

从锆石SHRIMP年龄及岩石地球化学特征 论四川冕宁康定杂岩的成因*

陈岳龙^{**} 罗照华 赵俊香 李志红 张宏飞 宋彪

(① 中国地质大学(北京), 北京 100083; ② 中国地质大学(武汉), 武汉 430074; ③ 北京离子探针中心, 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037)

摘要 通过对四川冕宁沙坝地区出露的康定杂岩中基性、中性、酸性岩的岩石学、微量元素地球化学、锆石的阴极发光结构观察与 SHRIMP (灵敏高分辨离子探针) U-Pb 年代学多方面的系统研究, 确定杂岩体中锆石具岩浆成因特征. 锆石主体结晶于 721~773 Ma; 杂岩体中含有古元古代早期到晚期的陆壳残留锆石, 所测最老年龄为 2468 Ma, 可能代表扬子陆块的基底. 岩石结晶后在古生代、中生代的变质改造事件中形成锆石的增生边及新生颗粒. 岩石均具 Nb, Ta 和 HREE 亏损, 为钙碱性系列的岩石组合, 可能形成于岛弧或底侵环境.

关键词 康定杂岩 锆石 SHRIMP 构造环境

出露于四川康定-冕宁-攀枝花一带的康定群, 因其变质程度达到角闪岩-麻粒岩相, 其中既有麻粒岩、角闪岩, 又有长英质的片麻岩、片麻状花岗岩等, 被习惯地称为康定杂岩. 长期以来, 一直认为这套岩石代表扬子地块的结晶基底, 并与其它的古宙岩石对比^[1]. 其依据主要是变质相及变质岩组合与典型太古宙高级地体的相似性及早期的全岩 U-Pb 与 Pb-Pb 年龄^[2,3]. 事实上, 来自这些杂岩体中的大量锆石年龄在 753~828 Ma 的范围内^[4], 从而使得这套岩石是否形成于太古宙成为极为关键的问题. 陈岳龙等人^[5]在前期研究中, 从冕宁沙坝地区麻粒岩、角闪岩(角闪

变粒岩)及英云闪长质岩石得到的 Sm-Nd 等时线及亏损地幔模式年龄, 初步证明它们应形成于新元古代 (1200~706 Ma). 徐士进等人^[6]通过对冕宁沙坝麻粒岩中的单矿物(斜长石、紫苏辉石、磷灰石、角闪石)与全岩获得 1140 Ma 的 Sm-Nd 等时线年龄及相近的 Nd 模式年龄, 分析认为麻粒岩相的变质作用发生于原岩成岩后不久. Zhou 等人^[7]对康定片麻状杂岩中锆石 U-Pb 的 SHRIMP 定年初步确定为 796~797 Ma, 认为康定杂岩及有关的花岗岩类是新元古代岛弧岩浆作用的产物. 因此, 这套岩石究竟形成于何时? 过去所取得的锆石 U-Pb 年龄的不一致性是什么原因造成

2003-09-01 收稿, 2004-01-12 收修稿

* 国家自然科学基金项目(批准号: 40173007, 40234052)和教育部重点科研项目(批准号: 重点 03032)共同资助

** E-mail: chyl@cugb.edu.cn

的? 随着 SHRIMP 技术在我国的应用, 通过对不同锆石甚至同一颗粒不同微区的分析可望回答这些问题。

近年来, 随着Rodinia古大陆聚合与裂解——国际地质对比计划(IGCP440)的进行, Li等人^[8,9]从扬子及华南大量基性岩(辉长岩、基性岩脉-岩席)年龄上与澳大利亚Gairdner岩墙群形成时代、构造环境上的相似性、构造层的对比, 认为华南(含扬子)是澳大利亚与北美Laurentia古陆间的缺失部分, 并且这些岩墙群是地幔柱驱动下Rodinia古大陆裂解的标志。Li等人^[10]对东亚前寒武纪构造及其与超级地幔柱演化的关系进行了系统的总结, 认为Rodinia古大陆在晚中元古代到新元古代最早阶段前(≥ 900 Ma)聚合, 而其裂解最早可能起始于 850 Ma, 到大约 750~700 Ma结束。

扬子地块东缘福建与浙江等地出露的变质基底岩系的年代学研究表明其主体形成于 1.6~2.8 Ga期间^[11]。Chen等人^[12]对扬子地块西北缘广元震旦系到侏罗系的碎屑沉积岩的Nd模式年龄研究, 揭示地壳主体应形成于 2.1 Ga。近年来在扬子地块北部中段黄陵地区的崆岭群所作的Sm-Nd同位素年代学、锆石离子探针(SHRIMP II) U-Pb年代学研究表明崆岭群有关岩石形成于 1.99~3.28 Ga之间^[13-15]。以上研究表明扬子地块的基底可能具有复杂的形成历史, 康定群或康定杂岩的形成时代与形成构造环境对深入认识整个扬子地块的形成与演化历史具有重要的意义。

1 样品及地质概况

扬子地块西缘, 习惯上称为康滇地轴, 西与松潘-甘孜褶皱带相接。在四川境内以康定杂岩为中心, 向北有彭灌杂岩、米仓山杂岩, 向南依次分布有冕宁杂岩、磨盘山-米易杂岩、同德杂岩、渡口(攀枝花)杂岩^[16], 出露面积约 2000 km²。长期以来, 认为康定群或康定杂岩代表着该区的变质基底, 最早的地层划分将该群从下至上分为不同的组, 如下部的咱里组以斜长角闪岩、英云闪长岩-奥长花岗岩-花岗闪长岩质(TTG)片麻岩为代表; 中-上部的冷竹关组, 以黑

