



自然科学基金项目进展专栏

论 文

塔里木板块西南缘新元古代沉积相和冰期划分

童勤龙^{①②}, 卫魏^①, 徐备^{①*}^① 北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室, 北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871;^② 核工业北京地质研究院遥感信息与图像分析技术国家级重点实验室, 北京 100029

* 联系人, E-mail: bxu@pku.edu.cn

收稿日期: 2012-03-19; 接受日期: 2012-08-22; 网络版发表日期: 2013-04-19

国家自然科学基金(编号: 40972126, 40821002)资助

摘要 通过对塔里木板块西南缘叶城地区南华系-埃迪卡拉系地层沉积相的划分和化学蚀变指数(CIA)分析, 讨论南华系所记录的冰期特征. 研究区南华系-埃迪卡拉系地层可划分出 6 个沉积相: 山麓冲积扇相、湖泊相、冰成相、滨海相、浅海相以及泻湖相, 该地区经历了一个由陆向海的演变过程, 并以滨浅海相沉积为主. 通过 CIA 值特征分析确立了研究区南华纪经历了 2 次明显的寒冷气候, 可分别称为波龙冰期和雨塘冰期, 表现为波龙组厚层冰碛岩和雨塘组较薄层冰碛岩沉积. 波龙组冰期可能相当于库鲁克塔格地区特瑞艾肯冰期、阿克苏地区的尤尔美那克冰期和华南地区的南沱冰期, 也即相当于全球性的 Marinoan 冰期, 而雨塘组冰期可能相当于库鲁克塔格地区的汉格尔乔克冰期, 即相当于纽芬兰地区的 Gaskiers 冰期.

关键词塔里木板块
新元古代
沉积相
化学蚀变指数
冰碛岩

新元古代全球性冰期的发育已成为前寒武纪研究的热门话题, 研究的问题主要包括新元古代冰期的次数及其开始与结束的时间、冰期与沉积作用、超大陆的裂解、古环境的变化及其与生命演化的关系等^[1-6]. 随着 Hoffman 等^[7]的“雪球地球”假说的提出, 关于“雪球”事件的次数以及当时全球气候变化问题愈加引起地质学者的关注. 目前的研究表明新元古代时期的冰期活动有 4~5 期^[7,8], 而具有全球性规模的可能只有 2 期, 一期称为 Sturtian 冰期, 可能发生于 717~685 Ma^[9,10], 另外一期称为 Marinoan 冰期, 发生于 657~635 Ma^[11,12]. 在纳米比亚和赞比亚发育更老的 Kaigas 冰期, 发生时间为 765~735 Ma^[13,14], 在纽芬兰发育较年轻的 Gaskiers 冰期, 发生时间可能为 580~575 Ma^[15]. 在中国的华南板块发育两套新元古

代冰碛岩, 分别为长安(古城)冰期(相当于 Sturtian 冰期)和南沱冰期(相当于 Marinoan 冰期)^[11,16,17]. 塔里木板块东北部库鲁克塔格地区发育贝义西、阿勒通沟、特瑞爱肯和汉格尔乔克等 4 次冰期^[18-20], 塔里木板块西北部阿克苏地区发育巧恩布拉克和尤尔美那克冰期^[21-24].

以上冰期划分的主要方法是通过火山岩的锆石定年以限定各期冰期启动和结束的时间, 然而也有学者通过冰期相关地层化学蚀变指数(CIA)的研究发现冰期来临前和冰期结束时的 CIA 值明显低于间冰期的 CIA 值, 据此划分出不同地区冰期的旋回数并推测冰期形成时期的气候变化情况. 比如 Dobrzinski 等^[25]对我国华南地区新元古代冰碛岩地层中的细碎屑岩进行主量和微量元素分析, 借用化学蚀变指数作为

中文引用格式: 童勤龙, 卫魏, 徐备. 塔里木板块西南缘新元古代沉积相和冰期划分. 中国科学: 地球科学, 2013, 43: 703-715

英文引用格式: Tong Q L, Wei W, Xu B. Neoproterozoic sedimentary facies and glacial periods in the southwest of Tarim block. Science China: Earth Sciences, 2013, 56: 901-912, doi: 10.1007/s11430-013-4595-4

当时气候变化的一个指标, 识别出该地区南华纪大冰期至少存在着一次间冰期; Rieu 等^[26]通过对阿曼 Hadash 地区新元古代地层中的细碎屑岩化学蚀变指数和矿物蚀变指数的分析划分出 3 次冰期, 认为当时的气候是周期性变化的, 而并非 Hoffman 等^[7]所说认为的全球被冰雪所覆盖; Goldberg 和 Humayun^[27]详细地论述了化学蚀变指数(CIA)在反映古气候中的应用, 并以巴西 Paraná 盆地中的粘土岩和页岩为例进行了主量元素分析, 结果发现 CIA 值分析结果与沉积学和古生物学上的证据具有很好的一致性, 因此认为对 CIA 值的谨慎使用可以很好地反映古气候变化. 我国学者冯连君等^[28,29]和王自强等^[30]利用化学蚀变指数(CIA)对扬子板块新元古代地层研究结果证明南华纪经历了 2 次由寒冷到温暖潮湿的气候变化过程; 刘兵等^[31]用 CIA 的方法厘定库鲁克塔格地区新元古代发生过 4 次冰期; 丁海峰等^[32]对新疆西天山赛里木湖南缘果子沟地区塔里萨依组样品 CIA 值分析认为该组中不同层位的冰碛岩其实为同一次冰期不同沉积阶段的产物.

塔里木板块西南缘具有良好的新元古代沉积记

录, 但目前研究相对薄弱, 已有研究主要集中于与 Rodinia 超大陆裂解有关的岩浆活动和冰碛岩沉积的基本特征方面^[33-37]. 本文在对该地区新元古代冰碛岩相关地层沉积特征和沉积相分析的基础上, 借助于化学蚀变指数的研究, 查明研究区新元古代沉积环境的变化以及寒冷气候发生的时期, 并与塔里木板块的阿克苏、库鲁克塔格地区以及华南板块进行对比.

1 区域地质背景和地层系统

研究区位于新疆叶城新藏公路约 100 km 处, 属于塔里木地层区塔南地层分区中的铁克里克小区(图 1(a)). 20 世纪 50 年代末地质部十三大队对本区域开展调查工作, 初步建立起前寒武纪地层序列, 80~90 年代新疆第二地质大队和新疆地矿局等详细测制了西昆仑山北坡新元古代地层剖面, 将本地区南华系-埃迪卡拉系自下而上分为牙拉古孜组、波龙组、克里西组、雨塘组、库尔卡克组和克孜苏胡木组, 其中波龙组和雨塘组发育典型的冰碛岩沉积^[33,34](表 1).

