

# 川西金口河新元古代辉绿岩的时代、成因及构造意义

刘龙宇<sup>1</sup>, 崔晓庄<sup>2</sup>, 陈风霖<sup>1</sup>, 龙训荣<sup>1</sup>, 马志鑫<sup>2</sup>, 孙志明<sup>2</sup>

1. 成都理工大学地球与行星科学学院, 成都 610059

2. 中国地质调查局成都地质调查中心(西南地质科技创新中心), 成都 611230

**摘要** 【目的】川西金口河地区出露大量新元古代辉绿岩脉, 蕴含扬子克拉通西缘构造演化的重要信息, 对理解扬子克拉通早期演化与 Rodinia 超大陆聚散的关系具有重要意义。【方法】对金口河辉绿岩进行了 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学和全岩地球化学分析, 【结果】金口河地区侵入至峨边群辉绿岩的锆石 U-Pb 年龄为  $823.5 \pm 9.6$  Ma (MSWD = 1.3, n = 10)。金口河辉绿岩属于拉斑玄武岩系列, 显示出一定程度的 Nb-Ta 亏损和 Eu 负异常, 兼具岛弧玄武岩和板内玄武岩的地球化学特征。【结论】金口河辉绿岩可能起源于浅层尖晶石-石榴石二辉橄榄岩的部分熔融, 其原始岩浆遭受了俯冲熔体的交代。综合区域相关地质资料, 推测其很可能形成于后碰撞伸展环境, 与 Rodinia 超大陆聚合背景下扬子克拉通的最终拼合形成有关。

**关键词** 新元古代; 辉绿岩; 地球化学; 幔源属性; 构造环境

**第一作者简介** 刘龙宇, 男, 2000 年出生, 硕士研究生, 岩石学、矿物学、矿床学, E-mail: lw2513@163.com

**通信作者** 崔晓庄, 男, 1984 年出生, 研究员, 沉积大地构造与前寒武纪地质学, E-mail: cgsuixz@vip.126.com

中图分类号 P597 文献标志码 A

## 0 引言

扬子克拉通是东亚地区最大的前寒武纪克拉通之一, 由于新元古代及显生宙岩石覆盖严重, 仅零散出露少量太古代结晶基底<sup>[1]</sup>。最近, 越来越多的研究工作揭示目前已确认的太古代基底岩系记录了不同的地壳演化过程, 可能代表当时分别为独立的微陆块<sup>[2,3]</sup>。然而, 它们普遍经历了 2.0~1.95 Ga 碰撞相关的变质和岩浆作用<sup>[3-7]</sup>, 伴随大量~1.85 Ga A 型花岗岩和基性岩脉的侵位<sup>[6]</sup>, 被认为与全球 Columbia 超大陆的聚合有关。据此, 有学者认为扬子克拉通自古元古代晚期以来一直是一个统一的块体<sup>[2,8]</sup>。然而, 最近在扬子克拉通内部识别出数套中元古代晚期的蛇绿岩, 如庙湾<sup>[9]</sup>、石棉<sup>[10]</sup>和菜子园<sup>[11]</sup>蛇绿岩, 指示其当时很可能仍为几个独立的块体<sup>[12]</sup>。

川西金口河新元古代辉绿岩发育于石棉蛇绿岩以东约 120 公里处, 恰好位于一些学者推测的石棉至庙湾一线的隐蔽缝合带上(图 1)<sup>[13-18]</sup>。迄今为止, 前人仅对金口河辉绿岩开展过少量同位素年代学研究工作<sup>[15]</sup>, 其岩石成因及构造意义一直未得到有效约束。鉴于

收稿日期: 2024-10-19; 收修改稿日期: 2024-10-22

基金项目: 中国地质调查局项目(DD20243477); 国家自然科学基金项目(41872120) [Foundation: China Geological Survey, No. DD20243477; National Natural Science Foundation of China, No. 41872120]

此, 本文对金口河辉绿岩进行了系统的岩石学、锆石 U-Pb 年代学和全岩地球化学研究, 旨在进一步限定其侵位时代, 揭示其岩石成因和构造环境, 并讨论其大地构造意义。本文成果有助于更好地理解 Rodinia 超大陆聚合背景下扬子克拉通的地质演化历史。

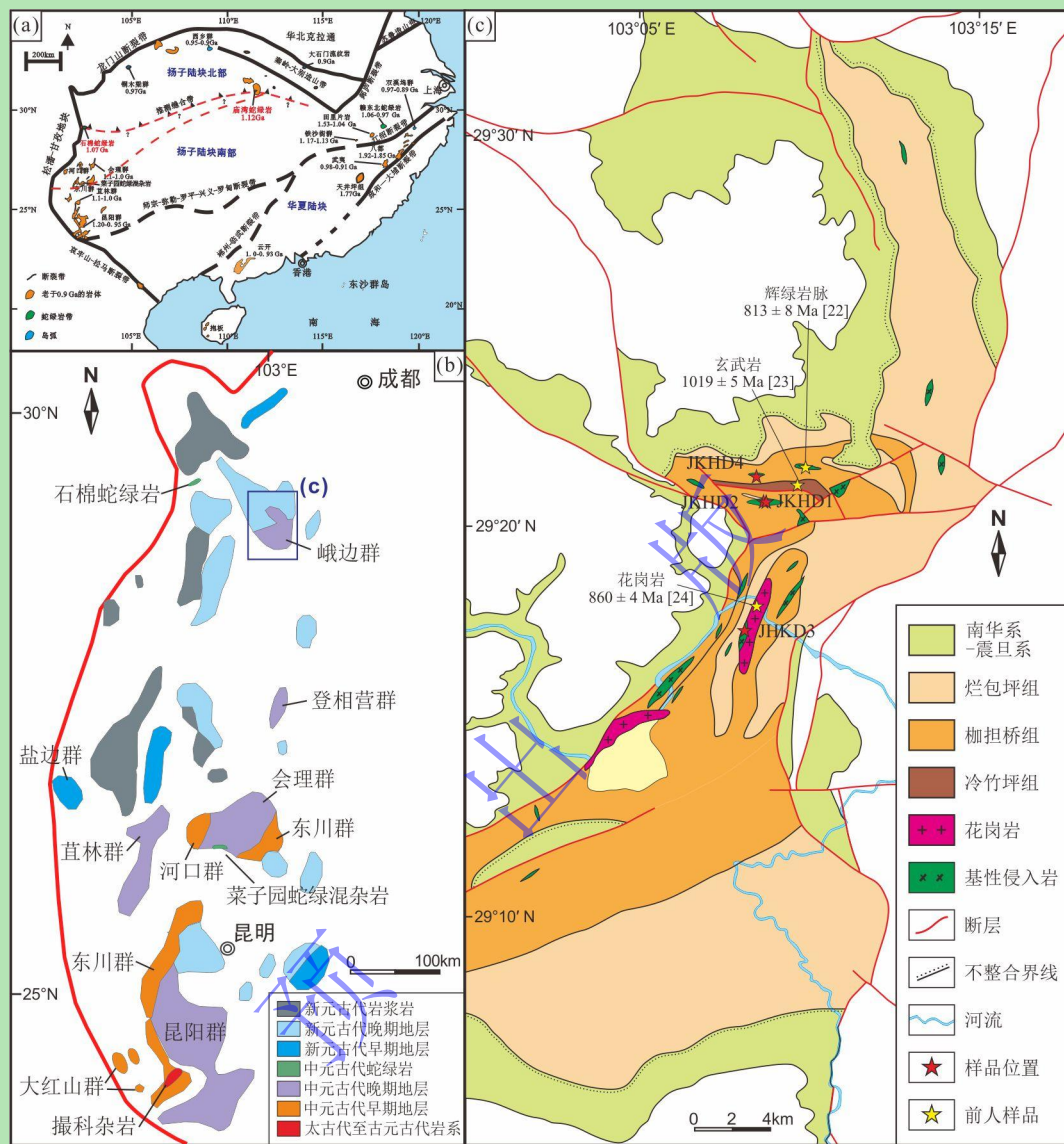


图1 (a) 华南前寒武纪地质简图 (据文献[16,17]修改); (b) 扬子西缘前寒武纪地质简图 (据文献[18]修改); (c) 川西金口河地区地质简图 (据文献[15]修改)

Fig.1 (a) Precambrian geological map of South China (modified from references [16,17]); (b) Precambrian geological map of the western Yangtze Craton (modified from reference [18]); (c) Geological map of the Jinkouhe area in the western Sichuan Province (modified from reference [15])

## 1 地质背景与样品描述

扬子克拉通北与华北克拉通以秦岭—大别—苏鲁造山带为界, 西南与印支地块以哀牢山—红河断裂带为界, 西北与松潘—甘孜地体以龙门山断裂为界, 东南以江南造山带与华夏地块为界<sup>[1]</sup>。由于被新元古代和显生宙沉积盖层覆盖严重, 扬子克拉通前新元古代地质

记录仅零星出露（图 1a）<sup>[16-17]</sup>。古元古代晚期至中元古代地层在扬子克拉通西南缘出露较为齐全，包括经历了绿片岩相至低角闪岩相变质作用的大红山群、河口群和东川群以及仅经历了低绿片岩相变质作用的昆阳群、会理群和峨边群<sup>[1,19]</sup>。区域上，这些地层普遍被中—新元古代花岗岩、辉绿岩、辉长岩以及少量闪长岩所侵入，彼此之间呈断层接触或完全分离（图 1b）<sup>[1,18-19]</sup>。

