

梅树村剖面离子探针锆石 U-Pb 年代学: 对前寒武纪-寒武纪界线的年代制约

朱日祥^{①*}, 李献华^①, 侯先光^②, 潘永信^③, 王非^①, 邓成龙^①, 贺怀宇^③

① 中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029;

② 云南大学云南省古生物研究重点实验室, 昆明 650091;

③ 中国科学院地质与地球物理研究所地球深部研究重点实验室, 北京 100029

* E-mail: rxzhu@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期: 2009-04-17; 接受日期: 2009-07-17

国家自然科学基金项目(批准号: 40730211, 40821091)资助

摘要 前寒武纪-寒武纪之交是地球演化历史上最重大的变革时期之一。前寒武纪-寒武纪界线年龄的准确确定对理解超大陆裂解、早期生命辐射、全球生物地球化学循环以及环境变化等一系列全球性的重大科学问题至关重要。云南梅树村剖面曾经是前寒武纪-寒武纪界线全球标准层型剖面和点位的三个候选剖面之一。对梅树村剖面的凝灰岩层(即第 5 层)进行了高精度 SIMS 锆石 U-Pb 定年, 对本文 13 个谐和 SIMS 数据和 Sawaki 等人(2008)所测的 4 个 nano-SIMS 数据进行加权平均可以得到 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 $(535.2 \pm 1.7) \text{ Ma}$ ($\text{MSWD} = 0.53$), 这很可能是目前对梅树村第 5 层凝灰岩年龄的最佳估计值。这个新的年龄结果说明梅树村剖面的前寒武纪-寒武纪界线应该更接近小歪头山段底部的 A 点而不是中谊村段上部的 B 点, 并为华南前寒武纪-寒武纪地层对比提供了一个可靠的年龄控制点。

关键词

梅树村

U-Pb 年代学

前寒武纪-

寒武纪界线

新元古代晚期到寒武纪早期是地球演化历史上最重大的变革时期之一, 一系列全球性的地质事件都发生在这一时期, 例如超大陆裂解、低纬度冰川发育、后生多细胞动物繁衍、全球海洋/大气化学成分的巨大波动, 等等。因此, 这一特殊地质历史时期涉及全球古板块运动、环境变迁、生命演化等一系列重大科学问题^[1~7]。新元古代末期至寒武纪初期这段时间, 在生命演化历史上具有特别重要的意义。软体动物和遗迹化石在新元古代末期首次出现、具有矿化骨骼的动物在新元古代/寒武纪界线附近突然繁盛, 这些都是生命演化历史上的重大事件。因此, 新元古代

末期到寒武纪地层的准确定年对理解地球演化历史, 尤其是探索早期生命演化过程具有非常重要的意义。

云南梅树村剖面寒武系地层连续、出露十分良好, 下部富含小壳动物化石^[8]。剖面第 5 层为一凝灰岩层, 是良好的定年材料。著名的“澄江动物群”的层位相当于剖面上部的玉案山段地层^[9]。20 世纪 80 年代初, 梅树村剖面曾经是前寒武纪-寒武纪界线全球标准层型剖面和点位(即金钉子)的三个候选剖面之一^[10]。随后, 来自全世界的许多地球科学家对梅树村及其邻近的剖面开展了同位素年代学、生物地层学、生物地球化学等多学科的综合研究^[2,3,8,11~17]。然而, 由于古老沉

积物定年的困难, 人们对于前寒武纪-寒武纪界线位置一直存在较大的争论. 本文报道梅树村剖面凝灰岩层(即第5层)的SIMS锆石U-Pb年龄新结果, 并探讨该年龄结果对华南地区前寒武纪-寒武纪界线的制约.

1 地质背景

梅树村剖面位于昆明市西南约 45 km 的昆阳磷矿矿区. 昆明地区位于扬子台地西南缘, 是中国震旦纪、寒武纪地层比较发育的地区之一, 特别是早寒武世地层层序完整、化石丰富, 一直是中国西南地区下寒武统划分对比的标准^[18]. 梅树村剖面的岩石地层和生物地层划分见图 1. 梅树村剖面岩石地层包括下部的渔户村组和上部的黑林铺组, 其中, 渔户村组从下到上分为四段, 即白岩峭段、小歪头山段、中谊村段和大海段; 黑林铺组从下到上分为两段, 即石岩头段和玉案山段. 渔户村组的白岩峭段、小歪头山段和大海段主体岩性为白云岩, 中谊村段主体岩性为磷块岩, 凝灰岩层(第 5 层)产于中谊村段中部, 将磷矿层分为“上磷矿层”和“下磷矿层”, 本研究用的测年样品即产自第 5 层. 该凝灰岩呈灰白色块状, 弱胶结, 主要矿物为黑云母、石英, 以晶屑形态产出. 石英多呈菱形及三角形, 显示出高温 β -石英的假形. 样品含大量岩屑, 呈浑圆状产出, 普遍可见港湾状熔蚀边, 表明曾受过高温熔蚀作用. 黑林铺组地层主要由粉砂岩、页岩和砂岩组成. 其中, 石岩头段底部的第 9 层和玉案山段下部的第 13, 14 层都是由黑色页岩组成, 又分别称为“下黑层”和“上黑层”, 是区域地层对比的良好标志层.