牙拉古孜组下部为一套厚层状肉红色复成分砾

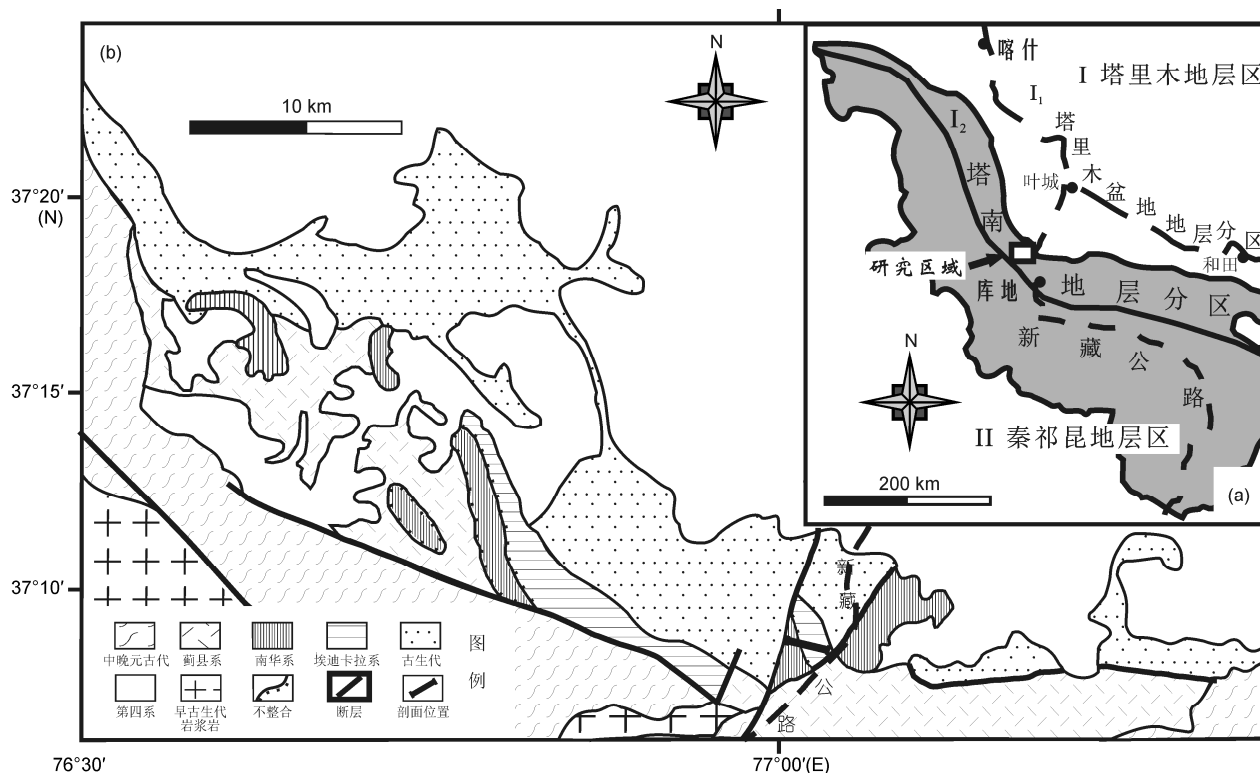


图 1 西昆仑前寒武系地层分区(a)和新疆叶城地区区域地质简图(b)

据新疆 1:25 万地质图叶城幅改编

表 1 叶城地区新元古代地层表^{a)}

界	系	岩石地层	
古生界	泥盆系	奇自拉夫群	
新元古界	埃迪卡拉系	克孜苏胡木组	
		库尔卡克组	
	南华系	恰克马克里克群	雨塘组*
			克里西组
			波龙组*
			牙拉古孜组
青白口系	苏库罗克组		

a) *冰期地层

岩, 不整合覆盖在青白口系苏库罗克群之上, 局部夹薄层紫红色泥岩和砂岩层或砂岩透镜体, 总厚约 370 m, 上部主要为灰绿色纹层状粉砂岩与紫红色纹层状粉砂岩的旋回层; 波龙组整体为厚层紫红色冰成杂砾岩, 厚约 185 m, 顶部细碎屑岩中含落石构造; 克里西组整体由 2 个向上变粗的旋回组成, 总厚约 339 m, 每一个旋回下部为粉砂岩、泥岩等细碎屑岩, 上部为紫红色粗砂岩、砾岩; 雨塘组底部为紫红色冰成杂砾岩, 中部为厚层的紫红色粗砂岩, 顶部为粉砂岩和泥岩的旋回层, 之上被埃迪卡拉系库尔卡克组底部含砾粗砂岩和砾岩不整合覆盖, 该组总厚约 35 m; 库尔卡克组整体为粗碎屑岩, 厚度大于 200 m, 中间夹有薄层粉砂岩和粉砂质页岩等; 埃迪卡拉系顶部的克孜苏胡木组底部为砂岩和泥岩的旋回层, 中部为粗砂岩, 含石膏, 顶部为厚层泥岩, 之上被泥盆系奇自拉夫群不整合覆盖, 该组总厚大于 90 m.

2 采样和样品分析

本次研究重新测制了该区南华系—埃迪卡拉系地层剖面, 并进行了沉积环境和相分析, 系统采集了用于 CIA 分析的样品共 27 个(表 2). 牙拉古孜组中上部采 CIA 分析样品 9 个, 其中 7 个为页岩, 2 个为粉砂岩; 波龙组顶部采分析样品 6 个, 其中包括 4 个泥岩和 2 个页岩. 雨塘组采样品 5 个, 4 个泥岩和 1 个页岩. 库尔卡克组采粉砂岩样品 2 个; 埃迪卡拉系顶部的克孜苏胡木组采 CIA 样品 5 个, 均为泥页岩.

主量元素分析在北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室进行. 所有样品先粗碎, 并用去离子水清洁后研磨至 200 目以下在烘箱中烘干, 称取 1 g 样品放入坩埚中在 680℃ 的高温炉中烘烤 1 h 求得烧

失量. 然后准确称取 4 g 硼酸锂、偏硼酸锂和氟化锂混合溶剂和 0.4 g 样品, 放入铂金坩埚中搅拌均匀, 加入 4~5 滴饱和溴化铵在高频熔样机中熔样, 制备成均匀的玻璃片, 在 XRF 型 X 射线荧光光谱仪上进行主成分测试. 分析过程中采用标样 GSR5 和 GSR2. 测试结果见表 2.

3 沉积相划分

通过对地层岩性、沉积构造等特征综合分析, 可将研究区划分出冲积扇相、湖泊相、冰成相、滨海相、浅海陆架相以及泻湖相.

3.1 冲积扇相

牙拉古孜组底部发育山麓冲积扇相. 主要岩性为紫红色巨厚层复成分砾岩, 局部夹有紫红色薄层泥岩, 粉砂岩, 总厚约 370 m, 属于山前磨拉石建造^[34]. 砾石大小混杂, 多数粒径 5~15 mm, 大者可达 15~20 cm. 砾石成分主要为硅质岩、灰岩、花岗岩和石英碎屑等, 磨圆度较好, 呈次圆状-圆状, 少数呈次棱角状, 说明经过了较长的搬运. 厚层砾岩呈块状构造, 顶部常见砂岩透镜体.

3.2 湖泊相

牙拉古孜组中上部发育湖泊相. 主要岩性为纹层状粉砂岩、粉砂质页岩等细碎屑岩, 比较明显的特征是紫红色纹层状粉砂岩与灰绿色纹层状粉砂岩的互层. 紫红色纹层状粉砂岩或粉砂质泥页岩, 砂质沉积成熟度较高, 分选磨圆较好, 主要为石英、长石, 泥质层发育水平层理, 可能代表滨湖相带. 灰绿色纹层状粉砂岩, 纹层呈毫米级, 较平直, 结构成熟度较高, 水平层理发育, 代表浅湖相带. 而灰绿色纹层状硅质粉砂岩和泥页岩, 粒度较细, 颜色明显变深, 泥页岩较纯, 毫米级水平纹层和水平层理非常发育, 代表了深湖相带.

3.3 冰成相

冰成相发育于 2 个层位, 即下部波龙组和上部雨塘组的底部. 主要岩性为紫红色冰成杂砾岩, 由冰碛砾石和泥质基质组成, 无层理显示. 波龙组冰碛岩砾石大小混杂, 粒径变化较大, 大者直径有 1 m 左右, 但以 5~10 cm 居多, 整体粒度从底部向上变小. 砾石