峨边群主要分布于川西金口河地区，为一套以碎屑沉积岩为主，夹少量碳酸盐岩及酸性—基性的火山岩、火山碎屑岩的地层，其上为苏雄组、开建桥组、列古六组或震旦系不整合覆盖（图 1c）<sup>[15,20]</sup>。传统上，峨边群被认为与川西会理—会东地区会理群和滇中地区昆阳群相当，均为中元古代晚期地层<sup>[1,18]</sup>。熊国庆等<sup>[21]</sup>报道的峨边群上部凝灰岩锆石 U-Pb 年龄为  $779 \pm 16$  Ma，但其与侵入至其中的辉绿岩年龄  $813 \pm 8$  Ma<sup>[15]</sup>和花岗岩年龄  $860 \pm 4$  Ma<sup>[22]</sup>明显冲突。峨边群底部变玄武岩的锆石 U-Pb 年龄为  $1\ 019 \pm 5$  Ma<sup>[23]</sup>，但最近获得的变质细粒岩屑砂岩最年轻一组碎屑锆石的年龄峰值为  $\sim 910$  Ma<sup>[20]</sup>。因此，峨边群的沉积时代可大致限定为 1 020~860 Ma。

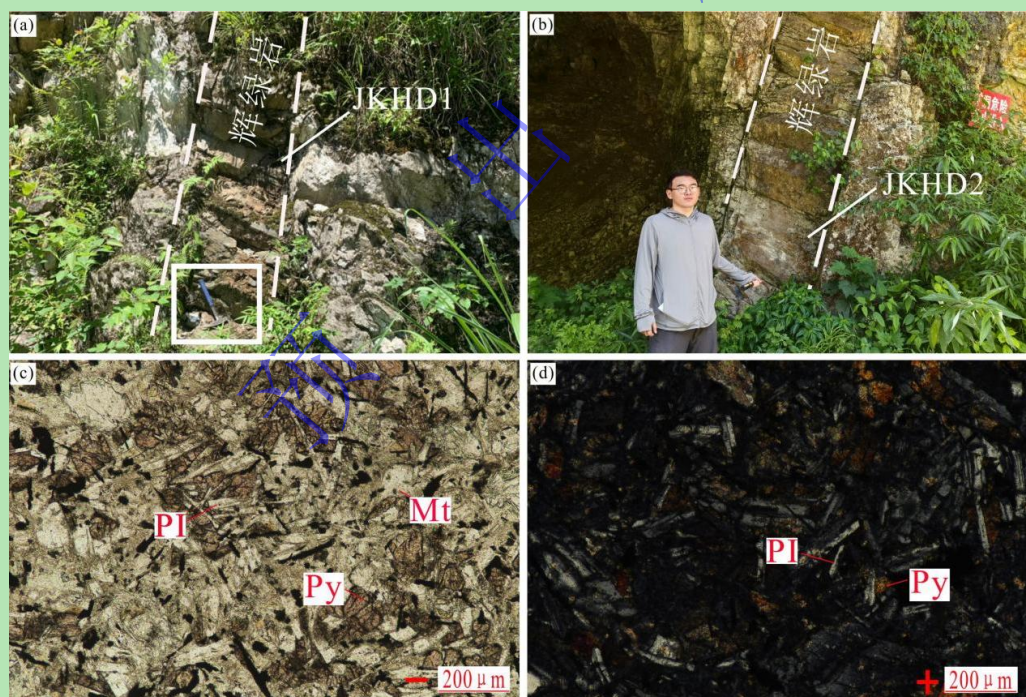


图 2 川西金口河地区辉绿岩脉野外照片 (a, b) 和镜下显微照片 (c, d)

Pl.斜长石; Py.辉石; Mt.磁铁矿; “-” 单偏光照照片; “+” 正交偏光照照片

Fig.2 Typical field photos (a-b) and micrographs (c-d) of the diabases in the Jinkouhe area, western Sichuan Province

Pl. Plagioclase; Py. Pyroxene; Mt. Magnetite; “-” single polarized photograph; “+” crossed polarized photograph

在金口河地区，有大量辉绿岩脉侵入至峨边群中部枷担桥组的灰白色硅化白云岩中（图 2a, b），临近辉绿岩脉的硅化白云岩明显破碎，且沿岩脉侵入方向发生明显拖曳变



形, 可见较为明显的冷凝边。这些辉绿岩脉大多呈 NE-SW 或 E-W 向展布, 宽 0.5~2.5 m 不等, 一般长 30~50 m, 表面已明显风化, 多呈灰黄色, 新鲜面呈灰黑色 (图 2a, b)。这些辉绿岩脉显示块状构造、辉绿结构, 主要组成矿物为斜长石 (55%) 和辉石 (35%), 少量石英 (3%)、磁铁矿和钛铁矿 (3%)。斜长石自形程度较高, 呈规则的长条状或板状, 部分镜下可见其定向排列, 其格架中充填有细粒辉石, 辉石呈半自形—它形粒状, 部分晶体粗大, 包含细小的自形斜长石 (图 2c, d)。石英呈微细粒状, 磁铁矿和钛铁矿多呈细粒状, 少数为条状, 不均匀分布。

## 2 分析方法

辉绿岩样品的锆石分选工作在廊坊岩拓地质服务有限公司完成。锆石制靶及阴极发光 (CL) 照相在北京离子探针中心完成。样品锆石 U-Pb 同位素定年在北京离子探针中心利用 SHRIMP II 分析完成。岩石样品经破碎、淘洗、重液分离和电磁分离几道工序后, 在双目镜下挑选晶型完好、具有代表性的锆石颗粒和标准锆石 TEMORA 一起粘在树脂台上, 打磨抛光, 制成样靶。离子探针测试之前, 在电子探针上进行阴极发光 (CL) 照相, 以确定锆石的内部结构和成因。然后将样品靶清洗、镀金后, 在 SHRIMP II 离子探针上根据实验室规范程序进行测定。一次离子为 4 nA, 测试孔径约为 32  $\mu\text{m}$ 。数据是以 5 次扫描为一组, 通过 Zr、Pb、U 和 Th 同位素种类的测定, 每测定 3 或 4 个分析点之后测定 1 块标准锆石。标样为 M257 (U 含量为  $840 \times 10^{-6}$ ) [24] 和 TEM (年龄为 417 Ma) [25], 分别用于 U 含量和年龄校正。标准锆石 TEM 与未知样品比例为 1:2~1:3, 以检验仪器状态的稳定性, 实现对未知样品测定数据的同位素分馏校正。样品锆石采用  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄, 每个分析点数据均为 5 次扫描的加权平均值, 年龄误差为  $1\sigma$  绝对误差, 同位素比值为  $1\sigma$  相对误差, 详细分析流程见文献 [26-27]。样品的全岩主、微量元素分析在武汉上谱分析科技有限责任公司进行。其中, 主量元素含量分析利用 X 射线荧光光谱仪 (XRF) 完成, 测试相对标准偏差 (RSD) 小于 2%; 微量元素含量分析利用电感耦合等离子体质谱仪 (ICP-MS) 完成。

## 3 分析结果

### 3.1 锆石 U-Pb 年代学

金口河辉绿岩样品中锆石主要呈自形至半自形的棱柱或短柱状, 少部分锆石呈板片状。锆石长轴约 80~150  $\mu\text{m}$  不等, 长宽比约 1:1 至 2:1。大部分锆石具有宽缓的震荡环带, 少部分具有较为均匀的内部结构, 表明为基性岩浆成因 (图 3)。

对辉绿岩样品 JKHD2 的 12 颗锆石进行了 12 个点位的 U-Pb 定年分析（表 1）。其中 #1 表现出明显年轻的不谐和年龄，可能为后期热事件所致；#10 具有明显较老的年龄，可能为捕获锆石。剩余 10 个分析点的 Th 含量为 31~348  $\mu\text{g/g}$ ，U 含量为 66~480  $\mu\text{g/g}$ ，Th/U 比值为 0.46~1.22， $^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$  年龄介于 838~798 Ma 之间，加权平均年龄为  $823.5 \pm 9.6$  Ma（MSWD = 1.3，n = 10），与其谐和年龄  $825.1 \pm 8.5$  Ma（MSWD = 1.1，n = 10）完全一致，解释为辉绿岩样品 JKHD2 的结晶年龄。

表 1 川西金口河地区辉绿岩脉（样品 JLHD2）SHRIMP 锆石 U-Th-Pb 同位素分析结果

Table 1 Sensitive High Resolution Ion MicroProbe(SHRIMP) zircon U-Th-Pb isotope analyses of diabase samples from the Jinkouhe area, western Sichuan Province