梅树村剖面可以划分为 3 个生物地层单元, 从老到新依次为震旦系灯影峡阶、寒武系梅树村阶和寒武系筇竹寺阶(图 1). 该剖面上有四个层位具有重要的生物地层学意义. 第一, A 点(24°43'50.7"N, 102°33'58.8"E), 该点位于第 1 层(小歪头山段)底部之上 0.8 m, 标志着小壳动物化石的首次出现; 第二, B 点, 位于第 6 和 7 层的界线处, 标志着小壳动物化石的突然繁盛, A 点和 B 点曾分别被建议为中国和国际前寒武纪-寒武纪界线; 第三, C 点, 位于渔户村组和黑林铺组的界线处, 该点代表区域沉积环境发生了深刻的转变, 即从蒸发盐型环境转换到富含有机质

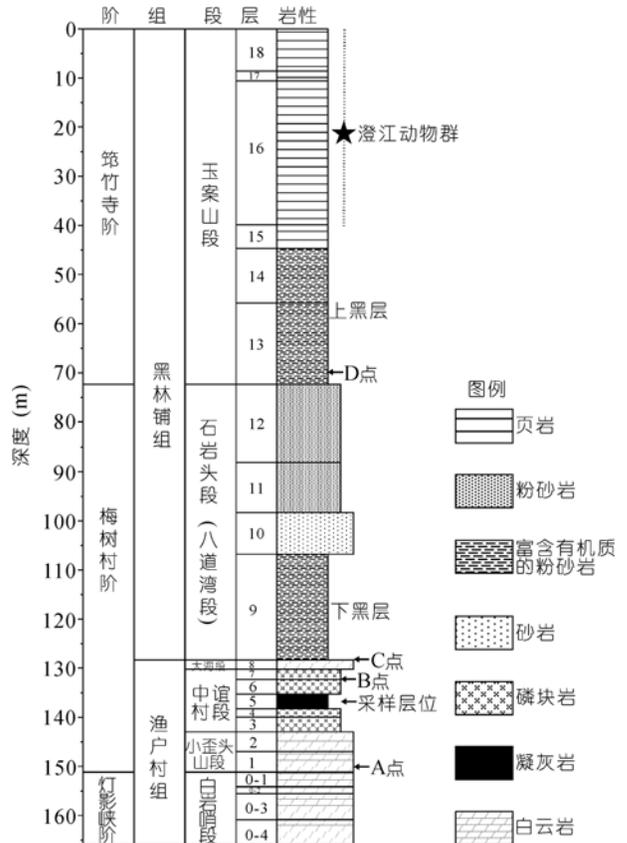


图 1 梅树村剖面的地层划分

据罗惠麟等^[18]修改

的碎屑岩型环境^[12,18]; 第四, D点, 该点位于第 13 层底部之上 2.4 m, 标志着华南最早的三叶虫出现.

2 分析方法与实验结果

用常规的重液和磁选技术分选出 HHY_07KY_1 样品中的锆石, 将包裹体少、无明显裂隙且晶形完好的锆石颗粒和标准锆石 91500 一起粘贴在环氧树脂表面制成样品靶, 然后对其抛光直至锆石露出一半晶面, 对待测锆石做透射光、反射光显微照相和阴极发光(CL)图像分析, 以揭示其内部结构、帮助选定最佳的待测锆石部位. 样品靶在真空下镀金以备分析.

锆石U、Th和Pb 同位素分析在中国科学院地质与地球物理研究所的Cameca IMS-1280 离子探针(SIMS)上进行. U-Th-Pb比值和含量相对于标准锆石 91500^[19], 实验流程和数据处理详见Li等^[20]. 普通Pb校正采用实测 ²⁰⁴Pb值. 由于测得的普通Pb含量非常低, 可以认为普通Pb主要来源于制样过程中带入的

表面 Pb 污染, 因此用现代地壳的平均 Pb 同位素组成 [21] 作为普通 Pb 组成进行校正. 单点分析的同位素比值及年龄误差为 1σ , 加权平均年龄误差为 95% 置信度. 数据处理采用 Isoplot/Ex v. 2.49 软件 [22].

样品 HHY_07KY_1 的锆石粒度普遍较小 (50~150 μm), 大多数锆石为短柱状自形晶长宽比介于 1:1 到 1:4 之间. CL 图像显示这些锆石具有多种内部结构 (图 2), 包括结晶环带、继承核和由于辐射损伤造成的脱晶化作用 [11].