云斜长片麻岩、片麻状钾质花岗岩为代表^[11]。北起冕宁、南至渡口一带出露的康定群的变质程度达到麻粒岩相^[17]。近年来在冕宁地区进行 1:50000 区域地质填图时将这些杂岩作为片麻岩体处理, 如划分出相当于咱里组的泽远片麻岩及相当于冷竹关组的琅环片麻岩¹⁾。冕宁沙坝的斜长角闪岩(角闪变粒岩)、麻粒岩一般在TTG片麻岩体中以透镜体产出, 规模不等。中-上部的黑云斜长片麻岩中斜长角闪岩透镜体减少。本文进行SHRIMP锆石U-Pb研究的样品包括花岗质片麻岩、角闪变粒岩及细粒麻粒岩, 是作者曾经获得过Sm-Nd等时线年龄样品组中的 3 个^[5]。花岗质片麻岩(98922-5-3)具糜棱结构, 主要矿物为颗粒化的长石、石英, 此外是黑云母, 具挤压变形, 岩石定向明显。灰黑色细粒麻粒岩(98922-4-1)为花岗质片麻岩中的透镜体, 具细粒等粒变晶结构, 主要矿物为角闪石、斜长石, 次要矿物为石榴石、紫苏辉石、黑云母、钾长石及磁铁矿。角闪变粒岩(98921-4-1)为中粒半自形粒状结构, 主要矿物为斜长石、角闪石和黑云母。样品的经纬度及Nd模式年龄如表 1 所示, 样品及该区地质体分布如图 1 所示。

表 1 样品坐标及Nd模式年龄^[5]

样号/岩性	东经	北纬	$\epsilon_{Nd}/770$ Ma	t_{DM}/Ga
98922-4-1/灰黑色细粒麻粒岩	102.0402°	28.2355°	-0.95	1.56
98921-4-1/角闪变粒岩	102.0633°	28.4439°	1.33	1.33
98922-5-3/花岗质片麻岩	102.0301°	28.2438°	1.21	1.29

2 样品处理与测试方法

进行岩石化学与微量元素分析的样品, 先用颚式碎样机粗碎至 4~5 mm, 而后用化学纯乙醇清洗过的振荡碎样机或玛瑙研钵研磨到 200 目。岩石化学分析在中国科学院地质与地球物理研究所用X荧光光谱法进行分析, 重复样品分析相对误差小于 4%。微量元素分析在中国科学院地质与地球物理研究所进行, 用聚四氟乙烯密封溶样弹, 称 100 mg样品用高纯的HNO₃+HF在 200℃下加热 48 h溶解, 冷却, 分别加入两次HClO₄并蒸干, 加入HNO₃与高纯水, 再次密

1) 四川省地质矿产局攀西地质大队。中华人民共和国地质图及说明书, 比例尺 1:50000, 泸沽幅、撒莲幅。1995

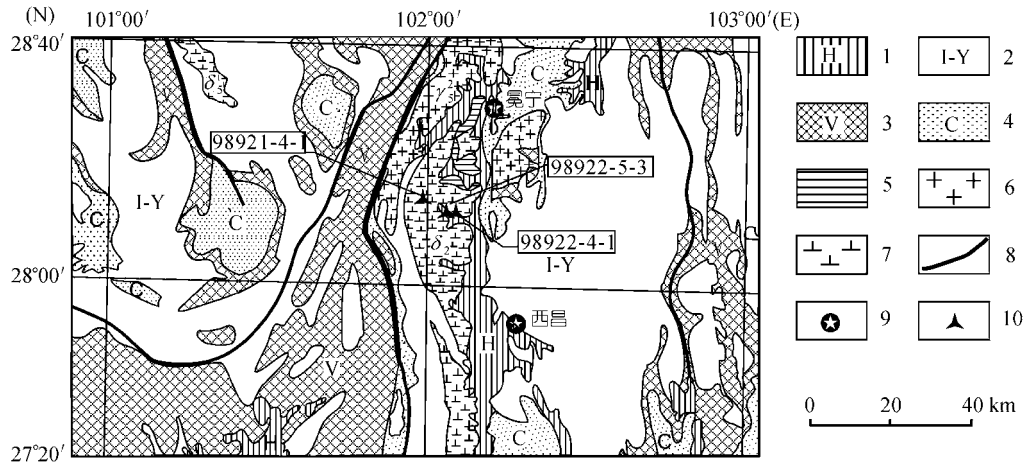


图 1 四川西昌-冕宁地区地质略图及样品分布(据文献[1]地质图改编)

1. 喜马拉雅构造层; 2. 燕山-印支构造层; 3. 华力西构造层; 4. 加里东构造层; 5. 前寒武纪构造层;
6. 花岗岩; 7. 闪长岩; 8. 深大断裂; 9. 市、县所在地; 10. 取样点

封溶样弹, 于 200°C 下加热提取 12 h 以上, 冷却至室温后称重转移到干净的聚酯瓶中, 加入 1 mL 的 $1\ \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ 的 In 作为内标, 将样品溶液稀释至 40 g 左右摇匀备测. 采用英国 VG 公司的 PQ2 Turbo ICP-MS 进行分析, 样品的动态线性范围为 8 个数量级, 可准确测定 $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}\sim\text{ng}\cdot\text{g}^{-1}$ 质量分数的微量元素. 分析过程中所带标样为中国国家标准参考物质 GSR-1, 实测值与推荐值相对误差多数元素在 4% 以内, 最高不超过 12%.

分选锆石的样品, 由国土资源部河北地质勘探局廊坊物探实验室经颚式粉碎机粗碎后, 细磨过筛, 而后经摇床或手淘后, 在双目镜下挑选出足够数量的锆石颗粒. 进行 SHRIMP 分析的锆石与标样 (TEM, 用于校正年龄, 其年龄为 417 Ma; SL13, 年龄为 572 Ma, 用于校正样品 U 含量; U 含量为 $238\ \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$) 一起按宋彪等人 [18] 描述的方法制作样品靶. 样品抛光后, 先进行透射与反射光下的显微照相及阴极发光下的锆石图像观察与拍照 (在中国地质科学院矿产资源研究所完成), 以确定适合分析的锆石颗粒与位置. 阴极发光观察后, 将样品靶再次抛光以便去除所镀碳膜, 而后镀上厚度为 $50\ \text{\AA}$ 的金膜 (纯度为 99.999%). SHRIMP 测定在北京离子探针中心的 SHRIMP II 上完成. 测定完年龄的锆石颗粒, 在中国科学院地质与地球物理研究所对

其精细结构再次进行阴极发光观察 (图 2).

3 岩石化学

3 个样品的岩石化学及由其计算出的 CIPW 标准矿物 Q, An, Ab, Or 含量与微量元素组成如表 2 所示. 由岩石化学可知, 这些样品均为钙碱性. 灰黑色细粒麻粒岩 (98922-4-1) 为玄武岩-辉长岩质; 角闪变粒岩 (98921-4-1) 为安山岩-闪长岩质; 98922-5-3 为花岗质片麻岩.

