

松潘 - 甘孜造山带中晋宁期花岗岩的 U-Pb 和 Rb-Sr 同位素定年及其大地构造意义*

徐士进 王汝成 沈渭洲 钟 宏 陆建军

(南京大学地球科学系, 南京 210093)

侯立玮 付小方 黄明华

(四川省地质科学研究所, 成都 610081)

杨杰东 王银喜 陶仙聪

(南京大学现代分析中心, 南京 210093)

摘要 重点研究丹巴地区的格宗和东谷花岗岩体, 从同位素年代学、地球化学、构造地质学方面论证了这两个花岗岩的形成时代、物质来源和成因以及喜山期构造热事件作用的影响。它们是晋宁期构造岩浆作用的产物, 其源区物质为中元古代中、晚期形成的低成熟度的火山沉积岩系, 后者实际上也代表松潘 - 甘孜造山带的古老基底。包括丹巴地区在内的整个扬子板块西缘的晚元古代造山带应是古扬子板块的重要组成部分。

关键词 松潘 - 甘孜造山带 丹巴地区 晋宁期花岗岩 同位素年代学

松潘 - 甘孜造山带位于四川西部, 是一极其复杂的造山带, 它具有特殊的“几何学”、“造山极性”及“构造体制”, 并且同时经历了古特提斯及新特提斯两个连续的造山事件。这一造山带是喜马拉雅板块、扬子板块及劳亚板块共同作用的结果^[1]。沿造山带主体的东缘分布有一系列晋宁期花岗岩, 如沙坪关、兴文坪、姑咱和大相岭等, 这些晋宁期花岗岩在造山带中的地质意义以往并未引起重视。丹巴地区作为松潘 - 甘孜造山带的主体部分, 在该地区亦分布有一系列花岗岩体, 但对这些花岗岩的研究程度较低, 尤其在同位素定年方面存在诸多疑问, 将它们划为“不明时代”的岩体^[2]。本文选择了丹巴地区最具代表性的两个花岗岩岩体——格宗岩体与东谷岩体, 通过单颗粒锆石 U-Pb 同位素以及全岩和单矿物 Rb-Sr 同位素研究, 查明它们的形成时代和热历史, 并进一步讨论了这些花岗岩的物质来源、成因机制和造山带的历史。

1 地质背景

丹巴 - 汶川弧形滑脱——逆冲叠置岩片位于松潘 - 甘孜造山带主体之东缘中部, 元古代变火山基底及扬子西缘古生代碎屑岩、碳酸盐地层组成了近东西向不对称弧形构造带。弧形带向南凸出, 东翼较长, 西翼较短。丹巴 - 汶川弧形构造带之东侧往东南逆冲于龙门山前陆推覆体之上, 南侧往南逆冲在康定杂岩之上, 北部及西部被三叠系西康群所覆盖, 并叠置了韧性

滑脱剪切带(图1)。变形、变质研究表明,燕山-喜山期为丹巴地区主造山期,它表现为从北至南的中-深层次的多层次滑脱-推覆作用,构造叠加同构造岩浆侵位等多种地质作用,这些作用最终造成了丹巴地区的现今构造样式。丹巴地区变质作用很复杂,以区域近变质作用、动热变质作用、热接触变质作用为主,并伴随动力变质作用、退变质作用等。该区变质程度比造山带中其它地区更深,最高可达高级角闪岩相。

丹巴地区岩浆岩分布广泛,以中酸性侵入岩和酸性火山岩、拉斑玄武岩及基性-超基性脉岩为特征。格宗岩体和东谷岩体为丹巴地区两个地质意义上有代表性的花岗岩体。格宗岩体呈 NNW 向长椭圆形,主要由灰白色细-中粒黑云母花岗岩、细-中粒角闪花岗岩及蚀变二长花岗岩组成,其中有较多基性岩脉、斜长角闪岩脉侵入。东谷花岗岩主要为灰白色细-中粒黑云母花岗岩,该岩体位于 NW 向东谷逆冲断裂附近。其东西两侧与围岩呈构造接触,接触面产状与围岩的构造片理一致。东谷岩体经历较强烈的变质作用,其边缘发生混合岩化现象。

