

doi: [10.12097/gbc.2021.11.019](https://doi.org/10.12097/gbc.2021.11.019)

四川新龙地区中酸性侵入岩年代学、地球化学及对甘孜-理塘洋演化过程的制约

严松涛^{1,2}, 吴青松^{1*}, 代雪健¹, 李虎^{1,3}, 辛重阳¹, 朱利东²

YAN Songtao^{1,2}, WU Qingsong^{1*}, DAI Xuejian¹, LI Hu^{1,3}, XIN Chongyang¹, ZHU Lidong²

1. 中国地质调查局军民融合地质调查中心, 四川 成都 610036;

2. 成都理工大学沉积地质研究院, 四川 成都 610059;

3. 成都理工大学地球科学学院, 四川 成都 610059

1. Civil-military Integration Center of Geological Survey, China Geological Survey, Chengdu 610036, Sichuan, China;

2. Institute of Sedimentary Geology, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, Sichuan, China;

3. College of Earth Science, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, Sichuan, China

摘要: 基于详细的野外调查, 对四川新龙地区不同类型侵入岩进行了岩石学、地球化学和锆石 U-Pb 同位素测年, 探讨其岩石成因及构造背景。研究表明, 古隆巴花岗闪长岩和日果闪长岩同属准铝质系列, 具有低硅碱、高铁镁特征, 中等的稀土元素总量及明显的 Nb、Ta 负异常, 属于 I 型花岗岩, 为俯冲期岩浆活动产物, 获得日果闪长岩锆石 U-Pb 年龄为 217.1 ± 0.8 Ma, 形成时代为晚三叠世。日里隆巴花岗闪长岩和花岗岩属于过铝质系列, 具有高硅碱、低铁镁及弱的 Nb、Ta 负异常, 均属于 S 型花岗岩, 但后者经历了更高分异, 分别为碰撞期和后碰撞期岩浆活动的产物, 获得日里隆巴花岗闪长岩锆石 U-Pb 年龄为 203.6 ± 0.5 Ma, 形成时代为晚三叠世末。结合区域资料认为, 晚三叠世甘孜-理塘洋盆大规模向西俯冲, 少量的弧岩岩浆就位于被动大陆边缘雅江残余盆地; 晚三叠世末期, 由于洋板块的消亡发生弧-陆碰撞, 地壳发生部分熔融, 形成强过铝质花岗岩。

关键词: 新龙地区; 雅江残余盆地; 花岗岩; 锆石 U-Pb 测年; 地球化学; 地质调查工程; 四川

中图分类号: P588.12; P591 文献标志码: A 文章编号: 1671-2552(2024)02/03-0401-15

Yan S T, Wu Q S, Dai X J, Li H, Xin C Y, Zhu L D. Geochronology and geochemistry of intermediate-acid intrusive rocks in Xinlong area, Sichuan Province and its constraints on the evolution of Ganzi-Litang Ocean. *Geological Bulletin of China*, 2024, 43(2/3): 401-415

Abstract: The Yajiang residual basin is located on the southeastern margin of Tibetan Plateau and is an important part of the Yulong-Bayankala foreland basin in the Qiangtang-Sanjiang orogenic system. Based on detailed field investigations, we carried out petrology, geochemistry and zircon U-Pb isotope dating of different types of intrusive rocks in the Xinlong area of Sichuan Province, to discuss their petrogenesis and tectonic background. The results indicate that both the Gulongba granodiorite and the Riguo diorite belong to the metaluminous granites, with low silica, low alkaline, high Fe-Mg characteristics, intermediate REE total contents, and obvious Nb and Ta negative anomalies. They belong to the I-type granites, which are products of subduction magmatic activity. The Riguo diorite was formed at the Late Triassic with zircon U-Pb age of 217.1 ± 0.8 Ma. The Rililongba granodiorite and granite are the peraluminous rocks, with high silica, high alkaline, low Fe-Mg and weak Nb and Ta negative anomalies. Both of them belong to S-type granite, but the latter experienced higher differentiation degree. They were the products of collisional and post-collisional magmatic activity. The zircon U-Pb age of the Rilongba granodiorite is 203.6 ± 0.5 Ma, and its formation period is the end of the Late

收稿日期: 2021-11-12; 修订日期: 2022-07-16

资助项目: 中国地质调查局项目《四川甘孜州通霄、博美、下坝坝、下坝幅 1:5 万地质矿产综合调查》(编号: DD2016008014)

作者简介: 严松涛(1988-), 男, 在读博士生, 高级工程师, 从事青藏高原基础地质调查。E-mail: yansongtaowj@163.com

* 通信作者: 吴青松(1978-), 男, 高级工程师, 从事地质矿产调查研究。E-mail: 1072593970@qq.com

Triassic. It is believed that the Ganzi-Litang paleo-ocean basin was subducted westward in the Late Triassic, and a small amount of arc intrusions were located in the Yajiang residual basin on the passive continental margin. At the end of the Late Triassic, the arc-land collision occurred due to the extinction of oceanic plates, which caused partial melting of the crust to form strong peraluminous granites.

Key words: Xinlong area; Yajiang residual basin; granite; zircon U-Pb dating; geochemistry; geological survey engineering; Sichuan Province

雅江残余盆地位于青藏高原东南缘,为羌塘-三江造山系中玉龙-巴颜喀拉前陆盆地的重要组成部分(潘桂棠等, 2013),也有学者称之为松潘-甘孜造山带(许志琴等, 1992; Burchfiel et al., 1995; Hsü et al., 1995; Yin et al., 2000)。雅江残余盆地东、西分别由炉霍-道孚蛇绿混杂岩带和甘孜-理塘蛇绿混杂岩带所围限,一般认为是巴颜喀拉三叠纪海盆的重要组成部分,区内以广泛分布的低绿片岩相三叠纪陆缘碎屑复理石建造为特征,三叠系发生了极其强烈的褶皱冲断变形,其初始沉积厚度难以恢复(潘桂棠等, 2013)。

雅江残余盆地中东部岩浆活动十分发育,大量岩浆岩侵入到复理石地层中,以中-酸性岩浆岩为主,基性岩浆岩罕见,主要受甘孜-理塘洋盆构造演化约束。众所周知,甘孜-理塘洋盆于晚三叠世向西俯冲,在中咱地块东缘形成了著名的义敦岩浆岛弧带(秦蒙等, 2019; 严松涛等, 2022)。近年来,随着甘孜-理塘结合带中段沿线 1:5 万基础地质调查工作的展开,相继在甘孜-理塘蛇绿混杂岩带东侧的雅江残余盆地内发现为数不多的小规模岛弧型岩浆活动,平行于甘孜-理塘蛇绿混杂岩带呈南北向展布,但又缺失同期的配套“沟-弧-盆”俯冲体系岩石组合。由于甘孜-理塘洋盆本身具有复杂的构造演化历史(严松涛等, 2023; 喻光明等, 2024),关于雅江残余盆地内岛弧型岩浆活动为何出现在被动大陆边缘,至今仍存在争议。部分学者认为,雅江残余盆地之下有俯冲掩埋的洋壳残片,极大可能来自被构造淹没的炉霍-道孚裂谷残片(王全伟等, 2004)。也有部分学者认为,该地区处于金沙江俯冲带的弧后构造环境(Zhang et al., 2007; 段志明等, 2013),由金沙江洋盆向东俯冲诱发的壳-幔岩浆的拆沉作用和底侵作用(Butler et al., 1997; Patino et al., 1998)形成。显然,这些花岗质岩类的侵位时代、地球化学特征,以及岩浆源区性质和形成机制等,对理解甘孜-理塘蛇绿混杂岩带乃至整个西南三江的构造演化都有重

要意义。

基于详细的野外区域地质调查,本文以四川甘孜州新龙地区发现的多个中酸性侵入岩为研究对象,结合岩相学、锆石 U-Pb 定年和地球化学分析,查明中酸性岩的岩石成因、形成时代和构造环境,探讨甘孜-理塘洋盆在中生代经历的地质构造演化。

1 地质背景及岩石学特征

雅江残余盆地位于西南三江构造域的东缘(图 1-a),基底为古元古代结晶基底变质岩系,其上叠置的古生界为扬子陆块西缘的被动边缘盆地沉积。区内三叠系被称作西康群,以发育于甘孜-理塘洋盆被动大陆边缘晚三叠世的巨厚层复理石为特征,发育典型的退积式-推进式浊积扇沉积。研究区位于甘孜-理塘蛇绿混杂岩带东侧(图 1-b),出露地层主要为两河口组,总体上为一套深海-次深海相的复理石砂板岩地层,发育不同类型的沉积构造、鲍马序列及植物化石碎片、生物遗迹化石,为典型的半深海-深海浊流沉积,厚度约 3100 m。

研究区雅江残余盆地内广泛出露中-酸性侵入岩,零星近南北向平行于甘孜-理塘蛇绿混杂岩带展布,多以小岩体或岩脉形式呈椭圆状或浑圆状出露地表,规模大小不等(图 1-c)。侵入地层为西康群两河口组砂板岩,常见热接触变质类型有石英岩化和角闪岩化。侵入岩岩性主要为闪长岩(图版 I-a)、花岗闪长岩(图版 I-b)、花岗岩等,个别规模较大的岩体内部可见不同岩石类型相变、不同期次岩浆岩相互交切关系(图版 I-c)。

2 样品采集及分析测试方法

锆石定年样品采自四川甘孜州新龙县和平乡瓦日村日果岩体闪长岩(东经 100°10'10"、北纬 30°36'04", RG-DN1)、洛古乡日里隆巴花岗闪长岩(东经 100°11'48"、北纬 30°44'29", DN2539-1)。锆石分选在河北省区域地质矿产调查研究所实实验室