样品的球粒陨石 [19] 标准化稀土元素型式如图 3(a) 所示. 花岗岩以最为强烈的轻、重稀土分馏与无明显的铕异常为特征. 角闪变粒岩的轻、重稀土分馏程度较灰黑色细粒麻粒岩高, 并且具相对明显的负铕异常. 灰黑色细粒麻粒岩的轻、重稀土分馏程度最低, 具不明显的正铕异常.

样品的原始地幔 [20] 标准化蛛网图如图 3(b) 所示. 从图 3(b) 可以看出, 无论是铁镁质的灰黑色细粒麻粒岩, 还是中性的角闪变粒岩与酸性的花岗质片麻岩均具 Nb, Ta 和 HREE 的亏损; 其差别在于花岗质片麻岩还存在 Sr, P 和 Ti 的亏损, 灰黑色细粒麻粒岩具明显的 Zr, Rb, Th, U 亏损与 Sr 的明显富集.

4 锆石 SHRIMP U-Pb 分析

3 个样品中的锆石颗粒晶形完好者以复四方双



图 2 样品中部分铅石在阴极发光下的形态与结构及部分分析点示意图

表 2 样品的岩石化学与微量元素组成

样号	98922-4-1	98921-4-1	98922-5-3
SiO ₂ /%	48.27	57.59	74.61
TiO ₂	0.98	0.79	0.21
Al ₂ O ₃	18.75	17.23	13.39
Fe ₂ O ₃	4.82	2.81	1.57
FeO	5.47	4.38	0.86
MnO	0.2	0.14	0.07
MgO	6.18	3.77	0.26
CaO	11.07	7.11	1.43
Na ₂ O	2.37	3.18	3.77
K ₂ O	0.19	1.46	3.14
P ₂ O ₅	0.27	0.18	0.04
烧失量	1.24	0.93	0.47
Q(CIPW)	2.24	12.25	37.29
An	39.96	28.43	6.83
Ab	20.05	26.91	31.9
Or	1.12	8.63	10.56
La/ $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	10.5	26.9	25.0
Ce	24.0	60.4	46.1
Pr	3.35	7.51	4.99
Nd	15.1	30.12	17.7
Sm	3.23	5.90	3.04
Eu	1.07	1.31	0.87
Gd	2.84	5.51	2.80
Tb	0.47	0.94	0.45
Dy	2.65	5.01	2.11
Ho	0.51	0.96	0.42
Er	1.42	2.66	1.07
Tm	0.21	0.38	0.14
Yb	1.35	2.61	0.76
Lu	0.20	0.39	0.12
Rb	0.60	45.0	68.9
Ba	108	458	768
Th	0.38	3.16	2.93
U	0.07	0.20	0.15
Nb	1.38	5.70	2.44
Ta	0.20	0.60	0.09
Sr	971	531	147
Y	12.7	24.9	10.1
Zr	24.2	121	120
Hf	0.87	3.74	4.01
(La/Yb) _N	5.29	6.98	22.2
δEu	1.14	0.74	0.96

锥、复柱状双锥为主,少数为板柱状;自形晶,柱面{100}, {110}, 锥面{111}和部分颗粒{211}发育,部分颗粒柱面较短而呈粒状;颗粒晶面完整、平直光滑;少数颗粒在透射光下可见到裂纹、或含细小包裹体、晶体棱角圆化;颗粒大小不等.对3个样品中89个颗粒的测量统计结果表明(表3).长度一般在37~127

μm 之间,宽度在13~46 μm 之间.花岗质片麻岩中的锆石平均长度为56 μm 、宽度为30 μm 、长宽比平均为1.89;角闪变粒岩中的锆石平均长度为68 μm 、宽度为26 μm 、长宽比平均为2.69.灰黑色细粒麻粒岩中的锆石平均长度为63 μm 、宽度为24 μm 、长宽比平均为2.75.由此可见,角闪变粒岩和麻粒岩中的锆石以长柱状见多,花岗质片麻岩中的锆石为相对较短的柱状.阴极发光下多数颗粒可见到明显环带结构,晶体不完整者显示出明、暗相间的结构特征,具典型岩浆锆石的特征;部分颗粒可见到围绕中心较亮的锆石有薄的暗色或明亮增生长边(如图2所示的98922-5-3中1,4,6,7,8,9,10和11号颗粒,98922-4-1中的2和12号颗粒,98921-4-1中的8号颗粒).

3个样品共分析典型代表性颗粒34个,41个点,数据如表4所示.花岗质片麻岩与灰黑色细粒麻粒岩中锆石U-Pb同位素组成在谐和线上的分布如图4所示.从表4和图4可知,花岗质片麻岩与灰黑色细粒麻粒岩中的锆石非常复杂,尤其是灰黑色细粒麻粒岩中的锆石,除了²⁰⁶Pb/²³⁸U年龄一群分布在696~808 Ma之间外,还存在非常接近谐和线的点,有²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb年龄为1884~2171 Ma的古元古代晚期的古老锆石及海西早期到印支期、燕山晚期的年轻锆石.年轻的锆石并不是古老锆石的增生边,而是以独立的颗粒存在.花岗质片麻岩中的锆石主体年龄分布于770 Ma,对具有明显增生现象的1个颗粒进行3个点(如图2中分析点7.1,7.2和7.3)的分析表明,其中心颗粒与谐和线相交年龄为2450 Ma,其²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb年龄分别为(2378±11) Ma、(2468±11) Ma和(2373±12) Ma;分析点7.2的谐和度更高,取其²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb年龄(2468±11) Ma作为此颗粒结晶年龄的近似值.