2 岩体的地球化学特征

2.1 常量元素

格宗、东谷花岗岩的 SiO_2 含量较高(表1),分别为 74.40% 和 70.47%。两花岗岩体的突出特征为富铝,格宗岩体的 Al_2O_3 含量为 14.57%, $\text{ANKC}=1.73$; 东谷岩体的 Al_2O_3 含量为 14.37%, $\text{ANKC}=1.52$ 。CIPW 标准矿物计算结果出现刚玉分子。薄片中出现原生黑云母等富铝矿物。这些特征表明,格宗和东谷岩体具有陆壳改造型花岗岩的富硅和铝过饱和的特点。

2.2 微量元素和稀土元素

格宗与东谷岩体中的微量元素含量见表1。格宗岩体中 Rb 含量为 25.2×10^{-6} , Sr 含量为 570.3×10^{-6} , Rb/Sr 比值为 0.044; 东谷岩体 Rb 含量为 42.4×10^{-6} , 而 Sr 含量为 621.8×10^{-6} , Rb/Sr 比值为 0.068。这种富 Sr 特性,特别是较低的 Rb/Sr 比值和皖南晋宁期花岗岩非常相似^[3,4]。和后者相比,格宗与东谷岩体含 Nb 较低(分别为 1.1×10^{-6} 和 0.6×10^{-6}),但它们的稀土元素配分模式与皖南歙县、休宁等花岗岩一致^[3],表现为中等铈负异常。同样,在 Rb-Y+Nb 判别图解中,格宗与东谷岩体和本地区晋宁期花岗岩及皖南晋宁期花岗岩都投影在火山岛弧区域内。这表明,格宗与东谷花岗岩体和皖南晋宁期花岗岩一样,为初生陆壳改造型花岗岩。

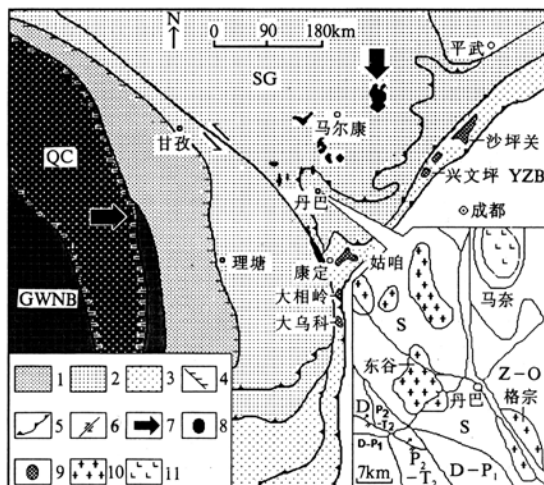


图1 丹巴地区构造岩浆简图(根据文献[1]修改)

- 1——西部结合带, 2——造山带主体, 3——前陆逆冲楔, 4——蛇绿混杂岩带, 5——滑脱逆冲带, 6——平移断层, 7——剪切滑移矢量, 8——燕山期花岗岩, 9——晋宁期岩浆岩, 10——花岗岩, 11——辉石正长岩, SG——松潘-甘孜造山带, YZB——扬子克拉通, QC——羌塘-昌都微大陆, GWNB——冈瓦纳大陆

表 1 格宗和东谷花岗岩的主要元素(重量百分比)、微量元素($\times 10^{-6}$)和稀土元素($\times 10^{-6}$)组成^{a)}

岩体	样号	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Σ
格宗	D-36	74.40	0.10	14.57	0.71	0.62	0.00	0.22	0.72	6.80	1.18	0.00	99.32
东谷	D-43	70.47	0.12	14.37	1.92	1.55	0.00	0.26	2.54	4.90	2.03	0.08	99.26

岩体	样号	Rb	Sr	Ba	Nb	Zr	Mo	Ga	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Rb/Sr	Sr/Ba
格宗	D-36	25.2	570.3	898	1.1	82.9	0.3	20.5	31	73	2.9	1.9	4.3	31.6	0.044	0.635
东谷	D-43	42.4	621.8	1 135	0.6	55.3	—	24.3	19	30	1.7	2.3	2.4	35.4	0.068	0.548

