中国科学: 地球科学 2014 年 第 44 卷 第 7 期: 1388 ~ 1402
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

雅鲁藏布江结合带中段早奥陶世强过铝质花岗岩的厘定及其地质意义

张士贞*, 李奋其, 李勇, 刘伟, 秦雅东

成都地质矿产研究所, 成都 610081
* E-mail: zszcd2010@126.com

收稿日期: 2013-07-26; 接受日期: 2013-10-05; 网络版发表日期: 2014-06-20
中国地质调查局"冈底斯成矿带基础地质综合研究"项目(编号: 1212011086039)资助

摘要 对位于雅鲁藏布江结合带中段的夏如花岗岩体进行了 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素定年和岩石地球化学的研究. 结果表明, 2 件样品的锆石 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄加权平均值分别为(474.9±2.3)和(478.3±1.7) Ma, 代表了花岗岩的形成年龄, 是雅鲁藏布江结合带内首次发现的早奥陶世岩浆活动记录. 该花岗岩无角闪石, 含电气石, 为高钾钙碱性系列, 铝饱和指数 A/CNK>1.1 (1.10~1.20), 富集 Rb, Th 和 U, 相对亏损 Ba, Nb, Sr, Zr, Ti 和 Eu 等, 属强过铝质的 S 型花岗岩, 是同碰撞背景下地壳中泥岩质成分部分熔融的产物. 结合前人研究资料和本文数据提出, 夏如岩体的形成很可能与原特提斯洋向冈瓦纳大陆北缘俯冲过程中的安第斯型造山作用有关, 是大洋消减作用进行到一定阶段后, 冈瓦纳大陆北缘的地块或微地块之间发生碰撞而使地壳加厚、上地壳重熔形成的强过铝质花岗岩. 夏如早奥陶世花岗岩的厘定也指示了其围岩可能形成于寒武或前寒武纪, 夏如地区可能存在地壳基底.

关键词
雅鲁藏布江结合带
早奥陶世
强过铝质花岗岩
碰撞背景
地壳基底

自 Gansser(1964)提出喜马拉雅造山带形成于早古生代的观点以来, 很多研究者的深入工作为此提供了大量的证据. 如在北印度、尼泊尔和中国境内的喜马拉雅造山带中都发现了奥陶纪的底砾岩层(Garzanti 等, 1986; 刘文灿等, 2002; Gehrels 等, 2003; 周志广等, 2004), 在西尼泊尔的奥陶纪-泥盆纪地层中发现了大量 480~530 Ma 的碎屑锆石(Gehrels 等, 2003), 在加德满都、亚东、康马和吉隆等地获得了大量古生代的岩浆和变质事件记录(Stocklin 和 Bhattarai, 1977; Stocklin, 1980; Foster, 2000; Catlos 等, 2002; Gehrels 等, 2003; 孙志明等, 2005; Cawood 等, 2007; Quigley 等, 2008; 夏斌等, 2008; 张泽明等, 2008a, 2008b; 时超等, 2010; 王晓先等, 2011), 表明早古生代构造-岩浆-变质事件在喜马拉雅造山带中普遍存在. 许志琴等(2005)通过对取自高喜马拉雅与特提斯-喜马拉雅变质基底中的角闪岩相富铝变质沉积岩和花岗质片麻岩进行系统的锆石 U-Pb 年代学研究, 获得了 529~457 Ma 的变形和变质事件年龄信息, 认

中文引用格式: 张士贞, 李奋其, 李勇, 等. 2014. 雅鲁藏布江结合带中段早奥陶世强过铝质花岗岩的厘定及其地质意义. 中国科学: 地球科学, 44: 1388–1402
英文引用格式: Zhang S Z, Li F Q, Li Y, et al. 2014. Early Ordovician strongly peraluminous granite in the middle section of the Yarlung Zangbo junction zone and its geological significance. Science China: Earth Sciences, 57: 630−643, doi: 10.1007/s11430-013-4721-3

为原始喜马拉雅山是泛非-早古生代造山作用的产物, 现在的喜马拉雅造山带是在泛非-早古生代造山基础上再造山的结果. 随着冈底斯地区奥陶系和寒武系之间角度不整合的发现(李才等, 2010), 以及在拉萨地块、聂荣微地块和南羌塘地区相继发现的寒武-奥陶纪岩浆-变质事件年龄记录(李才等, 2008b; 计文化等, 2009; Dong 等, 2010; 胡培远等, 2010; 解超明等, 2010; Pullen 等, 2011; Guynn, 2012; 潘晓萍等, 2012; Zhu 等, 2012), 人们认识到寒武/奥陶纪之交的构造-岩浆-变质事件在整个青藏高原南部都存在. 但之前的工作多注重于年代学方面的研究, 对事件相关的岩浆岩的岩石地球化学特征研究较少, 这极大地制约了对早古生代造山作用的更深入探讨. 目前关于青藏高原南部早古生代造山作用机制主要有两种观点, 一种观点认为是属于冈瓦纳超大陆聚合过程的泛非造山作用(Stocklin 和 Bhattarai, 1977; 许志琴等, 2005; 李才等, 2010), 另一种观点则认为青藏高原南部的早古生代造山发生在泛非造山之后, 是原特提斯洋向冈瓦纳大陆北缘俯冲过程中的安第斯型造山作用(Cawood 等, 2007; 张泽明等, 2008a; 王晓先等, 2011; Zhu 等, 2012).

雅鲁藏布江结合带(YZSZ)位于喜马拉雅地块与拉萨地块之间, 是研究青藏高原构造演化的重要窗口. 本文通过锆石 U-Pb 年代学和岩石地球化学的研究, 在雅鲁藏布江结合带的夏如地区厘定出早奥陶世的强过铝质花岗岩, 这有助于进一步了解青藏高原南部的早古生代造山事件, 对重新认识雅鲁藏布江结合带的物质组成、划分构造格架具有重要意义.

1 地质背景及样品采集

雅鲁藏布江结合带是青藏高原南部最重要的大地构造界线, 它与班公湖-怒江结合带一起, 将青藏高原南部由南至北分成喜马拉雅地块、拉萨地块和南羌塘地块(图 1(a)). 该带被认为在萨嘎县城以西分为南、北两支蛇绿混杂岩带, 其间夹持仲巴微地块, 向东南、北两支蛇绿混杂岩带合二为一, 仲巴微地块在萨嘎处消失(潘桂堂等, 2004; 吴新国等, 2005). 研究区位于西藏萨嘎县城东约 100 km 的夏如地区, 主体属雅鲁藏布江结合带的中段(图 1(a)), 其北部边缘为日喀则弧前盆地, 南部边缘出露特提斯喜马拉雅带侏罗纪灰岩-砂岩建造(图 1(b)). 研究区蛇绿混杂岩仅见于雅鲁藏布江结合带的北部地区, 表现为由两个断裂带所夹持的窄带状体, 总体呈东西向展布. 结合带内出露地层主要为一套厚逾 2000 km 的砂板岩系, 岩性为灰色、灰黑、灰绿、黄绿色板岩、砂板岩夹变质砂岩、变质石英砂岩及变质灰岩, 受强烈构造作用影响, 一些地段含有构造岩块. 该套砂板岩前人认为属于三叠系, 在研究区西部被侏罗-白垩纪的砂-泥质岩覆盖.

夏如花岗岩侵位于此套砂板岩系中(图 1(b)), 岩体东西长约 20 km, 南北宽 2~12 km, 呈岩基产出, 岩性主要为二长花岗岩. 岩体与围岩呈明显的侵入接触关系(图 2(a)), 围岩发生接触变质, 发育接触变质带; 岩体边部表现为片麻状构造, 见有少量石榴石等变质矿物. 样品采自岩体西南边部的夏如乡附近(图 1(b)), 岩性为含电气石黑云母二长花岗岩, 呈浅灰-灰白色(图 2(b)), 中细粒花岗结构, 片麻状构造, 其主要矿物组成为石英(25%~35%)、斜长石(30%~35%)、钾长石(25%~30%)、黑云母(3%~5%)、电气石(约 2%~3%), 副矿物有锆石、榍石和磁铁矿等. 其中, 黑云母呈不规则的条带状、条纹状及细片状集合体, 彼此大致平行, 定向分布; 电气石大小不等, 呈零星稀疏分布(图 2(c)).

2 分析方法

锆石单矿物分选在河北廊坊市诚信地质服务有限公司完成. 锆石的阴极发光(CL)显微结构照相在西北大学大陆动力学国家重点实验室配备有 Gatan CL3+型 CL 探头的 Quanta 400FEG 型场发射扫描电镜上完成, 分析电压 15 kV, 电流为 19 nA.

LA-ICP-MS 锆石原位微区 U-Pb 定年及微量元素分析在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室完成. ICP-MS 为 Agilent 7500a, 激光剥蚀系统为配备有 193 nm ArF 准分子(Excimer)激光器的 GeoLas 2005. 分析中采用的激光斑束直径为 32 μm, 以氦气作为剥蚀物质的载气. 详细的仪器操作条件和数据处理同文献(Liu 等, 2008, 2010a, 2010b). 采用标准锆石 91500 为外标来进行同位素比值的校正, 元素含量以国际标样 NIST610 为外标, Si 为内标进行计算, 普通 Pb 的校正采用 Andersen(2002)的方法进行. 锆石分析点的 U-Th-Pb 同位素比值、U-Pb 年龄和元素含量计算采用 ICPMSDataCal 完成(Liu 等,

