞水岩体和东江口岩体的锆石 U-Pb 年代学及其意义. 北京大学学报(自然科学版), 83: 841–847

杨朋涛, 刘树文, 李秋根, 等. 2012. 南秦岭铁瓦殿岩体的成岩时代及地质意义. 地质学报, 86: 1525–1540
张成立, 张国伟, 晏云翔, 等. 2005. 南秦岭勉略带北光头山花岗岩体群的成因及其构造意义. 岩石学报, 21: 711–720
张成立, 王涛, 王晓霞. 2008. 秦岭造山带早中生代花岗岩成因及其构造环境. 高校地质学报. 14: 304–316
张本仁, 高山, 张宏飞, 等. 2002. 秦岭造山带地球化学. 北京: 科学出版社. 188
张帆, 刘树文, 李秋根, 等. 2009. 秦岭西坝花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学及其地质意义. 北京大学学报(自然科学版), 83: 833–840
张国伟, 张本仁, 袁学诚, 等. 2001. 秦岭造山带与大陆动力学. 北京: 科学出版社. 855
张宏飞, 靳兰兰, 张利, 等. 2005. 西秦岭花岗岩类地球化学和 Pb-Sr-Nd 同位素组成对基底性质及其构造属性的限制. 中国科学 D 辑: 地球科学, 35: 914–926
张宗清, 张国伟, 刘敦一, 等. 2006. 秦岭造山带蛇绿岩、花岗岩和碎屑沉积岩同位素年代学和地球化学. 北京: 地质出版社. 348
赵振华, 熊小林, 王强, 等. 2008. 铌与钽的某些地球化学问题. 地球化学, 37: 304–320
Anderson T. 2002. Correlation of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb. Chem Geol, 192: 59–79
Barbarin B. 2005. Mafic magmatic enclaves and Mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: Nature, orginal and relations with the hosts. Lithos, 80: 155–177
Barker F. 1979. Trondhjemite: Definition, environment and hypotheses of origin. In: Barker F, ed. Trondhjemites, Dacites, and Related Rocks. Amsterdam: Elsevier. 1–12
Batchelor R A, Bowden P. 1985. Petrogenesis interpretation of granitoids rock series using multicationic parameters. Chem Geol, 48: 43–55
Blichert-Toft J, Albarede F. 1997. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the Mantle-crust system. Earth Planet Sci Lett, 148: 243–258
Bonin B. 2004. Do coeval Mafic and felsic Magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crust, sources? A review. Lithos, 78: 1–24
Castillo P R, Janney P E, Solidum R U. 1999. Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: Insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. Contrib Mineral Petrol, 134: 33–51
Chappell B W, White A J R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Trans R Soc Edinb-Earth Sci, 83: 1–26
Chappell B W, White A J R, Williams I S, et al. 2000. Lachlan Fold Belt granites revisited: High- and low-temperature granites and their implications. Aust J Earth Sci, 47: 123–138
Chung S L, Liu D Y, Ji J, et al. 2003. Adakites from continental collision zones: Melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. Geology, 31: 1021–1024
Defant M J, Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc Magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature, 347: 662–665
DePaolo D J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization. Earth Planet Sci Lett, 53: 189–202
Didier J, Barbarin B. 1991. Enclaves and Granite Petrology: Developments in Petrology. Amsteydam: Elsevier Science Pub. 625
Dong Y P, Zhang G W, Neubauer F, et al. 2011a. Tectonic evolution of the Qinling Orogen, China: Review and synthesis. J Asian Earth Sci, 41: 213–237
Dong Y P, Liu X M, Santosh M, et al. 2011b. Neoproterozoic subduction tectonics of the northwestern Yangtze Block in South China: Constrains from zircon U-Pb geochronology and geochemistry of Mafic intrusions in the Hannan Massif. Precambrian Res, 189: 69–90
Dong Y P, Zhang G W, Hauzenberger C, et al. 2011c. Palaeozoic tectonics and evolutionary history of the Qinling orogen: Evidence from geochemistry and geochronology of ophiolite and related volcanic rocks. Lithos, 122: 39–56
Dong Y P, Liu X M, Zhang G W, et al. 2012. Triassic diorites and granitoids in the Foping area: Constraints on the conversion from subduction to collision in the Qinling Orogen, China. J Asian Earth Sci, 47: 123–142
Foley S F, Barth M G, Jenner G A. 2000. Rutile/melt partition coefficients for trace elements and assessment of the in fluence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone Magmas. Geochim Cosmochim Acta, 64: 933–938
Foley S, Tiepolo M, Riccardo V. 2002. Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. Nature, 417: 837–840
Gao S, Rudnick R L, Yuan H L, et al. 2004. Recycling lower continental crust in the North China Craton. Nature, 432: 892–897
Griffin W L, Pearson N J, Belousova E, et al. 2000. The Hf isotope composition of cratonic Mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. Geochim Cosmochim Acta, 64: 133–147
Hermann J, Spandler C. 2008. Sediment melts at sub-arc depths: An experimental study. J Petrol, 49: 717–740
Hoskin P, Schaltegger U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: Hanchar J M, Hoskin P W O, eds. Zircon. Rev Mineral Geochem, 53: 27–62