点号	$^{206}\text{Pb}_c$ /%	U / $10^{-6}$	Th / $10^{-6}$	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}$ / $10^{-6}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄/Ma	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄/Ma	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	误差 ±%	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	误差 ±%	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	误差 ±%
JKHD2-01	0.69	371.97	79.82	0.22	13.1	257.7±3.8	28±160	0.046 6	6.7	0.262	6.9	0.040 8	1.5
JKHD2-02	0.09	349	250	0.74	40.6	819±10	815±38	0.066 3	1.8	1.237	2.3	0.135 4	1.3
JKHD2-03	0.57	232	152	0.68	27.8	838±11	798±62	0.065 7	2.9	1.258	3.3	0.138 7	1.4
JKHD2-04	0.44	265	117	0.46	31.2	824±11	677±68	0.062 1	3.2	1.167	3.5	0.136 4	1.4
JKHD2-05	0.10	480	348	0.75	56.5	828±10	837±30	0.067 0	1.5	1.265	2.0	0.137 0	1.3
JKHD2-06	0.46	328	205	0.64	38.4	820±11	803±68	0.065 9	3.3	1.232	3.5	0.135 6	1.4
JKHD2-07	0.62	310	235	0.79	37.2	838±11	667±70	0.061 8	3.3	1.182	3.6	0.138 7	1.4
JKHD2-08	0.22	97	93	0.99	11.0	798±14	953±73	0.070 9	3.6	1.288	4.0	0.131 8	1.8
JKHD2-09	1.06	66	31	0.48	7.91	833±22	786±150	0.065 4	7.1	1.243	7.6	0.138 0	2.8
JKHD2-10	0.34	133.72	162.38	1.25	16.9	880±14	828±61	0.066 7	2.9	1.345	3.4	0.146 2	1.7
JKHD2-11	0.49	72	84	1.22	8.58	838±15	863±95	0.067 8	4.6	1.298	5.0	0.138 8	2.0
JKHD2-12	0.09	247	173	0.73	28.1	803±11	803±46	0.065 9	2.2	1.205	2.6	0.132 6	1.5

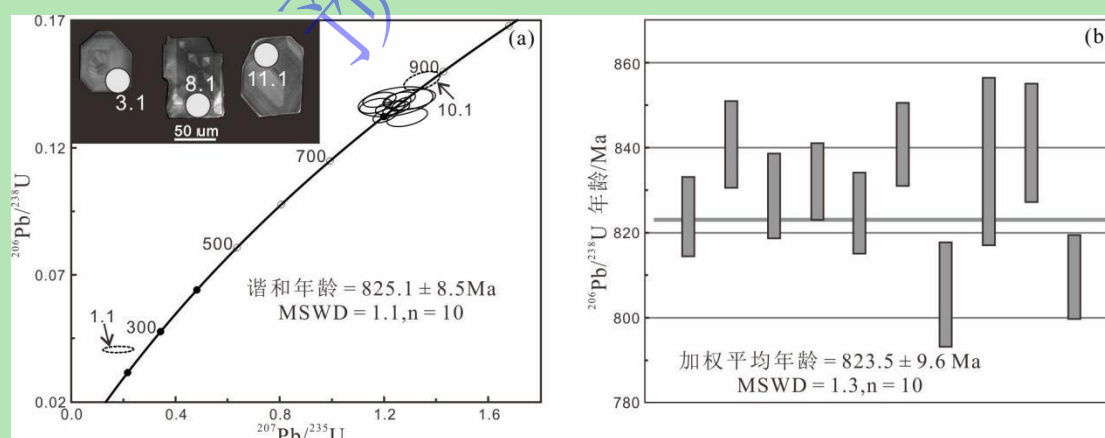


图 3 川西金口河地区辉绿岩样品锆石 U-Pb 年龄谐和图 (a) 和加权平均图 (b)

Fig.3 Zircon U-Pb age Concordia (a) and weighted average (b) plots of diabase samples from the Jinkouhe area, western Sichuan Province

### 3.2 全岩地球化学

对 8 件金口河辉绿岩样品进行全岩主、微量地球化学测试, 分析结果列于表 2。由于辉绿岩样品较高的烧矢量 ( $LOI = 2.97\% \sim 7.44\%$ ), 因此表 2 中已将其主量元素含量在去除烧矢量后回算为 100%。金口河辉绿岩样品具有相对较低的  $SiO_2$  含量 ( $47.48\% \sim 51.67\%$ ) 以及相对较高的  $TiO_2$  含量 ( $2.14\% \sim 3.38\%$ ) 和  $Fe_2O_3t$  含量 ( $12.74\% \sim 17.77\%$ )。此外, 其  $Al_2O_3$  含量为  $14.28\% \sim 15.64\%$ ,  $MgO$  含量为  $5.71\% \sim 9.59\%$ 。在  $Zr/TiO_2-Nb/Y$  岩性判别图解中, 几乎所有样品落入亚碱性玄武岩区域 (图 4a) [28]; 在  $FeOt/MgO-SiO_2$  图解中, 所有样品均落入拉斑玄武岩区域 (图 4b) [28]。

金口河辉绿岩样品的稀土元素总量为  $111.75 \sim 183.45 \mu\text{g/g}$ 。在球粒陨石标准化稀土元素配分图中 (图 5a) [29], 所有样品的稀土元素配分曲线均显示出右倾的特征,  $(La/Yb)_N$  比值为  $2.40 \sim 3.67$ ,  $(Gd/Yb)_N$  比值为  $1.38 \sim 1.65$ 。所有样品均显示出一定程度的 Eu 负异常 ( $Eu/Eu^* = 0.76 \sim 0.85$ ), 表明其在岩浆演化过程中经历了一定程度的斜长石分离结晶作用。在原始地幔标准化蛛网图中 (图 5b) [29], 这些样品表现出一定程度的 Nb-Ta 亏损。

表 2 川西金口河地区辉绿岩脉地球化学分析结果

Table 2 Geochemical results of diabase samples from the Jinkouhe area, western Sichuan Province

样品号	JKHD1-H02	JKHD2-H01	JKHD2-H02	JKHD2-H03	JKHD2-H04	JKHD3-H01	JKHD3-H02	JKHD3-H05
$SiO_2$	51.67	47.54	47.96	47.48	48.18	50.51	50.94	50.45
$Al_2O_3$	15.29	14.61	14.50	14.28	14.64	15.45	15.57	15.64
$Fe_2O_3t$	12.74	17.48	17.77	17.36	16.71	15.42	15.11	14.41
CaO	6.97	7.59	6.62	7.86	7.44	5.11	4.60	6.02
MgO	7.77	5.77	6.15	5.93	5.71	9.36	9.59	9.30
$K_2O$	1.17	1.43	1.40	1.41	1.64	0.43	0.46	0.45
$Na_2O$	1.69	1.55	1.46	1.53	1.54	0.97	0.90	0.94
$TiO_2$	2.14	3.29	3.36	3.36	3.38	2.17	2.25	2.22
$P_2O_5$	0.36	0.52	0.53	0.54	0.52	0.34	0.35	0.35
MnO	0.19	0.23	0.23	0.24	0.23	0.24	0.23	0.22
LOI	2.97	7.12	6.44	7.44	6.23	6.42	6.47	7.14
$FeOt$	11.47	15.73	15.99	15.62	15.04	13.87	13.59	12.97
La	17.50	25.90	25.20	26.40	26.40	15.50	14.90	14.20
Ce	40.10	60.60	59.30	61.30	62.20	37.20	35.60	34.30
Pr	5.72	8.27	8.17	8.44	8.53	5.25	5.11	4.87
Nd	25.70	37.50	37.50	38.70	38.80	25.70	24.50	24.00
Sm	6.35	8.84	8.66	8.89	9.17	6.36	6.41	5.95
Eu	1.79	2.60	2.57	2.65	2.58	1.82	1.79	1.70
Gd	8.06	10.10	9.78	10.30	10.20	7.51	7.62	7.31
Tb	1.19	1.57	1.56	1.59	1.62	1.25	1.22	1.14
Dy	7.29	9.05	9.08	9.37	9.50	7.70	7.58	7.09
Ho	1.47	1.86	1.88	1.92	1.88	1.52	1.51	1.48
样品号	JKHD1-H02	JKHD2-H01	JKHD2-H02	JKHD2-H03	JKHD2-H04	JKHD3-H01	JKHD3-H02	JKHD3-H05