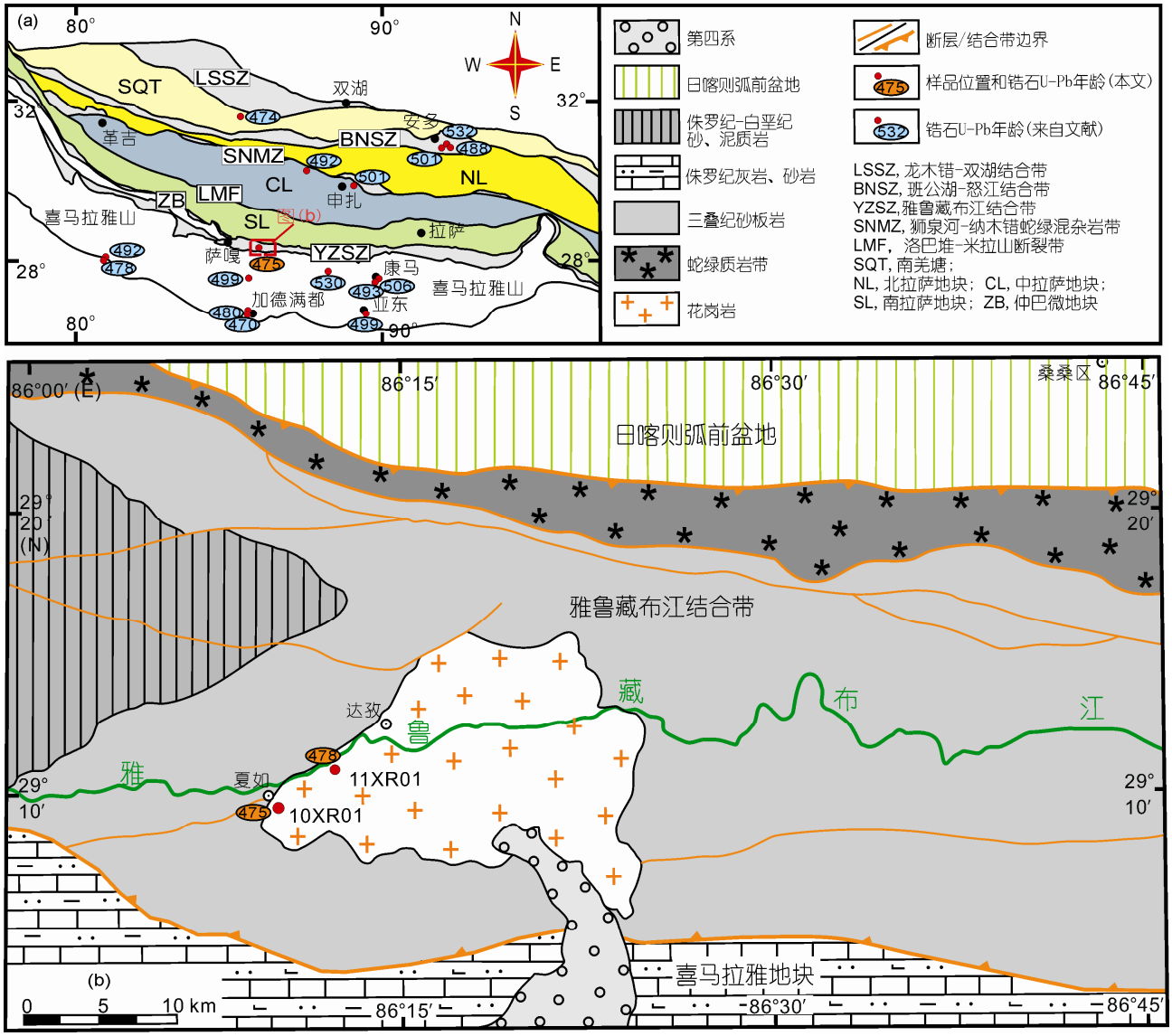

图 1　青藏高原南部构造单元划分及早古生代岩浆岩分布(a)和研究区地质简图(b)

(a) 中的早古生代岩浆岩数据主要来自 Cawood 等(2007), Quigley 等(2008), 夏斌等(2008), 计文化等(2009), 时超等(2010), 解超明等(2010), Pullen 等(2011), 王晓先等(2011), Guynn 等(2012)和 Zhu 等(2012). 青藏高原南部构造单元划分据 Zhu 等(2008)

2010a, 2010b, 数据见表 1). 锆石加权平均年龄的计算和谐和图的绘制均采用 Isoplot 3.0 程序(Ludwing, 2003).

样品主量元素分析由国土资源部西南矿产资源监督检测中心完成, 微量元素分析在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室采用等离子质谱仪(ICP-MS)完成. 本研究共选择 15 件较为新鲜的样品进行岩石地球化学的分析, 分析结果见表 2.

3　分析结果

3.1　锆石 U-Pb 年代学

部分测定锆石的阴极发光(CL)图像如图 3 所示. 本文两个样品(10XR01, 11XR01)的锆石特征较为相似, 多为自形-半自形长柱状或短柱状, 个别为近椭圆状或不规则状, 粒径为 100~200 μm. 阴极发光图像(图 3)揭示, 多数锆石发育同心韵律状环带或呈强发光、弱环带特征, 显示岩浆锆石特征(Vavra 等,

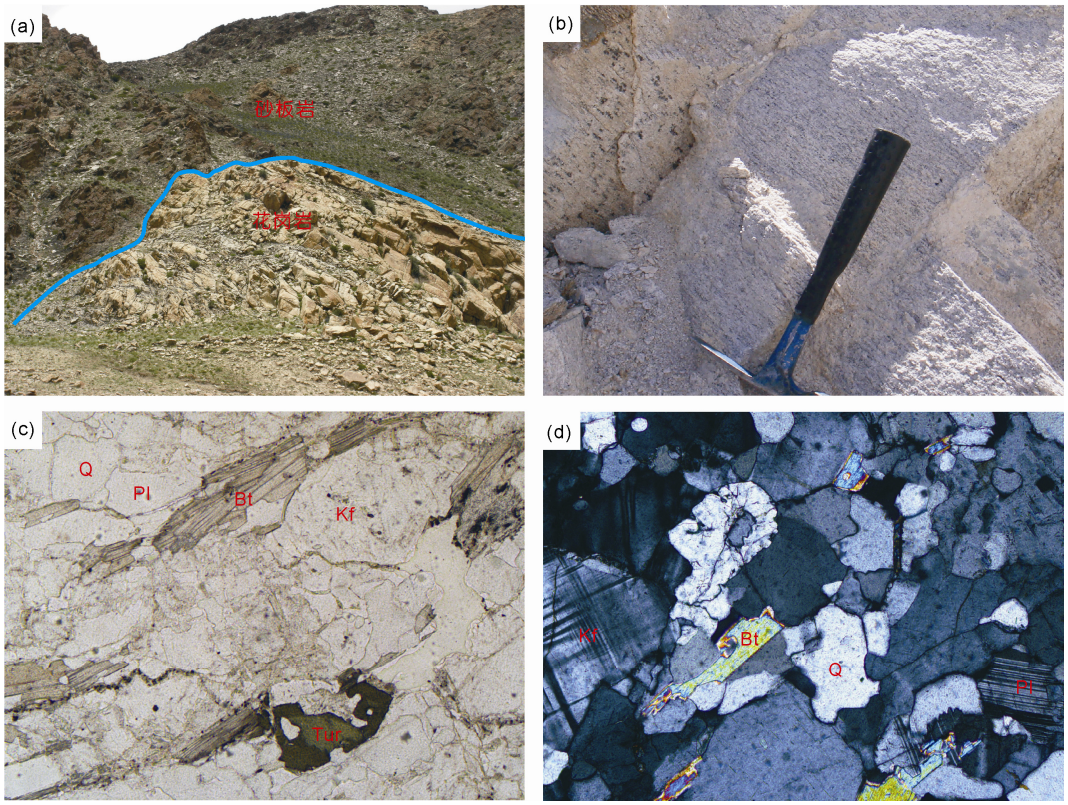

图 2　夏如花岗岩的野外((a), (b))和镜下显微照片((c), (d))

Q, 石英; Pl, 斜长石; Kf, 钾长石; Bt, 黑云母; Tur, 电气石

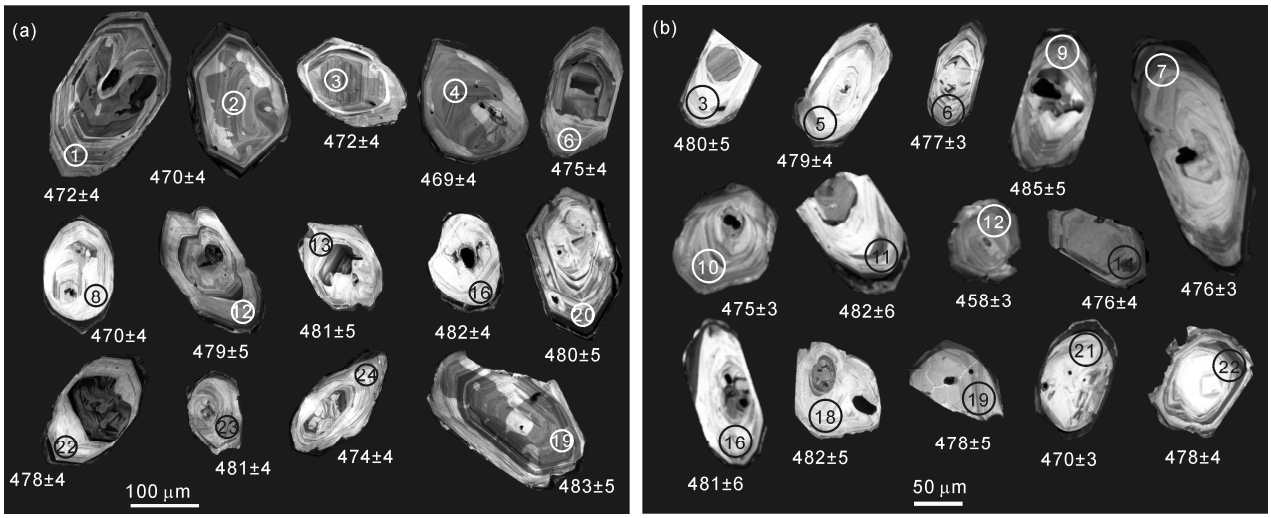

图 3　部分锆石的阴极发光图像

图中锆石年龄单位为 Ma

1996, 1999; 闫义等, 2003; 吴元保和郑永飞, 2004); 发育不规则的暗色增生边, 增生边的宽度均较窄, 可能为后期变质热事件的记录; 部分锆石具有继承核.

样品 10XR01: 共对 24 颗锆石进行分析, 分析结

果见表 1. 其中 21 个测点显示的 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄变化范围在 468~483 Ma, 进行加权平均年龄计算获得锆石 U-Pb 年龄为(474.9±2.3) Ma(MSWD=1.4, 95%的置信度)(图 4(a)); Th/U 比值多>0.1, 主要集中于 0.12~0.51; 锆石原位稀土元素分析显示为 HREE 强烈富集, LREE 亏损, 具有明显的 Ce 正异常和 Eu 负异常(图 4(b), 表略), 具岩浆锆石特征(Hoskin 和 Ireland, 2000; Hoskin 和 Schaltegger, 2003; Belousova 等, 2002; Rubatto, 2002; Rubatto 和 Scambelluri, 2003; 吴元保和郑永飞, 2004), 锆石 CL 图像也显示这些测点位于锆石发育同心韵律状环带或呈强发光、弱环带的区域(图 3(a)), 表明测得的年龄为岩浆锆石年龄, 代表了花岗岩的成岩年龄. 另外 3 个测点(点 5, 10, 14)或处于核-边交界, 得到的 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为混合年龄, 年龄值相对较小, 没有进入加权平均年龄的计算.