角闪变粒岩中锆石年龄的一致性说明该岩石中的锆石形成于新元古代,基本不含残留锆石;同时也说明这一套岩石主体应形成于新元古代.3个样品中主要锆石U-Pb同位素组成在谐和线上的分布如图5所示.灰黑色细粒麻粒岩(98922-4-1)中6个颗粒的谐和年龄为721 Ma.花岗岩(98922-5-3)(不包括明显为继承锆石上的7.1,7.2和7.3)与角闪变粒岩(98921-4-1)的谐和年龄是相同的,分别为(772±15) Ma、(773±11)

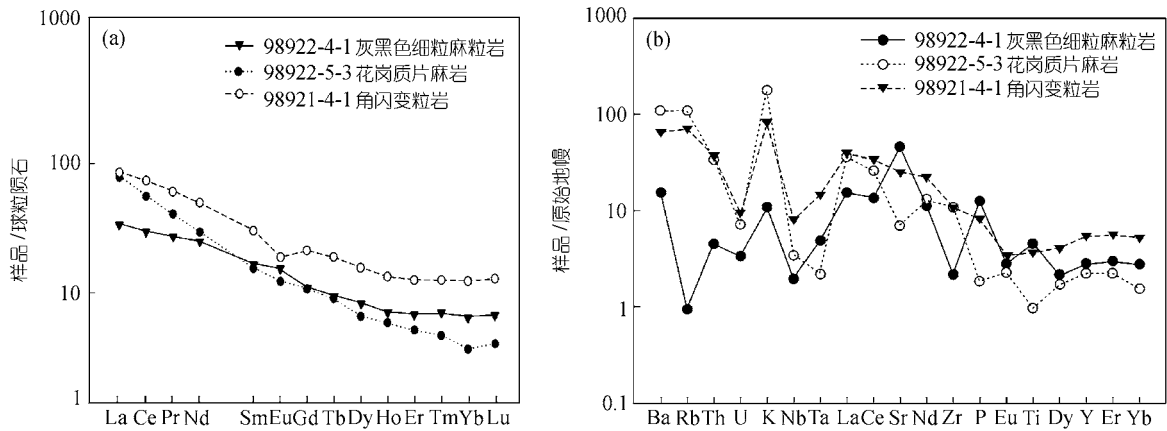


图 3 样品稀土元素分布型式(a)与不相容元素蛛网图(b)

表 3 锆石的形态特征

样号(岩性)	长度/ μm		宽度/ μm		长/宽	
	范围	平均	范围	平均	范围	平均
98922-4-1(灰黑色细粒麻粒岩)	39~102	63	13~39	24	1.71~5.86	2.75
98921-4-1(角闪变粒岩)	41~127	68	16~39	26	1.25~4.88	2.69
98922-5-3(花岗质片麻岩)	37~77	56	21~46	30	1.15~2.82	1.89

Ma. 这 3 个样品的拟合概率均大于 0.15, $\text{MSWD} < 2.5$, 因此年龄是可信的, 且主要是分析误差^[21]. 因此, 这套岩石主体应形成于新元古代, 而不是过去所认为的太古代.

5 讨论

一般认为锆石的 Th/U 比值在一定程度上能指示岩浆或变质成因, 通常变质成因锆石的 Th/U 比值小于 0.1, 火成岩成因的锆石其 Th/U 比一般在 0.1~1 的范围内^[21]. 3 个样品中锆石的 U, Th 分布如图 6 所示. 从图 6 可知, 所有样品的 Th/U 比值均大于 0.1; 即无论是古元古代的锆石还是新元古代、燕山晚期的, 都具有岩浆锆石的特征. 从阴极发光照片(图 2)所显示的结构来看, 增生边可能是代表锆石主体形成后变质改造事件的产物, 由于多数颗粒增生边过薄(小于 SHRIMP 的空间分辨率), 这次没有对它们的年龄进行测定, 但是 Zhou 等人^[21]对格宗花岗岩中一锆石增生边测得 177 Ma, 说明了变质增长事件的存在.

灰黑色细粒麻粒岩中主要锆石的形成年龄(721 Ma)与作者以前获得的 Sm-Nd 等时线年龄(706 ± 36) Ma^[5]在误差范围内是基本一致的.

古元古代早期到晚期年龄的锆石, 可能说明了早期陆壳组分对这些岩石的形成有贡献. 目前的研究表明, 扬子地块由沉积岩揭示出地壳主要形成于大约 3.3, 2.0 及 1.0 Ga 前的 3 个主要阶段^[12]. 古元古代早期到晚期年龄的锆石很可能代表着那时扬子地块陆壳基底组分. 从扬子地块北缘中段黄陵地区 1.99~3.28 Ga 的 Sm-Nd 等时线年龄、锆石 U-Pb 年龄^[13~15], 扬子地块东部福建、浙江一带变质基底中大量 1.8~2.5 Ga 的残留锆石 U-Pb 年龄^[10], 也说明了古老陆壳组分的存在. 这些岩石及该区类似的其它岩石平均为 1.2 Ga 的 Nd 模式年龄^[5]说明它们从地幔分离进入到地壳不早于中元古代晚期.

这套岩石由于主要形成于 721~773 Ma 期间, 与 Li 等人^[22]在康定-泸定及攀枝花地区对康定杂岩中的花岗闪长岩质、闪长岩质及花岗岩质岩石中锆石 SHRIMP U-Pb 定年所取得的 751~768 Ma 结晶年龄是基本一致的, 低于 Zhou 等人^[21]在康定-泸定-丹巴地区对片麻状花岗岩中的锆石 SHRIMP U-Pb 定年所获得的 795~797 Ma 的结晶年龄. 从这些杂岩体在川西的区域分布来看, 从北部康定-泸定-丹巴到中部 的冕宁、南部的攀枝花绵延近千公里的范围内, 年龄