Er	4.12	5.30	5.23	5.35	5.46	4.36	4.37	4.20
Tm	0.65	0.83	0.86	0.85	0.87	0.70	0.72	0.66
Yb	4.08	5.11	5.14	5.16	5.46	4.51	4.35	4.24
Lu	0.63	0.75	0.77	0.79	0.78	0.66	0.64	0.61
Y	39.10	48.10	47.50	47.20	50.00	40.30	38.60	37.50
Sr	214	225	210	217	239	113	111	122
Ba	6 222	2 159	1 496	1 910	2 266	132	275	177
V	249	186	184	180	185	194	196	184
Sc	43.40	36.30	35.50	35.40	36.30	38.10	37.90	35.90
Th	2.19	2.62	2.71	2.71	2.74	1.53	1.47	1.39
U	0.42	0.47	0.75	0.48	0.48	0.3	0.28	0.25
Co	44.20	43.70	45.80	43.50	45.90	56.60	54.20	50.40
Ni	48.90	24.30	30.80	24.10	24.80	176.00	165.00	130.00
Rb	51.30	54.90	54.80	54.70	63.30	29.50	29.60	26.30
Nb	12.10	18.50	18.70	18.20	19.20	10.10	9.79	9.65
Cr	587	125	120	116	117	400	419	386
Ta	0.59	0.91	0.93	0.90	0.91	0.52	0.49	0.46
Pb	3.99	5.03	4.83	4.73	6.10	1.68	2.58	2.20
Zn	122	152	149	148	153	133	136	118
Ga	20.90	24.40	24.30	23.80	25.20	20.40	20.00	19.30
Zr	183	289	289	282	295	181	174	170
Hf	4.70	7.10	7.34	7.08	7.21	4.76	4.75	4.45
Ge	1.96	1.95	1.94	1.91	1.94	1.90	1.78	1.74
Cs	5.69	7.80	8.57	8.18	7.43	6.30	6.20	5.45
Ti	12 817	19 698	20 162	20 156	20 284	13 012	13 469	13 302
Eu/Eu <sup>*</sup>	0.76	0.84	0.85	0.85	0.82	0.81	0.78	0.79
Ce/Ce <sup>*</sup>	0.98	1.02	1.01	1.01	1.02	1.01	1.00	1.01
Mg <sup>#</sup>	58.03	35.14	39.45	35.67	35.96	72.58	78.46	70.00
(La/Yb) <sub>N</sub>	3.08	3.64	3.52	3.67	3.47	2.47	2.46	2.40
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	1.63	1.63	1.57	1.65	1.55	1.38	1.45	1.43
Ti/V	51.47	105.91	109.58	111.98	109.64	67.08	68.72	72.29
LREE	97.16	143.71	141.40	146.38	147.68	91.83	88.31	85.02
HREE	27.49	34.57	34.30	35.33	35.77	28.21	28.01	26.73
REE	124.65	178.28	175.70	181.71	183.45	120.04	116.32	111.75
LREE/HREE	3.53	4.16	4.12	4.14	4.13	3.26	3.15	3.18

注：JKHD1(103°08'35"E, 29°20'24"N); JKHD2(103°07'25"E, 29°17'25"N); JKHD3(103°08'23"E, 29°21'13"N)

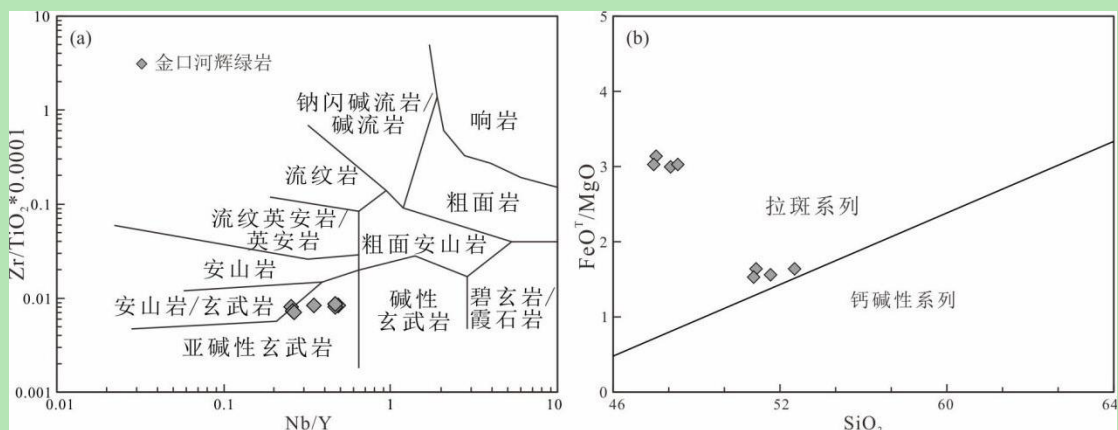


图4 金口河辉绿岩样品的  $Zr/TiO_2-Nb/Y$  (a) 和  $FeO/MgO-SiO_2$  (b) 判别图解 (底图据文献[28])  
 Fig.4 (a)  $Zr/TiO_2-Nb/Y$  and (b)  $FeO/MgO-SiO_2$  diagrams of the Jinkouhe diabase samples (based on reference [28])

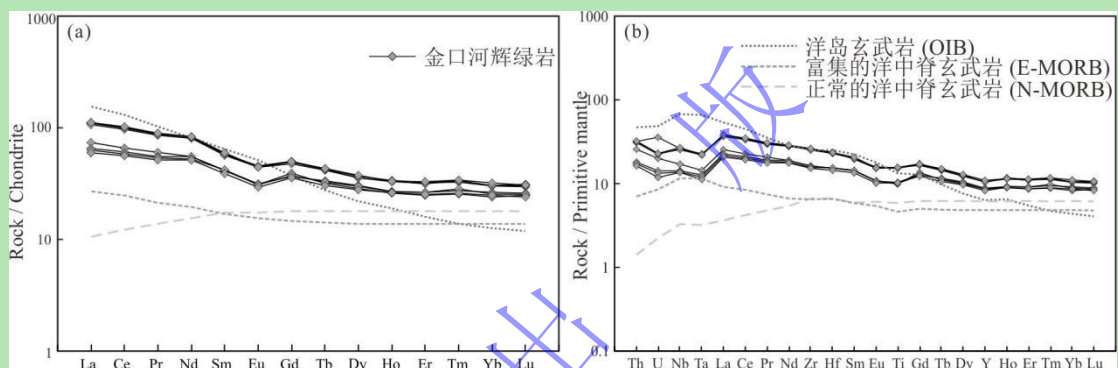


图5 金口河辉绿岩样品的球粒陨石标准化稀土元素配分图 (a) 和原始地幔标准化蛛网图 (b) (标准值据文献[29])

Fig.5 Chondrite-normalized rare earth element (REE) distribution patterns (a) and primitive mantle-normalized spidergrams (b) of the Jinkouhe diabase samples (Standard values are based on reference [29])

## 4 讨论

### 4.1 形成时代

选择 1 件金口河辉绿岩样品进行了 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学分析。CL 图像显示, 样品的锆石颗粒形态较为均一, 内部多发育宽缓的振荡环带, 少量可见均匀的内部结构, 表明其为基性岩浆成因。其 Th/U 比值范围为 0.46~1.22, 均高于 0.1, 也指示其为岩浆成因。测得的锆石 U-Pb 年龄的谐和度高, 且较为一致, 谐和年龄为  $825.1 \pm 8.5$  Ma (MSWD = 1.1, n = 10), 加权平均年龄为  $823.5 \pm 9.6$  Ma (MSWD = 1.3, n = 10) (图 3), 与前人报道的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄  $813.4 \pm 8.2$  Ma 在误差范围内基本一致<sup>[15]</sup>。因此, 金口河辉绿岩的侵位时代可以限定为~820 Ma。

### 4.2 岩石成因



#### 4.2.1 蚀变作用的影响

辉绿岩样品具有较高的烧失量（2.97%~7.44%），表明可能受到了一定程度的后期蚀变作用影响。因此，在使用地球化学数据讨论其岩石成因之前，有必要讨论蚀变作用的影响。锆（Zr）作为最不易迁移的元素之一，其与特定微量元素的双变量图被广泛应用于评估这些元素在后期岩浆过程中的活性<sup>[30]</sup>。本文分析结果表明，高场强元素（HFSEs；如 Nb、Ta、Th 和 Hf）、稀土元素（REEs；如 Nd、Yb）、相容元素（如 Cr 和 Ni）、大部分的大离子亲石元素（LILEs；如 Mg、Ca、Pb 和 Ba）以及 Y 都与样品中的 Zr 具有良好的相关性。因此，这些元素在后期岩浆过程中相对不易迁移，可以用于后续的岩石成因的解释和讨论。

#### 4.2.2 地壳混染与分离结晶

地幔来源的岩浆在演化过程中可能会受到地壳物质的混染作用<sup>[31]</sup>，由于地壳中 Nb-Ta-Ti 等元素的剧烈亏损，一定程度的地壳混染作用往往会导致岩石具有岛弧岩浆岩的地球化学特征<sup>[32-33]</sup>。金口河辉绿岩表现出轻微的 Nb-Ta 亏损，表明其可能受到了一定程度的地壳混染作用。但是，这些样品的 La/Nb 比值（1.35~1.53）和 Th/Nb 比值（0.14~0.18）较低，显著低于大陆地壳的比值（La/Nb = 2.20, Th/Nb = 0.44），并接近原始地幔的比值（La/Nb = 0.94, Th/Nb = 0.117）<sup>[34]</sup>。此外，少量的地壳混染通常会产生正的 Zr-Hf 异常<sup>[32]</sup>，但在金口河辉绿岩样品中未观察到这些特征（图 5）。因此，金口河辉绿岩在岩浆上升侵位过程中受到的地壳混染作用可以忽略不计。

玄武质岩石的初始岩浆通常具有较高 Cr (>1 000  $\mu\text{g/g}$ )、Ni (>400  $\mu\text{g/g}$ ) 含量和 Mg# 值（Mg# 是岩石中镁铁之间的比例，即  $\text{Mg}^{2+}$  和  $\text{Fe}(\text{t})^{2+}$  的比值，>73）<sup>[35-36]</sup>。金口河辉绿岩样品则具有相对较低的 Cr (<600  $\mu\text{g/g}$ )、Ni (>200  $\mu\text{g/g}$ ) 以及较低的 Mg# 值（平均值为 53），表明其在岩浆演化过程中经历了一定程度的铁镁质矿物（如单斜辉石和橄榄石）的分离结晶作用。如 Harker 图解所示，MgO 与 Cr 和 Ni 均表现较强的正相关性（图 6a, b），指示橄榄石和单斜辉石分离结晶；MgO 与 CaO 和  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  表现负相关性（图 6c, d），同样指示单斜辉石分离结晶； $\text{Fe}_2\text{O}_3$  和  $\text{TiO}_2$  与 MgO 呈负相关（图 6e, f），表明 Fe-Ti 氧化物的分离结晶。此外，金口河辉绿岩样品还表现出明显的 Eu 负异常（ $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.76\sim 0.85$ ），表明在岩浆上涌和演化过程中发生了斜长石分离结晶。