样品 11XR01: 共分析 24 颗锆石, 其中的 21 个测点得到 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄变化范围在 470~485 Ma(表 1), 加权平均计算获得锆石 U-Pb 年龄为(478.3±1.7) Ma(MSWD=0.85, 95%的置信度)(图 4(c)); Th/U 变化在 0.09~0.34, 多数大于 0.1; 锆石原位稀土元素分析显示为 HREE 强烈富集, LREE 亏损, 具有明显的 Ce 正异常和 Eu 负异常(图 4(d), 表略), 具岩浆锆石特征(Hoskin 和 Ireland, 2000; Hoskin 和 Schaltegger, 2003; Belousova 等, 2002; Rubatto, 2002; Rubatto 和 Scambelluri, 2003; 吴元保和郑永飞, 2004), 结合锆石 CL 图像特征认为测得的年龄为岩浆锆石年龄, 代表了花岗岩的成岩年龄. 还有 3 个测点(点 12, 15 和 24)的 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄值相对较小, 可能为混合年龄值, 没有进入加权平均年龄的计算.

在 U-Pb 年龄谐和图上两个样品的分析点均分布

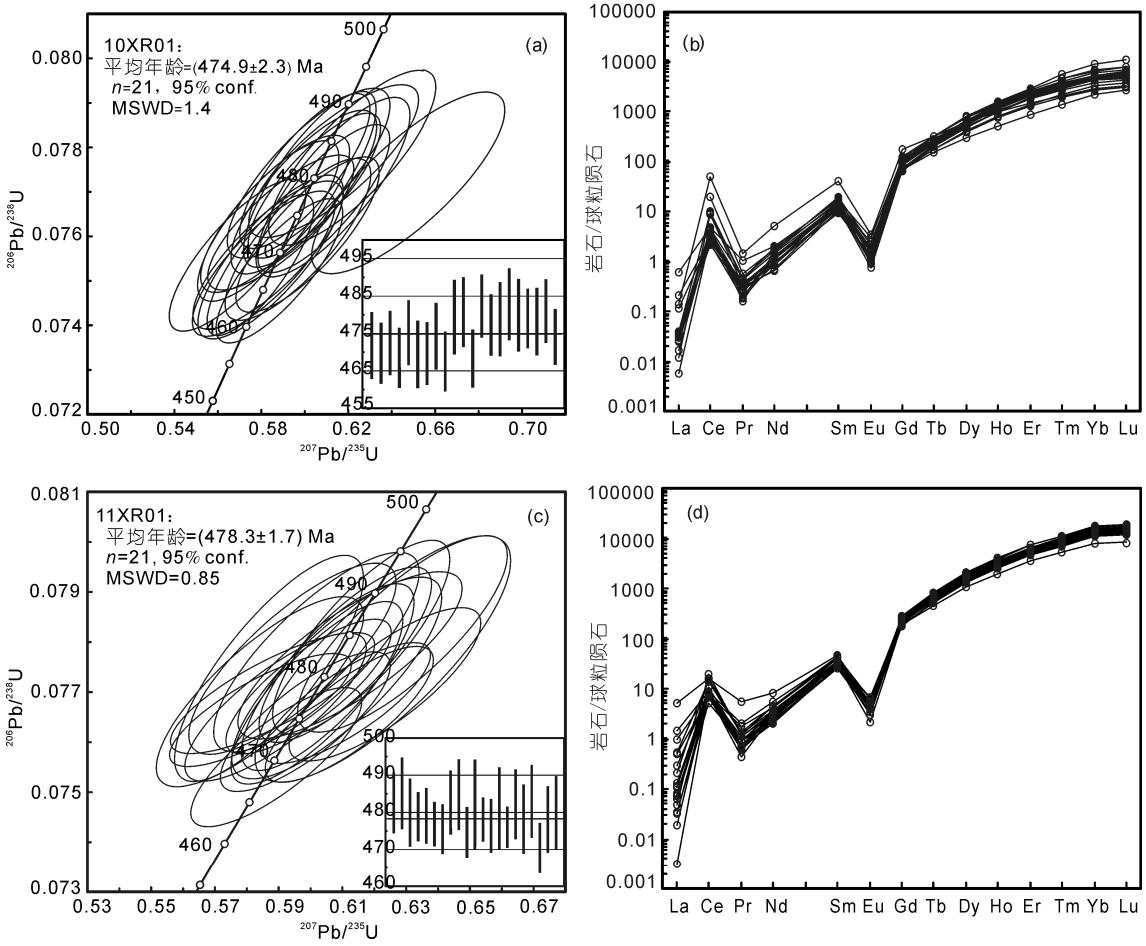

图 4　两个样品的锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄谐和图和原位稀土元素球粒陨石标准化配分图

表 1　夏如花岗岩样品(10XR01、11XR01)单颗粒锆石 LA-ICP-MS U-Pb 同位素分析结果

测点	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	同位素比值						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
10XR01: 片麻状含电气石黑云母二长花岗岩																
1	111	189	1214	0.16	0.0567	0.0012	0.5969	0.0137	0.0759	0.0007	480	46	475	9	472	4
2	56	96	604	0.16	0.0557	0.0013	0.5831	0.0141	0.0756	0.0007	443	54	466	9	470	4
3	102	258	789	0.33	0.0570	0.0012	0.6013	0.0135	0.0760	0.0007	494	42	478	9	472	4
4	56	97	603	0.16	0.0556	0.0013	0.5811	0.0134	0.0754	0.0007	439	50	465	9	469	4
5	74	139	809	0.17	0.0554	0.0013	0.5502	0.0121	0.0718	0.0006	428	52	445	8	447	3
6	70	131	714	0.18	0.0553	0.0013	0.5864	0.0140	0.0765	0.0007	433	54	469	9	475	4
7	66	94	788	0.12	0.0559	0.0013	0.5843	0.0137	0.0755	0.0007	450	54	467	9	469	5
8	72	175	612	0.29	0.0545	0.0012	0.5691	0.0128	0.0756	0.0007	391	52	457	8	470	4
9	63	95	709	0.13	0.0554	0.0013	0.5832	0.0133	0.0763	0.0008	428	50	467	9	474	4
10	86	98	1063	0.09	0.0574	0.0011	0.5810	0.0114	0.0732	0.0006	506	41	465	7	456	3
11	131	329	1105	0.30	0.0567	0.0011	0.5883	0.0119	0.0752	0.0007	480	43	470	8	468	4
12	60	80	608	0.13	0.0608	0.0016	0.6476	0.0182	0.0772	0.0009	632	56	507	11	479	5
13	405	1861	900	2.07	0.0564	0.0013	0.6018	0.0153	0.0774	0.0008	478	54	478	10	481	5
14	72	107	854	0.13	0.0580	0.0012	0.5720	0.0124	0.0715	0.0007	532	46	459	8	445	4
15	226	195	3137	0.06	0.0557	0.0009	0.5796	0.0100	0.0754	0.0007	439	5	464	6	468	4
16	46	106	413	0.26	0.0571	0.0015	0.6133	0.0160	0.0777	0.0007	498	57	486	10	482	4
17	72	138	707	0.20	0.0573	0.0012	0.6087	0.0124	0.0768	0.0007	502	44	483	8	477	4
18	102	172	1124	0.15	0.0574	0.0013	0.6130	0.0145	0.0771	0.0009	509	55	485	9	479	5
19	56	107	560	0.19	0.0578	0.0015	0.6218	0.0157	0.0778	0.0008	520	56	491	10	483	5
20	119	325	936	0.35	0.0563	0.0011	0.6023	0.0125	0.0773	0.0008	461	44	479	8	480	5
21	176	523	1024	0.51	0.0565	0.0012	0.6044	0.0124	0.0771	0.0007	472	44	480	8	479	4
22	47	69	532	0.13	0.0563	0.0013	0.5996	0.0137	0.0770	0.0008	461	56	477	9	478	4
23	62	121	600	0.20	0.0559	0.0011	0.6001	0.0122	0.0775	0.0008	450	14	477	8	481	4
24	60	136	543	0.25	0.0556	0.0013	0.5890	0.0137	0.0763	0.0007	435	52	470	9	474	4
11XR01: 片麻状含电气石黑云母二长花岗岩																
1	146	240	1439	0.17	0.0570	0.0009	0.6124	0.0144	0.0777	0.0007	500	35	485	9	483	4
2	159	252	1621	0.16	0.0583	0.0009	0.6288	0.0134	0.0782	0.0008	543	31	495	8	485	5
3	184	274	1938	0.14	0.0568	0.0007	0.6054	0.0111	0.0773	0.0008	483	26	481	7	480	5
4	209	306	2250	0.14	0.0563	0.0007	0.5994	0.0106	0.0771	0.0005	461	26	477	7	479	3
5	162	234	1714	0.14	0.0586	0.0009	0.6233	0.0123	0.0772	0.0006	550	33	492	8	479	4
6	214	556	1656	0.34	0.0577	0.0007	0.6114	0.0107	0.0768	0.0005	517	21	484	7	477	3
7	236	292	2677	0.11	0.0578	0.0006	0.6122	0.0108	0.0766	0.0006	524	22	485	7	476	3
8	188	416	1540	0.27	0.0570	0.0008	0.6109	0.0111	0.0777	0.0007	500	30	484	7	483	4
9	151	193	1624	0.12	0.0572	0.0008	0.6159	0.0114	0.0781	0.0008	498	25	487	7	485	5
10	162	247	1681	0.15	0.0566	0.0007	0.5983	0.0109	0.0764	0.0006	476	26	476	7	475	3
11	144	232	1395	0.17	0.0580	0.0011	0.6227	0.0164	0.0777	0.0010	528	41	492	10	482	6
12	189	210	2257	0.09	0.0567	0.0007	0.5785	0.0121	0.0736	0.0005	483	28	463	8	458	3
13	195	274	1987	0.14	0.0552	0.0008	0.5881	0.0131	0.0770	0.0005	420	31	470	8	478	3
14	256	308	2845	0.11	0.0554	0.0005	0.5890	0.0116	0.0767	0.0006	428	22	470	7	476	4
15	381	526	4242	0.12	0.0557	0.0005	0.5635	0.0094	0.0730	0.0003	443	14	454	6	454	2
16	251	345	2764	0.12	0.0548	0.0006	0.5870	0.0121	0.0775	0.0009	467	19	469	8	481	6
17	186	245	1979	0.12	0.0551	0.0007	0.5843	0.0117	0.0766	0.0005	417	28	467	7	476	3
18	190	235	2163	0.11	0.0553	0.0007	0.5943	0.0133	0.0777	0.0008	433	28	474	8	482	5
19	177	307	1732	0.18	0.0550	0.0008	0.5841	0.0133	0.0770	0.0008	409	33	467	9	478	5
20	233	497	1967	0.25	0.0559	0.0007	0.6018	0.0132	0.0778	0.0008	456	26	478	8	483	5
21	212	282	2353	0.12	0.0563	0.0006	0.5893	0.0110	0.0757	0.0006	461	24	470	7	470	3
22	195	219	2259	0.10	0.0566	0.0006	0.6020	0.0110	0.0770	0.0007	476	26	478	7	478	4
23	154	334	1327	0.25	0.0571	0.0010	0.6082	0.0135	0.0773	0.0008	494	37	482	8	480	5
24	148	231	1546	0.15	0.0568	0.0007	0.5784	0.0108	0.0737	0.0004	483	26	463	7	458	3

在谐和线上或附近(图 4(a)和(c)), 显示很好的谐和性, 表明锆石形成后 U-Pb 同位素体系是基本封闭的, 没有 U 或 Pb 同位素的明显丢失或加入, 测试结果真实可信. 另外, 两个样品为不同时间在同一岩体内采集, 获得的锆石 U-Pb 加权平均年龄分别为(474.9±2.3)和(478.3±1.7) Ma, 相近的年龄值验证了实验结果的可靠性, 表明夏如花岗岩形成于早奥陶世.