Jiang Y H, Jin G D, Liao S Y, et al. 2010. Geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints on the origin of Late Triassic granitoids from the Qinling orogen, central China: Implications for a continental arc to continent-continent collision. Lithos, 117: 183–197

Kepezhinskas P, McDemott F, Defant M J, et al. 1997. Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka Arc petrogenesis. Geochim Cosmochim Acta, 61: 577–600

Lai S C, Zhang G W. 1996. Geochemical features of ophiolites in Mianxian-Lueyang suture zone, Qinling Orogenic Belt. Geol J China Univ, 7: l65–l72

Lai S C, Zhang G W, Li S Z. 2004. Ophiolites from the Mianlue suture in the Southern Qinling and their relationship with eastern Paleotethys evolution. Acta Geol Sin, 78: 107–117

Lai, S C, Qin, J F, Chen L. 2008. Geochemistry of ophiolites from the Mian-Lue Suture Zone: Implications for the tectonic evolution of the Qinling Orogen, Central China. Int Geol Rev, 50: 650–664

Li S Z, Kusky T M, Wang L, et al. 2007. Collision leading to multiple-stage large-scale extrusion in the Qinling orogen: Insights from the Mianlue suture. Gondwana Res, 12: 121–143

Liu S W, Pan Y M, Xie Q L, et al. 2004. Archean geodynamics in the Central Zone, North China Craton: Constraints from geochemistry of two contrasting series of granitoids in the Fuping and Wutaishan complexes. Precambrian Res. 130: 229–249

Liu S W, Pan Y M, Xie Q L, et al. 2005. Geochemistry of the Neoproterozoic Nanying granitic gneisses in the Fuping complex: Implications for the tectonic evolution of the Central zone, North China Craton. J Asian Earth Sci, 24: 643–658

Liu S W, Li Q G, Tian W, et al. 2011. Petrogenesis of Indosinian granitoids in middle-segment of South Qinling tectonic belt: Constraints from Sr-Nd isotopic syste Matics. Acta Geol Sin-Engl Ed, 85: 610–628

Liu X M, Gao S, Diwu C R. 2008. Precambrian crustal growth of Yangtze Craton as revealed by detrital zircon studies. Am J Sci, 308: 421–468

Ludwig K R. 2003. ISOPLOT 3.0: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Spec Pub. 1–70

Macpherson C G, Dreher S T, Thirlwall M F. 2006. Adakites without slab melting: High pressure differentiation of island arc Magma, Mindanao, the Philippines. Earth Planet Sci Lett, 243: 581–593