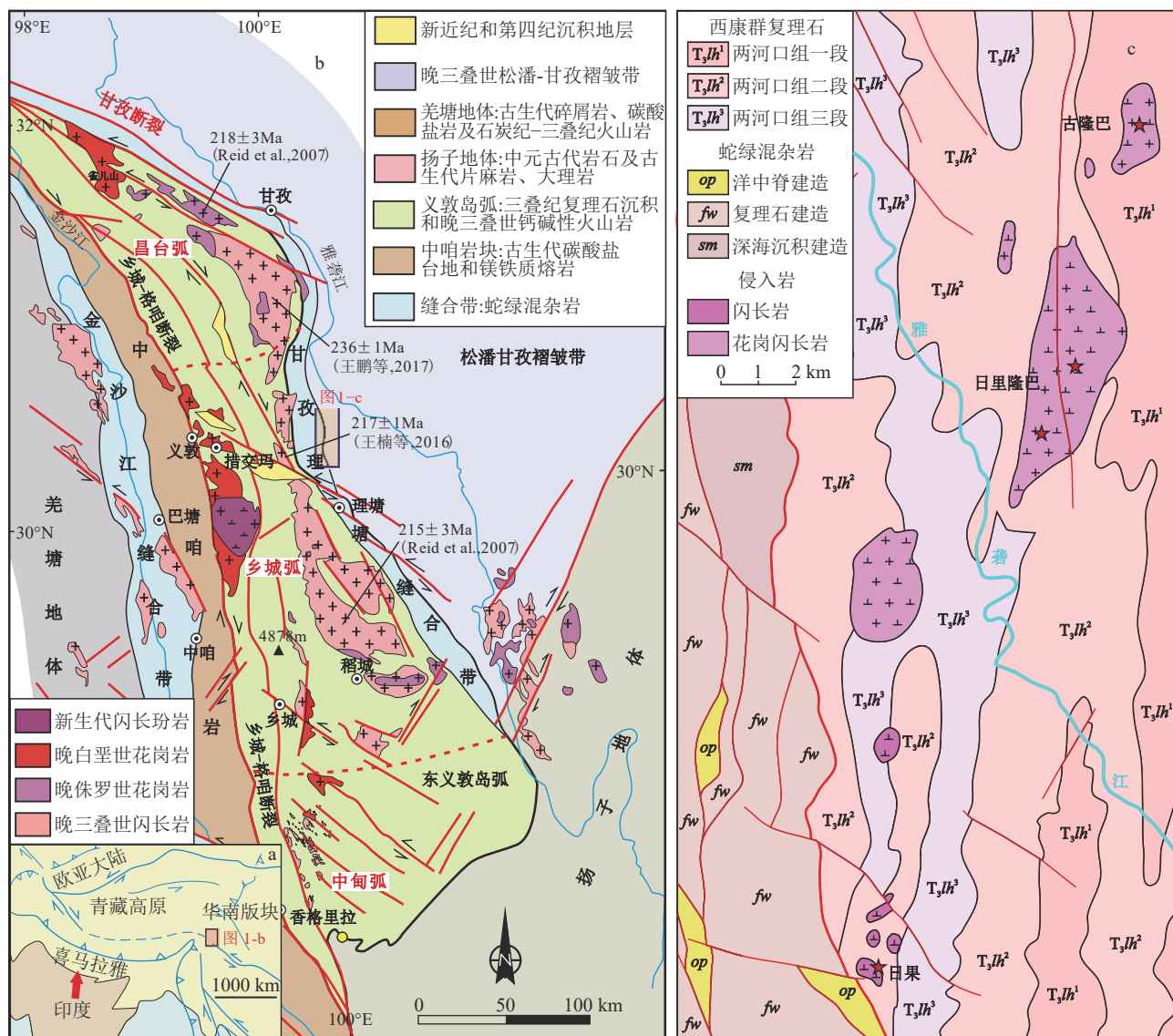


图 1 研究区大地构造位置(a, b, 据 Yang et al., 2015 修改)和四川新龙地区侵入岩地质简图(c)

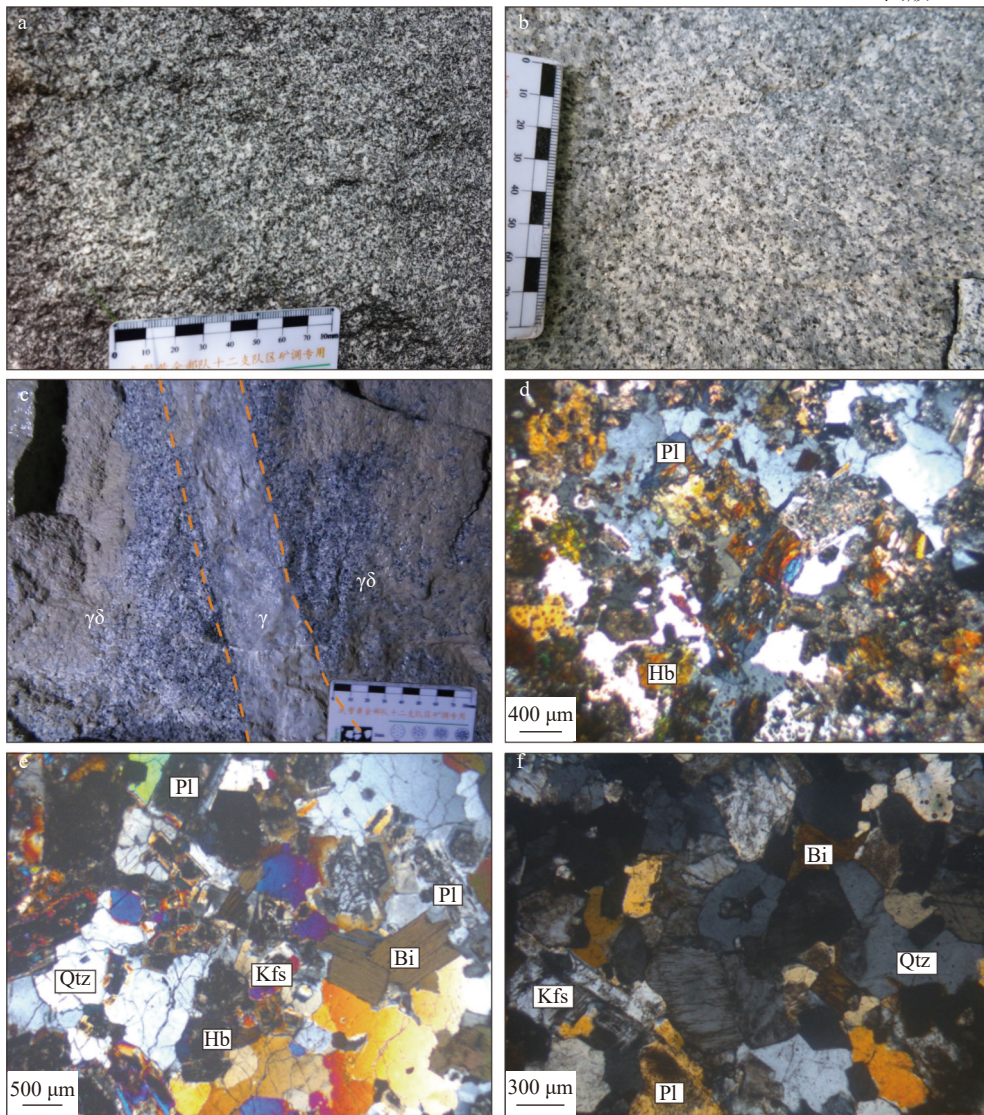
Fig. 1 Tectonic location map of the study area (a, b) and geological sketch map of the intrusive rocks in the Xinlong area, Sichuan Province (c)

完成。锆石 U-Pb 测试在中国地质科学院矿产资源所激光剥蚀多接收电感耦合等离子体质谱仪 (LA-MC-ICP-MS) 实验室完成, 分析测试仪器为 Finnigan Neptune 型 LA-MC-ICP-MS 和与之配套的 Newwave UP 213 激光剥蚀系统。LA-MC-ICP-MS 激光剥蚀以氦为载气, 束斑直径为 30 μm , 采用单点剥蚀的方式, 数据分析前用锆石 GJ-1 调试仪器, 使之达到最优状态, 锆石 U-Pb 定年以锆石 GJ-1 为外标, U、Th 含量以锆石 M127 为外标进行校正。为保证测试精度, 在测试过程中每测定 5~7 个样品点后, 重复测定 2 个锆石 GJ-1 和 1 个锆石

Plesovice 进行校正。实验数据前期处理采用 ICP-MS Data Cal 4.3 程序完成, 锆石年龄谱和图及频率直方图均采用 Isoplot 3.0 程序绘制。实验测试过程详见侯可军等(2009)。样品分析测试数据列于表 1。

用于地球化学分析的样品包括日果岩体 6 件闪长岩、古隆巴岩体 4 件花岗闪长岩和日里隆巴岩体 9 件花岗闪长岩和 4 件花岗岩。前期样品的粉碎工作由河北廊坊区调研究所实验室完成, 主量、微量元素分析在四川冶金地质勘查局六〇五大队分析测试中心完成。主量元素使用 X-射线荧光光谱仪

图版 I Plate I



a. 日果闪长岩手标本; b. 日里隆巴花岗闪长岩手标本; c. 日里隆巴后期花岗岩脉侵入于早期花岗闪长岩中; d. 闪长岩显微照片(正交偏光); e. 花岗闪长岩显微照片(正交偏光); f. 花岗闪长岩显微照片(正交偏光)。γ—花岗岩; γδ—花岗闪长岩; Qtz—石英; Pl—斜长石; Kfs—钾长石; Bi—黑云母; Hb—角闪石

(XPF-1500)法测试,精度优于2%~3%,微量及稀土元素利用酸溶法制备样品,使用ICP-MS(Element II)测试,分析精度一般优于5%。样品分析结果见表2。