3.2 岩石地球化学

本文夏如花岗岩具高 Si(SiO_2=74.47%~76.24%)、富 Al(Al_2O_3=13.43%~15.15%), 总碱含量较高(Na_2O+K_2O=7.27%~8.49%)的特征, 绝大多数样品 $K_2O>Na_2O$(K_2O/Na_2O 比值平均为 1.36), 其他组分 MnO, MgO, Fe_2O_3, TiO_2, CaO 和 P_2O_5 等含量均较低(表 2). 岩石属高钾钙碱性系列(图 5), 铝饱和指数 A/CNK>1.1(1.10~1.20), 是强过铝质花岗岩, 岩石中出现富 Al 原生矿物电气石; 在 CIPW 标准矿物中则出现有含量大于 1%的标准刚玉(C)分子(1.51~2.57), 总体表现为 S 型花岗岩特征(Chappell 和 White, 1974; Barbarin, 1999; Frost 等, 2001; 廖忠礼等, 2006). DI 值为 91.46~94.45, 表明花岗岩经历了较高程度的结晶分异.

岩石的稀土总量偏低, ΣREE=26.82~108.26 ppm, 平均值为 64.60 ppm; $(La/Yb)_N$ 值低, 除一个样品为 7.52 外, 其他样品介于 1.64~2.69, LREE/HREE=2.08~4.99, 显示轻稀土相对重稀土的弱富集; 具有明显的负铕异常, δEu=0.11~0.50; 在球粒陨石标准化图(图 6(a))上, 呈微向右倾-近水平的 V 型曲线. 微量元素组成上, 明显富集 Rb, Th 和 U 等大离子亲石元素, 相对亏损 Ba, Nb, Sr, Zr 和 Ti 等高场强元素, 其中 Ti 元素亏损明显(图 6(b)), 显示了 S 型花岗岩的一般特征.

4 分析与讨论

4.1 岩石成因分析

准确识别花岗岩类的成因类型, 对研究其动力

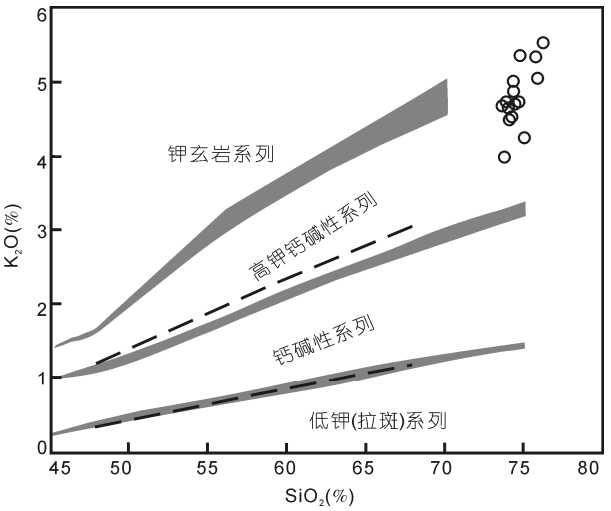

图 5 SiO_2-K_2O 图解

据 Rickwood(1989)

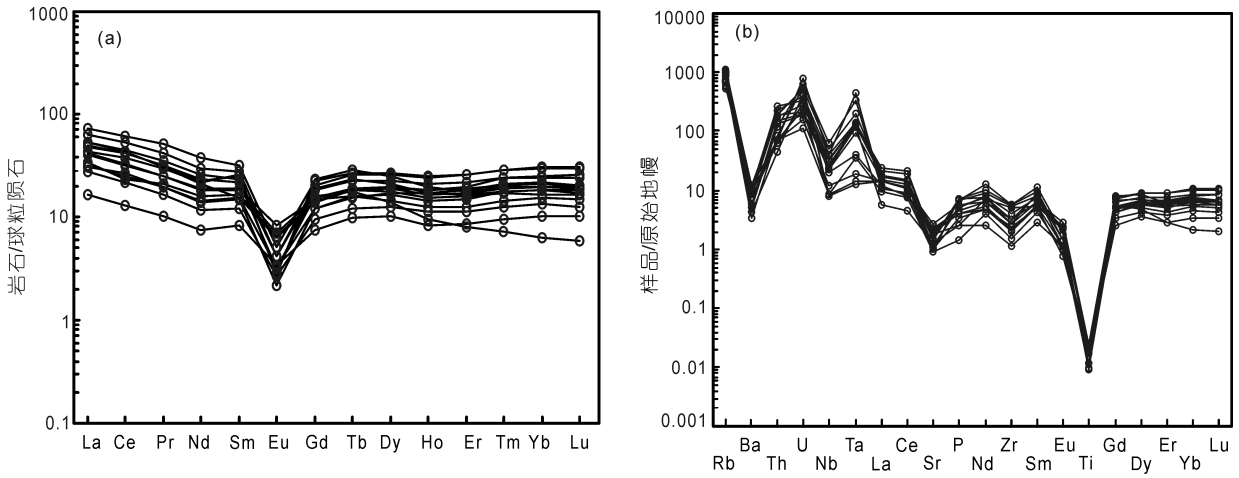

图 6 夏如地区花岗岩球粒陨石标准化稀土元素配分图和原始地幔标准化微量元素蛛网图

球粒陨石和原始地幔标准化数据来自 Sun 和 McDonough(1989)