表 4 锆石 SHRIMP U-Pb 分析结果^{a)}

样号 点位	U / $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	Th / $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	Th/U	$^{206}\text{Pb}^{*b)}$ / $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	$^{206}\text{Pb}^c)$ /%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$t_{206/238}(\pm 1\sigma)$ /Ma	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$t_{207/206}(\pm 1\sigma)$ /Ma	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$t_{207/235}(\pm 1\sigma)$ /Ma
98922-4-1 灰黑色细粒麻粒岩											
1.1	181	159	0.88	17.9	0.75	0.1140	696 ± 14	0.0634	720 ± 69	1.00	704 ± 27
2.1	718	282	0.39	137.9	1.60	0.2198	1281 ± 23	0.1330	2138 ± 126	4.03	1640 ± 123
2.2	796	183	0.23	140.8	0.13	0.2055	1205 ± 21	0.1153	1884 ± 10	3.27	1474 ± 29
3.1	227	484	2.13	22.9	0.39	0.1168	712 ± 13	0.0652	780 ± 50	1.05	729 ± 22
4.1	153	140	0.92	16.6	1.04	0.1250	759 ± 15	0.0613	650 ± 87	1.06	734 ± 33
5.1	370	113	0.31	107.5	0.23	0.3369	1872 ± 32	0.1223	1990 ± 22	5.68	1928 ± 44
5.2	525	187	0.36	141.1	0.04	0.3130	1755 ± 30	0.1356	2171 ± 24	5.85	1954 ± 47
6.1	267	176	0.66	14.2	1.41	0.0609	381 ± 8	0.0487	132 ± 148	0.41	349 ± 23
6.2	232	156	0.67	12.8	1.00	0.0634	397 ± 8	0.0509	236 ± 139	0.45	377 ± 24
7.1	288	183	0.64	9.80	1.42	0.0391	248 ± 5	0.0482	110 ± 170	0.26	235 ± 18
8.1	456	266	0.58	15.4	1.31	0.0388	245 ± 5	0.0541	374 ± 101	0.29	259 ± 13
9.1	207	340	1.64	23.9	0.39	0.1335	808 ± 16	0.0632	716 ± 58	1.16	828 ± 31
9.2	139	156	1.13	15.1	1.96	0.1240	754 ± 15	0.0614	652 ± 146	1.05	729 ± 52
10.1	366	296	0.81	15.9	0.98	0.0500	314 ± 6	0.0501	199 ± 101	0.35	305 ± 15
11.1	262	352	1.34	26.3	0.59	0.1160	708 ± 13	0.0624	689 ± 53	1.00	704 ± 23
12.1	2464	1830	0.74	33.0	0.67	0.0155	99 ± 2	0.0626	694 ± 73	0.13	124 ± 5
13.1	1070	665	0.62	79.3	0.46	0.0859	531 ± 10	0.0553	424 ± 48	0.65	509 ± 15
98921-4-1 角闪变粒岩											
1.1	285	644	2.26	30.5	2.24	0.1246	757 ± 14	0.0645	758 ± 33	1.11	758 ± 19
2.1	359	919	2.56	38.2	0.35	0.1234	750 ± 14	0.0651	778 ± 32	1.11	758 ± 19
3.1	80	61	0.76	9.01	1.22	0.1292	784 ± 16	0.0625	692 ± 109	1.11	758 ± 42
4.1	364	914	2.51	39.6	0.09	0.1264	767 ± 14	0.0664	821 ± 26	1.16	782 ± 18
5.1	86	129	1.50	9.49	1.89	0.1279	776 ± 16	0.0664	819 ± 87	1.17	787 ± 37
6.1	339	858	2.53	38.2	1.50	0.1314	796 ± 15	0.0662	814 ± 26	1.20	801 ± 18
7.1	312	730	2.34	35.1	1.11	0.1306	791 ± 16	0.0650	774 ± 29	1.17	787 ± 20
8.1	291	673	2.31	31.6	0.25	0.1262	766 ± 14	0.0668	830 ± 29	1.16	782 ± 19
9.1	83	62	0.74	10.0	1.94	0.1395	842 ± 18	0.0782	1152 ± 69	1.50	930 ± 39
9.2	197	372	1.89	21.9	1.63	0.1283	778 ± 15	0.0607	628 ± 65	1.07	739 ± 27
10.1	431	1172	2.72	47.1	0.46	0.1268	769 ± 14	0.0636	728 ± 34	1.11	758 ± 19
98922-5-3 花岗质片麻岩											
1.1	660	372	0.56	71.7	0.81	0.1264	767 ± 14	0.0684	880 ± 17	1.19	796 ± 17
2.1	2342	2096	0.89	262	0.21	0.1303	790 ± 14	0.0646	762 ± 9	1.16	782 ± 16
3.1	984	632	0.64	110	0.58	0.1306	791 ± 14	0.0700	930 ± 15	1.26	828 ± 17
4.1	417	120	0.29	45.6	0.43	0.1274	773 ± 14	0.0671	840 ± 27	1.18	791 ± 18
5.1	2126	284	0.13	232	0.29	0.1269	770 ± 14	0.0676	855 ± 10	1.18	791 ± 16
6.1	411	329	0.80	43.8	0.33	0.1242	755 ± 14	0.0662	814 ± 22	1.13	768 ± 17
7.1	71	53	0.74	26.3	1.05	0.4305	2308 ± 41	0.1528	2378 ± 18	9.07	2345 ± 56
7.2	162	40	0.25	66.7	0.12	0.4787	2521 ± 41	0.1612	2468 ± 11	10.6	2492 ± 52
7.3	86	50	0.59	30.4	0.19	0.4103	2216 ± 39	0.1524	2373 ± 17	8.62	2299 ± 53
8.1	314	254	0.81	33.4	1.17	0.1238	752 ± 14	0.0680	868 ± 36	1.16	782 ± 20
9.1	1096	469	0.43	118	1.10	0.1257	763 ± 14	0.0739	1038 ± 44	1.28	837 ± 24
10.1	758	559	0.74	82.8	0.77	0.1272	772 ± 14	0.0697	919 ± 16	1.22	810 ± 17
11.1	1778	442	0.25	195	1.41	0.1275	774 ± 14	0.0717	979 ± 36	1.26	828 ± 22

a) 3 组年龄均由 ^{204}Pb 校正b) $^{206}\text{Pb}^*$ 表示放射成因 ^{206}Pb 质量分数c) c代表普通 ^{206}Pb 在总铅中所占分数