3 分析结果

3.1 岩相学

日果闪长岩露头色调均匀,未见明显的堆晶结构或岩相变化,岩石为灰色—灰黑色,半自形粒状结构,块状构造。矿物成分主要为斜长石(55%)、角闪石(44%)和少量石英(图版I-d),矿物粒径0.1~1.8 mm,其中斜长石呈半自形,板柱状,可见双晶及环带

结构,蚀变主要见钠黝帘石化等;角闪石呈半自形,较自形者呈柱状,因蚀变较强,仅保留其轮廓,主要为绿泥石化、阳起石化、黑云母化等,并有不透明矿物析出;石英呈他形粒状,粒径为0.1~0.5 mm。

日里隆巴花岗闪长岩呈灰白—灰黑色,中细粒花岗结构,块状构造。岩石主要由斜长石(44%)、钾长石(6%)、石英(35%)、角闪石(8%)和黑云母(7%)组成(图版I-e),矿物粒径0.2~3 mm,其中斜长石呈半自形,板状,发育较明显的双晶及环带结构,蚀变见绢云母化、泥化等;钾长石多呈他形粒状,隐约可见一组解理,蚀变主要见泥化;石英呈他形粒状,和钾长石一起充填于半自形斜长石粒间,构成花岗

表 1 四川新龙地区侵入岩锆石 U-Th-Pb 同位素测试结果

Table 1 Zircon U-Th-Pb dating results of the intrusive rocks in the Xinlong area, Sichuan Province

分析点	含量/ 10^{-6}			Th/U	同位素比值							年龄/Ma					
	Pb	Th	U		$^{207}\text{Pb}/$	1σ	$^{207}\text{Pb}/$	1σ	$^{206}\text{Pb}/$	1σ	ρ	$^{207}\text{Pb}/$	1σ	$^{207}\text{Pb}/$	1σ	$^{206}\text{Pb}/$	1σ
					^{206}Pb		^{235}U		^{238}U			^{206}Pb		^{235}U		^{238}U	
RG-DN1																	
RG-DN1-1	13	145	323	0.45	0.0501	0.0027	0.2439	0.0146	0.0347	0.0007	0.3212	211	123	222	12	220	4
RG-DN1-2	10	104	264	0.40	0.0568	0.0051	0.2676	0.0236	0.0344	0.0007	0.2377	483	229	241	19	218	5
RG-DN1-3	13	158	331	0.48	0.0500	0.0025	0.2370	0.0124	0.0344	0.0006	0.3475	195	119	216	10	218	4
RG-DN1-4	12	149	315	0.47	0.0483	0.0032	0.2253	0.0142	0.0344	0.0007	0.3119	122	139	206	12	218	4
RG-DN1-5	10	127	280	0.45	0.0576	0.0052	0.2371	0.0217	0.0302	0.0011	0.3934	522	198	216	18	192	7
RG-DN1-6	13	135	329	0.41	0.0493	0.0032	0.2371	0.0157	0.0346	0.0006	0.2599	161	47	216	13	219	4
RG-DN1-7	7	70	205	0.34	0.0575	0.0066	0.2423	0.0238	0.0318	0.0010	0.3273	509	254	220	19	202	6
RG-DN1-8	9	88	250	0.35	0.0558	0.0033	0.2481	0.0151	0.0323	0.0006	0.3206	443	133	225	12	205	4
RG-DN1-9	13	152	341	0.45	0.0497	0.0028	0.2310	0.0126	0.0341	0.0006	0.3088	189	125	211	10	216	4
RG-DN1-10	9	115	228	0.51	0.0571	0.0045	0.2550	0.0191	0.0330	0.0009	0.3446	498	169	231	15	209	5
RG-DN1-11	13	171	311	0.55	0.0493	0.0031	0.2332	0.0143	0.0347	0.0006	0.2976	161	146	213	12	220	4
RG-DN1-12	14	179	345	0.52	0.0514	0.0029	0.2405	0.0129	0.0345	0.0005	0.2935	257	130	219	11	218	3
RG-DN1-14	12	106	302	0.35	0.0528	0.0030	0.2458	0.0130	0.0344	0.0005	0.2685	324	134	223	11	218	3
RG-DN1-15	14	169	337	0.50	0.0521	0.0027	0.2476	0.0131	0.0344	0.0005	0.2852	300	149	225	11	218	3
RG-DN1-16	10	116	246	0.47	0.0493	0.0033	0.2282	0.0150	0.0343	0.0006	0.2491	161	161	209	12	217	4
RG-DN1-17	8	69	198	0.35	0.0547	0.0034	0.2495	0.0149	0.0341	0.0006	0.3090	467	173	226	12	216	4
RG-DN1-18	9	76	229	0.33	0.0475	0.0034	0.2200	0.0143	0.0344	0.0007	0.3060	72	159	202	12	218	4
RG-DN1-19	9	80	221	0.36	0.0497	0.0046	0.2293	0.0209	0.0344	0.0009	0.2770	189	200	210	17	218	5
RG-DN1-20	9	90	242	0.37	0.0464	0.0031	0.2104	0.0146	0.0335	0.0008	0.3320	20	152	194	12	212	5
RG-DN1-21	8	84	214	0.39	0.0487	0.0034	0.2208	0.0142	0.0341	0.0007	0.3059	200	87	203	12	216	4
RG-DN1-22	9	79	233	0.34	0.0464	0.0050	0.2155	0.0215	0.0338	0.0008	0.2406	20	241	198	18	214	5
RG-DN1-23	26	408	587	0.70	0.0494	0.0024	0.2368	0.0114	0.0348	0.0004	0.2510	169	115	216	9	220	3
RG-DN1-24	5	48	139	0.34	0.0551	0.0051	0.2564	0.0216	0.0345	0.0009	0.2995	417	207	232	17	219	5
RG-DN1-25	10	109	245	0.44	0.0520	0.0034	0.2405	0.0147	0.0342	0.0006	0.2685	287	152	219	12	217	4
RG-DN1-26	17	208	437	0.48	0.0514	0.0023	0.2448	0.0110	0.0347	0.0007	0.4671	261	100	222	9	220	5
DN2539																	
DN2539-1	95	153	287	0.53	0.0479	0.0017	0.2134	0.0080	0.0323	0.0004	0.3083	100	85	196	7	205	2
DN2539-2	77	124	326	0.38	0.0509	0.0016	0.2223	0.0070	0.0318	0.0004	0.4375	235	72	204	6	202	3
DN2539-3	222	371	517	0.72	0.0521	0.0013	0.2281	0.0062	0.0317	0.0003	0.3753	300	57	209	5	201	2
DN2539-4	100	170	263	0.65	0.0494	0.0015	0.2184	0.0064	0.0321	0.0003	0.2951	165	70	201	5	204	2
DN2539-6	179	296	685	0.43	0.0540	0.0015	0.2385	0.0069	0.0320	0.0004	0.4418	369	59	217	6	203	3
DN2539-7	59	100	196	0.51	0.0482	0.0029	0.2130	0.0129	0.0321	0.0005	0.2478	106	150	196	11	203	3
DN2539-8	348	269	464	0.58	0.0587	0.0013	0.4256	0.0146	0.0523	0.0014	0.7904	567	48	360	10	328	9
DN2539-9	275	455	615	0.74	0.0522	0.0015	0.2317	0.0066	0.0321	0.0003	0.3666	295	69	212	5	204	2
DN2539-10	53	76	161	0.47	0.0522	0.0022	0.2284	0.0100	0.0317	0.0004	0.3133	300	98	209	8	201	3
DN2539-11	137	224	618	0.36	0.0501	0.0015	0.2237	0.0070	0.0323	0.0004	0.4441	198	69	205	6	205	3
DN2539-12	123	196	300	0.66	0.0505	0.0018	0.2266	0.0086	0.0325	0.0004	0.3523	217	83	207	7	206	3
DN2539-13	93	156	274	0.57	0.0533	0.0020	0.2360	0.0086	0.0322	0.0004	0.3575	343	88	215	7	204	3
DN2539-14	112	182	255	0.72	0.0476	0.0018	0.2140	0.0091	0.0323	0.0005	0.3642	76	89	197	8	205	3
DN2539-15	187	285	684	0.42	0.0524	0.0012	0.2336	0.0064	0.0322	0.0004	0.4948	302	49	213	5	204	3
DN2539-16	100	167	280	0.60	0.0478	0.0017	0.2125	0.0071	0.0324	0.0004	0.3614	100	-116	196	6	206	2
DN2539-17	70	112	204	0.55	0.0516	0.0023	0.2266	0.0098	0.0321	0.0004	0.3009	333	100	207	8	203	3
DN2539-18	181	299	658	0.45	0.0493	0.0012	0.2203	0.0058	0.0324	0.0004	0.4965	161	56	202	5	206	3
DN2539-19	234	382	609	0.63	0.0489	0.0012	0.2157	0.0056	0.0319	0.0003	0.3549	146	62	198	5	203	2
DN2539-20	118	194	343	0.57	0.0494	0.0017	0.2170	0.0072	0.0320	0.0003	0.3178	165	78	199	6	203	2
DN2539-21	118	194	475	0.41	0.0504	0.0016	0.2223	0.0070	0.0321	0.0004	0.3867	213	72	204	6	204	2
DN2539-22	76	124	268	0.46	0.0502	0.0017	0.2211	0.0076	0.0321	0.0005	0.4339	206	78	203	6	204	3
DN2539-23	96	163	349	0.47	0.0530	0.0018	0.2340	0.0081	0.0320	0.0004	0.3725	332	78	214	7	203	3
DN2539-24	177	283	588	0.48	0.0506	0.0011	0.2255	0.0051	0.0323	0.0003	0.4725	220	52	206	4	205	2
DN2539-25	105	177	435	0.41	0.0515	0.0016	0.2270	0.0076	0.0319	0.0004	0.4174	265	77	208	6	203	3