岩体	样号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE
格宗	D-36	32.1	63.98	8.63	30.58	5.93	1.17	5.57	1.00	4.93	1.02	2.75	0.43	2.75	0.38	26.22	107.44
东谷	D-43	4.46	10.1	1.09	4.36	0.31	0.32	0.61	0.22	0.31	0.11	0.20	0.04	0.16	0.07	1.71	24.07

a) 硅酸盐分析由南京大学地球科学系中心实验室完成。微量元素和稀土元素由南京大学现代分析中心使用 IA-1100 型 ICP 测定,误差小于 10%

3 同位素样品和分析方法

从野外采集新鲜花岗岩,并从中分离出磷灰石、黑云母、白云母和长石等单矿物(纯度达 98% 以上)供同位素分析。Sm-Nd 和 Rb-Sr 同位素分析由南京大学现代分析中心同位素质谱实验室采用高压密闭熔样和阳离子交换技术分离和提纯,并用 VG-354 同位素质谱计测定同位素比值^[5]。对 BCR-1 和 LaJolla 测定的 ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 分别为 0.512 662±16 (2σ) 和 0.511 860±6 (2σ), Nd 的全流程本底为 (5~7)×10⁻¹¹g。对 Sr 同位素标准 NBS987 测定的 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0.71 022±4 (2σ)^[5], Sr 的全流程本底为 (1~2)×10⁻⁹g。单颗粒锆石 U-Pb 同位素分析由地质矿产部天津地质矿产研究所同位素实验室采用 ²⁰⁵Pb-²³⁵U 混合同位素稀释法测定,全流程本底 Pb 为 10~20 pg, U 为 10 pg^[6]。

4 花岗岩体形成时代

4.1 U-Pb 同位素分析

格宗岩体和东谷岩体中单颗粒锆石 U-Pb 同位素分析结果列于表 2,谐和图示于图 2。由表 2 所列的数据可知,这两个岩体的 U-Pb 表面年龄符合 $t_{207/206} > t_{207/235} > t_{206/238}$,反映测试样品之间表面年龄的差异是由其中放射成因铅不同程度丢失引起的。格宗岩体锆石的三组表面年龄虽有差异,但彼此很接近,在谐和图上,数据点基本上都位于谐和线上(图 2(a)),其中三组表面年龄完全一致和表面年龄最高(意味着放射成因铅没有丢失)的序号 2 的年龄 864Ma 可代表格宗岩体的结晶年龄。序号 6 的表面年龄不仅彼此间差异明显,而且与序号 1~5 的表面年龄相差十分明显。序号 6 锆石颗粒的特征与其它颗粒差别明显,它的颜色最深(淡红色),磨圆度好,表面出现一些小的凹坑。它可能代表源岩中的残留锆石,因此其 ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 年龄 (1 585 Ma) 可能反映格宗岩体源区物质的形成时代。

在东谷岩体中,同一颗锆石的三组表面年龄差异较明显,在谐和图上形成明显的线性分布(图 2(b))。该不一致线与谐和线有两个交点,上交点年龄为 798±24 Ma,它代表东谷岩体的结

表2 丹巴地区格宗与东谷岩体的U-Pb同位素分析数据表

岩体	锆石 样品 序号	U/ μg·g ⁻¹	总 Pb/ μg·g ⁻¹	普通 Pb /ng	²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb ²³⁸ Pb	²⁰⁷ Pb ²³⁵ Pb	²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb	表面年龄/Ma		
										²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb
东谷	1	1 194	101	0.011	3 222	0.046 01	0.087 60(37)	0.781 5(245)	0.064 71(190)	541	586	765
	2	1 727	109	0.009 9	3 514	0.070 32	0.063 44(31)	0.560 5(184)	0.064 08(198)	397	452	744
	3	2 485	167	0.016	7 435	0.051 75	0.069 44(52)	0.618 3(75)	0.064 58(58)	433	489	761
	4	5 870	179	0.061	1 766	0.114 9	0.029 07(12)	0.242 7(29)	0.605 4(63)	185	221	623
	5	862	156	1.1	55	0.102 1	0.067 97(32)	0.594 8(167)	0.063 47(167)	424	474	724
格宗	1	261	40	0.029	4 191	0.119 4	0.147 8(8)	1.321(34)	0.067 64(159)	854	855	857
	2	434	72	0.046	476	0.123 2	0.143 5(7)	1.343(65)	0.067 84(307)	865	864	864
	3	927	197	0.66	119	0.104 0	0.131 6(8)	1.203(75)	0.066 27(388)	797	802	815
	4	1 607	177	0.008	14 694	0.086 22	0.109 8(5)	0.981 2(155)	0.064 82(95)	672	694	769
	5	1 244	184	0.027	2 151	0.106 7	0.131 5	1.217(23)	0.067 12(111)	796	808	842
	6	316	65	0.065	471	0.123 6	0.173 8	2.347(51)	0.097 93(199)	1 033	1 227	1 585