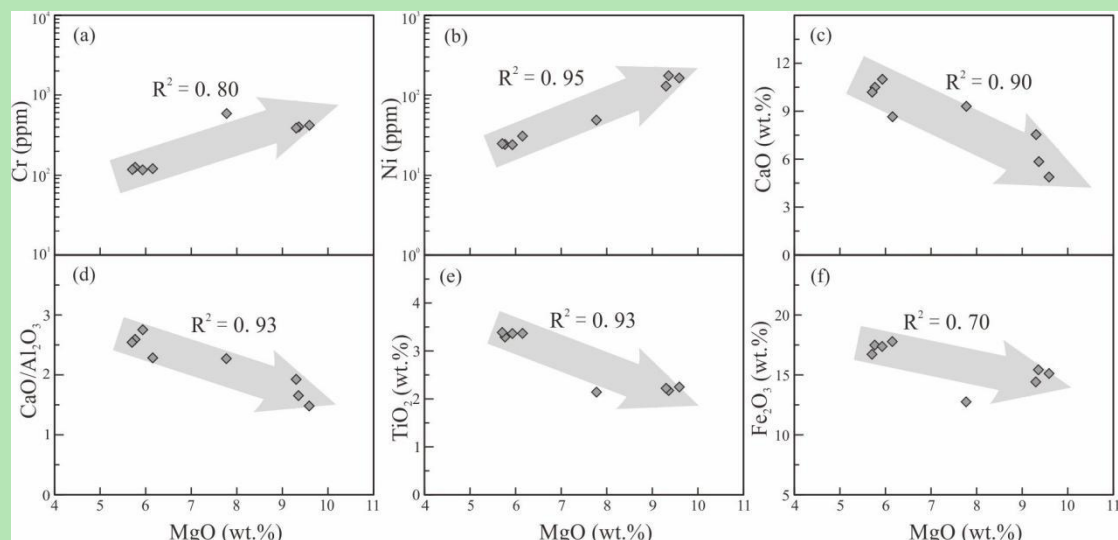


图6 金口河辉绿岩样品的 Harker 图解

Fig.6 Harker diagrams of the Jinkouhe diabase samples

#### 4.2.3 幔源岩浆属性

研究表明,铁镁质岩浆一般来源于地幔橄榄岩的部分熔融。金口河辉绿岩具有亏损高场强元素(如 Nb, Ta, Ti),并富集轻稀土元素(如 La, Ce, Pr, Nd)和大离子亲石元素(如 Ba, Rb, Sr, Pb)的地球化学特征,在排除显著地壳混染情况下,表明其岩浆源区可能被俯冲板片的熔体或流体交代富集。在 Th/Yb-Nb/Yb 图解中,显示出金口河辉绿岩的地幔源中加入了 2%~3% 的俯冲带成分(图 7a)<sup>[37]</sup>。同样,较低的 Nb/La 比值(0.65~0.74)表明它们可能来源于一个混合的地幔源区,包含软流圈和岩石圈成分(图 7b)<sup>[38]</sup>。由板片熔体改造的地幔源区很可能表现出比由流体改造的地幔更低 Th/Zr 比值<sup>[39]</sup>。辉绿岩样品均表现出较低的 Th/Zr 比值和较高的 Nb/Zr 比值(图 7c)<sup>[40]</sup>,表明 Nb 的富集与俯冲作用产生的熔体有关,而非流体。因此,金口河辉绿岩的岩浆源区受到了俯冲熔体交代富集作用。

稀土元素 Sm 和 Yb 被普遍用于限定幔源岩浆起源<sup>[41]</sup>。根据不同类型地幔源区的部分熔融模型,这些辉绿岩分布于尖晶石—石榴石二辉橄榄岩和尖晶石二辉橄榄岩熔融曲线之间,约 5%~10% 水平(图 7d)<sup>[42]</sup>。这表明软流圈地幔上升到相对较浅的深度,即小于 85 km,导致减压熔融,其中地幔中的石榴石向尖晶石的过渡可能发生<sup>[43]</sup>。因此,金口河辉绿岩可能起源于浅层尖晶石—石榴石二辉橄榄岩的部分熔融,其原始岩浆遭受了俯冲熔体的交代。

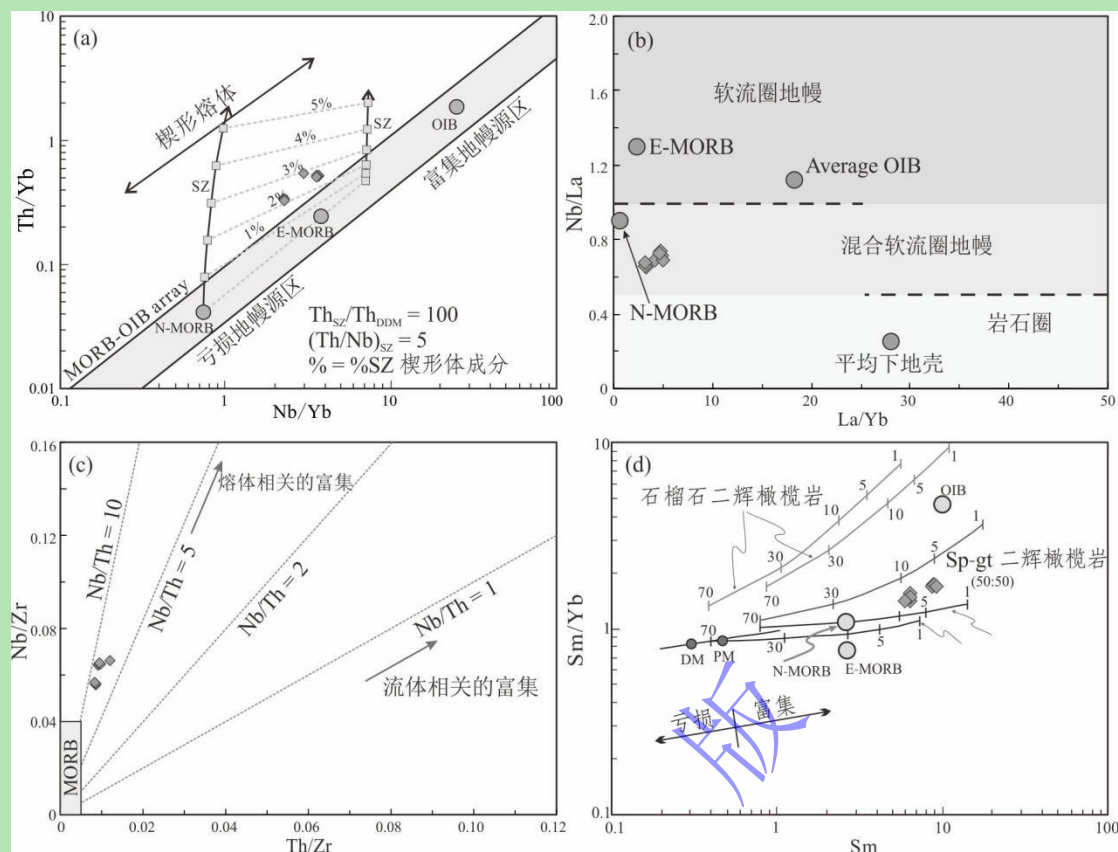


图 7 金口河辉绿岩样品的元素和元素比值图解

(a) Th/Yb-Nb/Yb 图解 (底图据文献[37])；(b) La/Yb-Nb/La 图解 (底图据文献[38])；(c) Th/Zr-Nb/Zr 图解 (底图据文献[40])；(d) Sm/Yb-Sm 图解 (底图据文献[42])

Fig.7 Plots of elements and elemental ratios of the Jinkouhe diabase samples

(a) Th/Yb-Nb/Yb diagram (based on reference [37]); (b) La/Yb-Nb/La diagram (based on reference [38]); (c) Th/Zr-Nb/Zr diagram (based on reference [40]); (d) Sm/Yb-Sm diagram (based on reference [42])

### 4.3 构造环境

区域上, 广泛发育同时期的花岗岩, 与金口河辉绿岩构成了双峰式岩浆组合, 它们属于伸展环境中的典型产物。伸展环境可能由弧后伸展<sup>[44-45]</sup>、造山后伸展<sup>[46-47]</sup>或大陆裂谷<sup>[48-49]</sup>引起。在弧后环境中, 玄武岩通常显示出从 N-MORB 到岛弧或钙碱性玄武岩的地球化学特征过渡<sup>[50]</sup>, 这可能是由于在地幔楔中的俯冲板块相关流体交代作用导致的<sup>[51]</sup>; 而在造山后伸展环境中的玄武岩通常属于钙碱性和拉斑玄武岩系列, 并由于来自先前交代作用的岩石圈地幔的部分熔融而表现出明显的 Nb-Ta 负异常<sup>[47,52]</sup>。相比之下, 在大陆裂谷中, 玄武岩由于没有受到俯冲物质或交代作用的影响, 通常没有明显的 Nb-Ta-Ti 亏损。如上所述, 金口河辉绿岩样品具有拉斑玄武岩的地球化学特征, 并表现出较为明显的 Nb-Ta 亏损 (图 5b), 这些特征均与造山后伸展环境的玄武岩类似。