表 2 四川新龙地区侵入岩主量、微量和稀土元素分析结果

Table 2 Major, trace and rare earth elements contents of the intrusive rocks in the Xinlong area, Sichuan province

元素	日里隆巴岩体花岗岩闪长岩										日里隆巴岩体花岗岩岩										古隆巴岩体花岗岩闪长岩										日果岩体闪长岩																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																								
	FX2539	FX2540	FX2544	FX2544	FX2544	FX2545	FX2542	FX2543	FX2543	FX2539	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540	FX2540

续表 2

元素	日里隆巴岩体花岗岩										古隆巴岩体花岗岩										日里隆巴岩体闪长岩							
	FX2539	FX2540	FX2544	FX2544	FX2544	FX2545	FX2542	FX2543	FX2543	FX2539	FX2540	FX2540	FX2540	PM031	PM031	PM031	PM031	PM031	PM003	PM003	FX1191	FX1192	RG-F	RG-F				
	-1	-1	-1	-2	-3	-1	-1	-1	-2	-2	-2	-3	-4	-5FX1	-7FX1	-6FX1	-6FX2	-9FX1	-9FX2	-1	-1	X1	X2					
Yb	2.68	2.60	2.17	3.16	2.62	2.68	1.65	2.51	2.80	2.56	5.31	2.48	5.07	3.64	3.97	3.92	3.59	3.10	3.30	4.27	3.26	3.58	3.39					
Lu	0.41	0.39	0.32	0.45	0.39	0.38	0.25	0.36	0.42	0.38	0.80	0.41	0.79	0.51	0.56	0.56	0.54	0.45	0.47	0.69	0.52	0.51	0.50					
Y	29.32	28.44	25.12	32.39	29.79	30.03	21.23	28.78	29.30	23.49	44.08	22.84	44.08	37.29	37.31	39.95	35.17	27.46	30.12	36.40	31.86	35.53	31.98					
Li	63.77	71.92	65.00	68.15	71.49	62.75	57.77	81.56	52.55	13.48	12.61	13.61	13.80	26.80	40.56	28.07	26.64	21.55	25.01	24.72	34.10	30.64	28.78					
Be	3.99	4.27	3.29	3.97	3.48	3.54	4.54	5.35	4.84	4.48	5.24	3.98	5.38	2.21	2.21	2.22	1.92	1.53	1.44	1.56	1.48	1.56	1.54					
V	44.84	50.44	44.09	55.06	56.77	54.65	13.77	35.75	22.54	1.86	2.00	2.25	1.67	158.89	175.93	171.18	148.14	88.20	84.13	80.23	84.02	85.36	80.52					
Cr	37.85	40.20	37.48	32.96	44.99	37.71	12.98	21.96	19.87	9.46	16.98	7.30	13.50	156.02	175.34	145.02	136.94	35.42	38.10	51.21	48.06	50.85	50.31					
Ni	8.08	8.71	6.73	9.15	8.97	7.89	1.35	3.51	2.41	1.27	1.24	1.21	1.25	20.73	22.66	17.53	16.31	6.04	7.36	11.87	9.01	9.16	6.66					
Cu	8.08	12.41	60.59	5.88	5.08	32.00	1.56	3.64	2.63	16.83	15.19	12.51	21.28	10.59	21.35	16.32	16.20	12.46	12.05	10.92	7.08	7.98	7.80					
Zn	69.04	71.23	65.80	73.90	72.58	69.52	33.13	50.17	40.55	9.74	7.49	6.23	8.81	92.98	100.14	93.62	92.57	86.55	86.08	95.91	93.25	90.38	87.98					
Ga	21.19	22.09	20.14	21.62	22.77	21.33	19.98	22.21	19.10	15.57	16.32	16.13	17.10	21.57	20.62	20.65	19.96	18.38	17.98	19.35	19.80	19.01	19.06					
As	5.77	4.01	3.31	2.67	2.37	0.98	2.06	1.22	2.32	2.49	3.59	2.73	4.81	2.32	3.67	3.73	2.59	0.90	0.96	0.74	0.71	0.84	0.82					
Rb	147.72	133.20	139.07	126.30	117.41	135.12	186.23	166.41	200.64	166.92	186.48	190.80	173.58	62.25	59.32	58.21	56.66	65.36	71.59	54.25	54.03	57.55	59.16					
Sr	238.00	246.69	243.71	238.20	264.43	218.93	194.13	258.17	176.90	66.88	57.35	89.12	53.74	208.81	218.68	191.28	184.97	254.80	252.10	254.10	265.60	259.90	247.30					
Y	29.32	28.44	25.12	32.39	29.79	30.03	21.23	28.78	29.30	23.49	44.08	22.84	44.08	37.29	37.31	39.95	35.17	27.46	30.12	36.40	31.86	35.53	31.98					
Zr	29.93	31.51	34.11	19.17	22.58	30.08	78.16	47.39	93.83	55.14	46.50	59.86	38.82	26.69	12.38	33.75	35.68	44.33	43.61	43.60	34.79	42.58	44.53					
Nb	14.84	18.68	14.09	15.52	16.48	14.27	17.93	20.05	14.90	10.67	17.62	11.20	18.22	10.15	9.16	12.17	11.51	16.04	12.31	14.56	12.81	14.57	13.67					
Cd	0.01	0.01	0.04	0.04	0.05	0.02	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.09	0.09	0.10	0.08	0.13	0.12	0.17	0.13	0.14	0.14					
Cs	7.85	9.81	7.08	7.37	6.22	7.62	4.87	8.40	6.16	5.20	5.74	7.34	5.25	1.90	3.38	2.07	2.33	2.47	2.71	2.86	2.18	3.57	3.46					
Ba	709.38	483.52	711.35	611.90	667.33	588.03	646.45	557.33	292.97	125.08	81.94	184.31	66.25	380.33	380.29	364.10	340.92	437.50	464.60	425.50	407.40	389.30	383.60					
Hf	1.34	1.10	1.46	1.05	1.18	1.32	2.94	1.83	4.73	2.53	2.23	2.62	1.98	1.83	0.67	2.31	2.02	2.72	2.37	2.60	2.05	2.19	2.14					
Ta	1.41	1.55	0.44	0.88	1.16	0.64	1.33	1.81	1.15	1.88	3.92	2.61	3.24	0.27	0.16	0.39	0.33	0.82	0.46	0.44	0.39	0.41	0.43					
W	0.55	0.58	0.55	0.88	0.72	2.92	0.38	0.46	0.44	1.27	4.47	4.64	2.44	0.39	0.39	1.64	0.28	0.66	0.37	0.32	0.38	0.29	0.23					
Pb	17.94	11.86	17.17	15.98	17.88	14.03	22.51	24.61	34.92	42.33	43.93	36.45	44.86	7.59	8.72	6.10	7.08	13.51	10.93	13.52	9.26	8.49	21.30					
Th	13.15	13.43	13.28	12.51	13.37	15.56	15.57	14.71	16.00	15.64	21.39	23.25	21.29	5.97	5.34	7.05	7.34	7.64	7.53	7.53	8.09	4.83	4.36					
U	4.45	4.46	3.22	3.32	3.36	3.58	3.83	4.65	8.91	12.87	22.62	19.89	24.24	2.00	1.56	1.26	1.75	1.31	1.38	1.41	0.87	0.65	0.56					

注: 主量元素含量单位为%, 微量和稀土元素含量单位为 10^{-6}

结构;角闪石呈半自形—自形,粒状、柱状,部分颗粒可见闪石式解理,纵切面常见简单双晶,蚀变主要见绿泥石化等;黑云母呈鳞片状、板条状,部分因蚀变有不透明矿物析出。

日里隆巴花岗岩呈灰白色,半自形粒状结构,块状构造,野外见花岗岩呈脉状侵位于花岗闪长岩中,接触部位见宽 2~5 mm 的烘烤边和冷凝边。岩石主要由钾长石(57%)、石英(30%)、斜长石(10%)和黑云母(3%)组成(图版 I-f),矿物粒径 0.1~1 mm,其中斜长石为自形—半自形板状,见较强的钠黝帘石化、绢云母化蚀变,双晶及环带常见,因蚀变较模糊。钾长石为半自形—他形粒状,见较强的泥化,表面较粗糙。石英无色,镜下干净透明,多为他形粒状,呈不规则状分布于长石粒间。黑云母为棕褐色,呈板状,具有浅黄褐色—褐黑色多色性,二—三级鲜艳干涉色,部分因蚀变有不透明矿物析出,干涉色较暗。

3.2 锆石 U-Pb 年龄

3.2.1 日果闪长岩 (RG-DN1)

日果闪长岩样品中锆石为短柱状自形晶,颗粒长 100~180 μm ,宽 50~100 μm ,长宽比介于 1:1~3:1 之间。大多数锆石具有生长韵律环带,显示了岩浆锆石的特征,少量的锆石包含老的继承核(图 2-a)。从 25 颗锆石的定年结果看,U、Th 的含量有一定的变化,分别为 $139 \times 10^{-6} \sim 587 \times 10^{-6}$ 、 $48 \times 10^{-6} \sim 408 \times 10^{-6}$,Th/U 值为 0.33~0.70,平均 0.43。23 个测试点落于谐和线上或其附近, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄变化范围为 220~205 Ma,年龄加权平均值为 217.1 ± 0.8 Ma(MSWD = 0.24, $n = 23$)(图 2-b),表明日果闪长岩的侵位年龄为晚三叠世中期。

3.2.2 日里隆巴花岗闪长岩 (DN2539-1)