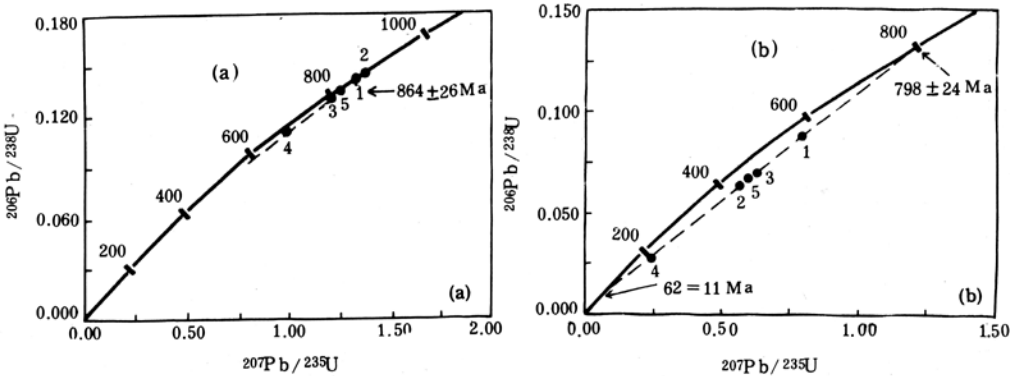


图2 丹巴地区晋宁期花岗岩的U-Pb谱和图
(a)格宗花岗岩, (b)东谷花岗岩

晶时间. 下交点年龄为 $62 \pm 11\text{Ma}$, 它反映岩体在后期所经历的一次构造热事件的时间. 可能正是这一构造热事件的影响才导致锆石中放射成因铅发生不同程度的丢失, 使三组表面年龄产生较明显的差异.

4.2 Rb-Sr 同位素分析

格宗岩体和东谷岩体的全岩 - 矿物 Rb-Sr 同位素分析结果列于表 3, 等时线示于图 3. 等时线年龄和初始值采用 York 方法计算. 由白云母、长石和磷灰石构成的东谷岩体的内部等

时线年龄为 $63.3 \pm 2.0\text{Ma}$, $I_{\text{Sr}} = 0.705\,63 \pm 25$, $\text{MSWD} = 128$. 由全岩、磷灰石、长石和黑云母构成的格宗岩体的内部等时线年龄为 $63.1 \pm 1.8\text{Ma}$, $I_{\text{Sr}} = 0.705\,52 \pm 4$, $\text{MSWD} = 6.0$. 计算的 MSWD 值,尤其是东谷岩体的 MSWD 值明显偏大,这可能主要同构造热事件过程中 Rb-Sr 同位素体系在矿物规模上还未达到完全均一有关. 计算的等时线年龄与上述锆石 U-Pb 不一致线下交点年龄 (62Ma) 以及黑云母的 K-Ar 年龄 (东谷岩体为 57Ma , 毗邻的春牛场岩体为 $60 \sim 62\text{Ma}$, 青杠岭岩体为 69Ma)¹⁾ 基本一致. 因此,尽管这两条内部等时线实际上是“两点”等时线,但其年龄值仍是可信的,可以解释为构造热事件年龄. 由于东谷岩体比格宗岩体更靠近北西向东谷逆冲断层,因而它遭受构造热事件的影响更为强烈,发生明显的混合岩化. 在对同位素体系的影响方面,表现为东谷岩体锆石中放射成因铅发生明显的丢失,三组表面年龄差异明显.