金口河辉绿岩形成于造山后伸展环境还得到了以下证据的支持: (1) 相较于在地质过程中较为活跃的大离子亲石元素, 高场强元素 (如 Nb、Ta、Zr、Hf 等) 在岩浆岩的生成

和演化中相对稳定，因此常用于推断岩浆岩的成因环境<sup>[53-55]</sup>。在 Hf/3-Th-Ta 图解中（图 8a）<sup>[56]</sup>，样品大部分落在岛弧钙碱性玄武岩区；在 Nb\*2-Zr-Y 图解中（图 8b）<sup>[53]</sup>，所有样品落入板内拉斑和火山弧玄武岩区域；而在 Zr-TiO<sub>2</sub> 和 Zr-Zr/Y 图解中，所有样品都位于板内区域（图 8c, d）<sup>[37,57-58]</sup>。这些特征表明，金口河辉绿岩同时具有岛弧岩浆岩和板内玄武岩的地球化学特征。（2）金口河地区侵入到枷担桥组中的~860 Ma 花岗岩，具有高钾钙碱性、富铝 S 型花岗岩的地球化学特征，可能形成于碰撞相关的构造环境<sup>[59]</sup>。（3）最新的碎屑锆石研究表明，新元古代早期的峨边群枷担桥组在沉积时期接受了同沉积岩浆活动的输入，同时还有相当比例来自相邻板块较老物源的加入，可能沉积于碰撞相关的构造背景<sup>[20]</sup>。

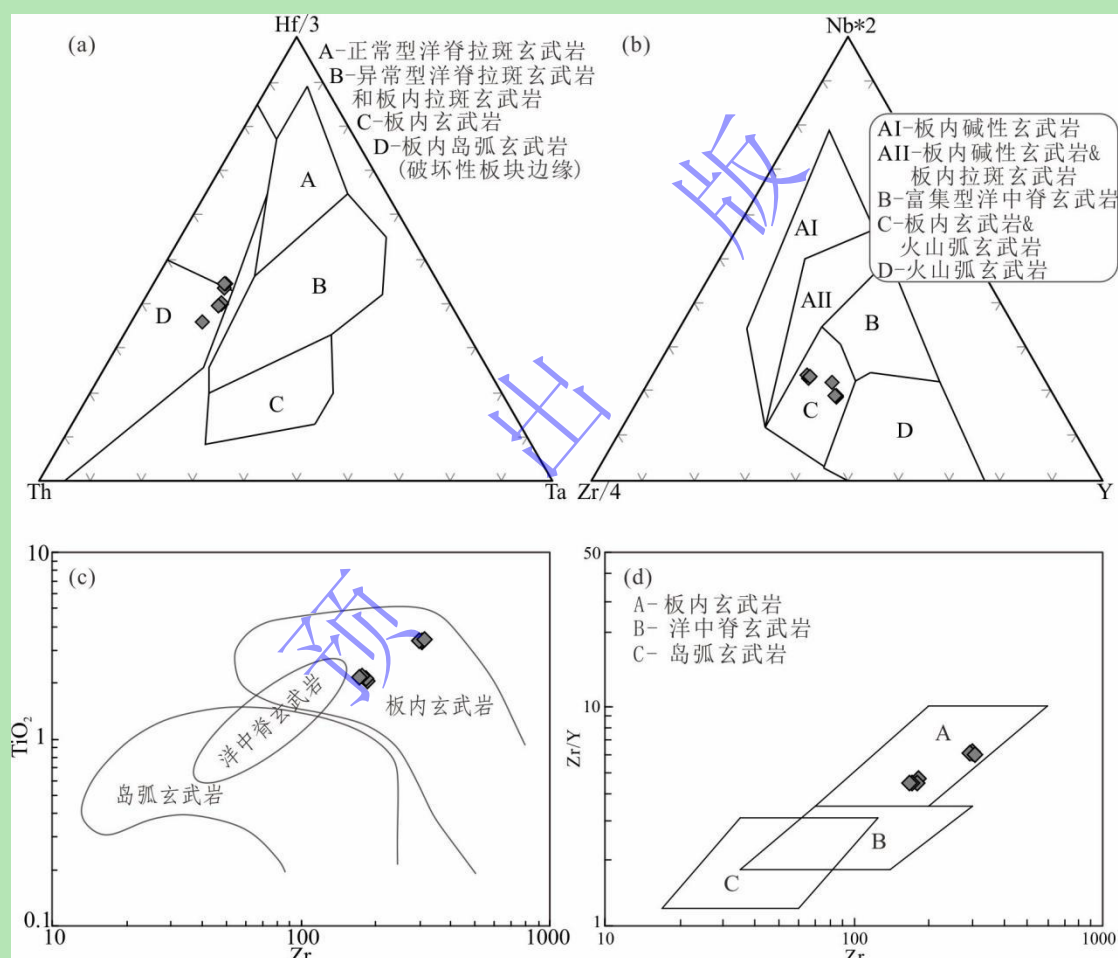


图 8 金口河辉绿岩样品的地球化学判别图解

(a) Th-Hf/3-Ta (底图据文献[56])；(b) Nb\*2-Zr/4-Y (底图据文献[53])；(c) TiO<sub>2</sub>-Zr (底图据文献[37])；(d) Zr/Y-Zr (底图据文献[58])

Fig.8 Geochemical discrimination diagrams of the diabases samples from the Jinkouhe area

(a) Th-Hf/3-Ta diagram (based on reference [56]); (b) Nb\*2-Zr/4-Y diagram (based on reference [53]); (c) TiO<sub>2</sub>-Zr diagram (based on reference [37]); (d) Zr/Y-Zr diagram (based on reference [58])



#### 4.4 大地构造意义

最近,在扬子克拉通内部识别出两套近东西向展布的中元古代晚期蛇绿混杂岩,~1.12 Ga 庙湾蛇绿岩<sup>[9,60]</sup>和~1.07 Ga 石棉蛇绿岩<sup>[10]</sup>。根据二者具有相似的岩石组合、形成时代和地球化学特征,有学者推测当时可能存在一个横贯目前扬子克拉通内部的大洋盆地,将其分割为南、北两个部分(图 1)<sup>[10,13-14]</sup>。其他地质事实也支持这一认识:①前新元古代岩石分布不均,目前已确认的太古代岩石多出露于扬子北部,而南部以出露大量古—中元古代岩石为特征<sup>[1,13-14]</sup>;②扬子北缘与东南缘细粒沉积岩的 Nd 同位素组成表明中元古代时期二者具有截然不同的物源,指示当时扬子内部可能为一个陆内裂陷或洋盆<sup>[61]</sup>;③重力异常和航磁异常显示四川盆地沿重庆至华蓥一线可分为两个微地块<sup>[62]</sup>,可能代表扬子内部隐蔽缝合带的中间部位。此外,在川西会理地区还识别出一套近东西向展布的中元古代菜子园蛇绿岩<sup>[11]</sup>,其两侧在中元古代晚期经历了截然不同的构造演化过程<sup>[63-64]</sup>,指示扬子克拉通中元古代时期很可能分为多个微陆块。

金口河~820 Ma 辉绿岩脉发育位置独特,分布于石棉蛇绿混杂岩以东约 120 km 处,恰好位于推测的扬子克拉通内部的隐蔽缝合带上<sup>[13-14]</sup>(图 1)。~1.07 Ga 石棉蛇绿岩显示 SSZ 型蛇绿岩的地球化学特征,被认为形成于洋壳沿扬子北缘向南俯冲导致的石棉—庙湾弧后盆地环境<sup>[10]</sup>。如前所述,该地区 910~860 Ma 枷但桥组碎屑物源显示碰撞相关构造背景的特征<sup>[20]</sup>,而侵入至其中的 S 型花岗岩则可能形成于碰撞相关构造环境<sup>[22]</sup>。可以对比的是,庙湾地区小溪口变沉积岩时代为 900~850 Ma,显示弧前盆地的物源特征,而侵入至其中的~850 Ma 淡色岩脉具有碰撞后花岗岩体的同位素特征<sup>[13]</sup>。可以看出,如果石棉—庙湾洋盆存在,其闭合时代可以大致限定为 910~850 Ma。考虑到金口河辉绿岩兼具岛弧岩浆岩和板内玄武岩的地球化学特征(图 8),推测其形成很可能与石棉—庙湾洋盆的闭合有关。因此,金口河辉绿岩脉可能是与扬子克拉通新元古代早期拼合形成有关的后碰撞岩浆作用的产物,响应于全球 Rodinia 超大陆的聚合。

## 5 结论

(1) 川西金口河地区辉绿岩样品的 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年结果为  $823.5 \pm 9.6$  Ma, 限定其侵位时代为~820 Ma。

(2) 金口河辉绿岩具有拉斑玄武岩的地球化学特征,并显示出一定程度的 Nb-Ta 亏损和 Eu 负异常,可能起源于浅层尖晶石—石榴石二辉橄榄岩的部分熔融,其原始岩浆遭受了俯冲熔体的交代。

(3) 金口河辉绿岩同时具有岛弧岩浆岩和板内玄武岩的地球化学特征, 为俯冲流体交代富集的岩石圈地幔在伸展环境下部分熔融的产物, 其形成很可能与中元古代石棉—庙湾洋盆的闭合有关。

致谢 两位审稿人和专辑主编提出很多建设性修改意见, 谨致谢忱!