日里隆巴花岗闪长岩样品中锆石呈粒状或长柱状,长宽比主要为 1:1~4:1,阴极发光图像显示振

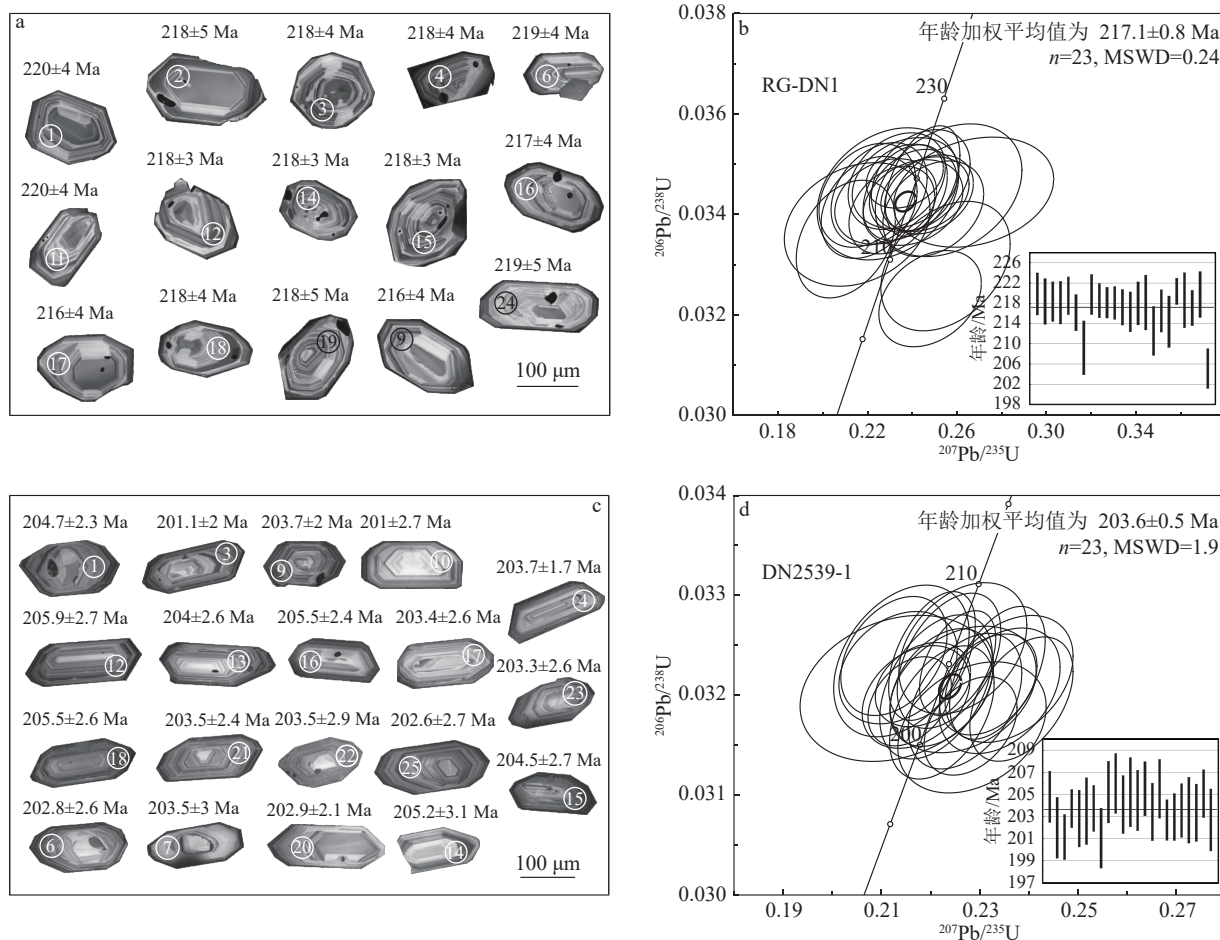


图 2 四川新龙地区侵入岩锆石阴极发光(CL)图像(a, c)和 U-Pb 谐和年龄(b, d)

Fig. 2 Zircon CL images (a, c) and U-Pb concordia diagrams (b, d) for the intrusive rocks in the Xinlong area, Sichuan Province

Fig. 4 SiO_2 - K_2O diagram (a) and A/CNK-A/NK diagram (b) of the intrusive rocks in the Xinlong area, Sichuan Province

$96.46 \times 10^{-6} \sim 160.48 \times 10^{-6}$ (平均为 139.45×10^{-6}), 本组样品的轻、重稀土元素比值变化较大 ($5.01 \sim 9.20$, 平均为 7.61), La_N/Yb_N 值为 $5.14 \sim 13.30$, 平均为 9.27 。该组花岗闪长岩为具有弱负 Eu 异常 (δEu 值为 $0.71 \sim 1.03$, 平均值为 0.91) 的右倾型 (图 5-a), 说明轻稀土元素分异程度高于重稀土元素。

第二组日里隆巴花岗岩稀土元素总量为 $49.55 \times 10^{-6} \sim 74.75 \times 10^{-6}$ (平均为 67.08×10^{-6}), 本组样品的轻重稀土元素比值变化不明显 ($1.98 \sim 4.39$, 平均为 2.81), La_N/Yb_N 值为 $1.08 \sim 3.30$, 平均为 1.84 。该组花岗岩具有明显的负 Eu 异常 (δEu 值为 $0.26 \sim 0.49$, 平均值为 0.37), 呈缓倾的海鸥型特征 (图 5-a)。

第三组古隆巴花岗闪长岩和日果闪长岩样品稀土元素总量为 $108.65 \times 10^{-6} \sim 141.81 \times 10^{-6}$ (平均为 117.64×10^{-6}), 本组样品的轻重稀土元素比值变化较大 ($4.31 \sim 5.60$, 平均为 4.98), La_N/Yb_N 值为 $3.73 \sim 5.90$, 平均为 4.63 。该组样品稀土元素特征为具有中等负 Eu 异常 (δEu 值为 $0.68 \sim 0.93$, 平均值为 0.81) 的右倾型 (图 5-a), 说明轻稀土元素分异程度高于重稀土元素。

3.3.3 微量元素

各样品均富含大离子亲石元素, 亏损部分高场强元素, 但不同样品含量稍有差别。微量元素蛛网图 (图 5-b) 显示, 第一组日里隆巴花岗闪长岩具弱的 Nb、Ta 负异常和 Sr、P、Ti 负异常, 第二组日里隆巴花岗岩具弱的 Nb、Ta 负异常和明显的 Sr、P、Ti 负异常, 第三组古隆巴花岗闪长岩和日果闪长

岩具有明显的 Nb、Ta 负异常和弱的 Sr、P、Ti 负异常。

4 讨论

4.1 形成时代

本次研究测得日果闪长岩的 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为 217.1 ± 0.8 Ma, 表明岩浆侵位结晶年龄为晚三叠世; 日里隆巴花岗闪长岩的形成年龄为 203.6 ± 0.5 Ma, 为晚三叠世末期。与 $1:20$ 万新龙县幅 (梁信之等, 1984) 区调工作获得的日里隆巴黑云母二长花岗岩的黑云母 K-Ar 年龄 (204.8 Ma) 一致。

岩石地球化学特征显示, 日果闪长岩和古隆巴花岗闪长岩具有相似的主量元素地球化学特征和一致的稀土、微量元素配分曲线, 推测两者应形成于同一构造地质背景, 形成时代均为晚三叠世。日里隆巴花岗闪长岩的测年数据显示其应形成于晚三叠世末期。根据野外观察, 日里隆巴花岗岩呈岩脉或岩枝状侵位于日里隆巴花岗闪长岩中, 推测日里隆巴花岗岩的形成年龄应明显晚于花岗闪长岩侵位年龄。

4.2 岩石成因及物源分析

根据地球化学特征, 新龙地区中酸性侵入岩可以分为 2 类: 第一类为日里隆巴花岗闪长岩和花岗岩, 岩石属于强过铝质 ($A/CNK: 1.08 \sim 1.18$, 平均值 1.14), 具有较高的 SiO_2 、 K_2O+Na_2O 含量和 $Rb/Sr (0.44 \sim 3.25)$ 、 $Rb/Ba (0.20 \sim 0.31)$ 值, 富集 Rb、U、Th 而亏损 Ba、Sr、Nb、P、Ti 等, 具有明显的 Eu 负异常, CIPW 标准矿物中刚玉分子含量为 $0.99\% \sim 2.97\%$, 平均为 2.17% , 地球化学特征与 S 型

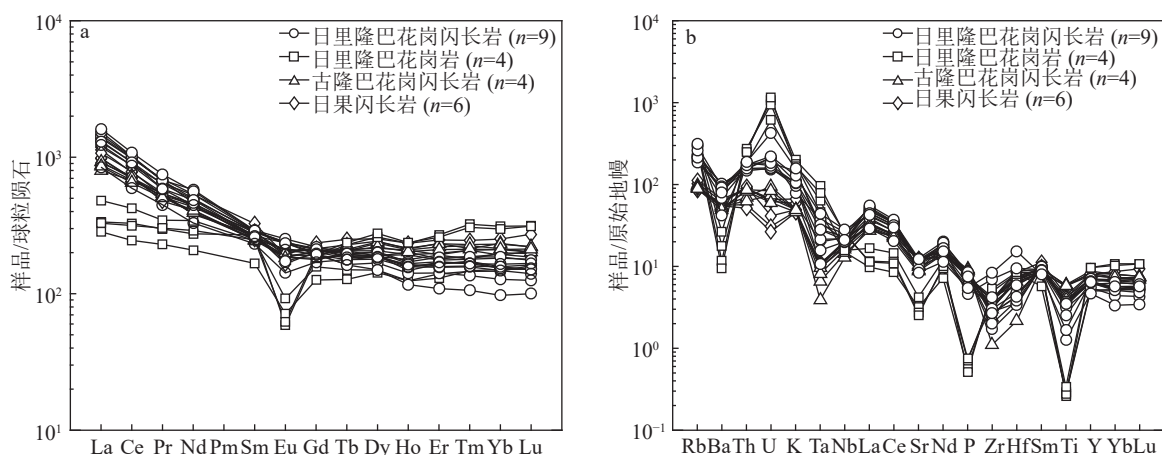


图 5 四川新龙地区侵入岩稀土元素球粒陨石标准化图解(a)和微量元素原始地幔标准化蛛网图(b) (标准化值据 Sun et al., 1989)