表 2 夏如早奥陶世花岗岩的主量、微量和稀土元素分析结果

样品号	XR01	XR02	XR03	XR04	XR05	XR06	XR07	XR08	XR09	XR10	XR11	XR12	XR13	XR14	XR15
主量元素(wt%)															
SiO_2	74.91	74.69	75.85	75.74	74.17	75.55	74.53	74.26	74.29	74.47	74.57	74.06	74.67	74.24	76.24
TiO_2	0.08	0.11	0.12	0.12	0.03	0.05	0.06	0.05	0.03	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.10
Al_2O_3	13.90	13.44	13.79	13.91	15.05	14.17	14.43	14.63	15.01	15.11	15.15	14.92	15.05	14.98	13.43
Fe_2O_3	0.75	1.17	1.29	1.22	0.71	1.02	0.99	0.69	0.54	0.69	0.76	0.77	0.74	0.56	0.78
MnO	0.02	0.04	0.04	0.04	0.08	0.07	0.06	0.09	0.06	0.06	0.08	0.08	0.09	0.04	0.02
MgO	0.14	0.16	0.24	0.21	0.09	0.14	0.16	0.09	0.10	0.14	0.12	0.13	0.11	0.12	0.14
CaO	0.67	0.55	0.67	0.60	0.78	0.76	0.72	0.63	0.78	0.78	1.00	1.02	0.88	1.28	0.42
Na_2O	3.55	3.02	3.15	3.09	4.66	4.03	4.07	4.06	4.11	3.81	3.57	3.61	3.87	3.62	2.67
K_2O	4.75	5.42	5.10	5.37	4.02	4.27	4.52	5.06	4.77	4.69	4.76	4.70	4.55	4.93	5.60
P_2O_5	0.11	0.15	0.16	0.15	0.03	0.16	0.12	0.07	0.06	0.09	0.10	0.10	0.09	0.13	0.06
烧失量	0.47	0.44	0.54	0.49	0.35	0.39	0.32	0.55	0.52	0.59	0.55	0.75	0.71	0.60	1.01
总量	99.35	99.19	100.95	100.94	99.98	100.61	99.98	100.18	100.27	100.48	100.71	100.19	100.81	100.55	100.47
K_2O+Na_2O	7.63	7.89	7.58	7.86	7.90	7.54	7.87	8.49	8.10	7.72	7.33	7.29	7.54	7.27	7.85
K_2O/Na_2O	1.34	1.79	1.62	1.74	0.86	1.06	1.11	1.25	1.16	1.23	1.33	1.30	1.18	1.36	2.10
FeO^T/MgO	4.82	6.58	4.84	5.23	7.18	6.56	5.57	6.90	4.86	4.44	5.70	5.33	6.05	4.20	5.01
CaO/Na_2O	0.19	0.18	0.21	0.19	0.17	0.19	0.18	0.16	0.19	0.20	0.28	0.28	0.23	0.35	0.16
A/CNK	1.14	1.14	1.16	1.16	1.12	1.12	1.12	1.10	1.13	1.18	1.18	1.16	1.17	1.10	1.20
DI	93.79	93.97	92.87	93.31	93.31	93.29	93.39	94.45	93.54	92.65	91.55	91.61	92.29	91.46	94.44
微量元素(ppm)															
V	4.15	3.31	4.79	4.36	1.38	2.33	3.33	1.45	1.15	1.96	1.37	2.07	1.82	1.89	3.31
Cr	1.96	1.38	2.08	1.73	0.73	1.03	0.99	0.74	0.68	0.89	0.67	1.01	0.95	0.80	0.90
Co	1.45	1.04	1.18	1.09	0.54	0.93	1.02	0.68	0.45	0.61	0.42	0.51	0.51	0.53	0.93
Ni	1.59	1.15	0.88	1.11	0.87	1.21	1.01	0.70	0.56	0.52	0.50	0.51	0.65	0.69	0.77
Ga	22.8	18.4	19.6	18.7	21.3	21.6	21.9	21.5	22.0	21.7	21.2	20.7	22.5	19.6	18.4
Rb	571.00	662.00	736.00	657.00	458.00	554.00	538.00	599.00	478.00	458.00	462.00	388.00	420.00	348.00	612.00
Sr	24.50	30.50	31.80	30.40	19.60	18.90	23.00	21.60	27.90	43.70	47.40	45.80	40.80	58.90	38.70
Y	17.50	35.90	42.90	44.30	21.40	38.70	33.10	28.20	17.30	28.60	33.40	32.80	30.40	22.50	30.70
Zr	46.70	61.50	65.20	65.50	17.00	29.90	35.90	26.90	12.80	23.00	35.60	31.50	24.90	37.20	58.10
Nb	35.90	23.50	28.70	23.90	6.23	16.10	19.80	45.10	17.70	28.30	8.77	6.32	14.40	5.69	22.50
Cs	58.00	54.70	51.70	53.70	31.10	33.50	31.10	35.50	34.30	53.90	27.40	14.10	23.90	11.50	58.30
Ba	59.30	82.70	81.20	76.70	24.10	36.50	40.50	35.50	30.60	68.50	67.30	64.60	53.80	82.90	82.10
La	11.50	12.80	15.10	17.10	6.53	10.50	11.90	7.43	4.00	7.68	9.96	9.97	8.22	9.76	12.60
Ce	25.90	27.90	33.40	38.10	13.40	23.40	26.10	16.60	8.15	15.60	20.40	20.10	14.60	19.60	26.40
Pr	3.06	3.36	3.97	4.87	1.59	2.85	3.06	1.90	0.97	1.86	2.42	2.42	2.02	2.37	2.93
Nd	10.90	12.10	13.90	17.70	5.47	10.20	10.70	6.69	3.49	6.76	8.82	8.65	7.44	8.93	9.89
Sm	3.35	3.63	4.23	5.00	1.89	4.03	3.85	2.33	1.30	2.41	2.80	2.81	2.57	2.93	2.43
Eu	0.19	0.25	0.25	0.31	0.16	0.16	0.17	0.13	0.20	0.37	0.41	0.42	0.38	0.49	0.20
Gd	3.37	3.83	4.30	4.72	2.00	4.82	3.99	2.54	1.54	2.94	3.21	3.17	3.03	3.08	2.53
Tb	0.68	0.86	0.97	1.03	0.46	1.09	0.87	0.61	0.38	0.68	0.70	0.72	0.68	0.62	0.58
Dy	3.62	5.81	6.69	6.84	3.18	6.51	5.44	4.21	2.64	4.62	4.91	4.97	4.85	3.72	4.47
Ho	0.55	1.19	1.39	1.45	0.65	1.11	0.96	0.83	0.48	0.90	1.06	1.04	0.95	0.72	0.97
Er	1.36	3.60	4.29	4.36	1.87	3.00	2.77	2.50	1.42	2.67	3.33	3.14	2.83	2.12	3.05
Tm	0.19	0.62	0.73	0.73	0.32	0.50	0.45	0.45	0.25	0.44	0.62	0.52	0.49	0.38	0.54
Yb	1.09	4.36	5.13	5.30	2.28	3.42	3.17	3.20	1.75	2.86	4.13	3.58	3.33	2.70	3.77
Lu	0.15	0.65	0.75	0.79	0.33	0.50	0.44	0.47	0.26	0.42	0.62	0.51	0.49	0.38	0.52
Hf	1.95	2.46	2.63	2.64	1.03	1.43	1.71	1.45	0.71	1.11	1.61	1.40	1.14	1.58	2.34
Ta	8.19	5.62	6.05	5.61	1.45	4.01	5.22	13.60	4.94	18.90	0.77	0.59	1.64	0.52	5.73
Pb	37.9	20.2	21.6	25.7	43.5	54.5	42.5	40.5	43.2	47.5	50.2	52.0	45.3	54.1	21.8
Th	16.40	15.80	18.80	22.50	7.13	11.50	12.60	10.20	3.97	6.23	6.30	6.28	5.58	5.98	15.30
U	11.00	4.56	8.31	7.29	12.10	4.05	4.22	13.30	9.20	16.70	3.30	2.43	6.24	5.02	5.85
Rb/Sr	23.36	21.69	23.12	21.63	23.42	29.28	23.41	27.78	17.12	10.48	9.74	8.48	10.29	5.91	15.81
Rb/Ba	9.64	8.01	9.06	8.57	19.01	15.19	13.26	16.88	15.62	6.68	6.86	6.01	7.80	4.20	7.45
La/Ta	1.40	2.28	2.49	3.06	4.51	2.61	2.27	0.54	0.81	0.41	12.87	17.04	5.01	18.87	2.20
ΣREE	65.89	80.91	95.08	108.26	40.14	72.05	73.83	49.85	26.82	50.21	63.41	62.05	51.88	57.83	70.84
LREE/HREE	4.99	2.87	2.92	3.30	2.62	2.44	3.08	2.37	2.08	2.23	2.41	2.52	2.12	3.22	3.31
$(La/Yb)_N$	7.52	2.10	2.11	2.32	2.06	2.19	2.69	1.67	1.64	1.92	1.73	2.00	1.77	2.59	2.40
δEu	0.17	0.20	0.18	0.19	0.24	0.11	0.13	0.16	0.42	0.43	0.42	0.42	0.41	0.50	0.24

学背景非常重要. 本文获得的夏如花岗岩样品具高的 SiO_2 含量(74.47%~76.24%)、全碱含量(K_2O+Na_2O= 7.27%~8.48%)和 FeO^T/MgO 比值(4.2~7.2), 表明它们经历了高程度结晶分异. Eby(1990)指出, 对于高硅(SiO2>74%)花岗岩, SiO_2-(FeO^T/MgO)图解最能有效地把大多数 A 型花岗岩与 I 型、S 型花岗岩区别开来, 夏如花岗岩在该图解中落入 I&S 花岗岩区(图 7(a)). 在(Zr+Nb+Ce+Y)-((K_2O+Na_2O)/CaO)图解(图 7(b))中, 夏如花岗岩落入分异的 M, I 和 S 花岗岩区内, (Zr+Ce+Y)-Rb/Ba 图解(图 7(c))中, 夏如花岗岩分布于高分异的S型花岗岩区及附近. 夏如花岗岩无角闪石, 含电气石, 绝大多数样品 $K_2O>Na_2O$, A/CNK>1.1, CIPW 刚玉分子含量>1%, 轻稀土元素弱富集, 具有明显的负铕异常, 高度富集大离子亲石元素 Rb, Th 和 U, 相对亏损 Ba, Nb, Sr, Zr 和 Ti 等高场强元素, 显示出 S 型花岗岩特征. 在 Zr-TiO_2 判别图解上, 样品均落在了 S 型花岗岩区域(图 7(d)). 实验研究表明, 在准铝质到弱过铝质岩浆中, 磷灰石的溶解度很低, 并在岩浆分异过程中随 SiO_2 的增加而降低; 而在强过铝质岩浆中, 磷灰石的溶解度随 SiO_2 的增加无明显降低或呈相反的变化趋势(Wolf 和 London, 1994). 磷灰石在I型和S型花岗岩浆中这种不同行为已被成

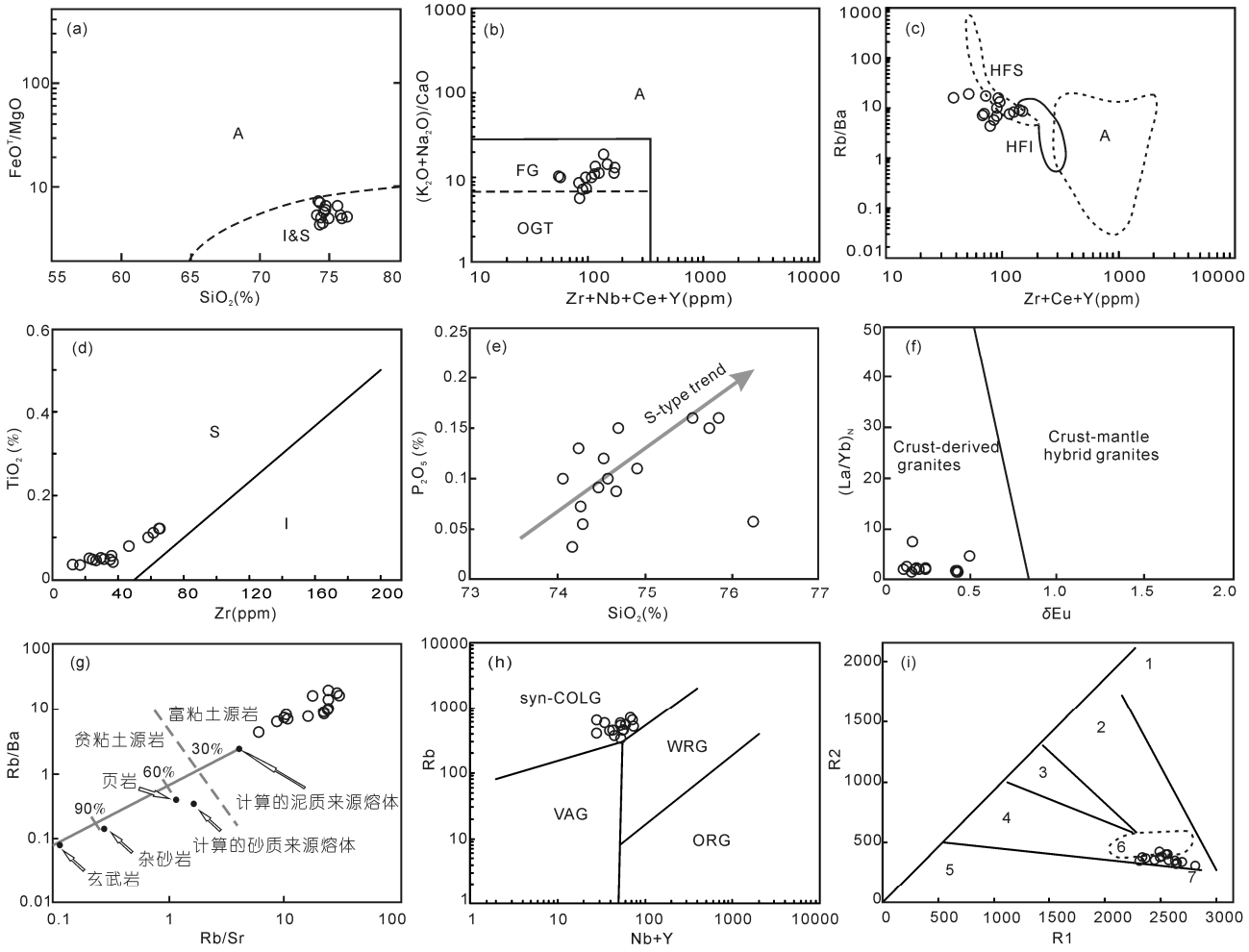

图 7　夏如花岗岩选择性的地球化学图解

(a) SiO_2-(FeO^T/MgO)图解(Eby, 1990). (b) (Zr+Nb+Ce+Y)-((K_2O+Na_2O)/CaO)图解(Whalen 等, 1987): FG=分异的 I, S 和 M 型花岗岩; OGT=未分异的 I, S 和 M 型花岗岩. (c) (Zr+Ce+Y)-(Rb/Ba)图解(Whalen 等, 1987): HFS=高分异的 S 型花岗岩; HFI=高分异的 I 型花岗岩. (d) Zr-TiO_2 图解. (e) SiO_2-P_2O_5图解. (f) δEu-$(La/Yb)_N$图解(王中刚等, 1989). (g) Rb/Sr-Rb/Ba 图解(Sylvester, 1998). (h) (Nb+Y)-Rb 图(Pearce 等, 1984): VAG=火山弧花岗岩; ORG=大洋脊花岗岩; WPG=板内花岗岩; syn-COLG=同碰撞花岗岩. (i) R1-R2 图(Batchelor 和 Bowden, 1985). 1, 幔源花岗岩; 2, 碰撞前花岗岩; 3, 碰撞后花岗岩; 4, 造山晚期花岗岩; 5, 非造山花岗岩; 6, 同碰撞花岗岩; 7, 造山后花岗岩