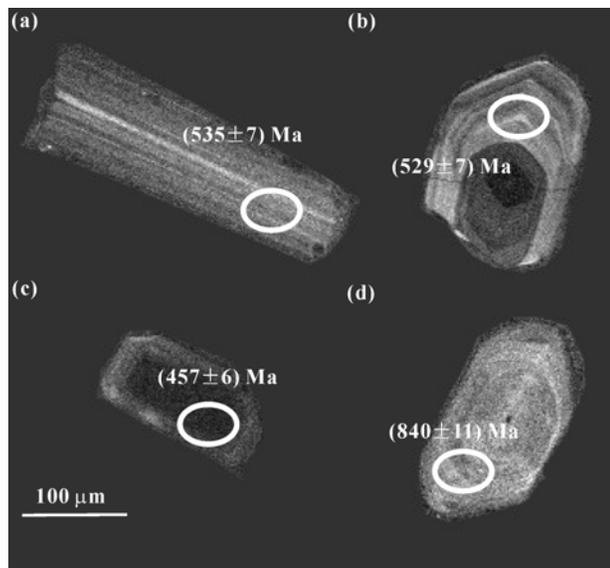


图 2 梅树村剖面第五层凝灰岩样品 HHY_07KY_1 中代表性锆石的阴极发光 (CL) 图像
(a) HHY_07KY_1@20; (b) HHY_07KY_1@12; (c) HHY_07KY_1@4; (d) HHY_07KY_1@9. 图像中椭圆代表 SIMS 定年分析点的位置及其相应的 U-Pb 年龄

我们对 23 个锆石颗粒进行了 23 个分析点的 U-Pb 同位素年龄分析, 分析结果见表 1 和图 3. 所分析的锆石 U 含量介于 55~3798 ppm, Th 含量介于 39~4804 ppm, Th/U 比值在 0.42~1.30 之间变化.

由表 1 可知, 18 个锆石分析点的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄在误差范围内基本一致, 平均值为 (532 ± 12) Ma, 其中 1, 4 和 5 号分析点的 3 个锆石 CL 图像非常暗 (如图 2(c)), 并且含有很高的 U (851~3798 ppm) 和 Th (507~4804 ppm), 其不一致的 U-Pb 年龄可能是由于放射成因 Pb 丢失. 剩下 15 个锆石均为具有明显结晶环带的锆石或增长边 (图 2(a), (b)), 其 U-Pb 年龄在误差范围

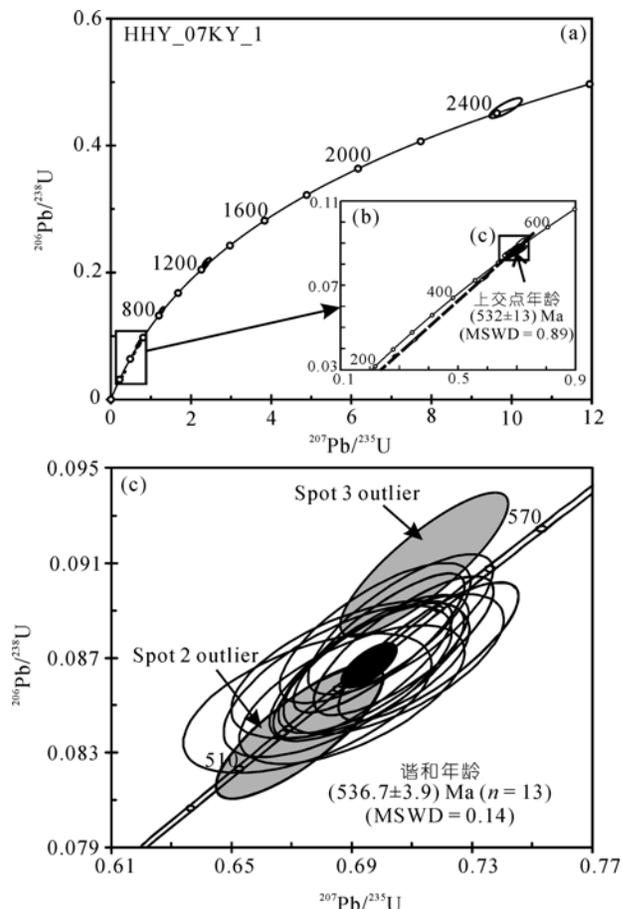


图 3 梅树村剖面第五层凝灰岩中 SIMS 锆石 U-Pb 年龄分析结果

(a) 所有 23 个锆石分析结果. (b) 放大图为 18 个岩浆锆石分析结果, 其中 3 个分析点显示出不同程度的放射成因 Pb 丢失; 这 18 个数据组成不谐和线, 上交点为 (532 ± 13) Ma. (c) 13 个分析点构成谐和年龄为 (536.7 ± 3.9) Ma, 包括衰变常数误差