Fig. 5 Chondrite-normalized REE (a) and primitive-normalized trace element (b) patterns of the intrusive rocks in Xinlong area, Sichuan Province

花岗岩类似。同时,后期的日里隆巴花岗岩具有较高的 SiO_2 含量(>73%),显著的负 Eu 异常,并强烈亏损 Ba、Sr、P、Ti 等微量元素,结合其较低的 K/Rb、Zr/Hf、Nb/Ta 值,表明其经历了高程度的分异,具有高分异花岗岩的特征。第二类为古隆巴花岗闪长岩和日果闪长岩,弱过铝质, A/CNK 值介于 0.77 ~ 1.02 之间,平均值为 0.89,相比第一组具有更高的 FeO、MgO、 TiO_2 、Sr、Ba、Zr 含量,中等的负 Eu 异常, CIPW 标准矿物中不含或含少量(<1%)的刚玉分子,结合矿物学证据,古隆巴花岗闪长岩和日果闪长岩含有大量的角闪石矿物,与 I 型花岗岩的地球化学特征相似。

在源区判别图解(图 6)中,日里隆巴花岗闪长岩分布于玄武岩和粘土岩产生的熔体混合区,日里隆巴花岗岩分布于由泥质岩产生的熔体和少部分玄武岩产生的熔体混合源区特征,也符合 S 型花岗岩源区特征(Sylvester, 1998)。古隆巴花岗闪长岩和日果闪长岩分布于由玄武岩产生的熔体和少部分泥质岩产生的熔体混合源区特征,也符合 I 型花岗岩源区特征(Sylvester, 1998)。

由于不相容元素具有相似的分配系数,其比值不受分离结晶作用的影响,因此常用来指示源区特征(费光春等, 2009),新龙地区古隆巴花岗闪长岩和日果闪长岩 Nb/Ta 值介于 19.63 ~ 57.16 之间,平均为 33.97,远高于原始地幔(Nb/Ta = 17.7; Sun et al., 1989),表明幔源物质含量较高;日里隆巴花岗岩 Nb/Ta 值介于 4.30 ~ 5.68 之间,平均为 5.02,低于全

球下地壳(Nb/Ta = 8.3; Rudnick et al. 2003),具壳源特点;日里隆巴花岗闪长岩 Nb/Ta 值介于 10.52 ~ 32.08 之间,平均为 16.24,介于全球下地壳与亏损地幔之间,具壳幔混合源特点。Taylor et al. (1986) 认为,地球演化过程中 K、Rb 不断向上迁移进入硅铝层,上地幔越来越亏损 K、Rb,而 Sr 主要富集在斜长石中代替 Ca 的位置,所以,花岗岩 Rb/Sr 值越高,说明源岩主要来自上部陆壳。据 Taylor et al. (1986) 的资料计算,上部陆壳的 Rb/Sr 值约为 0.32,大陆壳平均 Rb/Sr 值为 0.24。Tischendorf et al. (1985) 也提出 Rb/Sr 值是表征源岩的一个重要参数,他认为幔源岩浆 Rb/Sr 值小于 0.05,幔壳混合源介于 0.05 ~ 0.5 之间,大于 0.5 者则以壳源为主。调查区日里隆巴花岗闪长岩 Rb/Sr 值为 0.44 ~ 1.13,平均值为 0.67,主体以壳源为主,部分样品显示壳幔混合源;日里隆巴花岗岩 Rb/Sr 值为 2.14 ~ 3.25,平均值为 2.78,远大于 0.5,反映岩浆主要来源于上地壳;古隆巴花岗闪长岩和日果岩体闪长岩 Rb/Sr 值为 0.20 ~ 0.31,平均值为 0.26,表明岩浆具有壳幔混合源特征。

综上所述,日里隆巴花岗闪长岩为 S 型花岗岩,来自于中上部地壳物质的部分熔融,源区以酸性岩浆为主,伴随有基性岩浆的混染;日里隆巴花岗岩为 S 型花岗岩,来自于上地壳物质的部分融合,源区主要为酸性岩浆;古隆巴花岗闪长岩和日果闪长岩为 I 型花岗岩,主要来自于下地壳物质的部分融合,并有幔源物质的参与。

4.3 构造环境

在 Y-Nb、Yb-Ta、(Y+Nb)-Rb 和 (Yb+Ta)-Rb 构造环境判别图解(图 7)中,古隆巴花岗闪长岩和日果闪长岩均落入火山弧花岗岩范畴,岩石具有 Ta、Nb、Ti 和 Eu 的负异常,显示出俯冲带幔源岩石的成分特征,说明幔源物质参与了岩浆活动(Sun et al., 1989)。日里隆巴花岗闪长岩均落入靠近同碰撞花岗岩区域的火山弧花岗岩区或与同碰撞花岗岩混合区内,显示了混合成因花岗岩的特征,这是因为在碰撞造山阶段,随着壳幔相互作用的加强,发生强烈的壳幔混合作用,来自于早期洋陆俯冲阶段的岛弧物质参与了同碰撞活动,因而在地球化学特征上常显示岛弧和同碰撞花岗岩的双重特征(李平等, 2023)。日里隆巴花岗岩则落入同碰撞花岗岩和板内花岗岩范畴,具后碰撞花岗岩特征,地球化学特征显示岩石强烈亏损 Ba、Sr、Ti 等微量元素,也显示了

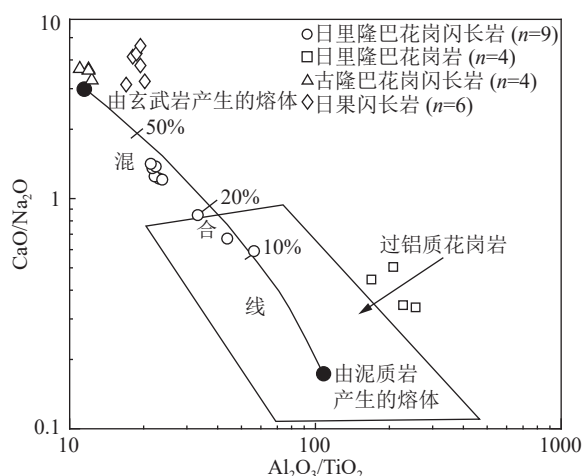


图 6 四川新龙地区侵入岩源区判别图解(底图据 Sylvester, 1998)

Fig. 6 Diagram of source area discrimination of the intrusive rocks in the Xinlong area, Sichuan Province

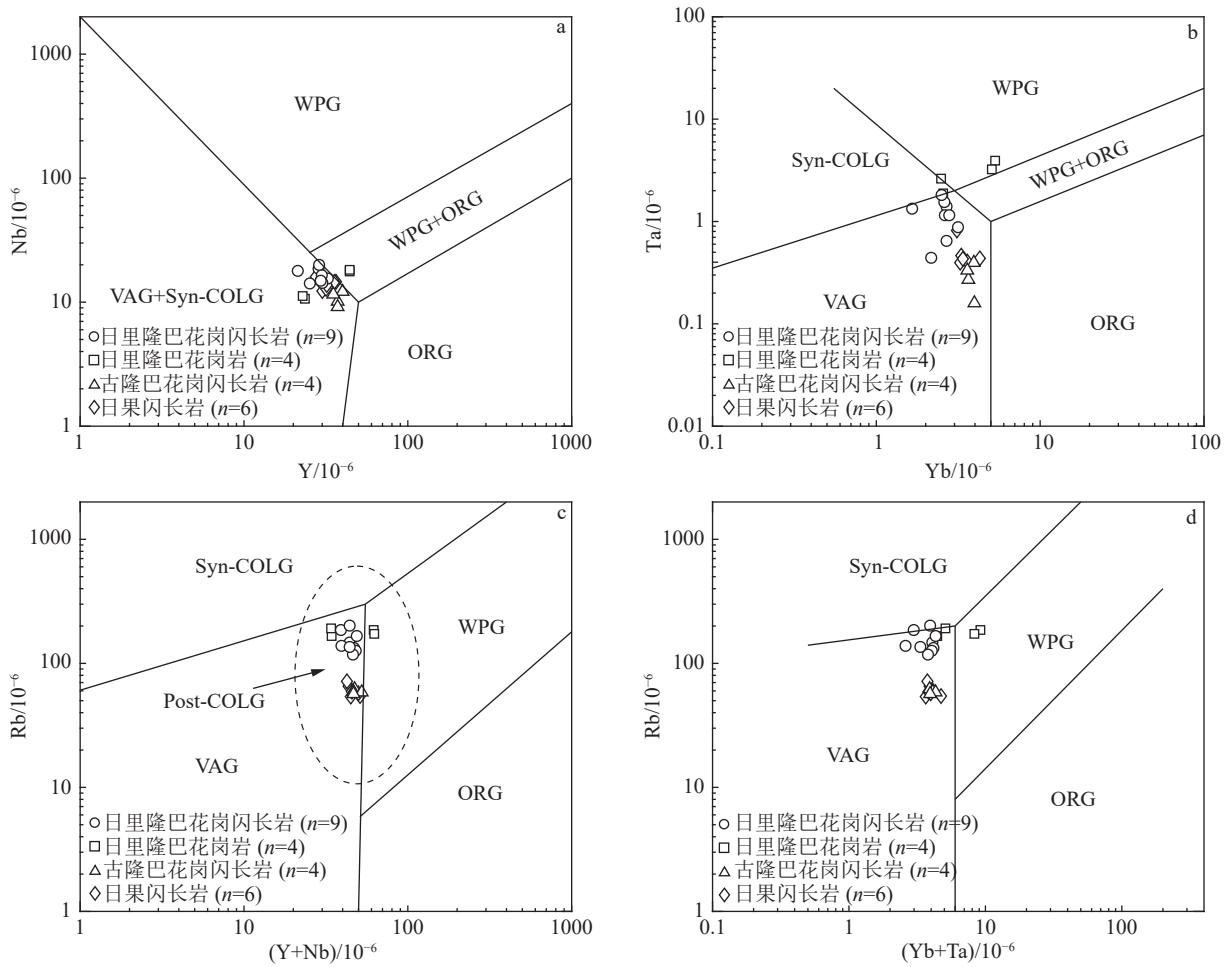


图 7 四川新龙地区侵入岩构造环境判别图解(底图据 Pearce et al., 1984; Pearce, 1996)