表 2 叶城地区南华系-埃迪卡拉系细碎屑岩样品常量元素分析数据及其 CIA 和 ICV 值

层位	序号	样品号	岩性	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	TFe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	MgO (%)	K ₂ O (%)	Na ₂ O (%)	MnO (%)	TiO ₂ (%)	P ₂ O ₅ (%)	LOI (%)	合计 (%)	CIA	ICV
牙拉古孜组	1	100913-01	紫红色页岩	52.57	13.69	5.71	6.93	4.61	4.32	0.80	0.030	0.559	2.895	7.81	99.92	65	1.61
	2	100913-03	灰绿色粉砂岩	67.31	15.29	4.00	1.73	0.23	4.00	2.66	0.072	0.494	0.124	3.98	99.89	60	0.92
	3	100913-04	紫红色纹层状粉砂岩	68.86	13.21	3.15	2.80	0.85	3.63	3.42	0.111	0.378	0.094	3.41	99.91	48	1.53
	4	100909-10	灰绿色页岩	61.55	14.03	5.96	2.77	3.44	3.41	1.95	0.091	0.677	0.150	5.83	99.87	58	1.66
	5	100913-06	灰绿色页岩	58.66	14.45	5.98	4.47	3.41	3.19	1.45	0.158	0.763	0.159	7.21	99.90	64	1.45
	6	100913-07	灰绿色粉砂质页岩	23.99	6.13	1.45	31.83	2.14	0.55	2.64	2.022	0.217	0.068	28.21	99.25	40	3.68
	7	100909-06	紫红色页岩	71.27	12.85	2.19	2.28	1.49	3.47	1.73	0.099	0.510	0.132	3.89	99.92	58	1.14
	8	100909-03	紫红色页岩	64.25	16.03	5.63	0.36	2.03	4.37	3.01	0.026	0.698	0.195	3.30	99.88	62	0.82
克里西组	9	100909-01	绿色泥岩	63.52	19.02	3.13	0.61	2.23	5.01	1.01	0.025	1.016	0.215	4.14	99.92	71	0.61
	10	100910-13	紫红色页岩	59.33	17.38	9.41	0.58	2.26	4.69	0.89	0.024	1.008	0.172	4.18	99.92	71	0.89
	11	100914-04	紫红色泥岩	58.08	15.06	10.50	1.91	2.60	3.88	1.05	0.058	1.187	0.193	5.38	99.90	66	1.22
	12	100914-02	绿色泥岩	57.57	17.37	8.34	2.66	0.36	3.42	1.53	0.074	1.382	0.302	6.86	99.87	67	0.74
	13	100912-01	紫红色泥岩	55.55	20.10	9.34	0.26	1.75	6.84	0.61	0.022	1.392	0.063	3.90	99.84	69	0.73
	14	100910-11	紫红色页岩	59.37	18.14	8.60	0.40	2.00	5.58	1.25	0.031	0.945	0.108	3.48	99.90	68	0.78
雨塘组	15	100914-06	绿色泥岩	67.95	15.57	3.46	0.48	1.98	4.85	2.14	0.034	0.641	0.164	2.61	99.89	63	0.85
	16	100914-07	紫红色泥岩	67.89	13.87	7.34	0.50	0.13	4.33	2.87	0.031	0.531	0.153	2.25	99.89	58	0.78
	17	100914-09	灰绿色泥岩	66.13	18.08	2.31	0.36	2.31	5.64	0.57	0.016	0.592	0.074	3.85	99.92	71	0.73
	18	100914-10	灰绿色泥岩	69.77	15.59	4.23	0.50	0.37	4.10	0.29	0.055	0.406	0.074	4.53	99.92	74	0.55
	19	100914-11	紫红色薄片状页岩	66.20	15.20	4.37	2.04	0.30	4.37	1.10	0.138	0.898	0.203	5.01	99.84	65	0.74
库尔卡克组	20	100910-08	紫红色薄层粉砂岩	65.89	15.82	5.89	0.16	2.04	5.02	1.11	0.014	0.893	0.083	2.96	99.88	68	0.80
	21	100910-06	紫红色薄层粉砂岩	55.27	21.14	10.20	0.28	0.33	6.29	1.11	0.029	0.963	0.058	4.24	99.89	70	0.58
克孜苏胡木组	22	100910-03	黄色泥岩	58.14	19.99	8.85	0.26	1.19	3.89	0.51	0.011	1.301	0.108	5.67	99.90	79	0.67
	23	100910-02	黄色页岩	54.83	22.18	8.98	0.21	1.13	4.23	0.35	0.033	1.430	0.120	6.39	99.90	81	0.62
	24	100914-14	黑色泥岩	52.44	24.58	8.55	0.09	0.16	5.27	0.27	0.073	1.629	0.111	6.70	99.89	80	0.47
	25	100914-17	黑色泥岩	55.01	16.13	9.11	2.46	3.63	3.09	1.40	0.109	1.262	0.224	7.48	99.90	67	1.37
	26	100914-22	紫红色页岩	55.94	21.49	7.39	0.09	1.80	3.34	0.67	0.010	2.389	0.139	6.64	99.90	83	0.71

磨圆较好, 有的呈马鞍状且常发育压裂痕和冰川擦痕(图 2(a)和(b)), 具有典型的冰川沉积特征, 主要成分为花岗岩和石英角斑岩, 其次有白云岩, 石英岩, 燧石和片麻岩等. 雨塘组冰碛岩砾石粒径较均一, 普遍偏小, 以 1~2 cm 为主, 砾石主要成分与波龙组厚层杂砾岩类似, 但基质成分增多, 冰碛岩结束后沉积的细砂岩或者紫红色粗砂岩中, 常常发育板状斜层理、包卷层理和变形层理(图 2(f)), 上部灰绿色泥岩中发育砂岩

透镜体, 显示滑塌堆积的特征(图 2(c)). 在含砾粉砂岩中相对较大的砾石压弯或穿透纹层, 形成落石构造(图 2(e)), 因此该段地层应划分为冰水亚相.

3.4 滨海相

滨海相主要发育于克里西组和埃迪卡拉系库尔卡壳组中, 克里西组主要由 2 个向上变粗的旋回组成(图 2(d)), 滨海相发育于两个旋回的顶部. 主要为较



图 2 叶城地区新元古代地层沉积特征照片

(a) 波龙组冰碛砾石冻裂纹; (b) 冰川擦痕; (c) 雨塘组滑塌沉积中的变形层理; (d) 克里西组两个向上变粗的旋回; (e) 雨塘组冰筏沉积形成的落石构造; (f) 雨塘组滑塌沉积中包卷层理; (g) 克里西组石英粗砂岩中的斜层理; (h) 库尔卡克组中上部鱼骨状交错层理; (i) 克孜苏胡木组砂岩中帐篷状构造

为纯净的紫红色石英粗砂岩。顶部砾岩层厚约 0.5 m。砂岩中普遍发育板状斜层理、冲洗层理及大型槽状斜层理(图 2(g)), 斜层理主要由粗砂和细砂间隔排列组成, 也有以细砾或适应碎屑颗粒在砂岩中的排列组成。砾岩主要呈块状层理, 砾石常常呈叠瓦状排列。库尔卡克组上部也发育滨海相, 岩性主要为紫红色中厚层砂岩, 夹粉砂质页岩, 顶部为含砾粗砂岩, 发育鱼骨状双向交错层理(图 2(h)), 代表潮控型滨海环境的潮坪相。总之, 上述地层代表了水动力较强, 水深较浅的滨海相环境。

3.5 浅海相

浅海相发育于克里西组两个旋回的中下部与库尔卡克组的中下部。前者岩性主要为紫红色粉砂岩、粉砂质页岩等细碎屑岩, 底部绿色泥岩表面发生丘状风化, 粉砂岩中发育不对称波痕和水平层理, 指示水动力较弱的浅海陆架环境。后者主要为紫红色含砾粗砂岩, 中部为厚层紫红色石英粉砂岩夹页岩, 从底部到中部粒度变细, 发育水平层理及低角度交错层理,

为与滨海相过渡的陆架边缘沉积。

3.6 泻湖相

泻湖相发育于克孜苏胡木组中。底部主要为紫红色细砂岩与黄色泥岩的互层, 中部为黑色粉砂岩夹薄层黑色泥岩的旋回层, 单个旋回厚约 5 m, 整体粒度从下往上变细, 砂岩中发育帐篷状构造(图 2(i)), 黑色泥岩普遍发育水平层理和干裂收缩痕, 其中常见石膏。顶部为厚层状灰褐色粗砂岩和黑色泥岩, 砂岩中同样发育石膏薄层, 这些特殊沉积构造和石膏是泻湖相的典型标志。

4 主量元素分析讨论及结果

利用主量元素测试数据(表 2), 结合野外沉积特征观察, 本文对研究区新元古代沉积构造背景、沉积相以及冰期次数开展分析, 并与其他地区冰碛岩进行对比。由于牙拉古孜组一个样品(100913-07)的 CaO 的含量为 31.83%, 烧失量为 28.21%, 故舍去。

4.1 沉积构造背景

Roser 和 Korsch^[38]在 K_2O/Na_2O-SiO_2 简图中划分出 3 种沉积构造背景, 分别为被动大陆边缘、活动大陆边缘和大洋岛弧, 本研究中所有样品均投在被动大陆边缘区(图 3). 已有研究表明南华系下部层位广泛发育岩墙群和双峰式火山岩, 形成于大陆裂解背景, 是 Rodinia 超大陆裂解事件的早期记录^[36], 而本区样品的投影结果说明研究区此时已经转为稳定的被动大陆边缘区.