Maniar P D, Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geol Soc Am Bull, 101: 635–643

Martin H, Smithies R H, Moyen J F, et al. 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: Relationships and some implications for crust evolution. Lithos, 79: 1–24

Maury R C, Sajona F G, Pubellier M, et al. 1996. Fusion de la croûte océqniaue dans les zones de subduction/collision récentes: L'exemple de Mindanao (Philippines). Bull Soc Geol Fr, 167: 579–595

Meng Q R, Zhang G W. 1999. Timing of collision of the North and South China blocks: Controversy and reconciliation. Geology, 27: 123–126

Meng Q R, Zhang G W. 2000. Geologic framework and tectonic evolution of the Qinling orogen, central China. Tectonophysics, 323: 183–196

Moyen J F. 2009. High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the "adakitic signature". Lithos, 112: 556–574

Pearce J A, Harris N B, Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J Petrol, 25: 956–983

Petford N, Atherton M. 1996. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: The cordillera blanca batholith, Peru. J Petrol, 37: 1491–1521

Prouteau G, Scaillet B, Pichavant M, et al. 2001. Evidence for Mantle metaso Matism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. Nature, 410: 197–200

Rapp R P, Watson E B, Miller C F. 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archaean trondhjemites and tonalites. Precambrian Res, 51: 1–25

Rapp R P, Watson E B. 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling. J Petrol, 36: 891–931

Rapp R P, Shimizu N, Nor Man M D, et al. 1999. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the Mantle wedge: Experimental constraints at 3.8 GPa. Chem Geol, 160: 335–356

Rollinson H R. 1993. Using Geological Data: Evalution, Presentation, Interpretation. London: Person Education Limited. 284

Schiano P, Monzier M, Eissen J P, et al. 2010. Simple mixing as the major control of the evolution of volcanic suites in the Ecuadorian Andes. Contrib Mineral Petrol, 160: 297–312

Smithies R H. 2000. The Archaean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite. Earth Planet Sci Lett, 182: 115–125

Soderlund U, Patchett P J, Vervoort J D, et al. 2004. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope syste Matics of Precambrian Mafic intrusions. Earth Planet Sci Lett, 219: 311–324

Stern C R, Kilian R. 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Austral Volcanic Zone. Contrib Mineral Petrol. 123: 263–281

Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic syste Matics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes. In: Saunders A D, Norry M J, eds. Magmatism in the Ocean Basins. London Geol Soc Spec Pub, 42: 313–345

Sun W D, Li S G, Chen Y D, et al. 2002. Timing of synorogenic granotoids in the south Qinling, central China: Constraints on the evolution of the Qinling-Dabie Orogenic Belt. J Geol, 110: 457–468

Vernon R H. 1984. Micro-granitoid enclaves: Globules of hybrid Magma quenched in a plutonic environment. Nature, 304: 438–439

Wan Y S, Dong C Y, Liu D Y, et al. 2012. Zircon ages and geochemistry of late Neoarchean syenogranites in the North China Craton: A review. Precambrian Res, 222–223: 265–289

Wang W, Liu S W, Bai X, et al. 2011. Geochemistry and zircon U-Pb-Hf isotopic syste Matics of the NeoarcheanYixian-Fuxin greenstone belt, northern Margin of the North China Craton: Implications for petrogenesis and tectonic setting. Gondwana Res, 20: 64–81

Wang W, Liu S W, Feng Y G, et al. 2012. Chronology, petrogenesis and tectonic setting of the Neoproterozoic Tongchang dioritic pluton at the northwestern margin of the Yangtze Block: Constraints from geochemistry and zircon U-Pb-Hf isotopic syste Matics. Gondwana Res, 22: 699–716

Wang X X, Wang T, Castro A, et al. 2011. Triassic granitoids of the Qinling orogen, central China, Genetic relationship of enclaves and rapakivi-textured rocks. Lithos, 126: 369–387