内一致, 谐和年龄为 (536.5 ± 4.2) Ma (MSWD = 0.27). 由于第 3 号分析点略呈反向不谐和, 第 2 号分析点的 U-Pb 年龄明显小于其 Pb/Pb 年龄, 可能存在少量的放射成因 Pb 丢失, 将这 2 个分析点删除后剩下的 13 个锆石平均 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = 0.6981 \pm 0.0073$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0.08680 \pm 0.00065$, 对应的 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 年龄为 (537.7 ± 4.4) Ma, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 (536.6 ± 3.9) Ma. 因此, 根据锆石的形态、Th/U 比值和 CL 图像特征, 我们将这 13 个分析点的 U-Pb 谐和年龄 (536.7 ± 3.9) Ma (MSWD = 0.14) (图 3(c)) 解释为凝灰岩锆石 HHY_07KY_1 的结晶年龄.

另外 5 个分析点得到了异常老的 U-Pb 年龄. 23

表 1 SIMS 锆石 U-Pb 数据^{a)}

测点号	U /ppm	Th /ppm	Th U	f_{206} /%	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ /%	$\pm 1\sigma$ /%	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ /%	$\pm 1\sigma$ /%	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ /%	$\pm 1\sigma$ /%	$t_{207/206}$ /Ma	$\pm 1\sigma$	$t_{207/235}$ /Ma	$\pm 1\sigma$	$t_{206/238}$ /Ma	$\pm 1\sigma$
HHY_07KY_1@1	3158	3789	1.20	1.56	0.0583	1.29	0.349	1.94	0.0434	1.45	541	28	304	5	274	4
HHY_07KY_1@2	436	237	0.54	0.21	0.0582	0.99	0.673	1.69	0.0839	1.37	536	22	522	7	519	7
HHY_07KY_1@3	492	332	0.68	0.03	0.0570	0.84	0.714	1.61	0.0909	1.37	490	18	547	7	561	7
HHY_07KY_1@4	851	507	0.60	0.29	0.0579	0.96	0.587	1.68	0.0734	1.38	528	21	469	6	457	6
HHY_07KY_1@5	3798	4804	1.27	3.63	0.0573	1.96	0.284	2.41	0.0359	1.40	503	43	254	5	228	3
HHY_07KY_1@6	237	179	0.75	0.11	0.0579	1.15	0.706	1.79	0.0884	1.37	527	25	542	8	546	7
HHY_07KY_1@7	113	61	0.54	0.12	0.0802	1.14	2.387	1.79	0.2159	1.37	1201	22	1239	13	1260	16
HHY_07KY_1@8	196	140	0.71	0.58	0.0583	1.31	0.695	1.90	0.0864	1.37	542	28	536	8	534	7
HHY_07KY_1@9	87	39	0.44	0.12	0.0656	1.38	1.259	1.94	0.1391	1.37	795	29	828	11	840	11
HHY_07KY_1@10	131	75	0.57	0.29	0.0578	1.68	0.685	2.26	0.0860	1.52	521	36	530	9	532	8
HHY_07KY_1@11	126	76	0.61	0.08	0.0811	0.75	2.351	1.56	0.2103	1.37	1224	15	1228	11	1230	15
HHY_07KY_1@12	112	47	0.42	0.14	0.0586	1.72	0.690	2.22	0.0854	1.40	551	37	533	9	529	7
HHY_07KY_1@13	164	84	0.51	0.09	0.0575	1.25	0.698	1.86	0.0880	1.37	510	27	537	8	544	7
HHY_07KY_1@14	210	149	0.71	0.05	0.0595	1.03	0.715	1.71	0.0873	1.37	584	22	548	7	539	7
HHY_07KY_1@15	295	223	0.75	0.09	0.0579	0.95	0.699	1.66	0.0876	1.37	524	21	538	7	541	7
HHY_07KY_1@16	265	187	0.70	0.18	0.0586	1.06	0.707	1.73	0.0875	1.37	553	23	543	7	541	7
HHY_07KY_1@17	205	113	0.55	0.19	0.0583	1.25	0.697	1.85	0.0867	1.37	541	27	537	8	536	7
HHY_07KY_1@18	254	133	0.52	0.09	0.0582	1.09	0.694	1.75	0.0865	1.37	536	24	535	7	535	7
HHY_07KY_1@19	107	76	0.71	0.21	0.0656	1.35	1.275	1.92	0.1410	1.37	793	28	835	11	850	11
HHY_07KY_1@20	257	210	0.82	0.22	0.0578	1.91	0.689	2.35	0.0865	1.37	523	41	532	10	535	7
HHY_07KY_1@21	156	101	0.65	0.35	0.0576	2.06	0.675	2.50	0.0851	1.42	513	45	524	10	526	7
HHY_07KY_1@22	166	72	0.44	0.27	0.0589	1.61	0.704	2.13	0.0867	1.39	562	35	541	9	536	7
HHY_07KY_1@23	55	71	1.30	0.28	0.1556	0.95	9.850	1.68	0.4591	1.38	2408	16	2421	16	2436	28