4.2 化学蚀变指数适用性讨论

化学蚀变指数(chemical index of alteration, CIA)是 Nesbitt 和 Young^[39]在对加拿大古元古代 Huronian 超群的碎屑岩研究提出的, 用以反映源区风化程度的指标, 并对沉积源岩形成时的气候具有一定的指示意义, 后来也应用于对沉积环境的判定, 另外它对于源岩的成分和成岩作用也有一定的指示意义. 其表达式为

$$CIA=n(Al_2O_3)/[n(Al_2O_3)+n(CaO^*)]$$

$$+n(Na_2O)+n(K_2O)]\times 100. \quad (1)$$

其中主要成分均以摩尔分数表示, CaO^* 指硅酸盐中的 CaO ^[40]. Nesbitt 等^[39,41,42]研究发现现代沉积物 CIA 值与气候条件的关系大致如下, CIA 值介于 50~65 之间, 反映寒冷、干燥的气候条件下低等化学风化程度; CIA 值介于 65~85 之间, 反映温暖、湿润条件下中等化学风化程度; CIA 值介于 85~100 之间, 反映炎热、潮湿的热带亚热带条件下强烈的化学风化程度.

由于在沉积物搬运和成岩过程中, 容易发生沉积再循环作用和成岩过程中的钾交代等, 所以除了要挑选尽可能反映物源成分的细碎屑岩外, 还要考虑钾化现象和再循环沉积. 对于钾化现象需扣除加入的 K_2O , 即

$$n_{\text{初始}}(K_2O)=n_{\text{样品}}(K_2O)-n_{\text{加入}}(K_2O). \quad (2)$$

$$n_{\text{加入}}(K_2O)=[m \times n(Al_2O_3)+m \times (n(CaO^*)+n(Na_2O))]/(1-m). \quad (3)$$

$$m=n(K_2O)/[n(Al_2O_3)+n(CaO^*)+n(Na_2O)+n(K_2O)]^{[43]}. \quad (4)$$

对于是否存在再循环沉积需引进另外一个参数 ICV(index of compositional variability), 它常常用来

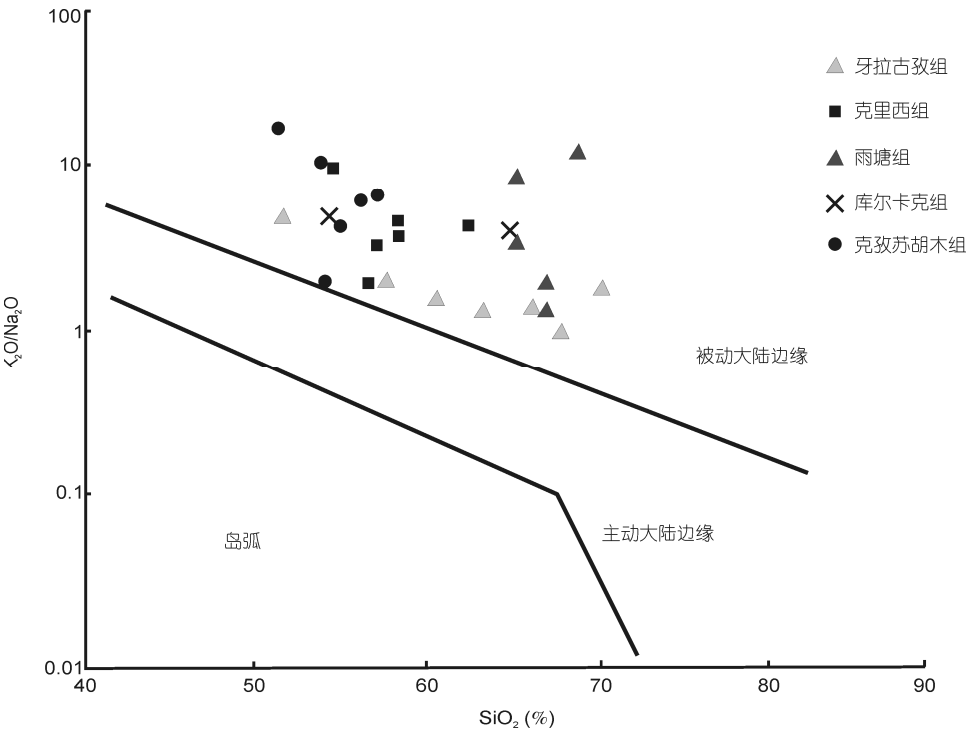


图 3 构造背景判别图
据 Roser 和 Korsch^[38]修改

判断细碎屑岩是否代表第一次沉积, 其表达式为

$$\text{ICV} = [n(\text{Fe}_2\text{O}_3) + n(\text{K}_2\text{O}^*) + n(\text{Na}_2\text{O}) + n(\text{CaO}^*) + n(\text{MgO}) + n(\text{MnO}) + n(\text{TiO}_2)] / n(\text{Al}_2\text{O}_3). \quad (5)$$

主要成分还是以摩尔分数表示, CaO^* 仍指硅酸岩中的 CaO , K_2O^* 为校正后的 K_2O , 即 $n_{\text{初始}}(\text{K}_2\text{O})$. 当细碎屑岩的 ICV 值大于 1 时, 表明其含粘土矿物较少, 沉积物为首次沉积, 当 ICV 值小于 1 时, 则表明其含较多的粘土矿物, 沉积物经历过沉积再循环作用或遭受过强烈化学风化作用^[44,45]. 本研究中样品的 ICV 值基本上接近于 1 或者大于 1 (表 2), 所以可以代表沉积物的首次沉积.

另外, Ca, Na 和 K 通常被认为是不稳定元素, 在成岩、变质以及风化过程中容易丢失, 通过 A-CN-K

三角图可以反映出这几种元素因偏离理想风化趋势而发生的改变情况^[46~48], 同时校正因钾交代而引起的 CIA 值的变化. 从图 4 中可以看出, 本研究中的大部分样品发生了不同程度的钾交代现象, 以克里西组较为显著 (图 4(b)). 所有样品经校正后的 CIA 值范围为 49~86, 与通过公式计算所得结果基本一致 (表 2). 图中雨塘组样品点分布较为分散 (图 4(c)), 可能说明该时期研究区气候变化比较大, 而其他组样品点较为集中 (图 4(a), (b) 和 (d)), 说明气候在相应时间段内变化较小. 物源区新鲜未风化岩石的起点应位于平行 A-CN 边的理想趋势线上 (图 4 中实线箭头), 所以理想趋势线与 Pl-Kfs 线的交点代表源岩的长石成分比, 从图 4 中可以看出各组样品的源岩为花岗闪