功用于区分 I 型和 S 型花岗岩(Chappell, 1999; Wu 等, 2003; Li 等, 2006, 2007; 李献华等, 2007; 朱弟成等, 2009). 本文夏如花岗岩为强过铝质花岗岩(A/CNK>1.1), P_2O_5 含量基本随 SiO_2 含量的增加而增加, 与 S 型花岗岩的演化趋势一致(图 7(e)). 上述分析表明, 夏如早奥陶世花岗岩为 S 型花岗岩.

一般认为, 强过铝质 S 型花岗岩是大陆碰撞过程中加厚地壳部分熔融的产物, 是壳源花岗岩. 本文夏如花岗岩表现出 Ba, Sr 的亏损, 反映其可能是壳源物质低程度部分熔融的产物(Harris 和 Inger, 1992). 在微量元素蛛网图中, 所有样品 Nb 负异常明显, Ta 表现为相对正异常, 也表明岩浆可能为地壳来源. 根据 Taylor 等(1985)的资料, 地球演化过程中 K, Rb 会不断向上迁移进入硅铝层, Rb/Sr 比值会不断增大, 夏如岩体 Rb/Sr 比值为 5.91~29.28, 远大于上部陆壳的 Rb/Sr 比值(0.32), 表明其物源组分可能来自于上部陆壳, 并在成岩过程中经历了一定程度的分异演化. 研究表明(Lassiter 和 DePaolo, 1997), 起源于岩石圈地幔或受其混染的岩浆具有较高的 La/Ta 比值, 一般大于 25, 夏如花岗岩 La/Ta 为 0.41~18.87, 远小于 25, 指示其岩浆应为壳源物质来源, 未受幔源物质的混染. 在 δEu-$(La/Yb)_N$ 图解(图 7(f))上, 所有样品都落在壳源花岗岩区, 反映夏如花岗岩主要来自壳源物质的部分熔融作用. 一般来说, 酸性岩的成分与其源区密切相关, 过铝质花岗岩可以利用 Rb-Sr-Ba 系统比值和 CaO/Na_2O 比值来确定其源区成分(Sylvester, 1998). 在 Rb/Sr-Rb/Ba 图解(图 7(g))中, 夏如强过铝质花岗岩样品分布基本呈正相关关系, 全部落入富粘土源区. 实验研究发现, 不同源岩生成的过铝质花岗岩其 CaO/Na_2O 比值极其不同, 其中泥岩生成的过铝质花岗岩的 CaO/Na_2O 一般小于 0.3, 而砂屑岩或正变质岩生成的过铝质花岗岩的 CaO/Na_2O 一般大于 0.3. 夏如强过铝质花岗岩的 CaO/Na_2O 比值大多介于 0.16~0.28(表 2), 指示其可能来源于泥岩质成分的重熔.

在微量元素(Nb+Y)-Rb(图 7(h))和 R1-R2(图 7(i))构造环境判别图解中, 夏如花岗岩样品均落入同碰撞花岗岩区或其附近, 表明夏如花岗岩形成于碰撞环境, 为同碰撞花岗岩.

综上所述, 夏如花岗岩是强过铝质 S 型花岗岩, 是同碰撞背景下地壳中泥岩质成分发生部分熔融作用形成的.

4.2 形成时代及其意义

本次研究应用锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年代学方法获得了夏如片麻状花岗岩两个样品的精确年龄分别为(474.9±2.3)和(478.3±1.7) Ma, 表明夏如片麻状花岗岩形成于早奥陶世. 这是首次在雅鲁藏布江结合带中获得早古生代的岩浆活动记录, 可以与近年来在青藏高原南部报道的大量早古生代构造-热事件数据相对比: 喜马拉雅带亚东片麻状含石榴子石黑云花岗闪长岩的岩浆结晶年龄为(499.2±3.9) Ma(时超等, 2010)、康马片麻状二云母花岗岩的为(493±14) Ma(夏斌等, 2008); 拉萨地块中北部控错地区和申扎县附近分别发现了晚寒武世的火山岩, 前者岩浆锆石 U-Pb 年龄为(492±4) Ma(Zhu 等, 2012), 后者为(500.8±2.1) Ma(计文化等, 2009); 在聂荣微地块的安多地区和南羌塘也都发现了相同时代的岩浆活动记录, 安多花岗片麻岩和英云闪长片麻岩分别获得了(488±4.2) Ma(解超明等, 2010)和(492±1.1) Ma[1)]的锆石年龄, 羌塘中部戈木日以西片麻状花岗岩获得的岩浆结晶年龄为(464±4) Ma(胡培远等, 2010). 这些记录与寒武系/奥陶系的角度不整合(Garzanti 等, 1986; 刘文灿等, 2002; Gehrels 等, 2003; 周志广等, 2004; 李才等, 2010)对应, 证实了青藏高原南部存在早古生代的构造-岩浆事件, 也暗示着青藏高原南部的喜马拉雅地块、南羌塘地块以及现在位于两地块之间的拉萨地块在早古生代时期可能处于相同构造背景下, 构造-古地理环境存在一定的联系.

目前对于青藏高原南部早古生代事件的机制还没有形成统一的认识, 一些学者认为其属于泛非造山事件的晚期(Stocklin 和 Bhattarai, 1977; 许志琴等, 2005; 李才等, 2010), 而有些学者认为其与原特提斯洋向冈瓦纳大陆北缘俯冲过程中的安第斯型造山作用有关(Cawood 等, 2007; 张泽明等, 2008a; 王晓先等, 2011; Zhu 等, 2012). 基于本次研究获得的年龄数据要明显小于典型的泛非造山事件年龄(570~520 Ma, Cawood 和 Buchan, 2007; Cawood 等, 2007), 笔者倾向于认为夏如花岗岩形成于泛非造山作用之后, 原特提斯洋向冈瓦纳大陆北缘俯冲的过程中.

1) 白志达, 徐德斌, 张绪教, 等. 2005. 1∶25 万安多县幅区域地质调查报告

4.3 青藏高原南部早古生代造山事件探讨

一般认为, 板块之间的相互作用早期主要表现为洋壳消减及其诱发的相关岩浆作用, 晚期则为板块之间的相互碰撞、地壳加厚以及相继发生的地壳熔融作用. 研究表明, 在特提斯-喜马拉雅存在晚寒武纪火山岩, 包括酸性和基性的凝灰岩、玄武岩、安山岩和流纹岩(Brookfield, 1993; Valdiya, 1995), 前人在喜马拉雅西北部发现了指示不成熟火山弧环境的低钾拉斑玄武岩(Garzanti 等, 1986), 在喜马拉雅造山带东端发现了具有岩浆弧构造环境特征的早古生代花岗岩(490~500 Ma)(张泽明等, 2008a), 在聂荣微地块安多岩体中发现了明显具有弧花岗岩性质的晚寒武世英云闪长片麻岩(492 Ma)[1)], 指示了青藏高原南部在寒武纪时处于大洋俯冲的构造背景下, 这与 Cawood 等(2007)认为的北印度造山带在寒武纪时处于大洋俯冲背景下是一致的. 拉萨地块中北部发现的约 492 Ma 的双峰式火山岩被认为可能与原特提斯洋俯冲板片断离导致的软流圈上涌有关(Zhu 等, 2012), 可能可以暗示着俯冲结束和碰撞作用开始. 前人在低喜马拉雅发现的 475 Ma 的 S 型花岗岩(Cawood 等, 2007), 以及本文在夏如地区厘定出的 475 Ma 左右的 S 型花岗岩, 说明早奥陶世时期, 青藏高原南部可能处于碰撞造山环境. 另外, 在滇西腾冲-保山地块中发现了 499 和 502 Ma 的形成于岛弧环境的 I 型花岗岩(Liu 等, 2009), 保山地块平河岩体中发现了 480~486 Ma 的 S 型花岗岩(董美玲等, 2012), 高黎贡山发现了年龄分别为 473.5 和 461.5 Ma、被认为形成于陆-陆碰撞环境的壳源花岗岩(刘琦胜等, 2012), 龙陵地区发现了被认为形成于同碰撞(挤压环境)向碰撞后(伸展环境)转化阶段、455 Ma 的后造山 A 型花岗岩(熊昌利等, 2012), 说明作为东特提斯造山带重要组成部分的滇西地区, 同样在寒武纪时处于大洋俯冲环境, 早奥陶世时进入同碰撞造山阶段, 并可能一直持续到中奥陶世. 结合前人的研究和区域资料, 本文初步认为, 寒武纪时(主要为 530~490 Ma)由于原特提斯洋向冈瓦纳大陆北缘俯冲, 在包括喜马拉雅地块、拉萨地块、南羌塘地块以及滇西地区在内的青藏高原南部形成了岛弧型岩浆岩; 早-中奥陶世(490~460 Ma 左右)由于大洋消减作用的持续进行, 可能导致冈瓦纳大陆北缘的地块或微地块之间发生相互碰撞而使地壳加厚、上地壳重熔, 从而形成了包括夏如花岗岩在内的过铝质花岗岩; 之后, 青藏高原南部进入晚碰撞或后碰撞阶段, 地壳渐趋稳定, 而后在喜马拉雅地块、拉萨地块、南羌塘地块以及滇西地区沉积巨厚的奥陶-泥盆纪碳酸盐岩-陆源碎屑岩建造.