a) f_{206} 普通铅 ^{206}Pb 占总 ^{206}Pb 的百分比

号分析点是一个继承核, U-Pb谱和年龄约为 2.4 Ga. 第 7 和第 11 号分析点是自形晶锆石, CL图像显示震荡环带, U-Pb年龄均为 1.2 Ga, 这个年龄与侵位于四川南部新元古代花岗岩中基性岩墙群里的捕获锆石和中元古代变沉积岩中的碎屑锆石的年龄^[23]一致, 因此推测第 7 和第 11 颗锆石是凝灰岩中的捕获锆石. 第 9 和第 19 号分析点也是有震荡环带的自形晶锆石(图 2(d)), U-Pb与Pb/Pb年龄略有反向不协和, 其中 Pb/Pb年龄均为 0.79~0.80 Ga, 与扬子板块中广泛存在的 0.75~0.83 Ga新元古代岩浆岩年龄^[24]一致, 推测也是凝灰岩中的捕获锆石.

3 讨论

3.1 梅树村剖面凝灰岩层(第 5 层)的时代

作为标定寒武纪早期年表的重要层位, 20 世纪 90 年代以来国内外学者对梅树村剖面第 5 层凝灰岩的时代进行了大量研究^[3,11,14,15]. 由于存在不同期次的继承锆石以及后期的放射成因Pb丢失, 第 5 层凝灰岩中锆石的年龄分布范围较大, 精确定年十分困难

^[11]. Compston等^[3]首次报道了该凝灰岩层中锆石 SHRIMP $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为(525±7) Ma. Sambridge和 Compston^[14]对该年龄用混合模型进行了修订, 得到(530±5) Ma. Jenkins等^[15]对所有已发表的和新的 SHRIMP数据进行了频度分析, 得到(538 ± 3) Ma的年龄. Compston等^[17]最近又将该年龄值修正到(539.4±2.9) Ma. 因为早期的SHRIMP锆石U-Pb定年没有CL图像进行参考, 难以清楚解释所测锆石是否受继承锆石或放射成因Pb丢失的影响. 最近, Sawaki等^[11]在CL图像分析的基础上, 采用LA-ICP-MS 和 nano-SIMS两种分析技术对第 5 层凝灰岩的时代进行了详细研究, 由锆石震荡环带上得到LA-ICP-MS U-Pb年龄为(531 ± 17) Ma; 而结构黯淡模糊的锆石年龄明显偏小, 继承核部年龄明显偏大. 用nano-SIMS对锆石震荡环带进行了 4 个分析, 获得的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为(536.5 ± 2.5) Ma(未校正普通铅). 我们用 Sawaki等^[11](见该文表 2)发表的普通铅校正后的数据计算得到的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为(535 ± 2) Ma. 值得注意的是Sawaki等^[11]没有用 nano-SIMS 测量

$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 比值, 而且他们报道的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄变化范围很大(其中 3 个锆石震荡环的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄为 $(475 \pm 35) \sim (600 \pm 90)$ Ma), 因此很难精确判断其 U-Pb 年龄是否谐和。

我们在 CL 图像分析的基础上对第 5 层凝灰岩中锆石进行了 SIMS U-Pb 定年, 大部分分析点都打在具清晰震荡环带的颗粒上。其中 13 个分析点得到了谐和的 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 和 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄, 误差范围分别为 1.7%~2.3% 和 1.4%~1.5%, 其谐和年龄为 (536.7 ± 3.9) Ma。该年龄与经普通铅校正的 nano-SIMS $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄在误差范围内一致 $((535 \pm 2)$ Ma)。对本文 13 个谐和的 SIMS 数据和 Sawaki 等^[11] 所测的 4 个 nano-SIMS 数据进行加权平均可以得到 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 (535.2 ± 1.7) Ma (图 4) (MSWD=0.53), 这很可能是目前对梅树村第 5 层凝灰岩年龄的最佳估计值。

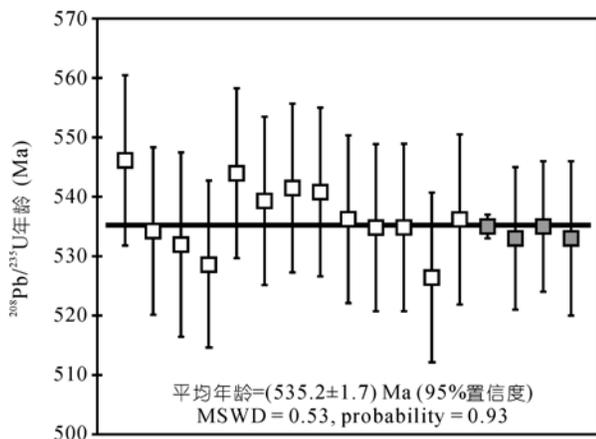


图 4 梅树村剖面第五层凝灰岩中 SIMS (空心符号, 本文) 和 Nano-SIMS (实心符号, Sawaki 等人^[11]) 的锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄加权平均计算结果