表 3 丹巴地区格宗和东谷岩体的 Rb-Sr 同位素分析数据表

岩 体	样品名称	Rb/ $\times 10^{-6}$	Sr/ $\times 10^{-6}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
格 宗	全 岩	25.21	570.3	0.127 8	0.705 702 $\pm$ 27
	磷 灰 石	18.10	539.4	0.086 33	0.705 588 $\pm$ 24
	长 石	50.37	919.3	0.158 5	0.705 562 $\pm$ 39
	黑 云 母	305.9	9.578	90.89	0.786 793 $\pm$ 50
东 谷	长 石	84.20	888.3	0.275 8	0.706 135 $\pm$ 39
	磷 灰 石	16.91	534.1	0.152 3	0.705 520 $\pm$ 17
	黑 云 母	397.1	41.64	15.30	0.719 391 $\pm$ 33

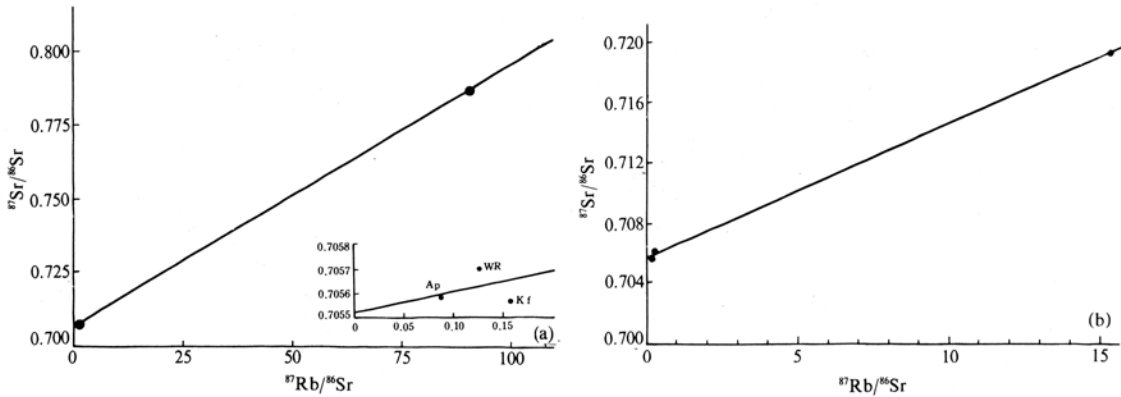


图 3 丹巴地区晋宁期花岗岩的 Rb-Sr 等时线图
(a)格宗花岗岩, (b)东谷花岗岩

上述年龄数据表明,格宗岩体与东谷岩体是晋宁期构造岩浆活动产物,其后在新生代初期又受到喜山期构造热事件的强烈影响,导致锆石中放射成因铅发生不同程度丢失和 Rb-Sr 同位素体系在矿物规模上发生明显的再分配.

5 岩浆源区的讨论

5.1 锶同位素

格宗岩体与东谷岩体的 Rb-Sr 同位素体系已受到喜山期构造热事件的强烈影响,因而根据 Rb-Sr 内部等时线计算获得的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值 (分别为 0.705 52 和 0.705 63) 仅反映构造热事件时期内锶同位素均一化值,而并不真正代表岩浆源区的值. 鉴于磷灰石是一种相当稳定的副

1) 四川省地质矿产局 402 地质队. 四川丹巴白云母矿床成矿地质条件及普查勘探方法. 1980

矿物,加之它又富铈贫钬,因而磷灰石的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值能真实地反映岩浆源区的特征^[7]. 经计算,格宗岩体中磷灰石的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i=0.704\ 52$ ($t=864\text{Ma}$), 它和全岩样品的计算值(0.704 12) 在误差范围内是一致的. 东谷岩体中磷灰石的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值为 0.703 78 ($t=798\text{Ma}$). 这些计算结果表明,本区晋宁期花岗质岩浆的源区具有较低的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值.