龙木错-双湖结合带以奥陶纪蛇绿岩的发现以及南、北地区古生物面貌的差异被认为代表着冈瓦纳大陆的北界(李才等, 2006, 2007, 2008a ,2008c; 翟庆国等, 2007, 2010; 王立全等, 2008; 董春艳等, 2011). 前文研究表明, 冈瓦纳大陆北缘在寒武纪-奥陶纪时期经历了一次俯冲-碰撞事件. 在青藏高原, 该时期的构造-岩浆事件波及到了龙木错-双湖结合带以南包括南羌塘地块、拉萨地块以及喜马拉雅地块的大片区域, 最远到达了喜马拉雅地块最南端(图 1(a)). 问题是从龙木错-双湖结合带到喜马拉雅地块的最南端, 其南北跨度太大, 新生代之前仅喜马拉雅地块的宽度就达 700 km(Cawood 等, 2007), 因此, 即使目前有观点认为拉萨地块在原特提斯洋时期不属于冈瓦纳大陆, 而是起源于澳大利亚大陆北缘(Zhu 等, 2011; 朱弟成等, 2012), 也很难仅用龙木错-双湖原特提斯洋向南平板俯冲来解释波及到冈瓦纳大陆北缘广泛区域的构造-岩浆事件, 暗示着在冈底斯-喜马拉雅带很可能存在寒武纪-奥陶纪的结合带. 目前认为的班公湖-怒江大洋和雅鲁藏布江大洋的俯冲时限最早为晚三叠至早侏罗世(和钟铧等, 2006; 史仁灯, 2007; 张宏飞等, 2007; 刘小汉等, 2009; 耿全如等, 2011), 以松多榴辉岩为代表的松多特提斯洋盆裂解于石炭纪-二叠纪早期(杨经绥等, 2006, 2007; 徐向珍等, 2007; Chen 等, 2009; Li 等, 2009; Yang 等, 2009), 都不可能形成寒武纪-奥陶纪的碰撞结合带. 因此, 青藏高原南部寒武纪-早奥陶世构造古地理格架值得进一步研究.

4.4 夏如地区可能存在陆壳基底

本文研究的花岗岩体出露于西藏萨嘎县夏如地区, 构造单元划分属雅鲁藏布江结合带中段(潘桂堂等, 2004), 靠近特提斯喜马拉雅北带, 蛇绿岩仅见于该段结合带的北部地区(图 1). 调查表明, 特提斯喜马拉雅北带基底主要为一套绿片岩相-角闪岩相变质岩系, 以出现十字石、蓝晶石变质矿物为特征, 主要出露在穹窿的核部及周边, 被厘定为中-新元古界拉轨岗日岩群(Pt_{2-3}). 前人研究认为, 雅鲁藏布江结合带中段发育的最老地层是三叠纪灰黑色钙质砂、板岩夹灰岩, 为浅海相沉积, 之后发育侏罗-白垩纪深海-

次深海复理石建造, 夏如岩体因侵位于该套三叠纪砂-板岩系中而被认为形成于侏罗纪 [2]. 本文同位素精确定年结果表明, 夏如片麻状花岗岩形成于早奥陶世, 其围岩形成时代很可能为寒武或前寒武纪, 类似于拉轨岗日岩带的康马岩体(夏斌等, 2008), 暗示着夏如地区可能存在可以与特提斯喜马拉雅地块的基底岩系进行对比的岩层, 代表地块的基底, 夏如地区可能属于特提斯喜马拉雅地块的北延部分, 为雅鲁藏布江结合带的构造格架研究提供新的资料.

5 结论

(1) 锆石 U-Pb 定年结果表明, 夏如片麻状花岗岩大约侵位于 475 Ma, 这是首次在雅鲁藏布江结合带中厘定出早奥陶世花岗岩, 可以与青藏高原南部发现的大量早古生代构造-岩浆事件年龄进行对比.

(2) 地球化学分析显示夏如早奥陶世花岗岩为强过铝质 S 型花岗岩, 是同碰撞背景下地壳中泥岩质成分部分熔融的产物. 它的形成很可能与原特提斯洋向冈瓦纳大陆北缘俯冲过程中的安第斯型造山作用有关, 是大洋消减作用持续进行导致冈瓦纳大陆北缘的地块或微地块之间发生碰撞而使地壳加厚、上地壳部分熔融形成的.

(3) 结合前人的研究认为, 寒武纪时(主要为 530~490 Ma)由于原特提斯洋向冈瓦纳大陆北缘俯冲, 在包括喜马拉雅地块、拉萨地块、南羌塘地块以及滇西地区在内的青藏高原南部形成了岛弧型岩浆岩; 早-中奥陶世(490~460 Ma 左右)由于大洋消减作用的持续进行, 可能导致冈瓦纳大陆北缘的地块或微地块间发生碰撞而使地壳加厚、上地壳重熔形成了过铝质花岗岩; 之后, 青藏高原南部进入晚碰撞或后碰撞阶段, 地壳渐趋稳定, 而后在喜马拉雅地块、拉萨地块、南羌塘地块以及滇西地区沉积巨厚的奥陶-泥盆纪碳酸盐岩-陆源碎屑岩建造.

(4) 夏如早奥陶世花岗岩的厘定使我们认识到其围岩很可能为寒武系或前寒武系, 可以与特提斯喜马拉雅地块的基底岩系进行对比, 夏如地区可能存在陆壳基底.

致谢 成都地质矿产研究所的张璋、王冬兵、马志鑫在锆石 CL 照相和 LA-ICP-MS U-Pb 定年过程中给予了帮助, 论文写作过程中与廖世勇、王保弟等同事以及成都理工大学地球科学学院的高睿进行了有益的交流, 审稿人提出建设性意见, 在此一并致谢.

参考文献

董春艳, 李才, 万渝生, 等. 2011. 西藏羌塘龙木错-双湖缝合带南侧奥陶纪温泉石英岩碎屑锆石年龄分布模式: 构造归属及物源区制约. 中国科学: 地球科学, 41: 299–308

董美玲, 董国臣, 莫宣学, 等. 2012. 滇西保山地块早古生代花岗岩类的年代学、地球化学及意义. 岩石学报, 28: 1453–1464

耿全如, 彭智敏, 张璋. 2011. 喜马拉雅东构造结地区雅鲁藏布江蛇绿岩地质年代学研究. 地质学报, 85: 1116–1127

和钟铧, 杨德明, 郑常青, 等. 2006. 冈底斯带门巴花岗岩同位素测年及其对新特提斯洋俯冲时代的约束. 地质论评, 52: 100–106

胡培远, 李才, 苏犁, 等. 2010. 青藏高原羌塘中部蜈蚣山花岗片麻岩锆石 U-Pb 定年: 泛非与印支事件的年代学记录. 中国地质, 37: 1050–1061

计文化, 陈守建, 赵振明, 等. 2009. 西藏冈底斯构造带申扎一带寒武系火山岩的发现及其地质意义. 地质通报, 28: 1350–1354

解超明, 李才, 苏黎, 等. 2010. 藏北安多地区花岗片麻岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年. 地质通报, 29: 1737–1744

李才, 董永胜, 翟庆国, 等. 2008a. 青藏高原羌塘早古生代蛇绿岩-堆晶辉长岩的锆石 SHRIMP 定年及其意义. 岩石学报, 24: 31–36

李才, 黄小鹏, 翟国庆, 等. 2006. 龙木错-双湖-吉塘板块缝合带与青藏高原冈瓦纳北界. 地学前缘, 13: 136–147

李才, 吴彦旺, 王明, 等. 2010. 青藏高原泛非-早古生代造山事件研究重大进展: 冈底斯地区寒武系和泛非造山不整合的发现. 地质通报, 29: 1733–1736

李才, 谢尧武, 沙绍礼, 等. 2008b. 藏东八宿地区泛非期花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年. 地质通报, 27: 64–68

李才, 翟国庆, 董永胜, 等. 2007. 青藏高原龙木错-双湖板块缝合带与羌塘古特提斯洋演化记录. 地质通报, 26: 13–21

李才, 翟庆国, 董永胜, 等. 2008c. 冈瓦纳大陆北缘早期的洋壳信息——来自青藏高原羌塘中部早古生代蛇绿岩的依据. 地质通报, 27: 1605–1612