3.2 华南前寒武纪-寒武纪界线的年龄

华南地区的前寒武纪-寒武纪界线最初被确定为小壳动物化石的首次出现^[25]。在一些古老地台区, 对于三叶虫出现之前的早寒武世地层, 小壳动物化石曾经被广泛用作生物地层对比的有效工具^[8]。小壳动物化石在扬子地台分布广泛, 对该地区三叶虫出现之前的早寒武世地层的划分对比具有特别重要的意义^[8,18,26,27]。华南地区三叶虫出现之前的早寒武世地层的生物地层划分从 20 世纪 70 年代以来一直在不断完善的过程中。最近, Steiner 等^[8] 以云南东部地区为

主, 结合四川中部和陕西东南部地区, 基于这些地区产出浅海陆架区的小壳动物化石的分布情况, 提出了梅树村阶的小壳动物化石组合带划分方案。按照该方案, 梅树村阶从下到上分为如下生物地层带: (1) *Anabarites trisulcatus* - *Protohertzina anabarica* 组合带; (2) *Paragloborilus subglobosus*-*Purella squamulosa* 组合带; (3) *Watsonella crosbyi* 带 (又称 *Heraultipegma yunnanensis* 带); (4) 无化石带; (5) *Sinosachites flabelliformis*-*Tannuolina zhangwentangi* 组合带。

本文重点关注梅树村阶早期的 *Anabarites trisulcatus*-*Protohertzina anabarica* 组合带的年代学意义, 因为该化石带是生物地层制约最充分的小壳化石组合带^[8]。地层上, *Anabarites trisulcatus*-*Protohertzina anabarica* 组合带相当于渔户村组的 1~6 层, 即 A 点和 B 点之间的部分 (图 1)。梅树村阶早期的小壳动物化石带最初被确定为 *Circotheca-Tiksitheca-Anabarites-Protohertzina* 带^[28], 后来被修订为 *Anabarites trisulcatus-Protohertzina anabarica* 带^[29]。最近, Steiner 等^[8] 将该化石带重新定义为 *Anabarites trisulcatus*, *Protohertzina anabarica* 和 *Protohertzina unguiformis* 等物种的共同出现。他们将该化石带的下界置于 *Protohertzina anabarica* 和 *Protohertzina unguiformis* 产出的最低层位, 上界置于 *Anabarites trisulcatus* 产出的最高层位^[8]。*Protohertzina* 为一种远洋型分子, 在全世界广泛分布, 因此, *Anabarites trisulcatus-Protohertzina anabarica-Protohertzina unguiformis* 组合带具有进行全球地层对比的潜力^[8]。

寒武纪底界的金钉子最终在加拿大纽芬兰东南部地区 Chapel Island 组建立, 定义为遗迹化石 *Phycodes pedum* 的首次出现^[30]。现今文献中, *Phycodes pedum* 通常叫做 *Treptichnus pedum* 或者 *Trichophycus pedum*。在华南地区, *Phycodes pedum* 仅在梅树村剖面有报道, 产出层位为剖面的第 6, 7 层^[31] 或第 4 层顶部^[32]。对于华南早寒武世地层, 采用遗迹化石 *Phycodes pedum* 来定义梅树村阶的底界 (也就是前寒武纪-寒武纪界线) 不可行。因此, 中国学者通常将小壳动物化石 *Anabarites trisulcatus* 的首次出现作为华南地区前寒武纪-寒武纪界线^[27,32]。Steiner 等^[8] 将华南前寒武纪-寒武纪界线置于 *Protohertzina anab-*

*arica*和*Protohertzina unguiformis*共同首次出现的层位。

国际上,前寒武纪-寒武纪界线年龄已经通过精确的锆石U-Pb定年确定为 $(542 \pm 1) \text{ Ma}$ ^[33-35]。本研究通过对梅树村剖面的凝灰岩层(即第5层)进行了高精度的SIMS锆石U-Pb定年,结合Sawaki等^[11]的nano-SIMS测年结果,得到该凝灰岩层的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 $(535.2 \pm 1.7) \text{ Ma}$ 。因此,我们的新年龄结果支持华南的前寒武纪-寒武纪界线应该更接近于梅树村剖面小歪头山段底部的A点而不是中谊村段上部的B点(图1)。无论生物地层学研究结果将该界线置于小壳动物化石*Anabarites trisulcatus*的首次出现,或者小壳动物化石组合*Protohertzina anabarica*和*Protohertzina unguiformis*的共同首次出现,或者遗迹化石*Phycodes pedum*的首次出现,这些生物地层学结果与我们的SIMS锆石U-Pb年龄结果是一致的,都指示着华南前寒武纪-寒武纪界线应该更接近于小歪头山段底部的A点。