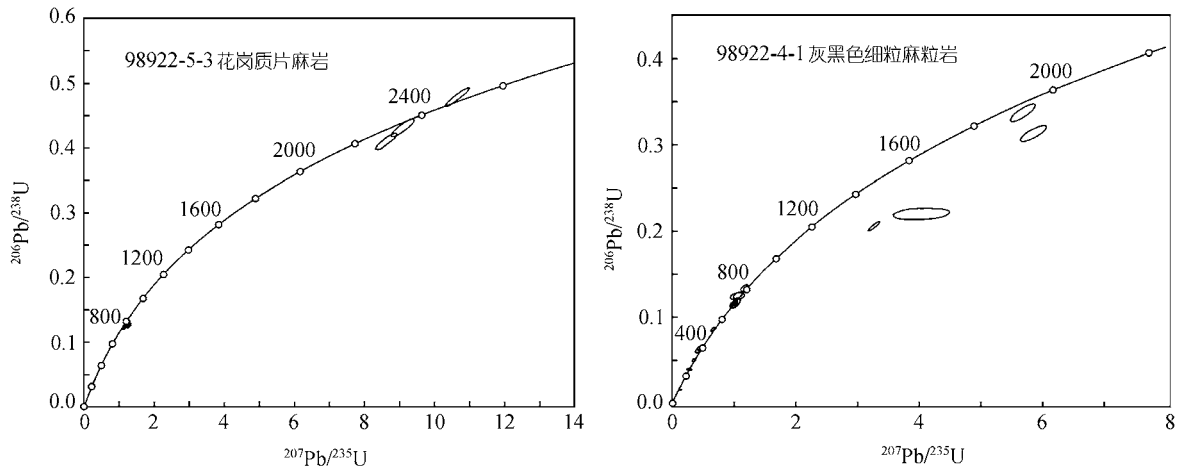


图 4 花岗质片麻岩(98922-5-3)与灰黑色细粒麻粒岩(98922-4-1)中锆石在 U-Pb 谐和图上的分布

有变新的趋势. 721 Ma 是本区目前所测得的该期锆石 U-Pb 年龄最低值, 且属于灰黑色麻粒岩. 结合锆石阴极发光所观察到的结构特征及其均大于 0.1 的 Th/U 比值, 我们所取得的 721~773 Ma 年龄也应代表着该区岩浆结晶年龄. 从灰黑色细粒麻粒岩中测得一些 99~531 Ma 年龄的锆石及结晶锆石具有的增生边, 可以推断这套岩石结晶后在后期遭受到强烈的变质作用影响, 达到新生锆石形成的物理化学条件. 徐士进等人^[6]根据 218 Ma 的矿物 Rb-Sr 等时线, 推断此年龄反映二叠纪正长辉长岩侵入的热扰动作用. 马玉孝等人^[23]在对攀枝花-西昌地区进行的区域地质调查中发现这类结晶基底岩石普遍遭受到晚二叠世岩浆岩与喜马拉雅期动力变质作用的影响. 由此看来, 至少至印支-燕山期该区局部可能处于较高温环境^[24].

本文所获年龄与其他研究者用锆石 SHRIMP U-Pb 定年获得的南华系下统溧水河组上部凝灰岩 758 Ma^[25]、莲沱组(相当于溧水河组)凝灰岩夹层 766 Ma^[26]在误差范围内是同期的. 沈渭洲等人^[27]对南岭东段闽西南中元古代至早中生代地层的系统 Sm-Nd 同位素研究揭示出在新元古代(0.8~0.7 Ga)有新生地壳组分的加入. 陈道公等人^[28]对大别、苏鲁桃行与虎山花岗片麻岩中的锆石用 SIMS 测定出其结晶年龄为 0.7~0.8 Ga. 这些说明, 无论是由锆石 SHRIMP U-Pb 定年, 还是 Nd 模式年龄都表明在新元古代期间在华南地区存在强烈的岩浆活动. 该期的岩浆作用不

仅局限于我国华南地区, 在澳大利亚 Adelaide、西澳大利亚、Tasmania、北美的 Laurentia、印度、塞舌尔、马达加斯加和南非均同时存在^[22]. 郑永飞^[26]认为新元古代中期与超大陆裂解有关的超级地幔柱作用及由其导致的大规模裂谷岩浆活动, 可能在启动全球性冰川、引起局部地区间冰川及终止雪球地球事件中起到了非常重要的作用.

对这套岩石的成因, 目前主要有两种观点: Li 等人^[10,22]、李献华等人^[29]根据花岗岩类与同期基性岩类的双峰式分布特征及基性岩脉-岩墙群辐射状分布, 认为超级地幔柱驱动 Rodinia 超大陆裂解, 从而在大陆裂谷环境中形成这套岩石组合. Zhou 等人^[7]则依据米易杂岩(760 Ma)与格宗花岗质杂岩(865 Ma)有 100 Ma 的时间跨度, 而地幔柱不可能跨越这么长时间及由 Nb-Y-Rb 对构造环境的判别为火山弧, 认为这套岩石是消减弧的基底从西向扬子地块俯冲, 在岛弧带中形成. 为了解释地幔柱时间跨度过长的问题, Li 等人^[22]提出超级地幔柱的两阶段模式, 即第一阶段发生于大约 830~795 Ma, 第二阶段大约是 780~745 Ma. 尽管我们的微量元素地球化学特征也表明这套岩石与 Zhou 等人^[7]所示岩石具类似特征(亏损 Nb, Ta 和 HREE), 但由于能确定构造环境的基性岩只有一个样品, 而花岗岩类的地球化学特征对环境指示可能具不确定性^[29], 因此其形成构造环境有待更深入