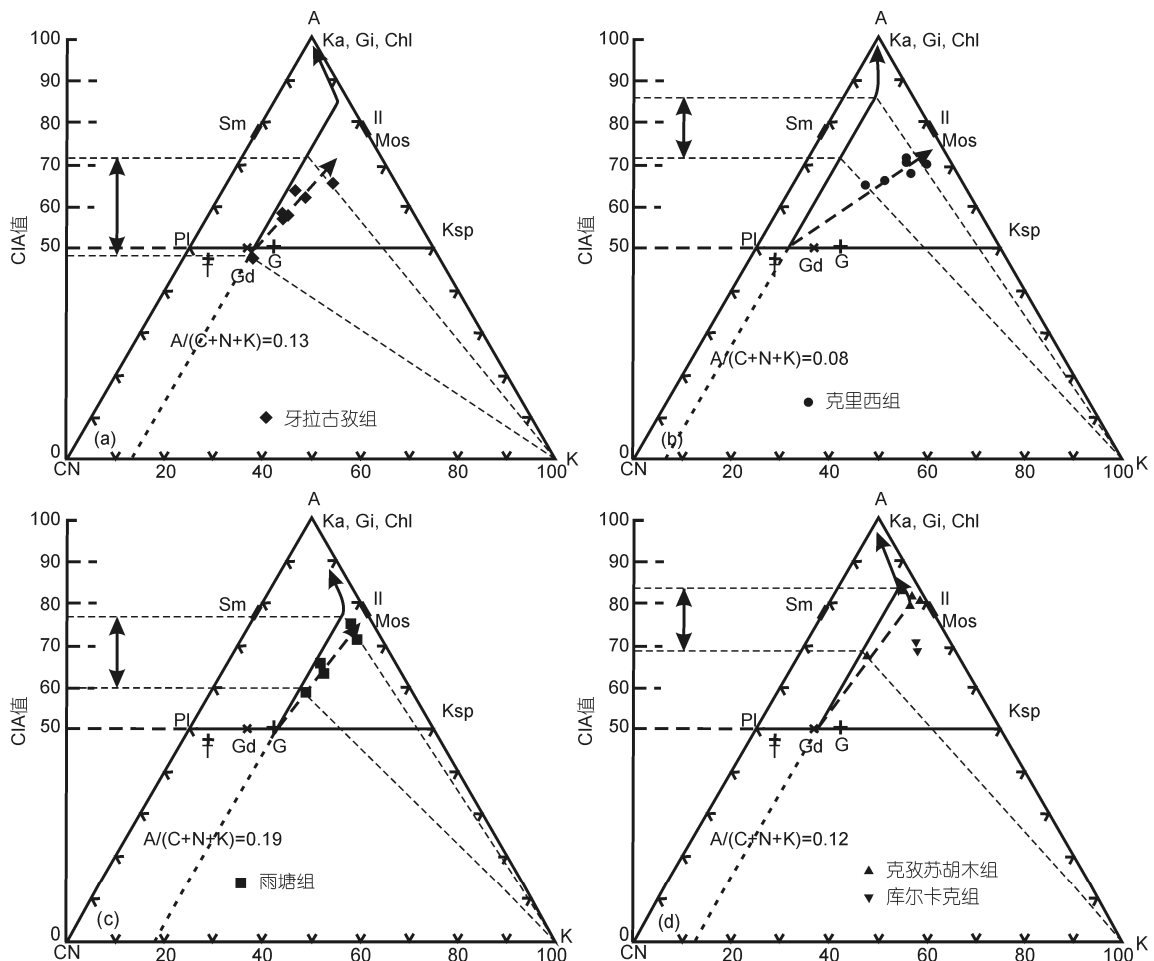


图 4 新疆叶城地区南华系-埃迪卡拉系样品 A-CN-K 三角图

(a) 牙拉古孜组; (b) 克里西组; (c) 雨塘组; (d) 库尔卡克组和克孜苏胡木组. 实线箭头为样品的理想风化趋势线; 虚线箭头为实际风化趋势线. A, $n(\text{Al}_2\text{O}_3)$; K, $n(\text{K}_2\text{O})$; CN, $n(\text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O})$. Ka, 高岭石; Gi, 水铝石; Chl, 绿泥石; Sm, 蒙脱石; Il, 伊利石; Pl, 斜长石; Kfs, 钾长石; T, 英云闪长岩; Gd, 花岗闪长岩; G, 花岗岩

长岩(图 4(a), (b)和(d))和花岗岩(图 4(c)), 可能来源于太古宙赫罗斯坦群侵入杂岩, 该杂岩中侵入 2 套明显的岩体, 其一是阿卡孜岩体, 主要为花岗闪长岩和石英二长岩, 其二是徐徐沟岩体, 岩石成分较复杂, 以花岗闪长岩和花岗岩为主^[49], 说明该研究区南华系-埃迪卡拉系地层沉积物来自于同一物源区, 这样就排除了因母岩性质不同而对 CIA 值产生的影响, 从而也间接说明 CIA 值受气候因素的影响更大, 可以作为判断冰期气候的标准之一^[50]。

4.3 解释

研究区地层柱状图及 CIA 值见图 5。牙拉古孜组底部复成分砾岩中所夹紫红色页岩(样品 100913-01)的 CIA 值为 65, 校正后为 71, 说明当时气候较暖, 而在牙拉古孜组中上部和顶部的样品(100913-04, 100913-03, 100909-10, 100913-06, 100909-06, 100909-03)中 CIA 值介于 48~64 之间, 平均值为 59.3, 校正后的 CIA 值大部分也位于此区间(图 4(a)), 说明这时已经进入寒冷气候。前述沉积相的分析表明该段代表了冰湖相沉积, 较低的 CIA 值预示着冰期的来临, 而该组之上波龙组的巨厚冰碛岩沉积毫无疑问的表明这时冰期已进入全盛时期^[33]。克里西组 6 个样品 CIA 值介于 66~71 之间(样品 100909-01, 100910-13, 100914-04, 100914-02, 100912-01, 100910-11), 平均值为 68.7, 该组样品经校正后的 CIA 值介于 71~86 之间, 这与印度半岛巴斯塔克拉通中-新元古代的页岩和变泥质岩 CIA 值相近^[51], 说明气候已经转暖, 为温暖潮湿条件下的中-高等程度化学风化, 所以该组代表了温暖潮湿气候条件下的滨浅海沉积。雨塘组冰碛岩沉积之上的泥岩(样品 100914-06, 100914-07)CIA 值分别为 63 和 58, 经校正后分别为 64 和 60(图 4(c)), 说明这时气候比较寒冷, 应仍处于冰期内。而顶部的泥岩和页岩(样品 100914-09, 100914-10, 100914-11)CIA 值范围为 65~74, 说明气候已开始转暖。因此雨塘组从下部冰成杂砾岩到顶部的绿色泥岩应代表完整的冰期过程。埃迪卡拉系库尔卡克组紫红色薄层粉砂岩(样品 100910-08, 100910-06)CIA 值为 68 和 70, 并发育鱼骨状交错层理, 可能为在温暖潮湿气候条件下的潮坪沉积。埃迪卡拉系晚期克孜苏胡木组样品 CIA 值介于 67~83 之间(样品 100910-03, 100910-02, 100914-14, 100914-17, 100914-22), 均值为 78, 说明这时气候更加温暖, 甚至偏炎热, 风化程度更高。

综上所述, 牙拉古孜组顶部 CIA 值较低, 均值为 59.3, 代表了第一次冰期的开始, 在波龙组冰期达到全盛时期; 克里西组 CIA 均值为 68.7, 说明冰期过后气候变暖; 而之后雨塘组又开始出现冰碛岩沉积, 冰碛岩之上泥岩 CIA 值为 63 和 58, 说明仍处于寒冷气候, 所以雨塘组代表了第二次冰期。而雨塘组之上埃迪卡拉系的样品 CIA 值均大于 65, 并且从底部到顶部有增大的趋势, 说明研究区一直处于温暖或炎热的气候条件, 结合以上沉积相的分析, 本文认为叶城地区新元古代发育以波龙组和雨塘组为代表的两次冰期, 可分别称为波龙冰期和雨塘冰期。

5 地层对比与冰期对比

张良臣、吴文奎等在 20 世纪 50 年代通过区域地质填图初步建立起研究区地层层序, 后由马世鹏、汪玉珍等修正了前人的地层划分, 建立起区内的长城、蓟县和青白口系, 同时根据所发现的冰碛层, 对南华系和埃迪卡拉系的内容和界线进行了重新厘定^[34]。而关于研究区地层的同位素年龄较少, 仅张传林等^[52-54]对南华系下部侵入的岩体和较老的变质岩系有过年龄报道。古生物地层方面, 在库鲁克塔格地区有较完整的古生物内容, 但在叶城地区, 包含 2 次冰期的恰克马克力克群仅发现两个微古植物化石粗面球形藻(*Trachysphaeridium* sp.)和厚带藻(*Taeniatum crasum* Sin)^[55], 而且 2 种微古植物衍化时期较长, 所以无法从生物角度将研究区冰期地层与其他地区对比。然而在研究区上部层位库尔卡克组底部和克孜苏胡木组底部发现有大量穴面球形藻(*Trematosphaeridium* sp.), 角藻(*Polyedryxium* sp.)和褶拟环球形藻(*Pseudozonosphaera rugosa*)等化石, 这些化石在库鲁克塔格地区汉格尔乔克组首次出现^[56], 因此库尔卡克组沉积层位相对应于汉格尔乔克组或之后的层位。其次李永安等^[57]通过古地磁研究发现恰克马克力克群的冰碛地层与汉格尔乔克组冰碛地层存在类似的混合极化现象, 认为恰克马克力克群(原来为恰克马克力克组)可与汉格尔乔克组对比, 因此其上的库尔卡克组就对应于汉格尔乔克组之上的层位。