碳同位素化学地层学是全球新元古代-寒武纪地层对比的有力工具^[13,36-39]。在前寒武纪-寒武纪界线附近, $\delta^{13}\text{C}$ 在全球呈现显著的负漂移^[13,33,38,39]。但是,可能是存在沉积间断等原因,在梅树村剖面的A点没有检测出明显的 $\delta^{13}\text{C}$ 负漂移^[40],这一特点或多或

少制约了梅树村剖面前寒武纪-寒武纪界线年龄的确定以及该剖面的全球对比。然而,Shen和Schidlowski^[13]在梅树村剖面东北约200 km的老林剖面的碳同位素结果显示,老林剖面的A点正好位于一个明显的 $\delta^{13}\text{C}$ 负漂移之上,他们将这个碳同位素异常与西伯利亚、蒙古等地的前寒武纪-寒武纪界线附近的碳同位素漂移进行了对比。

此外,我们的年龄结果为“澄江动物群”的地质时代提供了一个新的年龄参考点。“澄江动物群”的产出层位位于第5层之上,相隔中谊村段上部、大海段、石岩头段和玉案山段底部上黑层,其年龄应远小于535 Ma。

4 结论

云南梅树村剖面的凝灰岩层(即第5层)高精度的SIMS锆石U-Pb定年结果为 $(535.2 \pm 1.7) \text{ Ma}$,表明梅树村剖面的前寒武纪-寒武纪界线应该更接近小歪头山段底部的A点而不是中谊村段上部的B点。我们的结果为华南前寒武纪-寒武纪地层对比提供了可靠的年龄控制点,从而提高了区域地层对比的精度。综合碳同位素化学地层学(碳同位素负漂移)以及生物地层学(包括小壳动物化石和遗迹化石的首次出现),华南地区的前寒武纪-寒武纪界线应该更接近A点而不是B点。

致谢 衷心感谢张世山先生在野外工作中的热情帮助。

参考文献

- 1 Cook P J, Shergold J H. Phosphorus, phosphorites and skeletal evolution at the Precambrian-Cambrian Boundary. *Nature*, 1984, 308: 231—236[[doi](#)]
- 2 Hsu K J, Oberhansli H, Gao J Y, et al. 'Strangelove Ocean' before the Cambrian Explosion. *Nature*, 1985, 316: 809—811[[doi](#)]
- 3 Compston W, Williams I S, Kirschvink J L, et al. Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time-scale. *J Geol Soc London*, 1992, 149: 171—184[[doi](#)]
- 4 Bowring S A, Grotzinger J P, Isachsen C E, et al. Calibrating rates of early Cambrian evolution. *Science*, 1993, 261: 1293—1298[[doi](#)]
- 5 Grotzinger J P, Bowring S A, Saylor B Z, et al. Biostratigraphic and geochronological constraints on early animal evolution. *Science*, 1995, 270: 598—604[[doi](#)]
- 6 Li Z X, Powell C M. An outline of the palaeogeographic evolution of the Australasian region since the beginning of the Neoproterozoic. *Earth-Sci Rev*, 2001, 53: 237—277[[doi](#)]
- 7 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
- 8 Steiner M, Li G X, Qian Y, et al. Neoproterozoic to early Cambrian small shelly fossil assemblages and a revised biostratigraphic correlation of the Yangtze Platform (China). *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2007, 254: 67—99[[doi](#)]
- 9 Hou X G, Aldridge R J, Bergström J, et al. *The Cambrian Fossils of Chengjiang, China: The Flowering of the Early Animal Life*. Oxford: Blackwell Publishing Company, 2004. 1—256
- 10 Cowie J W. Continuing work on the Precambrian-Cambrian boundary. *Episodes*, 1985, 8: 93—97