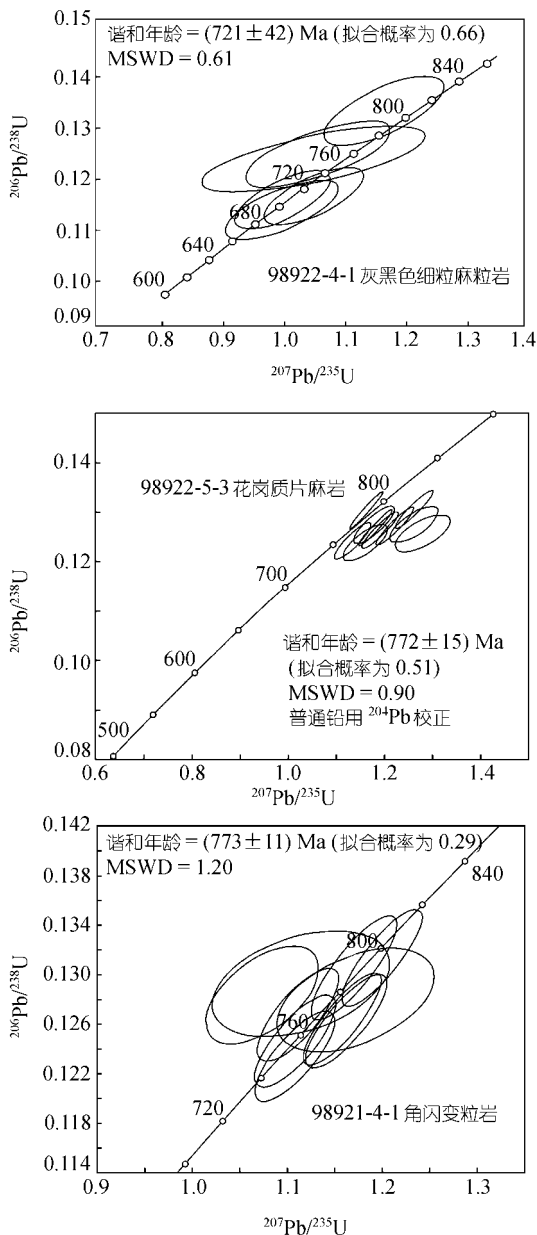


图 5 样品在 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 谐和线上的分布及年龄 (由Isoplot软件拟合计算)

研究。但是, 我们的铅同位素研究揭示出扬子地块西缘北段以康定杂岩为代表的各类岩石以低放射成因铅组成为特征, 明显不同于在云南出露的扬子地块西缘南段代表着扬子克拉通主体特征的高放射成因铅组成的基底杂岩^[30], Nd模式年龄平均为 1.2 Ga也明显低于扬子克拉通西段南缘的基底岩石^[5], 这些表

明二地幔域存在明显的差别。如果康定杂岩中的花岗质岩石是仅由扬子陆壳重熔产生, 其铅同位素组成与Nd模式年龄应与桂北、江西、云南、安徽的花岗岩类 1.85~2.22 Ga的Nd模式年龄^[31]基本一致。同时, 即使是Li等人^[22]对康定-泸定及攀枝花地区康定杂岩中锆石SHRIMP U-Pb定年, 其样品就包含有中性成分的闪长岩, 与本次研究的角闪变粒岩一样均属安山岩质系列, 从而岩石学与岩石化学上就表明该期岩浆岩并不具双峰式分布特征。因此, 康定杂岩可能是新元古代期间扬子地块西北缘的新生地壳拼贴到扬子陆块中的产物, 其形成环境应具有岛弧岩浆或底侵作用的特征, 它们可能是Rodinia超大陆在 830~795 Ma期间裂解产生的岩浆底侵于扬子陆块下或以洋壳板片的形式俯冲到扬子陆块的过程中, 新生陆壳物质与古老地壳物质相互作用形成的产物。由此看来, 扬子陆块的形成过程非常复杂, 它可能由不同块体最晚至新元古代拼合而形成。

以上讨论表明麻粒岩相的变质作用应发生在 721 Ma以后的古生代到中生代期间, 而不是Nd模式年龄指示的 1.2 Ga前或Sm-Nd矿物等时线所给出的 1140 Ma^[6]前。Nd模式年龄与矿物Sm-Nd等时线可能代表古老(古元古代、中元古代)地壳组分与新元古代新生地壳组分的混合, 我们从康定、泸定、冕宁等地这类岩石的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值与 $1/\text{Nd}$ 的线性关系上佐证了这种混合。

6 结论

通过对冕宁沙坝地区出露的康定杂岩锆石SHRIMP U-Pb年代学研究, 结合其岩石化学与微量元素地球化学特征, 对其成因获得以下结论:

(1) 冕宁沙坝地区的康定杂岩主要结晶于 721~773 Ma 期间, 它是全球新元古代同期岩浆作用的产物, 为钙碱性系列的侵入岩组合, 结晶后的变质改造作用形成现今所见的高级变质特征, 99~531 Ma 的锆石可能反映了变质改造事件的年龄。

(2) 花岗质片麻岩与基性麻粒岩中含有古元古代早期到晚期的陆壳残留锆石, 目前测得的最老锆石为 2468 Ma, 可能代表着扬子地块的基底。

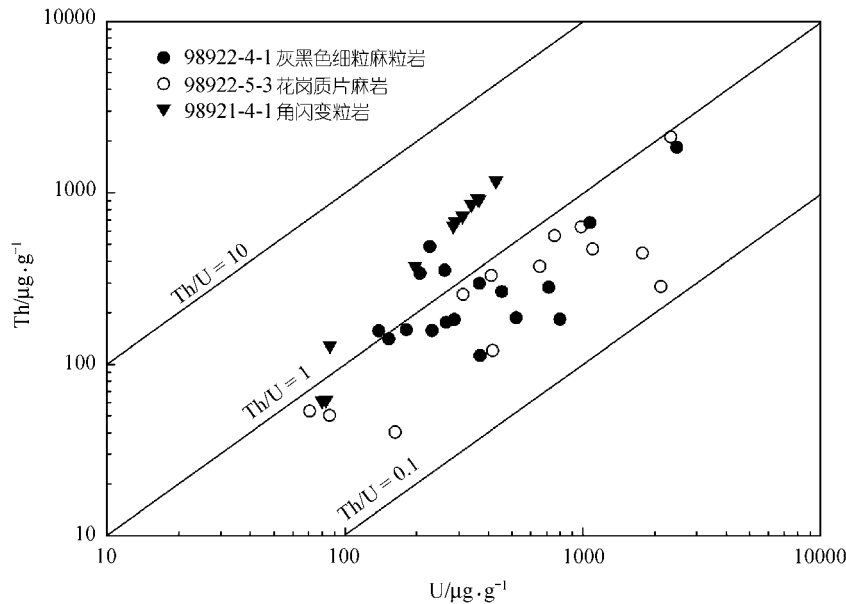


图 6 锆石 Th-U 含量分布

(3) 岩性从基性到中性、酸性, 具钙碱性岩石组合特征; 在微量元素组成上具类似岛弧岩浆特征的 Nb, Ta 和 HREE 亏损, 它们可能形成于岛弧或底侵环境中。

致谢 离子探针分析得到北京离子探针中心刘敦一先生的大力支持与帮助。张本仁院士、许荣华和万渝生研究员对论文初稿提出了宝贵的意见。审稿人对本文提出了详细的修改意见。在研究过程中, 与南京大学地球科学系方中教授进行过有益的交流, 郑妍帮助清绘部分图件, 在此谨致谢忱。