结合本文中对研究区地层 CIA 值特征的分析, 牙拉古孜组顶部 CIA 值的范围为 48~62, 与库鲁克塔格地区阿勒通沟组 CIA 值范围 48~61 基本一致^[32], 同时与华南地区南沱冰期前莲沱组顶部 CIA 值范围

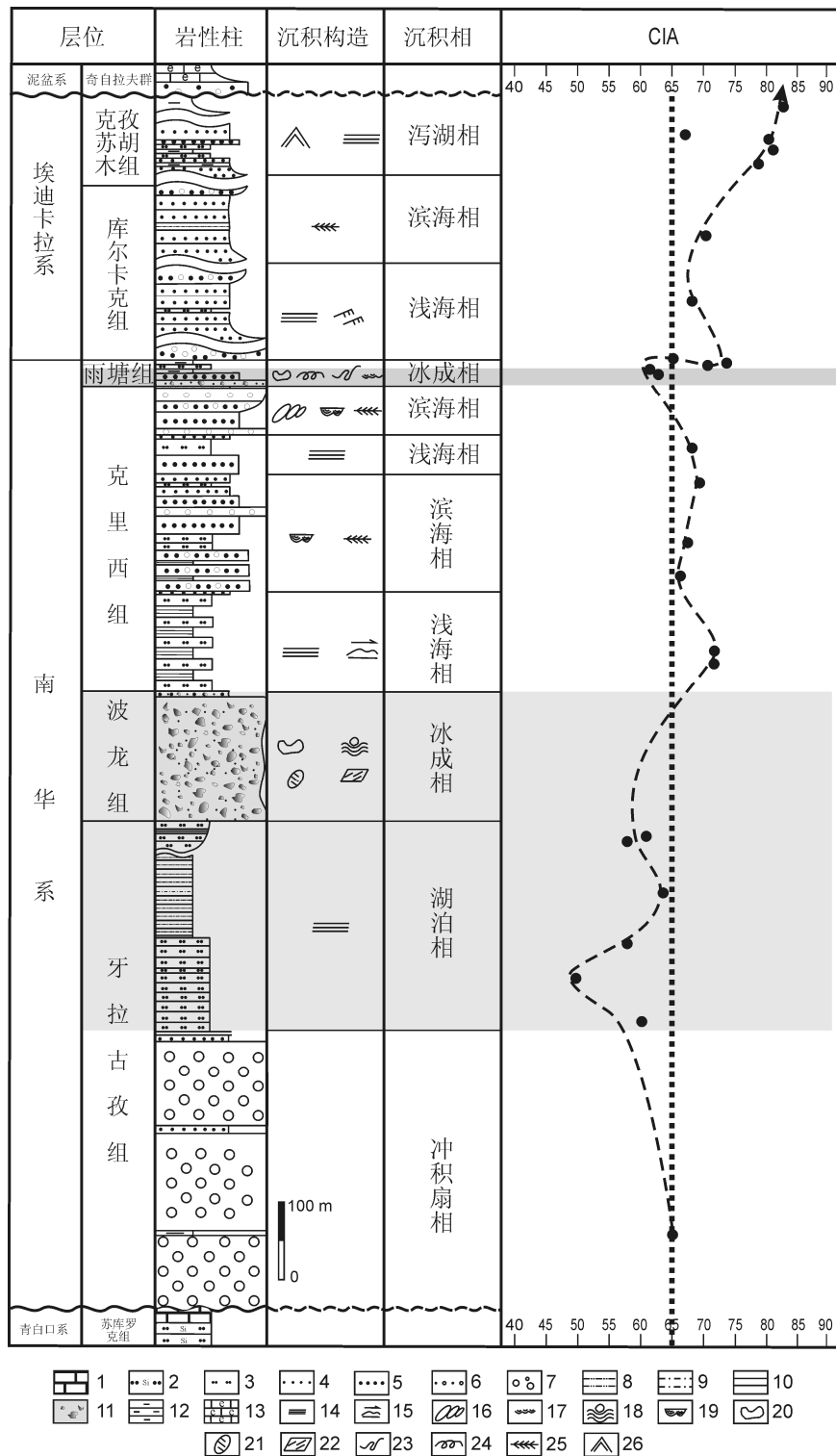


图 5 新疆叶城地区南华系-埃迪卡拉系地层柱状图及 CIA 值

1-灰岩; 2-硅质粉砂岩; 3-粉砂岩; 4-中砂岩; 5-粗砂岩; 6-含砾粗砂岩; 7-砾岩; 8-粉砂质页岩; 9-砂质页岩; 10-页岩; 11-冰碛岩; 12-泥岩; 13-生物碎屑灰岩; 14-水平层理; 15-不对称波痕; 16-叠瓦状构造; 17-变形层理; 18-落石构造; 19-槽状交错层理; 20-马鞍状构造; 21-砾石冻裂纹; 22-冰川擦痕; 23-滑塌层理; 24-包卷层理; 25-鱼骨状交错层理; 26-帐篷状构造

58~61 相当^[31]。克里西组 CIA 值范围为 66~71, 均值为 68.7, 与库鲁克塔格地区育肯沟、水泉组大部分样品 CIA 值范围 67~76, 均值 70.3 较为一致, 因此本文认为研究区牙拉古孜组顶部可对应于库鲁克塔格地区的阿勒通沟组, 波龙组冰期可对应于特瑞艾肯冰期; 克里西组相当于育肯沟、水泉组, 则雨塘冰期可对应于汉格尔乔克冰期, 并对应于纽芬兰地区的 Gaskiers 冰期^[19]。由于库鲁克塔格地区划分出的四次冰期已经被限定在 3 个时间段(即 740~732 Ma 的贝义西冰期, 725~615 Ma 之间的阿勒通沟和特瑞艾肯冰

期, 615~542 Ma 之间的汉格尔乔克冰期)^[3,19,20,58], 华南板块新元古代南沱冰期被限定在 663~635.4 Ma 之间^[11,59], 因此特瑞艾肯冰期对应于华南地区的南沱冰期, 研究区波龙冰期则可对应于南沱冰期, 即相当于全球性的 Marinoan 冰期。何秀彬等^[24]根据碳同位素化学地层学对比, 认为阿克苏地区奇格布拉克组顶部对应于华南灯影组顶部, 苏盖特布拉克组对应于陡山沱组, 尤尔美那克组则对比于南沱组, 间接的波龙冰期也可对应于阿克苏地区的尤尔美那克冰期(图 6)。