- 11 Sawaki Y, Nishizawa M, Sui T, et al. Internal structures and U-Pb ages of zircons from a tuff layer in the Meishucunian formation, Yunnan Province, South China. *Gondwana Res*, 2008, 14: 148—158[[doi](#)]
- 12 Shields G A, Strauss H, Howe S S, et al. Sulphur isotope compositions of sedimentary phosphorites from the basal Cambrian of China: implications for Neoproterozoic-Cambrian biogeochemical cycling. *J Geol Soc*, 1999, 156: 943—955[[doi](#)]
- 13 Shen Y, Schidlowski M. New C isotope stratigraphy from southwest China: implications for the placement of the Precambrian-Cambrian boundary on the Yangtze Platform and global correlations. *Geology*, 2000, 28: 623—626[[doi](#)]
- 14 Sambridge M S, Compston W. Mixture modelling of multi-component data sets with application to ion-probe zircon ages. *Earth Planet Sci Lett*, 1994, 128(3-4): 373—390[[doi](#)]
- 15 Jenkins R J F, Cooper J A, Compston W. Age and biostratigraphy of Early Cambrian tuffs from SE Australia and southern China. *J Geol Soc*, 2002, 159: 645—658[[doi](#)]
- 16 周明忠, 罗泰义, 李正祥, 等. 遵义牛蹄塘组底部凝灰岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其地质意义. *科学通报*, 2008, 53(1): 104—110
- 17 Compston W, Zhang Z, Cooper J A, et al. Further SHRIMP geochronology on the early Cambrian of south China. *Amer J Sci*, 2008, 308: 399—420[[doi](#)]
- 18 罗惠麟, 蒋志文, 武希彻, 等. 中国云南晋宁梅树村震旦系-寒武系界线层型剖面. 昆明: 云南人民出版社, 1984. 154
- 19 Wiedenbeck M, Alle P, Corfu F, et al. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace-element and REE analyses. *Geostand Newslett*, 1995, 19: 1—23[[doi](#)]
- 20 Li X H, Liu Y, Li Q L, et al. Precise determination of Phanerozoic zircon Pb/Pb age by multi-collector SIMS without external standardization. *Geochem Geophys Geosyst*, 2009, 10: Q04010[[doi](#)]
- 21 Stacey J S, Kramers J D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet Sci Lett*, 1975, 26: 207—221[[doi](#)]
- 22 Ludwig K R. Users manual for Isoplot/Ex rev. 2.49. Berkeley Geochronol Cent Spec Publ, 2001, (1a): 56
- 23 Li Z X, Li X H, Zhou H, et al. Grenville-aged continental collision in South China: new SHRIMP U-Pb zircon results and implications for Rodinia configuration. *Geology*, 2002, 30: 163—166[[doi](#)]
- 24 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 superplume that broke up Rodinia. *Precambrian Res*, 2003, 122: 85—109[[doi](#)]
- 25 罗惠麟, 胡世学, 陈良忠, 等. 昆明地区早寒武世澄江动物群. 昆明: 云南科技出版社, 1999. 129
- 26 钱逸. 中国小壳化石分类学与生物地层学. 北京: 科学出版社, 1999. 247
- 27 Qian Y, Li G X, Zhu M Y. The Meishucunian Stage and its small shelly fossil sequences in China. *Acta Palaeontol Sin*, 2001, 40(Suppl): 54—62
- 28 Qian Y. The Early Cambrian hyolithids in central and Southwest China and their stratigraphical significance. *Memoirs of Nanjing Institute of Geology and Palaeontology. Academ Sin*, 1978, 11: 1—50
- 29 钱逸, 何廷贵. 再论滇东地区前寒武系与寒武系界线剖面. *微体古生物学报*, 1996, 13(3): 225—240
- 30 Landing E. Precambrian-Cambrian boundary global stratotype ratified and a new perspective of Cambrian time. *Geology*, 1994, 22: 179—182[[doi](#)]
- 31 李日辉. 遗迹化石与梅树村剖面震旦系-寒武系界线及其与小壳化的关系. *地质论评*, 1991, 37(3): 214—220
- 32 Zhu M, Li G, Zhang J, et al. Early Cambrian stratigraphy of east Yunnan, Southwestern China: a synthesis. *Acta Palaeontol Sin*, 2001, 40(Suppl): 4—39
- 33 Amthor J E, Grotzinger J P, Schroder S, et al. Extinction of Cloudina and Namacalathus at the Precambrian-Cambrian boundary in Oman. *Geology*, 2003, 31: 431—434[[doi](#)]
- 34 Shergold J H, Cooper R A. The Cambrian Period. In: Gradstein F M, Ogg J G, Smith A G, eds. *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge: Cambridge University Press, 2004. 147—164
- 35 Peng S C, Babcock L, Period C. Cambrian Period. In: Ogg J G, Ogg G, Gradstein F M, eds. *The Concise Geologic Time Scale*. Cambridge: Cambridge University Press, 2008. 37—46
- 36 Lambert I B, Walter M R, Zang W L, et al. Palaeoenvironment and carbon isotope stratigraphy of upper proterozoic carbonates of the Yangtze Platform. *Nature*, 1987, 325: 140—142[[doi](#)]
- 37 Kaufman A J, Knoll A H. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater-stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Res*, 1995, 73: 27—49[[doi](#)]
- 38 Hoffman P F, Kaufman A J, Halverson G P, et al. A Neoproterozoic snowball Earth. *Science*, 1998, 281: 1342—1346[[doi](#)]
- 39 Knoll A H, Carroll S B. Early animal evolution: emerging views from comparative biology and geology. *Science*, 1999, 284: 2129—2137[[doi](#)]
- 40 Shen Y, Zhao R, Chu X L, et al. The carbon and sulfur isotope signatures in the Precambrian-Cambrian transition series of the Yangtze Platform. *Precambrian Res*, 1998, 89: 77—86[[doi](#)]