Wyllie P J, Wolf M B. 1993. Amphibolite dehydration-melting: Sorting out the solidus. In: Prichard, H M, Alabaster T, Harris N B W, et al, eds. Magmatic Processes and Plate Tectonics. London Geol Soc Spec Pub, 76: 405–416

Xiong X L, Adam J, Green T H. 2005. Rutile stability and rutile/melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: Implications for TTG genesis. Chem Geol, 218: 339–359

Xu J F, Castillo P R, Li X H, et al. 2002a. MORB-type rocks from the Paleo-Tethyan Mian-Lueyang northern ophiolite in the Qinling Mountains, central China: Implications for the source of the low $^{206}Pb/^{204}Pb$ and high $^{143}Nd/^{144}Nd$ Mantle component in the Indian Ocean. Earth Planet Sci Lett, 198: 323–337

Xu J F, Shinjio R, Defant M J, et al. 2002b. Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: Partial melting of delaminated lower continental crust? Geology, 12: 1111–1114

Xu J F, Zhang B R, Han Y W. 2008. Geochemistry of the Mian-Lue ophiolites in the Qinling Mountains, central China: Constraints on the evolution of the Qinling orogenic belt and collision of the North and South China Cratons. J Asian Earth Sci, 32: 336–347

Yang J H, Wu F Y, Chung S L, et al. 2004. Multiple sources for the origin of granites: Geochemical and Nd/Sr isotopic evidence from the Gudaoling granite and its mafic enclaves, northeast China. Geochim Cosmochim Acta, 68: 4469–4483

Yang P T, Liu S W, Li Q G, et al. 2011. Ages of the Laocheng granitoids and crustal growth in the South Qinling tectonic Do main, central China: Zircon U-Pb and Lu-Hf isotopic constraints. Acta Geol Sin-Engl Ed, 85: 801–816

Yang P T, Liu S W, Li Q G, et al. 2012. Geochemistry and zircon U-Pb-Hf isotopic systematics of the Ningshan granitoid batholith, middle segment of the south Qinling belt, Central China: Constraints on petrogenesis and geodynamic processes. J Asian Earth Sci, 61: 166–186

Yuan H L, Gao S, Liu X M, et al. 2004. Precise U-Pb age and trace element determinations of zircon by laser ablation-inductively coupled plasma Mass spectrometry. Geostandards Geoanalyt Res, 28: 353–370

Yuan H L, Gao S, Dai M N, et al. 2008. Simultaneous determinations of U-Pb age, Hf isotopes and trace element compositions of zircon by excimer laser ablation quadrupole and multiple collector ICP-MS. Chem Geol, 247: 100–117

Zhang F, Liu S W, Li Q G, et al. 2011. Re-Os and U-Pb geochronology of the erlihe Pb-Zn deposit, Qinling orogenic belt, central China, and constraints on its deposit genesis. Acta Geol Sin-Engl Ed, 85: 673–682

Zhang F, Liu S W, Chen X, et al. 2012. Xiba granitic pluton the in Qinling orogenic belt, central China: Its Petrogenesis and tectonic implications. Acta Geol Sin-Engl Ed, 86: 1128–1142

附表 1　何家庄岩体锆石 Lu-Hf 同位素测试结果 [a)]