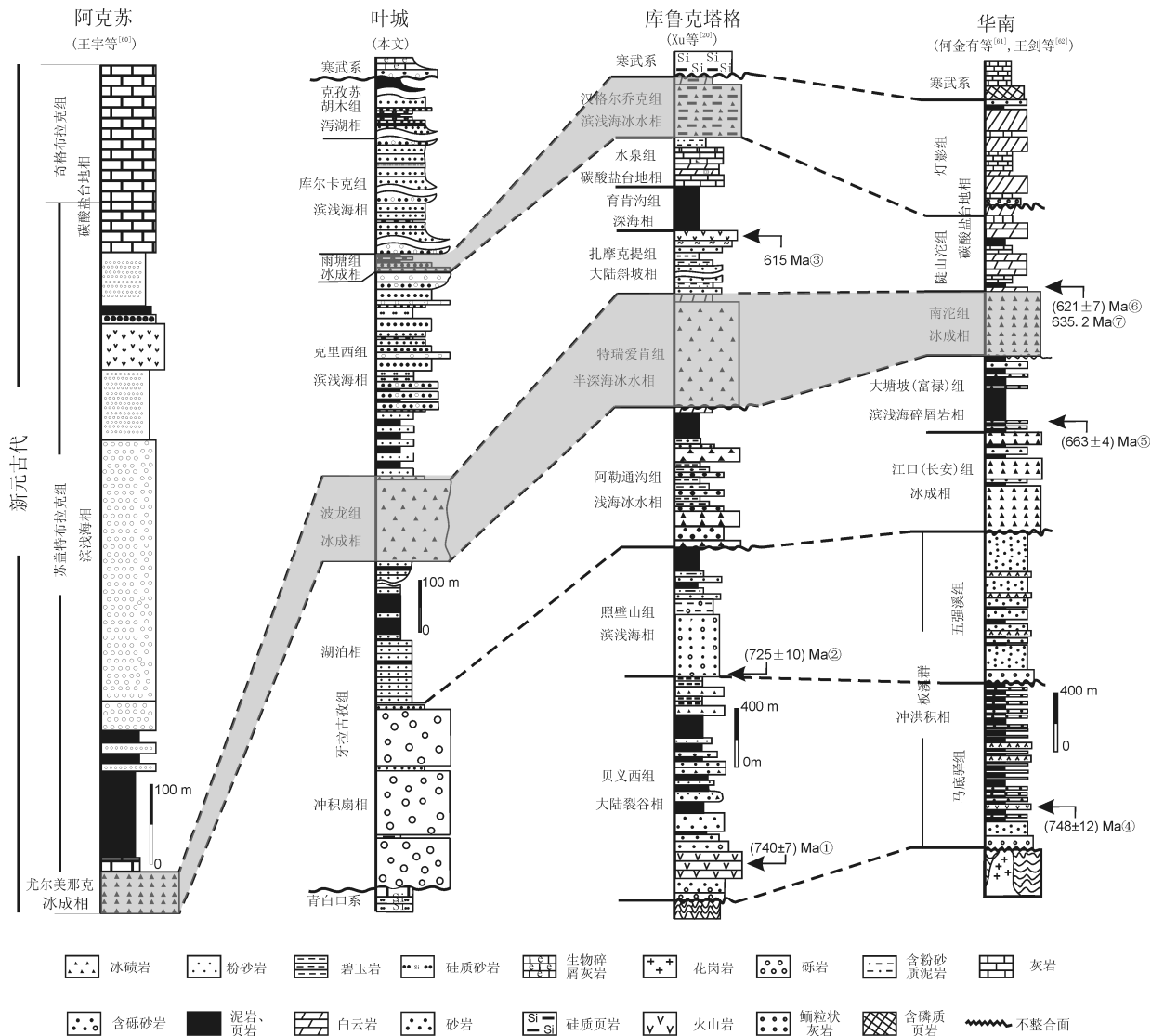


图 6 叶城地区与阿克苏地区、库鲁克塔格地区和华南地区冰期相关地层对比

①②③锆石 SHRIMP U-Pb 年龄^[20]; ④锆石 SHRIMP U-Pb 年龄^[61]; ⑤U-Pb TIMS 年龄^[16]; ⑥莲沱组底部火山灰层中锆石 SHRIMP U-Pb 年龄^[58]; ⑦U-Pb TIMS 年龄^[11]。库鲁克塔格地区与华南的对比根据何金有等^[61]修改

6 结论

(1) 研究区南华系-埃迪卡拉系地层可划分出 6 个沉积相: 山麓冲积扇相、湖泊相、冰成相、滨海相、浅海相以及泻湖相, 说明该地区经历了一个由陆向海的演变过程, 并以滨浅海相沉积为主。

(2) 通过 CIA 值特征分析识别出研究区南华纪经历了 2 次明显的寒冷气候, 可分别称为波龙冰期和

雨塘冰期, 表现为波龙组厚层冰碛岩和雨塘组较薄层冰碛岩。

(3) 研究区波龙组冰期可能相当于库鲁克塔格地区特瑞艾肯冰期、阿克苏地区的尤尔美那克冰期和华南地区的南沱冰期, 也即相当于全球性的 Marinoan 冰期, 而雨塘组冰期可能相当于库鲁克塔格地区的汉格尔乔克冰期, 即相当于纽芬兰地区的 Gaskiers 冰期。

致谢 感谢两位审稿人提出的建设性意见。感谢赵盼、史冠中、王宇和何金友等在野外工作中的帮助。

参考文献

- 徐备. Rodinia 超大陆构造演化研究的新进展和主要目标. 地质科技情报, 2001, 20: 15-19
- 张启锐, 储雪蕾, 张同钢, 等. 从“全球冰川”到“雪球假说”——关于新元古代冰川事件的最新研究. 高校地质学报, 2002, 8: 473-481
- 李美俊, 王铁冠, 王春江. 新元古代“雪球”假说与生命演化的环境. 沉积学报, 2006, 24: 107-112
- 郑永飞. 新元古代岩浆活动与全球变化. 科学通报, 2003, 48: 1705-1720
- 储雪蕾. 新元古代的“雪球地球”. 矿物岩石地球化学通报, 2004, 23: 233-238
- Zheng Y F, Gong B, Zhao Z F, et al. Zircon U-Pb age and O isotope evidence for Neoproterozoic low- ^{18}O magmatism during supercontinental rifting in south China: Implications for the snowball Earth event. Am J Sci, 2008, 308: 484-516
- Hoffman P F, Kaufman A J, Halverson G P, et al. Comings and gongings of global glaciation on a Neoproterozoic tropical platform in Namibia. GSA Today, 1998, 8: 1-9
- Kaufman A L, Knoll A H, Narbonne G M. Isotopes, ice ages, and terminal Proterozoic earth history. Proc Natl Acad Sci, 1997, 95: 6600-6605
- Fanning C M, Link P K. U-Pb SHRIMP ages of Neoproterozoic (Sturtian) glaciogenic Pocatello formation, southeastern Idaho. Geology, 2004, 32: 881-884
- Lund K, Aleinkoff J N, Evans K V, et al. SHIMP U-Pb geochronology of Neoproterozoic Windermere supergroup, central Idaho: Implications for rifting of western lauerntia and synchronicity of Sturtian glacial deposits. GSA Bull, 2003, 115: 349-372
- Condon D, Zhu M, Bowring S, et al. U-Pb ages from the Neoproterozoic doushantuo formation, China. Science, 2005, 308: 95-98
- Zhang S H, Jiang G Q, Zhang J M, et al. U-Pb sensitive high-resolution ion microprobe ages from the doushantuo formation in south China: Constraints on late Neoproterozoic glaciations. Geology, 2005, 33: 473-476
- Key R M, Liyungu A K, Njamu F M, et al. The western arm of the Lufilian arc in NW Zambia and its potential for copper mineralization. J Afr Earth Sci, 2001, 33: 503-528
- Cailteux J L H, Kampunzu A B H, Batumike M J, et al. Lithostratigraphic position and petrographic characteristics of R. A. T. (“Roches Argilo-Talqueuses”) subgroup, Neoproterozoic katangan belt (Congo). J Afr Earth Sci, 2005, 42: 82-94
- Bowring S, Myrow P, Landing E, et al. Geochronological constraints on terminal Neoproterozoic events and the rise of metazoan. Geophys Res Abs, 2003, 5: 13219
- Zhou C M, Tucker R, Xiao S, et al. New constraints on the ages of Neoproterozoic glaciations in south China. Geology, 2004, 32: 437-440
- 储雪蕾, 张启锐, 陈福坤, 等. 南华-埃迪卡拉系界线的锆石 U-Pb 年龄. 科学通报, 2005, 50: 600-602
- 寇晓威, 王宇, 卫魏, 等. 塔里木板块上元古界阿勒通沟组和黄羊沟组: 新识别的冰期和间冰期? 岩石学报, 2008, 24: 2863-2868
- 徐备, 寇晓威, 宋彪, 等. 塔里木板块上元古界火山岩 SHRIMP 定年及其对新元古代冰期时代的制约. 岩石学报, 2008, 12: 2857-2862
- Xu B, Xiao S H, Zou H B, et al. SHRIMP zircon U-Pb age constraints on Neoproterozoic quruqtagh diamictites in NW China. Precambrian Res, 2009, 168: 247-258
- 高振家, 王务严, 彭昌文, 等. 新疆阿克苏-柯坪地区埃迪卡拉系. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 1985. 1-123
- 高振家, 陈克强. 新疆的南华系及我国南华系的几个地质问题——纪念恩师王曰伦先生诞辰一百周年. 地质调查与研究, 2003, 26: 8-14