Fig. 7 Discrimination diagrams for the tectonic settings of the intrusive rocks in the Xinlong area, Sichuan Province

a—Y-Nb 图解; b—Yb-Ta 图解; c—(Y+Nb)-Rb 图解; d—(Yb+Ta)-Rb 图解; VAG—火山弧花岗岩; ORG—洋中脊花岗岩; WPG—板内花岗岩; Syn-COLG—同碰撞花岗岩; Post-COLG—后碰撞花岗岩

后碰撞花岗岩的图谱特征(Küster et al., 1998)。从 Hf-Ta-Rb 构造环境判别图解(图 8)可以明显看出, 古隆巴花岗闪长岩和日果闪长岩几乎落入火山弧花岗岩范围, 日里隆巴花岗闪长岩几乎落入同碰撞花岗岩范围, 日里隆巴花岗岩则均落入碰撞后花岗岩区域。

结合甘孜-理塘洋盆构造演化、区域岩浆岩分布及新龙地区中酸性侵入岩特征, 认为古隆巴花岗闪长岩和日果闪长岩形成于甘孜-理塘洋盆俯冲造山环境, 日里隆巴花岗闪长岩形成于碰撞造山环境, 根据野外岩体的接触关系, 日里隆巴花岗岩形成时代要明显晚于碰撞造山形成的花岗闪长岩, 推测其形成于后碰撞构造背景。

4.4 地质意义

关于俯冲型岩浆活动为何出现在甘孜-理塘洋

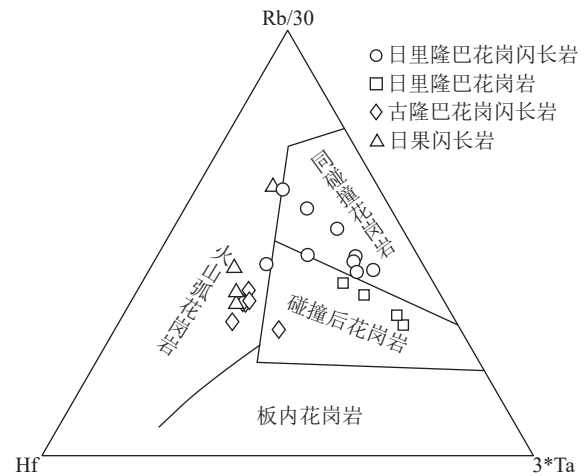


图 8 四川新龙地区侵入岩构造环境 Hf-Ta-Rb 图解(底图

据 Harris et al., 1986)

Fig. 8 The Hf-Ta-Rb diagrams of tectonic environment for the intrusive rocks in the Xinlong area, Sichuan Province

盆被动陆缘一侧,有以下几种观点:①可能为雅江残余盆地之下被构造淹没的炉霍-道孚裂谷残片(王全伟等,2004);②该地区处于金沙江俯冲带的弧后环境(Zhang et al., 2007; 段志明等, 2013),金沙江洋盆向东俯冲诱发的壳-幔岩浆的拆沉作用和底侵作用(Butler et al., 1997; Patino et al., 1998)形成。通过野外调查,结合前人 1:25 万区调资料发现,雅江残余盆地内岛弧型岩浆活动规模小、数量少,在空间上平行于甘孜-理塘蛇绿混杂岩带,呈北西—南北向展布,距离甘孜-理塘蛇绿混杂岩带仅 1~5 km。笔者认为,雅江残余盆地内岛弧型岩浆活动与甘孜-理塘洋盆的构造演化密不可分,而与较远的东部炉霍-道孚裂谷和西部金沙江洋盆并无关联,其成因可能为晚三叠世甘孜-理塘洋盆大规模向西俯冲造山,在中咱地块东缘形成义敦岛弧的同时,部分洋板片回撤、断离引起的扰动导致少量的弧岩浆活动就位于被动大陆边缘下部,并通过底侵作用就位于下地壳。

侯增谦等(2001)利用义敦岛弧碰撞造山带 29 个花岗岩体的 43 件同位素测年数据,结合岩石地球化学特征,建立了甘孜-理塘地区造山带花岗岩的时间坐标,识别出 4 套不同成因类型的花岗岩,即印支期弧花岗岩(238~210 Ma)、燕山早期同碰撞花岗岩(206~138 Ma)、燕山晚期 A 型花岗岩(138~73 Ma)和喜马拉雅期花岗岩(65~15 Ma)。研究区

古隆巴花岗闪长岩和日果闪长岩具相似的地球化学配分曲线类型,均为弧岩浆活动曲线特征,日果闪长岩的形成年龄为 217.2 ± 1.6 Ma,应为晚三叠世甘孜-理塘洋盆向西俯冲时形成,与侯增谦等(2001)识别的印支期弧花岗岩一致。日里隆巴花岗闪长岩具同碰撞岩浆活动地球化学特征,形成年龄为 $207.3 \pm 0.9 \sim 203.6 \pm 0.9$ Ma,为晚三叠世末期甘孜-理塘洋盆发生弧-陆碰撞,伴随区域地壳挤压收缩和剪切变形,发育同碰撞花岗岩,与侯增谦等(2001)识别的燕山早期同碰撞花岗岩一致。日里隆巴花岗岩具碰撞后花岗岩地球化学特征,形成时代明显晚于晚三叠世末期日里隆巴花岗闪长岩,应为区域岛弧碰撞造山带发生主碰撞构造事件后,伴随着地壳堆叠加厚、区域隆升、伸展垮塌形成的后碰撞花岗岩,与侯增谦等(2001)划分的燕山晚期 A 型花岗岩(138~73 Ma)阶段一致。王全伟等(2008)通过对川西花岗岩研究认为,川西地区晚三叠世末期形成的俯冲-碰撞型花岗岩,其中覆盖调查区的雅江-九龙花岗岩带此期岩浆活动时限为 228~170 Ma,白垩纪形成后碰撞型花岗岩,也与本次研究结论一致。

调查区位于甘孜-理塘蛇绿混杂岩带东缘,其岩浆活动必然与甘孜-理塘洋盆的演化密不可分,新龙地区侵入岩的产出明显受到地质构造格架、壳-幔相互作用过程的制约。通过对新龙地区雅江残余盆地

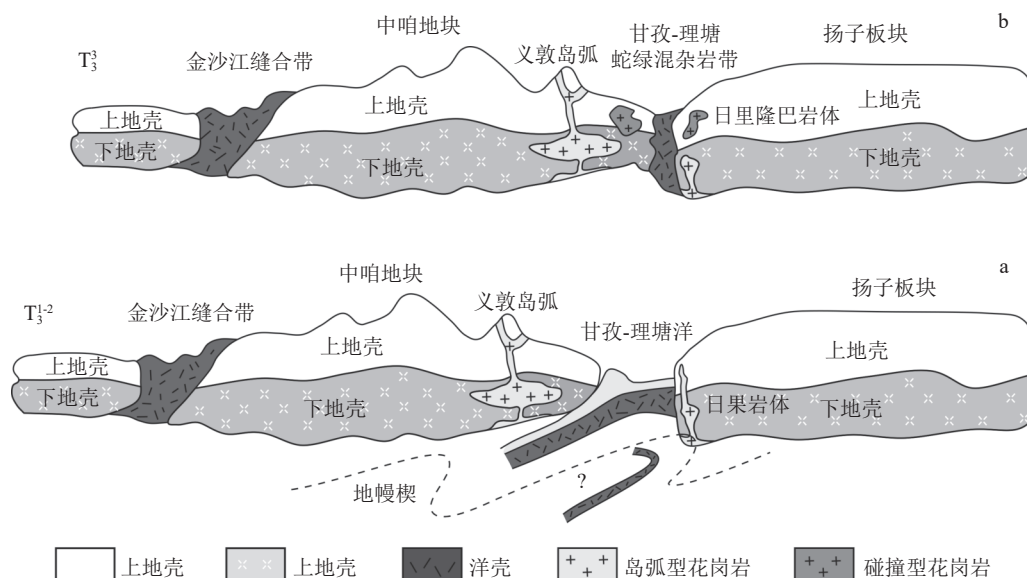


图 9 四川新龙地区侵入岩形成模式图

Fig. 9 The forming model of the intrusive rocks in Xinlong area, Sichuan province

a—岛弧型岩浆形成模式; b—碰撞型岩浆形成模式

出露的一系列侵入岩岩石成因、形成时代及构造环境研究表明,晚三叠世,甘孜-理塘洋盆大规模向西俯冲,在中咱地块东缘形成了规模宏大的义敦岛弧,同时由于少量的洋板片回撤、断离引起的扰动,导致少量的弧岩浆活动就位于被动大陆边缘雅江残余盆地,由于俯冲板片流体或熔体的交代作用导致楔形地幔源区发生部分熔融作用,幔源岩浆上涌,从而导致下地壳物质升温发生熔融,形成岛弧型 I 型古隆巴花岗闪长岩和日果闪长岩(严松涛等, 2019a, b; 2020a, b)(图 9-a)。晚三叠世末期,洋壳板片俯冲消亡发生弧-陆碰撞,地壳强烈变形,导致深部地壳加压升温,使地壳发生部分熔融形成强过铝质花岗岩,侵位于被动大陆边缘形成日里隆巴花岗闪长岩体(严松涛等, 2021)(图 9-b)。白垩纪,陆内碰撞挤压导致地壳不断加厚,岩石圈发生拆沉(段志明等, 2005; Zhang et al., 2006, 2007; 时章亮等, 2009; 邓红等, 2021),诱发了上地壳物质发生部分熔融形成后碰撞的 S 型花岗岩。