参考文献 (References) (第 53、56 条参考文献引用顺序错误, 第 60-62 条参考文献在正文中未被引用)

- [1] Wang K, Dong S W, Yao W H, et al. Nature and evolution of Pre-Neoproterozoic continental crust in South China: A review and tectonic implications[J]. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 2020, 94(6): 1731-1756.
- [2] Wang K, Dong S W, Li Z X, et al. Age and chemical composition of Archean metapelites in the Zhongxiang Complex and implications for early crustal evolution of the Yangtze Craton[J]. *Lithos*, 2018, 320-321: 280-301.
- [3] Cui X Z, Wang J, Wang X C, et al. Early crustal evolution of the Yangtze Block: Constraints from zircon U-Pb-Hf isotope systematics of 3.1-1.9 Ga granitoids in the Cuoke Complex, SW China[J]. *Precambrian Research*, 2021, 357: 106155.
- [4] Yin C Q, Lin S F, Davis D W, et al. Tectonic evolution of the southeastern margin of the Yangtze Block: Constraints from SHRIMP U-Pb and LA-ICP-MS Hf isotopic studies of zircon from the eastern Jiangnan Orogenic Belt and implications for the tectonic interpretation of South China[J]. *Precambrian Research*, 2013, 236: 145-156.
- [5] Wang W, Cawood P A, Zhou M F, et al. Paleoproterozoic magmatic and metamorphic events link Yangtze to northwest Laurentia in the Nuna supercontinent[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2016, 433: 269-279.
- [6] Han Q S, Peng S B. Paleoproterozoic subduction within the Yangtze Craton: Constraints from Nb-enriched mafic dikes in the Kongling complex[J]. *Precambrian Research*, 2020, 340: 105634.
- [7] Cui X Z, Wang J, Ren G M, et al. Paleoproterozoic tectonic evolution of the Yangtze Block: New evidence from ca. 2.36 to 2.22 Ga magmatism and 1.96 Ga metamorphism in the Cuoke complex, SW China[J]. *Precambrian Research*, 2020, 337: 105525.
- [8] 凌文黎, 高山, 张本仁, 等. 扬子陆核古元古代晚期构造热事件与扬子克拉通演化[J]. *科学通报*, 2000, 45(21): 2343-2348. [Ling Wenli, Gao Shan, Zhang Benren, et al. The recognizing of ca. 1.95 Ga tectono-thermal event in Kongling nucleus and its significance for the evolution of Yangtze Block, South China[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2000, 45(21): 2343-2348.]
- [9] Deng H, Peng S B, Polat A, et al. Neoproterozoic IAT intrusion into Mesoproterozoic MOR Miaowan Ophiolite, Yangtze Craton: Evidence for evolving tectonic settings[J]. *Precambrian Research*, 2017, 289: 75-94.
- [10] Hu P Y, Zhai Q G, Wang J, et al. The Shimian ophiolite in the western Yangtze Block, SW China: Zircon SHRIMP U-Pb ages, geochemical and Hf-O isotopic characteristics, and tectonic implications[J]. *Precambrian Research*, 2017, 298: 107-122.
- [11] 任光明, 庞维华, 潘桂棠, 等. 扬子陆块西缘中元古代菜子园蛇绿混杂岩的厘定及其地质意义[J]. *地质通报*, 2017, 36(11): 2061-2075. [Ren Guangming, Pang Weihua, Pan Guitang, et al. Ascertainment of the Me-soproterozoic Caizi yuan ophiolitic mélange on the western margin of the Yangtze Block and its geological significance[J]. *Geological Bulletin of China*, 2017, 36(11): 2061-2075.]
- [12] 张国伟, 郭安林, 王岳军, 等. 中国华南大陆构造与问题[J]. *中国科学: 地球科学*, 2013, 43(10): 1553-1582. [Zhang Guolin, Guo Anlin, Wang Yuejun, et al. Tectonics of South China continent and its implications[J]. *Science China: Earth Sciences*, 2013, 43(10): 1553-1582.]
- [13] Lu K, Li X H, Zhou J L, et al. Early Neoproterozoic assembly of the Yangtze Block decoded from metasedimentary rocks of the Miaowan Complex[J]. *Precambrian Research*, 2020, 346: 105787.
- [14] Li J Y, Wang X L, Wang D, et al. Pre-Neoproterozoic continental growth of the Yangtze Block: From continental rifting to subduction-accretion[J]. *Precambrian Research*, 2021, 355: 106081.
- [15] 崔晓庄, 江新胜, 王剑, 等. 川西峨边地区金口河辉绿岩脉 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其对 Rodinia 裂解的启示[J]. *地质通报*, 2012, 31(7): 1131-1141. [Cui Xiaozhuang, Jiang Xinsheng, Wang Jian, et al. Zircon SHRIMP U-Pb age of Jinkouhe

- diabase dykes in Ebian area of western Sichuan province and its implications for the breakup of Rodinia[J]. *Geological Bulletin of China*, 2012, 31(7): 1131-1141.]
- [16] Lin S F, Xing G F, Davis D W, et al. Appalachian-style multi-terrane Wilson cycle model for the assembly of South China[J]. *Geology*, 2018, 46(4): 319-322.
- [17] Li Z X, Wartho J A, Occhipinti S, et al. Early history of the eastern Sibao Orogen (South China) during the assembly of Rodinia: New mica  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating and SHRIMP U-Pb detrital zircon provenance constraints[J]. *Precambrian Research*, 2007, 159(1/2): 79-94.
- [18] Yao J L, Cawood P A, Shu L S, et al. Jiangnan Orogen, South China: A ~970-820 Ma Rodinia margin accretionary belt[J]. *Earth-Science Reviews*, 2019, 196: 102872.
- [19] 耿元生, 旷红伟, 柳永清, 等. 扬子地块西、北缘中元古代地层的划分与对比[J]. *地质学报*, 2017, 91(10): 2151-2174. [Geng Yuansheng, Kuang Hongwei, Liu Yongqing, et al. Subdivision and correlation of the Mesoproterozoic stratigraphy in the western and northern margins of Yangtze block[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2017, 91(10): 2151-2174.]
- [20] 陈风霖, 王剑, 崔晓庄, 等. 扬子西缘峨边群碎屑锆石年代学特征及其地质意义[J/OL]. *沉积学报*. <https://doi.org/10.14027/j.issn.1000-0550.2024.072>. [Chen Fenglin, Wang Jian, Cui Xiaozhuang, et al. Detrital zircon U-Pb geochronology characteristics and geological significance of the Ebian group in the western Yangtze block[J/OL]. *Acta Sedimentologica Sinica*. <https://doi.org/10.14027/j.issn.1000-0550.2024.072>.]
- [21] 熊国庆, 江新胜, 崔晓庄, 等. 扬子西缘元古宙峨边群烂包坪组地层归属及其锆石 SHRIMP-U-Pb 年代学证据[J]. *地学前缘*, 2013, 20(4): 350-360. [Xiong Guoqing, Jiang Xinsheng, Cui Xiaozhuang, et al. Strata location of the Lanbaoping Formation of the Proterozoic E'bian Group in the western Yangtze Block and its chronological evidence of zircon SHRIMP U-Pb age[J]. *Earth Science Frontiers*, 2013, 20(4): 350-360.]
- [22] Li K Z, Wang J, Cui X Z, et al. Early Neoproterozoic syncollisional S-type granites from the western Yangtze Block, South China: Implications for final closure of the back-arc Basin[J]. *Episodes*, 2019, 42(2): 119-133.
- [23] 陈风霖, 谢渊, 崔晓庄, 等. 扬子西缘峨边群玄武岩年代学、地球化学特征及构造意义[J]. *矿物岩石*, 2018, 38(3): 76-86. [Chen Fenglin, Xie Yuan, Cui Xiaozhuang, et al. Geochronology, geochemistry and tectonic implications of basalts from the Ebian Group in the western Yangtze block, South China[J]. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 2018, 38(3): 76-86.]
- [24] Nasdala L, Hofmeister W, Norberg N, et al. Zircon M257-a homogeneous natural reference material for the ion microprobe U-Pb analysis of zircon[J]. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 2008, 32(3): 247-265.
- [25] Black L P, Kamo S L, Allen C M, et al. TEMORA 1: A new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology[J]. *Chemical Geology*, 2003, 200(1/2): 155-170.
- [26] Williams Ian S. 1998. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. In McKibben M A, Shanks III W C, and Ridley W I (eds.): *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*. *Reviews in Economic Geology*, 7: 1-35.
- [27] 宋彪, 张玉海, 万渝生, 等. 锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测定及有关现象讨论[J]. *地质论评*, 2002, 48(增刊): 26-30. [Song Biao, Zhang Yuhai, Wan Yusheng, et al. Mount making and procedure of the SHRIMP dating[J]. *Geological Review*, 2002, 48(Suppl): 26-30.]
- [28] Winchester J A, Floyd P A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements[J]. *Chemical Geology*, 1977, 20: 325-343.
- [29] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 1989, 42(1): 313-345.
- [30] Polat A, Hofmann A W, Rosing M T. Boninite-like volcanic rocks in the 3.7-3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland: Geochemical evidence for intra-oceanic subduction zone processes in the early Earth[J]. *Chemical Geology*, 2002, 184(3/4): 231-254.
- [31] Mohr PA (1987) Crustal contamination in mafic sheets: a summary. In *Mafic Dyke Swarms*(eds HC Halls and WC Fahrig), pp. 75-80. St John's: Geological Association of Canada, Special Publication no. 34. Rudnick R L, Gao S. Composition of the continental crust[J]. *Treatise on Geochemistry*, 2003, 3: 1-64.
- [32] Ernst R E, Buchan K L, Campbell I H. Frontiers in large igneous province research[J]. *Lithos*, 2005, 79(3/4): 271-297.