5.2 钕同位素

为进一步讨论格宗与东谷岩体的源区,特别进行了 Sm-Nd 同位素研究,其 Sm-Nd 同位素组成列于表 4 中. 样品的初始 Nd 同位素组成采用 ϵ_{Nd} 值表示. 经计算,格宗岩体的 $\epsilon_{\text{Nd}}=2.5$, 东谷岩体的 $\epsilon_{\text{Nd}}=1.6$. 较高的 ϵ_{Nd} 反映岩浆源区含有较多的地幔来源组分. 格宗岩体与东谷岩体的 Sm/Nd 值分别为 0.176 和 0.170, 位于地壳岩石正常值(0.16~0.24) 范围内^[8], 因此计算的 Nd 模式年龄可以代表其源区物质的平均地壳存留时间,如表 4 所示, $t_{\text{DM}}=1\ 262\sim1\ 272\text{Ma}$, 反映它们来源于中元古代地壳岩石.

表 4 格宗和东谷岩体的 Sm-Nd 同位素组成^{a)}

岩体	年龄/Ma	Sm/ $\times 10^{-6}$	Nd/ $\times 10^{-6}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ϵ_{Nd}	t_{DM}/Ma
格宗	864	4.610	26.14	0.106 7	$0.512\ 258\pm12$	2.5	1 272
东谷	798	6.087	35.80	0.102 8	$0.512\ 233\pm16$	1.6	1 262

a) (1)同位素比值测定采用 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.721\ 9$ 为标准比值,

(2)

$$t_{\text{DM}} = \frac{1}{\lambda_{\text{sm}}} \ln \left[1 + \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_s - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_s - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}} \right]^{[9]}$$

5.3 氧同位素

格宗与东谷岩体具有高的 $\delta^{18}\text{O}$ 值,其全岩值分别为 9.3‰ 和 10.1‰,明显高于地幔来源岩石,类似于皖南晋宁期花岗岩(休宁,11.7‰),以及华南地区中、晚元古代碰撞造山带花岗岩(元宝山,12.2‰;三防,10.7‰)^[10],反映其源区陆壳中有富 ^{18}O 的矿物(如粘土矿物等)的存在.

5.4 岩浆源区性质讨论

虽然上述同位素数据显示格宗与东谷岩体具有较低的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值和较高的 ϵ_{Nd} , 相似于华南同熔型花岗岩值^[11], 但笔者认为,格宗与东谷岩体来源于地壳物质,在成因类型上应归属于陆壳改造体系,其依据主要包括:

(1)岩体富 $\text{SiO}_2(>70\%)$, 过铝质($\text{ANKC}>1.5$), 出现原生富铝矿物铝质黑云母, 销亏损较明显,以及高的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(9.3‰~10.0‰).

(2)地壳岩石(沉积岩和变质沉积岩)的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值变化很大,从接近于 0.700 至大于 0.740^[12], 这种变化主要取决于物质分异程度或成熟度. 物质分异越明显或成熟度越高, Rb 就越富集, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值就越高,反之则低. 本区花岗岩较低的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值反映其源区物质成熟度较低.

(3)地壳岩石 ϵ_{Nd} 值的变化取决于它们在地壳中的存留时间^[13], 存留时间越长, ϵ_{Nd} 值越低,反之则越高. 本区花岗岩较高的 ϵ_{Nd} 值反映其源区物质在地壳中存留时间相对短暂. 计算的 Nd 模式年龄(1 262~1 272ma) 与其结晶年龄(796~864Ma) 之间的差异低于 500Ma 也证实了这一点.

(4)皖南晋宁期花岗岩^[3,4] 和澳大利亚古生代 New England 岩基中的 Hiugrove 和 Bandarra

花岗岩体^[14]也具有低的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值 (0.703 92 ~ 0.705 77) 和较高的 ϵ_{Nd} (-0.4 ~ 2.3), 但它们都富含过铝质矿物, 如堇青石、石榴子石和铝质黑云母等, 反映源区为成熟度低的火山沉积岩。

由此可知, 格宗与东谷花岗岩体的源区可能主要由成熟度低的火山沉积岩组成, 格宗岩体中碎屑锆石的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄 (1 585 Ma) 以及计算的 Nd 模式年龄 (1 262 ~ 1 272 Ma) 又进一步表明源区物质是在中元古代中晚时期内形成的。