- 23 陈鹏, 徐备, 郑海飞. “雪球”假说与塔里木板块新元古代冰川事件. 新疆地质, 2004, 22: 87–93
- 24 何秀彬, 徐备, 袁志云. 新疆柯坪地区新元古代晚期地层碳同位素组成及其对比. 科学通报, 2007, 52: 107–113
- 25 Dobrzinski N, Bahlburg H, Strauss H, et al. Geochemical proxies applied to the Neoproterozoic glacial succession on the Yangtze platform, south China. In: Jenkins G L, McMenamin M A S, McKay C P, eds. The Extreme Proterozoic: Geology, Geochemistry, and Climate. Geophys Monograph Ser, 2004, 146: 13–32
- 26 Rieu R, Allen P A, Plotze M, et al. Climatic cycles during a neoproterozoic “snowball” glacial epoch. Geology, 2007, 35: 299–302
- 27 Goldberg K, Humayun M. The applicability of the chemical index of alteration as a paleoclimatic indicator: An example from the Permian of the Paraná Basin, Brazil. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 2010, 293: 175–183
- 28 冯连君, 储雪蕾, 张启锐, 等. 化学蚀变指数(CIA)及其在新元古代碎屑岩中的应用. 地学前缘, 2003, 4: 539–543
- 29 冯连君, 储雪蕾, 张同钢, 等. 莲沱砂岩—南华大冰期前气候转冷的沉积记录. 岩石学报, 2006, 22: 2387–2393
- 30 王自强, 尹崇玉, 高林志, 等. 宜昌三斗坪地区南华系化学蚀变指数特征及南华系划分、对比的讨论. 地质论评, 2006, 5: 577–585
- 31 刘兵, 徐备, 孟祥英, 等. 塔里木板块新元古代地层化学蚀变指数研究及其意义. 岩石学报, 2007, 23: 2863–2868
- 32 丁海峰, 马东升, 姚春彦, 等. 新疆果子沟埃迪卡拉纪冰碛岩沉积环境. 科学通报, 2009, 4: 3726–3737
- 33 马世鹏, 汪玉珍, 方锡廉. 西昆仑山北坡的埃迪卡拉系. 新疆地质, 1989, 7: 68–79
- 34 马世鹏, 汪玉珍, 方锡廉. 西昆仑山北坡陆台盖层型元古代宇的基本特征. 新疆地质, 1991, 9: 59–70
- 35 张传林, 叶海敏, 王爱国, 等. 塔里木西南缘新元古代辉绿岩及玄武岩的地球化学特征: 新元古代超大陆(Rodinia)裂解的证据. 岩石学报, 2004, 20: 473–482
- 36 王爱国, 张传林, 赵宇, 等. 塔里木西南缘南华系下部沉积作用及其构造意义. 地层学杂志, 2004, 28: 248–256
- 37 宗文明, 高林志, 丁孝忠, 等. 塔里木盆地西南缘南华纪冰碛岩特征与地层对比. 中国地质, 2010, 4: 1183–1190
- 38 Roser B P, Korsch R J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ration. J Geol, 1986, 94: 635–650
- 39 Nesbitt H W, Young G M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. Nature, 1982, 299: 715–717
- 40 McLennan S M. Meathering and global denudation. J Geol, 1993, 101: 295–303
- 41 Nesbitt H W, Young G M. Formation and diagenesis of weathering profiles. J Geol, 1989, 97: 129–147
- 42 Young G M, Nesbitt H W. Paleoclimatology and provenance of the glaciogenic gowganda formation(Paleoproterozoic), Ontario, Canada: A chemostratigraphic approach. Geol Soc Am Bull, 1999, 111: 264
- 43 Panahi A, Young G M, Rainbird R H. Behavior of major and trace elements(including REE)during Paleoproterozoic pedogenesis anddiagenetic alteration of an Archean granite near Ville Marie, Québec, Canada. Geochim Cosmochim, 2000, 64: 2199–2220
- 44 Cullers R L, Podkovyrov V M. Geochemistry for the mesoproterozoic lakhanda shales in southeastern Yakutia, Russia: Implicationsfor mineralogical and provenance control and recycling. Precambrian Res, 2000, 104: 77–93
- 45 Cullers R L. The source and origin of terrigenous sedimentary rocks in the mesoproterozoic Ui group, southeastern Russia. Precambrian Res, 2002, 117: 157–18
- 46 Wintsch R P, Kvale C M. Differential mobility of elements in burial diagenesis of siliciclastic rocks. J Sediment Res, 1994, 64: 349–36
- 47 Fedo C M, Young G M, Nesbitt H W, et al. Potassic and sodic metasomatism in the southern province of the Canadian shield: Evidence from the Paleoproterozoic serpent formation, huronian supergroup, Canada. Precambrian Res, 1997, 84: 17–36
- 48 Fedo C M, Young G M, Nesbitt H W. Paleoclimaticcontrol on the composition of the paleoproterozoic serpent formation, huronian supergroup, Canada: A greenhouse to icehouse transition. Precambrian Res, 1997b, 86: 201–223
- 49 Zhang C L, Li X H, Li Z X, et al. Neoproterozoic ultramafic-mafic-carbonatite complex and granitoids in quruqtagh of northeastern Tarim Block, western China: Geochronology, geochemistry and tectonic implications. Precambrian Res, 2007, 152: 149–169
- 50 冯连君, 储雪蕾, 张启锐, 等. 湘西北南华系溁水河组寒冷气候成因的新证据. 科学通报, 2004, 49: 1172–1178
- 51 Wani H, Mondal M E A. Petrological and geochemical evidence of the Paleoproterozoic and the Meso-Neoproterozoic sedimentary rocks of the Bastar craton, Indian peninsula: Implications on paleoweathering and Proterozoic crustal evolution. J Asian Earth Sci, 2010, 38: 220–232
- 52 张传林, 王中刚, 沈加林, 等. 西昆仑山阿卡孜岩体锆石 SHRIMP 定年及地球化学特征. 岩石学报, 2003, 19: 523–529
- 53 张传林, 杨淳, 沈家林, 等. 西昆仑北缘新元古代片麻状花岗岩锆石 SHRIMP 年龄及其意义. 地质论评, 49: 239–244
- 54 张传林, 陆松年, 于海峰, 等. 青藏高原北缘西昆仑造山带构造演化: 来自锆石 SHRIMP 及 LA-ICP-MS 测年的证据. 中国科学: D 辑: 地球科学, 2007, 37: 145–154
- 55 彭昌文, 高振家. 西昆仑山北坡铁克里克一带晚前寒武纪的微古植物群和叠层石及其地层意义. 新疆地质, 1984, 2: 17–28

- 56 高振家, 朱诚顺, 等. 新疆前寒武纪地质. 新疆: 新疆人民出版社, 1984. 47–54
- 57 李永安, 高振家, 王景河. 古塔里木地块晚前寒武纪古地磁特征的初步探讨. 新疆地质, 1984, 2: 81–93
- 58 曹仁关. 新疆南雅尔当山埃迪卡拉系的新观察. 地质通报, 1991, 1: 30–34
- 59 Zhang S H, Jiang G Q, Han Y G. The age of the Nantuo formation and Nantuo glaciation in south China. Terra Nova, 2008, 20: 1–6
- 60 王宇, 何金有, 卫魏, 等. 新疆阿克苏地区新元古代晚期地层沉积相及层序地层研究. 岩石学报, 2010, 26: 2519–2528
- 61 何金有, 徐备, 孟祥英, 等. 新疆库鲁克塔格地区新元古代层序地层学研究及对比. 岩石学报, 2007, 23: 1645–1654
- 62 王剑, 刘宝珺, 潘桂棠. 华南新元古代裂谷盆地演化——Rodinia 超大陆解体的前奏. 矿物岩石, 2001, 21: 135–145
- 63 Ma G G, Li H Q, Zhang Z C. An investigation of the age limits of the Sinian system in south China. CAGS Bull Yichang Inst Geol Miner Resources, 1984, 8: 1–29