分析点号	年龄(Ma)	$^{176}Yb/^{177}Hf$	$^{176}Lu/^{177}Hf$	$^{176}Hf/^{177}Hf$	1σ	$(^{176}Hf/^{177}Hf)_i$	$\varepsilon_{Hf}(0)$	$\varepsilon_{Hf}(t)$	T_{DM} (Ma)	$f_{Lu/Hf}$
08FTZ7-1-1	248	0.0117749	0.0004600	0.2827799	0.0000070	0.282778	0.3	5.7	660	–0.99
08FTZ7-1-2	248	0.0159705	0.0006480	0.2828289	0.0000050	0.282826	2.0	7.4	594	–0.98
08FTZ7-1-3	448	0.0386733	0.0014619	0.2830729	0.0000840	0.283061	10.6	20.1	256	–0.96
08FTZ7-1-4	386	0.0346549	0.0013127	0.2827859	0.0000380	0.282776	0.5	8.7	666	–0.96
08FTZ7-1-5	248	0.0139493	0.0005559	0.2827309	0.0000260	0.282728	–1.5	3.9	730	–0.98
08FTZ7-1-6	359	0.0149283	0.0005933	0.2826539	0.0000460	0.282650	–4.2	3.6	838	–0.98
08FTZ7-1-7	248	0.0180700	0.0007228	0.2828169	0.0000158	0.282814	1.6	6.9	612	–0.98
08FTZ7-1-8	452	0.0244194	0.0009393	0.2824499	0.0000080	0.282442	–11.4	–1.7	1132	–0.97
08FTZ7-1-9	248	0.0130530	0.0005215	0.2827729	0.0000092	0.282771	0.0	5.4	670	–0.98
08FTZ7-1-10	2524	0.0014573	0.0000510	0.2810569	0.0000054	0.281054	–60.7	–4.1	2979	–1.00
08FTZ7-1-11	248	0.0171982	0.0006598	0.2828019	0.0000520	0.282799	1.1	6.4	632	–0.98
08FTZ7-1-12	1182	0.0151755	0.0005715	0.2822269	0.0000112	0.282214	–19.3	6.5	1429	–0.98
08FTZ7-1-13	248	0.0150314	0.0005929	0.2828059	0.0000220	0.282803	1.2	6.6	625	–0.98
08FTZ7-1-14	248	0.0136696	0.0005388	0.2827389	0.0000098	0.282736	–1.2	4.2	718	–0.98
08FTZ7-1-15	1171	0.0069895	0.0002702	0.2825049	0.0000052	0.282499	–9.4	16.3	1037	–0.99
08FTZ7-1-16	248	0.0174211	0.0007023	0.2827829	0.0000186	0.282780	0.4	5.7	660	–0.98
08FTZ7-1-17	482	0.0172868	0.0007073	0.2827959	0.0000066	0.282790	0.8	11.2	641	–0.98
08FTZ7-1-18	248	0.0150141	0.0005764	0.2827189	0.0000260	0.282716	–1.9	3.5	747	–0.98
08FTZ7-1-19	435	0.0125150	0.0005462	0.2827199	0.0000062	0.282715	–1.8	7.6	745	–0.98
08FTZ7-1-20	1391	0.0145068	0.0005398	0.2819849	0.0000034	0.281971	–27.8	2.6	1760	–0.98
08FTZ7-1-21	248	0.0133553	0.0005051	0.2827879	0.0000126	0.282786	0.6	5.9	649	–0.98
08FTZ7-1-22	248	0.0117967	0.0004667	0.2827559	0.0000084	0.282754	–0.6	4.8	693	–0.99
08FTZ7-1-23	248	0.0128255	0.0004895	0.2827219	0.0000116	0.282720	–1.8	3.6	741	–0.99
08FTZ7-1-24	487	0.0190304	0.0009088	0.2831429	0.0001220	0.283135	13.1	23.6	153	–0.97
08FTZ09-2-1	247	0.0133170	0.0005179	0.2826539	0.0001440	0.282652	–4.2	1.2	836	–0.98
08FTZ09-2-2	772	0.0183708	0.0007184	0.2824219	0.0002000	0.282412	–12.4	4.3	1164	–0.98
08FTZ09-2-3	378	0.0341726	0.0015856	0.2833799	0.0001560	0.283369	21.5	29.4	–189	–0.95
08FTZ09-2-4	247	0.0168721	0.0006575	0.2828699	0.0001380	0.282867	3.5	8.8	537	–0.98
08FTZ09-2-5	247	0.0161606	0.0006334	0.2827449	0.0001620	0.282742	–1.0	4.4	712	–0.98
08FTZ09-2-6	247	0.0187449	0.0007284	0.2828359	0.0001240	0.282833	2.3	7.6	586	–0.98
08FTZ09-2-7	247	0.0091355	0.0003544	0.2826429	0.0002000	0.282641	–4.6	0.8	848	–0.99
08FTZ09-2-8	247	0.0097671	0.0003839	0.2827409	0.0001400	0.282739	–1.1	4.3	712	–0.99
08FTZ09-2-9	349	0.0144907	0.0005679	0.2830269	0.0002200	0.283023	9.0	16.6	315	–0.98
08FTZ09-2-10	417	0.0240138	0.0010811	0.2828399	0.0001240	0.282831	2.4	11.3	585	–0.97
08FTZ09-2-11	327	0.0164566	0.0006004	0.2826979	0.0001160	0.282694	–2.6	4.5	777	–0.98
08FTZ09-2-12	429	0.0144230	0.0005335	0.2825169	0.0001020	0.282513	–9.0	0.3	1027	–0.98
08FTZ09-2-13	247	0.0152861	0.0006381	0.2826459	0.0001160	0.282643	–4.5	0.9	850	–0.98
08FTZ09-2-14	2446	0.0252575	0.0009380	0.2816359	0.0001260	0.281592	–40.2	13.2	2259	–0.97
08FTZ09-2-15	314	0.0162075	0.0006076	0.2827509	0.0001080	0.282747	–0.7	6.0	703	–0.98
08FTZ09-2-16	247	0.0005081	0.0000142	0.2824819	0.0001460	0.282482	–10.3	–4.8	1061	–1.00
08FTZ09-2-17	247	0.0103954	0.0003975	0.2827709	0.0001080	0.282769	0.0	5.3	671	–0.99
08FTZ09-2-18	247	0.0149427	0.0005775	0.2827959	0.0000820	0.282793	0.8	6.2	639	–0.98