松潘 - 甘孜造山带的古老基底一直未有定论, 直至最近杨逢清等 (1994) 通过对松潘 - 甘孜造山带北侧南秦岭地区下震旦统白依沟群中陆源砾岩和细碎屑岩的研究, 认为松潘 - 甘孜造山带的古老基底为前震旦纪花岗质岩系^[15], 但缺乏更详细和更古老的源区信息。如上所述, 格宗与东谷岩体是晋宁期花岗岩, 它们属于松潘 - 甘孜造山带中至今发现的最早的花岗岩体, 格宗岩体的 Nd 模式年龄为 1 262 ~ 1 272 Ma, 碎屑锆石的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄为 1 585 Ma。因此, 笔者认为依据岩体的 Nd 模式年龄和碎屑锆石的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄确定的格宗与东谷岩体的源区可能代表了松潘 - 甘孜造山带的古老基底, 即中元古代中晚期 (> 1 200 Ma) 的低成熟度的火山沉积岩系。晋宁运动使它们发生部分熔融, 导致岩浆侵入或喷出。事实上, 在扬子板块西缘存在一系列晋宁期岩浆岩 (图 1), 如沙坪关花岗岩 (锆石 U-Pb 年龄为 1 017 Ma), 兴文坪辉长岩 (1 043 Ma^[2]), 丹巴变基性火山岩 (736 ~ 800 Ma)^[1] 等。更重要的是, 在扬子地块的东南缘 (浙西、皖南地区) 亦存在一系列晋宁期花岗岩^[4]。因此包括丹巴地区在内的整个扬子板块西缘不仅应构成统一的晚元古代造山带, 而且也应该和浙西、皖南晚元古代花岗岩一样, 都是古扬子板块的重要组成部分。

参 考 文 献

- 1 许志琴, 侯立玮, 王宗秀. 中国松潘 - 甘孜造山带的造山过程. 北京: 地质出版社, 1992
- 2 四川地质矿产局. 四川省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1991
- 3 周新民, 王德滋. 皖南低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比的过铝花岗岩闪长岩及其成因. 岩石学报, 1988, 4(3): 37 ~ 44
- 4 邢凤鸣. 皖南晋宁期初生陆壳改造型花岗岩类. 中国科学, B 辑, 1990, (11): 1 185 ~ 1 195
- 5 王银喜, 杨杰东, 陶仙聪等. 化石、矿物和岩石样品的 Sm-Nd 同位素实验方法及其应用. 南京大学学报 (自然科学), 1988, 21(2): 297 ~ 308
- 6 陆松年, 李惠民. 蓟县长城系大红岭组火山岩的单颗粒锆石 U-Pb 法准确定年. 中国地质科学院院报, 1991, (22): 137 ~ 146
- 7 伍勤生. 磷灰石在铀同位素地质研究中的应用. 地质地球化学, 1983, (2): 53 ~ 54
- 8 Hawkesworth C J, Van Calsteren P W C. Radiogenic isotopes: some geological applications. In: Rare element geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 1984
- 9 Miller R G, O'Nions R K. Source of Precambrian chemical and clastic sediments. Nature, 1985, 314: 325 ~ 330
- 10 刘家远. 华南前寒武纪花岗岩类的构造演化、成因类型及与成矿的关系. 安徽地质, 1994, 4(1—2): 39 ~ 48
- 11 朱金初, 沈渭洲, 刘昌实等. 华南中生代同熔系列花岗岩类的 Nd-Sr 同位素特征及成因讨论. 岩石矿物学杂志, 1990, 9(1): 97 ~ 105
- 12 Балашов Ю А, Карпенко С Ф, Филиппов Л В. Изотопы странция, неодайма, кислорода и редоземельные как индикаторы источников и эволюция гранитоидного магматизма. Гехипия, 1982, (12): 1 705 ~ 1 717
- 13 DePaolo D J. Neodymium isotope geochemistry. New York: Springer-Verlag, 1988
- 14 Hensel H D, McCulloch M T, Chappell B W. The New England batholith: constraints on its derivation from Nd and Sr isotopic studies of granitoids and country rocks. Geochim Cosmochim Acta, 1985, 49: 369 ~ 384
- 15 杨逢清, 殷鸿福, 杨恒书等. 松潘 - 甘孜地块与秦岭褶皱带、扬子地台的关系及其发展史. 地质学报, 1994, 68(3): 208 ~ 218