参 考 文 献

- 1 四川省地质矿产局. 四川省区域地质志, 中华人民共和国地质矿产部地质专报, 一区域地质, 第 23 号. 北京: 地质出版社, 1991. 1~7
- 2 袁海华, 张树发, 张平, 等. 康滇地轴基底时代的初步轮廓. 见: 张云湘, 刘秉光主编. 中国攀西裂谷文集(2). 北京: 地质出版社, 1987. 51~60
- 3 袁海华, 张树发, 张平, 等. 攀西裂谷岩浆岩同位素地质年代学初步研究. 见: 张云湘, 刘秉光主编. 中国攀西裂谷文集(1). 北京: 地质出版社, 1985. 241~257
- 4 胥德恩, 陈友良, 张应全, 等. 康定杂岩的时代及成因探讨. 地质论评, 1995, 41(2): 101~111
- 5 陈岳龙, 罗照华, 刘翠. 对扬子克拉通西缘四川康定-冕宁变质基底的新认识——来自 Nd 同位素的证据. 地球科学, 2001, 26(3): 278~285
- 6 徐士进, 于航波, 王汝成, 等. 川西沙坝麻粒岩的 Sm-Nd 和 Rb-Sr 同位素年龄及其地质意义. 高校地质学报, 2002, 8(4): 399~406
- 7 Zhou M F, Yan D P, Kennedy A K, et al. SHRIMP U-Pb zircon geochronological and geochemical evidence for Neoproterozoic arc-magmatism along the western margin of the Yangtze Block, South China. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 196: 51~67[DOI]
- 8 Li Z X, Li X H, Kinny P D, et al. The breakup of Rodinia: Did it start with a mantle plume beneath South China? *Earth Planet Sci Lett*, 1999, 173: 171~181[DOI]
- 9 Li Z X, Zhang L H, Powell C M. South China in Rodinia: Part of the missing link between Australia-East Antarctica and Laurentia. *Geology*, 1995, 23: 407~410[DOI]
- 10 Li Z X, Cho M, Li X H. Precambrian tectonics of East Asia and relevance to supercontinent evolution. *Precambrian Res*, 2003, 122: 1~6[DOI]
- 11 Zhou X H, Cheng H, Zhong Z H. The source province of metamorphic rocks from southern Zhejiang — a case study. In: *Laboratory of Lithosphere Tectonic Evolution, Institute of Geology, Chinese Academy of Sciences, ed. Memoir of Lithospheric Tectonic Evolution Research (1)*. Beijing: Seismological Publishing House, 1992. 114~119
- 12 Chen Y L, Yang Z F. Nd model ages of sedimentary profile from the northwest Yangtze Craton, Guangyuan, Sichuan province, China and their geological implication. *Geochemical Journal*, 2000, 34(4): 263~270

- 13 凌文黎, 高山, 郑海飞, 等. 扬子克拉通黄陵地区崆岭杂岩 Sm-Nd 同位素地质年代学研究. 科学通报, 1998, 43(1): 86~89
- 14 Qiu Y M, Gao S, McNaughton N J, et al. First evidence of >3.2 Ga continental crust in the Yangtze craton of south China and its implications for Archean crustal evolution and Phanerozoic tectonics. *Geology*, 2000, 28(1): 11~14[DOI]
- 15 高山, Qiu Yumin, 凌文黎, 等. 崆岭高级变质地体单元颗粒锆石 SHRIMP U-Pb 年代学研究. 中国科学, D 辑, 2001, 31(1): 27~35[摘要] [PDF]
- 16 贺节明, 陈国豪, 杨兆兰, 等. 康滇灰色片麻岩. 重庆: 重庆出版社, 1988. 11~164
- 17 陆怀鹏, 徐士进, 王汝成, 等. 川西沙坝麻粒岩原岩特征及变质作用. 南京大学学报(自然科学), 1999, 35(3): 399~406
- 18 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. 地质论评, 2002, 48(增刊): 26~30
- 19 Boynton W V. Geochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: Henderson P, ed. *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, 1984. 63~114
- 20 Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Sanders A D, Norry M J, eds. *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol Soc London, Spec Publ, 1989. 42: 313~345
- 21 Dickin A P. *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge: Cambridge University Press, 1995. 436
- 22 Li Z X, Li X H, Kinny P D, et al. Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze Craton, South China and correlations with other continents: Evidence for a mantle super-plume that broke up Rodinia. *Precambrian Res*, 2003, 122: 85~109[DOI]
- 23 马玉孝, 王大可, 纪相田, 等. 川西攀枝花-西昌地区结晶基底的划分. 地质通报, 2003, 22(9): 688~694
- 24 陈岳龙. 新疆东天山花岗岩类岩石形成的物理化学条件. 矿物岩石, 1993, 13(4): 11~20
- 25 尹崇玉, 刘敦一, 高林志, 等. 南华系底界与古城冰期的年龄: SHRIMP II 定年证据. 科学通报, 2003, 48(16): 1721~1725 [摘要] [PDF]
- 26 郑永飞. 新元古代岩浆活动与全球变化. 科学通报, 2003, 48(16): 1705~1720
- 27 沈渭洲, 于津海, 赵蕾, 等. 南岭东段后太古宙地层的 Sm-Nd 同位素特征与地壳演化. 科学通报, 2003, 48(16): 1740~1745 [摘要] [PDF]
- 28 陈道公, Deloule E, 程昊, 等. 大别-苏鲁变质岩锆石微区氧同位素特征初探: 离子探针原位分析. 科学通报, 2003, 48(16): 1732~1739 [摘要] [PDF]
- 29 李献华, 李正祥, 周汉文, 等. 川西新元古代玄武质岩浆岩的锆石 U-Pb 年代学、元素和 Nd 同位素研究: 岩石成因与地球动力学意义. 地学前缘, 2002, 9(4): 329~338
- 30 Chen Y L, Luo Z H, Liu C. Re-recognition on the western margin of the Yangtze Craton based on Nd and Pb isotopic compositions. *Eos Trans, Western Pacific Geophysics Meet*, 2000, Suppl, V AGU, 81(22): 32B-03
- 31 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? *Precambrian Res*, 2003, 122: 45~83[DOI]