a) $\varepsilon_{Hf}(0)=((^{176}Hf/^{177}Hf)_S/(^{176}Hf/^{177}Hf)_{CHUR,0}-1)\times10000$; $\varepsilon_{Hf}(t)=((^{176}Hf/^{177}Hf)_S-(^{176}Lu/^{177}Hf)_S\times(e^{\lambda t}-1))/((^{176}Hf/^{177}Hf)_{CHUR,0}-(^{176}Lu/^{177}Hf)_{CHUR,0}\times(e^{\lambda t}-1))-1)\times10000$; $T_{DM}=1/\lambda\times\ln(1+((^{176}Hf/^{177}Hf)_S-(^{176}Hf/^{177}Hf)_{DM})/((^{176}Lu/^{177}Hf)_S-(^{176}Lu/^{177}Hf)_{DM}))$; $f_{Lu/Hf}=(^{176}Lu/^{177}Hf)_S/(^{176}Lu/^{177}Hf)_{CHUR}-1$; $(^{176}Hf/^{177}Hf)_i=(^{176}Hf/^{177}Hf)_S-(^{176}Lu/^{177}Hf)_S\times(e^{\lambda t}-1)$, $(^{176}Lu/^{177}Hf)_S$ 和 $(^{176}Hf/^{177}Hf)_S$ 为锆石测试值, 球粒陨石数据根据 Blichert-Toft 和 Albarede(1997), $(^{176}Lu/^{177}Hf)_{CHUR,0}=0.0332$, $(^{176}Hf/^{177}Hf)_{CHUR,0}=0.282772$; 亏损地幔数据根据 Griffin 等(2000), $(^{176}Lu/^{177}Hf)_{DM}=0.0384$, $(^{176}Hf/^{177}Hf)_{DM}=0.28325$, t=岩浆结晶年龄. $\lambda=1.867\times10^{-11}$ a^{-1}(Soderlund 等, 2004)