- [33]Weaver B L. The origin of ocean island basalt end-member compositions: Trace element and isotopic constraints[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1991, 104(2/3/4): 381-397.
- [34]Wilson M. *Igneous petrogenesis a global tectonic approach*[M]. Dordrecht: Springer, 1989: 466.
- [35]Sharma M. *Siberian traps*[M]//Mahoney J J, Coffin M F. *Large igneous provinces: Continental, oceanic, and planetary flood volcanism*. Washington, DC: American Geophysical Union, 1997: 273-295.
- [36]Pearce J A, Peate D W. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1995, 23: 251-285.
- [37]Watson S. Rare earth element inversions and percolation models for Hawaii[J]. *Journal of Petrology*, 1993, 34(4): 763-783.
- [38]Kepezhinskas P, McDermott F, Defant M J, et al. Trace element and Sr Nd Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka Arc petrogenesis[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1997, 61(3): 577-600.
- [39]Zhao J H, Asimov P D. Formation and evolution of a magmatic system in a rifting continental margin: Neoproterozoic arc- and MORB-like dike swarms in South China[J]. *Journal of Petrology*, 2018, 59(9): 1811-1844.
- [40]Aldanmaz E, Pearce J A, Thirlwall M F, et al. Petrogenetic evolution of Late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2000, 102(1/2): 67-95.
- [41]Zhao J H, Zhou M F. Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan province, SW China): Implications for subduction related metasomatism in the Upper mantle[J]. *Precambrian Research*, 2007, 152(1/2): 27-47.
- [42]Robinson J A C, Wood B J. The depth of the spinel to garnet transition at the peridotite solidus[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1998, 164(1/2): 277-284.
- [43]Brewer T S, Åhäll K I, Menuge J F, et al. Mesoproterozoic bimodal volcanism in SW Norway, evidence for recurring pre-Sveconorwegian continental margin tectonism[J]. *Precambrian Research*, 2004, 134(3/4): 249-273.
- [44]Wang W, Pandit M K, Zhao J H, et al. Slab break-off triggered lithosphere - asthenosphere interaction at a convergent margin: The Neoproterozoic bimodal magmatism in NW India[J]. *Lithos*, 2018, 296-299: 281-296.
- [45]Fan W M, Guo F, Wang Y J, et al. Post-orogenic bimodal volcanism along the Sulu Orogenic Belt in eastern China[J]. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 2001, 26(9/10): 733-746.
- [46]Wang X L, Shu L S, Xing G F, et al. Post-orogenic extension in the eastern part of the Jiangnan orogen: Evidence from ca 800-760 Ma volcanic rocks[J]. *Precambrian Research*, 2012, 222-223: 404-423.
- [47]Zhang S H, Zhao Y, Santosh M. Mid-Mesoproterozoic bimodal magmatic rocks in the northern North China Craton: Implications for magmatism related to breakup of the Columbia supercontinent[J]. *Precambrian Research*, 2012, 222-223: 339-367.
- [48]Li L M, Lin S F, Xing G F, et al. Geochemistry and tectonic implications of Late Mesoproterozoic alkaline bimodal volcanic rocks from the Tieshajie Group in the southeastern Yangtze Block, South China[J]. *Precambrian Research*, 2013, 230: 179-192.
- [49]Saunders A D, Tarney J. *Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins*[J]. Geological Society, London, Special Publications, 1984, 16(1): 59-76.
- [50]Perfit M R, Gust D A, Bence A E, et al. Chemical characteristics of island-arc basalts: Implications for mantle sources[J]. *Chemical Geology*, 1980, 30(3): 227-256.
- [51]Bussy F, Hernandez J, Von Raumer J. Bimodal magmatism as consequence of the post-collisional readjustment of thickened Variscan continental lithosphere (Aiguilles Rouges-Mont Blanc Massifs, western Alps)[J]. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 2000, 91(1/2): 221-233.
- [52]Pearce J A, Cann J R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1973, 19(2): 290-300.
- [53]Winchester J A, Floyd P A. Geochemical magma type discrimination: Application to altered and metamorphosed basic igneous rocks[J]. *Earth and Planetary Science letters*, 1976, 28(3): 459-469.
- [54]Bienvenu P, Bougault H, Joron J L, et al. MORB alteration: Rare-earth element/non-rare-earth hygromagmaphile element fractionation[J]. *Elsevier*, 1990, 82: 1-14.



- [55]Wood D A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic province[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1980, 50(1): 11-30.
- [56]Pearce J A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins[M]//Hawkesworth C J, Norry M J. *Continental basalts and mantle xenoliths*. Nantwich, Cheshire: Shiva Publications, 1983: 230-249.
- [57]Pearce J A, Norry M J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1979, 69(1): 33-47.
- [58]Li X H, Li Z X, Ge W C, et al. Neoproterozoic granitoids in South China: Crustal melting above a mantle plume at ca. 825 Ma?[J]. *Precambrian Research*, 2003, 122(1/2/3/4): 45-83.
- [59]Peng S B, Kusky T M, Jiang X F, et al. Geology, geochemistry, and geochronology of the Miaowan ophiolite, Yangtze craton: Implications for South China's amalgamation history with the Rodinian supercontinent[J]. *Gondwana Research*, 2012, 21(2/3): 577-594.
- [60] 白晓, 凌文黎, 段瑞春, 等. 扬子克拉通核部中元古代—古生代沉积地层 Nd 同位素演化特征及其地质意义[J]. *中国科学: 地球科学*, 2011, 41 (7) : 972-983. [Bai Xiao, Ling Wenli, Duan Ruichun, et al. Mesoproterozoic to Paleozoic Nd isotope stratigraphy of the South China continental nucleus and its geological significance[J]. *Science China Earth Sciences*, 2011, 54(11): 1665-1674, doi: 10.1007/s11430-011-4266-2.]
- [61]Xiong X S, Gao R, Wang H Y, et al. Frozen subduction in the Yangtze block: Insights from the deep seismic profiling and gravity anomaly in east Sichuan fold belt[J]. *Earthquake Science*, 2016, 29(2): 61-70.
- [62]Chen F L, Cui X Z, Lin S F, et al. The earliest Neoproterozoic Nb-enriched mafic magmatism indicates subduction tectonics in the southwestern Yangtze Block, South China[J]. *Precambrian Research*, 2023, 384: 106938.
- [63]Chen F L, Wang J, Cui X Z, et al. A latest Mesoproterozoic arc-back-arc system in the southwestern Yangtze Block, South China: Implications for paleogeographic configuration of the Rodinia supercontinent[J]. *Precambrian Research*, 2024, 409: 107432

## Geochronology, Petrogenesis, and Tectonic Significance of the Neoproterozoic Diabases in the Jinkouhe area, Western Sichuan Province

LIU Longyu<sup>1</sup>, CUI Xiaozhuang<sup>2</sup>, CHEN Fenglin<sup>1</sup>, LONG Xunrong<sup>1</sup>, MA Zhixin<sup>2</sup>, SUN Zhiming<sup>2</sup>

1. College of Earth and Planetary Sciences, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China

2. Chengdu Center, China Geological Survey (Geosciences Innovation Center of Southwest China), Chengdu 611230, China

**Abstract:** [Objective] An extensive suite of Neoproterozoic diabase dykes is exposed in the Jinkouhe area of western Sichuan Province, offering crucial insights into the tectonic evolution of the western Yangtze Craton. These diabases bear key implications for understanding the early tectono-magmatic history of the Yangtze Craton and its relationship with the assembly and fragmentation of the Rodinia supercontinent. [Methods] Sensitive High-Resolution Ion MicroProbe(SHRIMP) zircon U-Pb geochronology and whole-rock geochemistry analyses were performed on the Jinkouhe diabases. [Results] SHRIMP zircon U-Pb dating of the diabase samples yields an age of  $823 \pm 10$  Ma (MSWD = 1.30, n = 10). The diabases are classified as a tholeiitic basalt series, displaying Nb-Ta depletion and negative Eu anomalies. Their geochemical signatures are indicative of both island arc and intraplate basaltic affinities. [Conclusion] The Jinkouhe diabases are interpreted to have originated from partial melting of a

spinel-garnet lherzolite mantle source, which was metasomatized by subduction-related melts. Combined with regional geological data, these diabases were most likely formed within a post-collisional extensional setting, reflecting tectonic processes associated with the final amalgamation of the Yangtze Craton within the context of the Rodinia supercontinent assembly.

**Keywords:** Neoproterozoic; diabases; geochemistry; mantle sources; tectonic setting