5 结 论

(1)四川新龙地区雅江残留盆地砂板岩地层内出露有多期不同类型的侵入岩。锆石 U-Pb 测年结果表明,日果闪长岩侵位于 217.1 ± 0.8 Ma,为晚三叠世;日里隆巴花岗闪长岩侵位于 203.6 ± 0.5 Ma,为晚三叠世末期。

(2)古隆巴花岗闪长岩和日果闪长岩地球化学特点相似,具有低硅碱、高铁镁的特点,中等的总稀土元素含量及具有明显的 Nb、Ta 负异常,属于 I 型花岗岩。日里隆巴花岗闪长岩和花岗岩则具有高硅碱、低铁镁及弱的 Nb、Ta 负异常,均属于 S 型花岗岩,但后者经历了更高程度的分异。

(3)晚三叠世,甘孜-理塘洋盆大规模向西俯冲,少量的弧岩浆活动就位于被动大陆边缘雅江残余盆地。晚三叠世末期,由于洋板块的消亡发生弧-陆碰撞,使地壳发生部分熔融,形成强过铝质花岗岩。白垩纪时期,陆内碰撞挤压导致地壳不断加厚,诱发了上地壳物质的部分熔融,形成了后碰撞阶段的 S 型花岗岩岩浆活动。

参考文献

Burchfiel B C, Zhen Z L, Liu Y P, et al. 1995. Tectonics of the Longmen Shan and adjacent regions, central China[J]. *International Geology*

Review, 663-735.

Butler R W H, Harris N B W, Whittington A G. 1997. Interactions between deformation, magmatism and hydrothermal activity during active crustal thickening: A field example from Nanga Parbat, Pakistan Himalayas[J]. *Mineralogical Magazine*, 61(1): 37-52.

Harris N B W, Pearce J A, Tindle A G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 19: 67-81.

Hsü K J, Pan G T, Sengör A M C. 1995. Tectonic evolution of the Tibetan Plateau: A working hypothesis based on the Archipelago model of orogenesis[J]. *International Geology Review*, 37(6): 473-508.

Küster D, Harms U. 1998. Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: a review[J]. *Lithos*, 45(1/4): 177-195.

Maniar P D, Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 101(5): 635-643.

Middlemost E A K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system[J]. *Earth-Science Reviews*, 37(3/4): 215-224.

Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks[J]. *Journal of Petrology*, 25(4): 956-983.

Pearce J A. 1996. Sources and settings of granitic rocks[J]. *Episodes*, 19(4): 120-125.

Patino D A E, McCarthy T C. 1998. Melting of crustal rocks during continental collision and subduction[C]// Hacker B R, Liu J G. When continents collide: geodynamics and geochemistry of ultrahigh pressure rocks. Netherlands: Kluwer, Dordrecht, Academic Publishers, 27-55.

Richter F M. 1989. Simple models for trace element fractionation during melt segregation[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 77(3/4): 333-344.

Rudnick R L, Gao S. 2003. Composition of the continental crust[C]// Turekian K K, Holland H D. Treatise on geochemistry. Oxford: Pergamon: 1-64.

Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes[C]// Saunders A D, Norry M J. Magmatism in the ocean basins. Geological Society, London, Special Publications, 42(1): 313-345.

Sylvester P J. 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites[J]. *Lithos*, 45(1/4): 29-44.

Taylor S R, McLennan S M. 1986. The continental crust: Its composition and evolution[J]. *The Journal of Geology*, 94(4): 632-633.

Tischendorf G, Paelchen W. 1985. Zur Klassifikation von granitoiden/classification of granitoids[J]. *Zeit Schrift fuer Geologische Wissenschaften*, 13(5): 615-627.

Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic Evolution of the Himalayan-Tibetan Orogen[J]. *Ann. Rev. Earth Planet.*, 28(1): 211-280.

Yang L Q, Deng J, Yildirim D, et al. 2015. Structure, geochronology, and petrogenesis of the Late Triassic Puziba granitoid dikes in the Mianlue suture zone, Qinling orogen, China[J]. *Geological Society of America*

- Bulletin, 127(11/12): 1831-1854.
- Zhang H F, Zhang L, Harris N, et al. 2006. U-Pb zircon ages, geochemical and isotopic compositions of granitoids in Songpan-Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau: Constraints on petrogenesis and tectonic evolution of the basement[J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 152(1): 75-88.
- Zhang H F, Harris N, Zhang L. 2007. A-type adakitic magmatism association in Songpan-Garze Fold Belt, eastern granite and Tibetan Plateau: implication for lithospheric delamination[J]. *Lithos*, 97(3/4): 323-335.
- Zhang C Z, Li B, Cai J X, et al. 2007. A-type granite and adakitic magmatism association in Songpan-Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau: Implication for lithospheric delamination[J]. *Lithos*, 103(3): 562-564.
- 邓红, 唐渊, 骆志红, 等. 2021. 松潘-甘孜造山带东缘塔公岩体岩石学、同位素年代学特征及其构造意义[J]. *地球科学*, 46(2): 527-539.
- 段志明, 张玉修, 祝向平, 等. 2013. 松潘-甘孜南部玛孜措石英闪长岩的地球化学特征、同位素年龄及其构造意义[J]. *地质学报*, 87(12): 1874-1886.
- 段志明, 李勇, 张毅, 等. 2005. 青藏高原唐古拉山中新世代花岗岩锆石 U-Pb 年龄、地球化学特征及其大陆动力学意义[J]. *地质学报*, 79(1): 88-98.
- 费光春, 李佑国, 温春齐. 2009. 四川乡城-稻城地区花岗岩地球化学特征及构造背景探讨[J]. *矿物岩石*, 29(2): 88-95.
- 侯增谦, 曲晓明, 周继荣, 等. 2001. 三江地区义敦岛弧碰撞造山过程: 花岗岩记录[J]. *地质学报*, 75(4): 484-497.
- 侯可军, 李延河, 田有荣. 2009. LA-MC-ICP-MS 锆石微区原位 U-Pb 定年技术[J]. *矿床地质*, 28(4): 481-492.
- 李平, 陈隽璐, 张越, 等. 2023. 商丹俯冲增生带南缘土地沟-池沟地区侵入岩形成时代及地质意义[J]. *西北地质*, 56(2): 10-27.
- 梁信之, 谭庆鹄, 师常庆, 等. 1984. 1: 20 万新龙幅、禾尼乡幅、康定幅区域调查报告[R]. 四川省地矿局区调队: 46-57.
- 潘桂棠, 王立全, 张万平, 等. 2013. 青藏高原及邻区大地构造图及说明书[M]. 北京: 地质出版社: 7-80.
- 秦蒙, 严松涛, 文浪, 等. 2019. 甘孜-理塘蛇绿混杂岩带晚三叠世构造演化——来自理塘地区勇杰岩体地球化学、年代学的制约[J]. *地质通报*, 38(10): 1615-1625.
- 时章亮, 张宏飞, 蔡宏明. 2009. 松潘造山带马尔康强过铝质花岗岩的成因及其构造意义[J]. *地球科学-中国地质大学学报*, 34(4): 569-584.
- 王全伟, 王康明. 2004. 四川 1: 25 万石渠县幅区域地质调查报告[R]. 四川省地质调查院: 45-137.
- 王全伟. 2008. 川西地区花岗岩及其成矿系列[M]. 北京: 地质出版社: 1-305.
- 许志琴, 侯立玮, 王宗秀. 1992. 中国松潘-甘孜造山带的造山过程[M]. 北京: 地质出版社: 1-190.
- 严松涛, 秦蒙, 段阳海, 等. 2019a. 四川理塘地区二叠纪洋岛型岩石组合的识别及其构造意义: 来自岩石学、地球化学和年代学证据[J]. *地质学报*, 93(2): 381-393.
- 严松涛, 段阳海, 谭昌海, 等. 2019b. 甘孜-理塘蛇绿混杂岩带中三叠世洋岛型岩石组合的识别及其构造意义——来自岩石学、地球化学和年代学证据[J]. *地球学报*, 40(6): 816-826.
- 严松涛, 谭昌海, 秦蒙, 等. 2020a. 四川理塘地区二叠—三叠纪硅质岩的地球化学特征及地质意义[J]. *地球学报*, 41(4): 504-514.
- 严松涛, 谭昌海, 段阳海, 等. 2020b. 甘孜-理塘蛇绿混杂岩带中段洋岛型岩石组合的发现及其对构造演化的指示意义[J]. *地质学报*, 94(2): 439-449.
- 严松涛, 吴青松, 李虎, 等. 2021. 甘孜-理塘蛇绿混杂岩带中段理塘地区混杂岩物质组成及其洋盆演化史[J]. *中国地质*, 48(6): 1875-1895.
- 严松涛, 吴青松, 谭昌海, 等. 2022. 四川理塘地区花岗闪长岩特征及其增生楔弧岩浆活动[J]. *中国地质*, 49(4): 1295-1308.
- 严松涛, 吴青松, 朱利东, 等. 2023. 甘孜-理塘蛇绿混杂岩带晚三叠世洋岛型岩石组合识别及其对甘孜-理塘洋盆构造演化的制约[J]. *地质通报*, 42(10): 1684-1695.
- 喻光明, 毛世东, 周振菊, 等. 2024. 西南三江甘孜-理塘洋晚古生代构造演化: 来自理塘蛇绿混杂岩堆晶辉长岩 U-Pb 年龄的约束[J]. *地质通报*, 43(1): 61-75.