2) 张振利, 田立富, 范永贵, 等. 2002. 1∶25 万桑桑区幅区域地质调查报告

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, 52: 981–992
廖忠礼, 莫宣学, 潘桂棠, 等. 2006. 西藏过铝花岗岩的岩石化学特征及成因探讨. 地质学报, 80: 1329–1341
刘琦胜, 叶培盛, 吴中海. 2012. 滇西高黎贡山南段奥陶纪花岗岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 测年和地球化学特征. 地质通报, 31: 250–257
刘文灿, 梁定益, 王克友, 等. 2002. 藏南康马地区奥陶系的发现及其地质意义. 地学前缘, 9: 247–248
刘小汉, 琚宜太, 韦利杰, 等. 2009. 再论雅鲁藏布江缝合带构造模型. 中国科学 D 辑: 地球科学, 39: 448–463
潘桂棠, 丁俊, 王立全, 等. 2004. 1∶1500000 青藏高原及邻区地质图及说明书. 成都: 成都地图出版社
潘晓萍, 李荣社, 王超, 等. 2012. 西藏冈底斯北缘尼玛地区帮勒村一带寒武纪火山岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄及其地球化学特征. 地质通报, 31: 63–74
时超, 李荣社, 何世平, 等. 2010. 藏南亚东地区片麻状含石榴子石黑云花岗闪长岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年及其地质意义. 地质通报, 29: 1745–1753
史仁灯. 2007. 班公湖 SSZ 型蛇绿岩年龄对班-怒洋时限的制约. 科学通报, 52: 223–227
孙志明, 董瀚, 廖光宇, 等. 2005. 东喜马拉雅构造结南迦巴瓦岩群花岗质片麻岩的初步研究. 沉积与特提斯地质, 25: 1–10
王立全, 潘桂棠, 李才, 等. 2008. 藏北羌塘中部果干加年山早古生代堆晶辉长岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄——兼论原-古特提斯洋的演化. 地质通报, 27: 2045–2056
王晓先, 张进江, 杨雄英, 等. 2011. 藏南吉隆地区早古生代大喜马拉雅片麻岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄、Hf 同位素特征及其地质意义. 地学前缘, 18: 127–139
王中刚, 于学元, 赵振华, 等. 1989. 稀土元素地球化学. 北京: 科学出版社
吴新国, 贾建称, 崔邢涛. 2005. 雅鲁藏布江缝合带开合演化模式的探讨. 现代地质, 19: 488–494
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
夏斌, 徐力峰, 张玉泉, 等. 2008. 西藏南部康马花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄. 矿物岩石, 28: 72–76
熊昌利, 贾小川, 杨学俊. 等. 2012. 滇西龙陵地区勐冒奥陶纪二长花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年及其构造环境. 地质通报, 31: 277–286
徐向珍, 杨经绥, 李天福, 等. 2007. 青藏高原拉萨地块松多榴辉岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及锆石中的包裹体. 地质通报, 26: 1340–1355
许志琴, 杨经绥, 梁凤华, 等. 2005. 喜马拉雅地体的泛非-早古生代造山事件年龄记录. 岩石学报, 21: 1–12
闫义, 林舸, 李自安. 2003. 利用锆石形态、成分组成及年龄分析进行沉积物源区示踪的综合研究. 大地构造与成矿学, 27: 184–190
杨经绥, 许志琴, 耿全如, 等. 2006. 中国境内可能存在一条新的高压/超高压(?)变质带——青藏高原拉萨地块中发现榴辉岩带. 地质学报, 80: 1787–1792
杨经绥, 许志琴, 李天福, 等. 2007. 青藏高原拉萨地块中的大洋俯冲型榴辉岩: 古特提斯洋盆的残留? 地质通报, 26: 1277–1287
翟庆国, 李才, 黄小鹏. 2007. 西藏羌塘中部古特提斯洋残片——来自果干加年山变质基性岩地球化学证据. 中国科学 D 辑: 地球科学, 37: 866–872
翟庆国, 王军, 李才, 等. 2010. 青藏高原羌塘中部中奥陶世变质堆晶辉长岩锆石 SHRIMP 年代学及 Hf 同位素特征. 中国科学 D 辑: 地球科学, 40: 565–573
张宏飞, 徐旺春, 郭建秋, 等. 2007. 冈底斯南缘变形花岗岩错石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素组成: 新特提斯洋早侏罗世俯冲作用的证据. 岩石学报, 23: 1347–1353
张泽明, 王金丽, 沈昆, 等. 2008a. 环东冈瓦纳大陆周缘的古生代造山作用: 东喜马拉雅构造结南迦巴瓦岩群的岩石学和年代学证据. 岩石学报, 24: 1627–1637
张泽明, 王金丽, 赵国春, 等. 2008b. 喜马拉雅造山带东构造结南迦巴瓦岩群地质年代学和前寒武纪构造演化. 岩石学报, 24: 1477–1487
周志广, 刘文灿, 梁定益. 2004. 藏南康马奥陶系及其底砾岩的发现并初论喜马拉雅沉积盖层与统一变质基底的关系. 地质通报, 23: 655–663
朱弟成, 莫宣学, 王立全, 等. 2009. 西藏冈底斯东部察隅高分异 I 型花岗岩的成因: 锆石 U-Pb 年代学、地球化学和 Sr-Nd-Hf 同位素约束. 中国科学 D 辑: 地球科学, 39: 833–848
朱弟成, 赵志丹, 牛耀龄, 等. 2012. 拉萨地块的起源和古生代构造演化. 高校地质学报, 18: 1–15
Andersen T. 2002. Correction of common Pb in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb. Chem Geol, 192: 59–79
Barbarin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. Lithos, 46: 605–626
Batchelor R A, Bowden P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chem Geol, 48: 43–55
Belousova E A, Griffin W L, Suzanne Y, et al. 2002. Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type. Contrib Mineral Petrol, 143: 602–622
Brookfield M E. 1993. The Himalayan passive margin from Precambrian to Cretaceous. Sediment Geol, 84: 1–35

Catlos E J, Harrison T M, Manning C E, et al. 2002. Records of the evolution of the Himalayan orogen fron in situ Th-Pb ion microprobe dating of monazite: Eastern Hepal and Western Garhwal. J Asian Earth Sci, 20: 459–470

Cawood P A, Buchan C. 2007. Linking accretionary orogenesis with supercontinent assembly. Earth-Sci Rev, 82: 217–256

Cawood P A, Johnson M R W, Nemchin A A. 2007. Early Palaeozoic orogenesis along the Indian margin of Gondwana: Tectonic response to Gondwana assembly. Earth Planet Sci Lett, 255: 70–84

Chappell B W, White A J R. 1974. Two contrasting granite types. Pacific Geol, 8: 173–174

Chappell B W. 1999. Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. Lithos, 46: 535–551

Chen S Y, Yang J S, Li Y, et al. 2009. Ultramafic blocks in Sumdo region, Lhasa Block, eastern Tibet Plateau: An ophiolite unit. J Earth Sci, 20: 332–347

Dong X, Zhang Z M, Santosh M. 2010. Zircon U-Pb chronology of the Nyingtri Group, Southern Lhasa Terrane, Tibetan Plateau: Implications for Grenvillian and Pan-African Provenance and Mesozoic-Cenozoic metamorphism. J Geol, 118: 677–690

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

Foster G L. 2000. The pre-Neogene thermal history of the Nanga Parhat Haramosh Massif and the NW Himalaya. Doctoral Dissertation. The Milton Keynes: Open University. 345

Frost B R, Barnes C G, Collins W J. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. J Petrol, 42: 2033–2048

Gansser A. 1964. The Geology of the Himalayas. London: Wiley Interscience

Garzanti E, Casnedi R, Jadoul E. 1986. Sedimentary evidence of a Cambro-Ordovician orogenic event in the northwestern Himalaya. Sediment Geol, 48: 237–265

Gehrels G E, DeCelles P G, Martin A, et al. 2003. Initiation of the Himalayan orogen as an early Paleozoic thin-skinned thrust belt. GAS Today, 13: 4–9

Guynn J, Kapp P, Gehrels G, et al. 2012. U-Pb geochronology of basement rocks in central Tibet and paleogeographic implications. J Asian Earth Sci, 43: 23–50

Harris N B W, Inger S. 1992. Trace element modelling of pelite-derived granites. Contrib Mineral Petrol, 110: 46–56

Hoskin P W O, Ireland T R. 2000. Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. Geology, 28: 627–630

Hoskin P W O, Schaltegger U. 2003. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. Rev Mineral Geochem, 53: 27–62

Lassiter J C, DePaolo D J. 1997. Plume/lithosphere interaction in the generation of continental and oceanic flood basalts: Chemical and isotopic constraints. In: Mahoney J, ed. Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism. Geophysical Monograph 100. Washington DC: American Geophysical Union Press. 335–355

Li X H, Li Z X, Li W X, et al. 2006. Initiation of the Indosinian Orogeny in South China: Evidence for a Permian magmatic arc in the Hainan Island. J Geol, 114: 341–353

Li X H, Li Z X, Li W X, et al. 2007. U-Pb zircon, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints on age and origin of Jurassic I- and A-type granites from central Guangdong, SE China: A major igneous event in respond to foundering of a subducted flat-slab? Lithos, 96: 186–204

Li Z L, Yang J S, Xu X Z, et al. 2009. Geochemistry and Sm-Nd and Rb-Sr isotopic compositions of eclogite in the Lhasa terranet, Tibet, and its geological significance. Lithos, 109: 240–247

Liu S, Hu R Z, Gao S, et al. 2009. U-Pb zircon, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints on the age and origin of Early Palaeozoic I-type granite from the Tengchong-Baoshan Block, Western Yunnan Province, SW China. J Asian Earth Sci, 36: 168–182

Liu Y S, Gao S, Hu Z C, et al. 2010a. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons from mantle xenoliths. J Petrol, 51: 537–571

Liu Y S, Hu Z C, Zong K Q, et al. 2010b. Reappraisement and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS. Chin Sci Bull, 55: 1535–1546

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. Chem Geol, 257: 34–43

Ludwing K R. 2003. Isoplot/Ex version 3.00—A geochronology toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronol Center Spec Publ, 4: 1–70

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

Pullen A, Kapp P, Gehrels G E, et al. 2011. Metamorphic rocks in central Tibet: Lateral variations and implications for crustal structure. Geol Soc Am Bull, 123: 585–600

Quigley M C, Yu L J, Gregory C, et al. 2008. U-Pb SHRIMP zircon geochronology and *T-t-d* history of the Kampa Dome, southern Tibet.

Tectonophy, 446: 97–113
Rickwood P C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. Lithos, 22: 247–263
Rubatto D, Scambelluri M. 2003. U-Pb dating of magmatic zircon and metamorphic baddeleyite in the Ligurian eclogites (Voltri Massif, Western Alps). Contrib Mineral Petrol, 146: 341–355
Rubatto D. 2002. Zircon trace element geochemistry: Partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. Chem Geol, 184: 123–138
Stocklin J, Bhattarai K D. 1977. Geology of the Kathmandu area and central Manhabharat Range, Nepal. Himalayan Report, Department of Mines and Geology, Nepal. 86
Stocklin J. 1980. Geology of NePal and regional frame. J Geol Soc London, 137: 1–34
Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: Implication for mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M J, eds. Magmatism in the Ocean Basins. Geol Soc Spec Publ London, 42: 313–345
Sylvester P J. 1998. Post-collisional strong peralumious granites. Lithos, 45: 29–44
Taylor S R, McLennan S M. 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Oxford: Blackwell Scientific Publication
Valdiya K S. 1995. Proterozoic sedimentation and Pan-African geodynamic development in the Himalaya. Precambrian Res, 74: 35–55
Vavra G, Gebauer D, Schmid R. 1996. Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): Anion microprobe (SHRIMP) study. Contrib Mineral Petrol, 122: 337–358
Vavra G, Schmid R, Gebauer D. 1999. Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibole to granulite facies zircon: Geochronology of the Ivren zone (Southern Alps). Contrib Mineral Petrol, 134: 380–404
Whalen J B, Currie K I, Chappell B W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contrib Mineral Petrol, 95: 407–419
Wolf M B, London D. 1994. Apatite dissolution into peraluminous haplogranitic melts: An experimental study of solubilities and mechanism. Geochim Cosmochim Acta, 58: 4127–4145
Wu F Y, Jahn B M, Wilder S A, et al. 2003. Highly fractionated I-type granites in NE China(I): Geochronology and petrogenesis. Lithos, 66: 241–273
Yang J S, Xu Z Q, Li Z L, et al. 2009. Discovery of an eclogite belt in the Lhasa block, Tibet: A new border for Paleo-Tethys? J Asian Earth Sci, 34: 76–89
Zhu D C, Pan G T, Chung S L, et al. 2008. SHRIMP zircon age and geochemical constraints on the origin of Early Jurassic Volcanic rocks from the Yeba Formation, Southern Gangdese in south Tibet. Int Geol Rev, 50: 442–471
Zhu D C, Zhao Z D, Niu Y L, et al. 2011. Lhasa Terrane in southern Tibet came from Australia. Geology, 39: 727–730
Zhu D C, Zhao Z D, Niu Y L, et al. 2012. Cambrian bimodal volcanism in the Lhasa Terrane, southern Tibet: Record of an early Paleozoic Andean-type magmatic arc in the Australian proto-Tethyan margin. Chem Geol, 328: 290–308