

<http://www.geojournals.cn/georev/ch/index.aspx>

新疆柯坪地区早古生代地层的 碳、氧和锶同位素

杨杰东

王宗哲

(南京大学现代分析中心)

(中国科学院南京地质古生物研究所)



我们系统测定了新疆柯坪地区寒武纪和奥陶纪地层的海相碳酸盐样品的碳、氧和锶同位素组成,取得了沿地层剖面的同位素组成变化曲线。研究表明,柯坪地区寒武纪和奥陶纪海水中碳同位素变化曲线有6个 $\delta^{13}\text{C}$ 负波动峰时期,它们与当时的全球生物灭绝事件和海退—海进事件的时间基本吻合,表明它们三者之间存在着必然的联系。在寒武纪和奥陶纪的大部分时间,锶同位素曲线较为平坦,反映出较少的地壳活动和板块构造作用。

关键词 新疆 古生代 地层 同位素

同位素地层学是近几年来发展十分迅速的研究领域之一,研究已证实,碳、氧和锶同位素在全球地层的对比和划分,生物演化,古气候学、古海洋学,板块构造运动等等领域都有重要意义。本文报道了新疆柯坪地区寒武纪和奥陶纪地层,系统剖面的碳、氧和锶同位素测定结果。

1 地质概况和样品采集

柯坪地区位于新疆塔里木盆地西北缘,阿克苏、乌什、柯坪和巴楚一带,包括图1中的9个

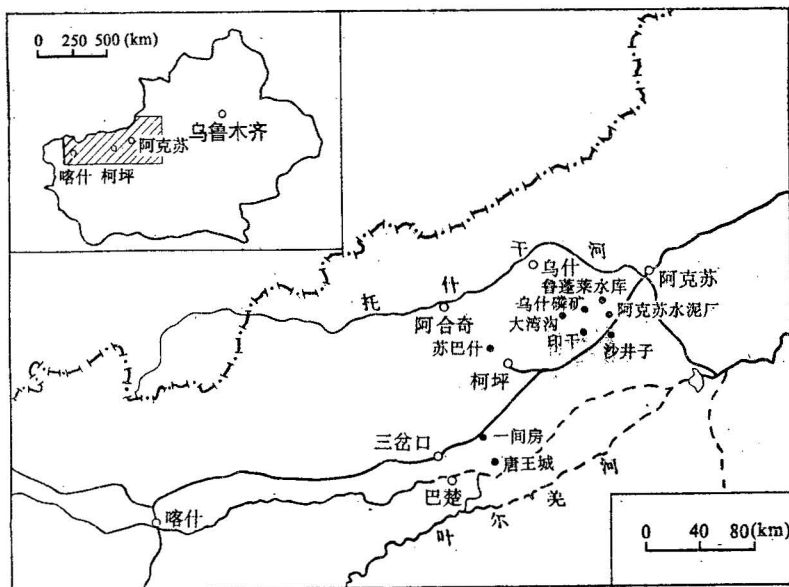


图1 新疆柯坪地区采样剖面地点

Fig. 1 Sampling localities of the Kalpin area, Xinjiang.

注: 本文系国家自然科学基金资助项目, 项目编号: 49373166。
本文1993年2月收到, 10月改回, 萧品芳编辑。

地点。震旦纪末柯坪运动使本区有所抬升,经短暂剥蚀之后,又被海水浸没。历经亿年之久的浅海台棚沉积,到中奥陶世后期受塔康运动的影响重又抬升,导致海水退却,再遭剥蚀。从寒武纪到奥陶纪,柯坪地区总体上发育了一套从海进到海退的完整沉积系列^[1]。笔者依据地层顺序系统采集海相碳酸岩(灰岩或白云岩)标本。采样剖面地点,采集层位、样品号和岩性见图1,2和3。

地 层	厚 度	岩 性	样 品 号	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
志留系	m					
奥陶系	35	印干组	579	-0.2	-8.0	
			570	0.7	-6.8	
			552	0.3	-7.0	
	167	其浪组	547	0.5	-4.2	0.708151
			517	1.8	-3.7	
			480	2.2	-4.9	
			446	2.5	-4.3	
			439	2.6	-4.7	
	18	坎岭组	421	0.9	-4.1	0.708682
			411	0.8	-4.7	
			406	0.5	-5.8	0.708923
	13	萨尔干组	380	0.6	-4.7	
			378	0.8	-4.9	
			375	0.9	-3.9	
寒武系	514	丘里塔克群	310	1.0	-4.4	0.708663
			298	0.6	-5.6	
			290	0.3	-4.0	0.709053
			282	-1.3	-8.1	
			252	-1.5	-6.0	0.708697
			236	-1.4	-6.2	0.709560
			226	-1.2	-6.5	
			221	-1.2	-5.3	

图 2 柯坪地区奥陶系采样层位及同位素测定结果

(地层柱参照参考文献[1])

Fig. 2 Sampling horizon and isotopic measurement results of the Ordovician in the Kalpin area

(for stratigraphic column the reader is referred to reference [1])

地 层	厚度	岩 性	样品号	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
奥陶系	m					
寒武系	阿瓦塔格群		212	-0.8	-6.4	0.708945
			203	-0.8	-5.8	
			187	-1.0	-4.4	
			177	0.4	-5.8	
			176	1.6	-7.1	
			170	1.0	-6.0	
			168	0.6	-7.5	
	沙依里克组		166	1.2	-7.1	0.709020
			160	1.0	-6.7	
	吾松格尔组		153	-1.0	-3.7	0.708665
武系	肖尔布拉克组		145	-1.5	-4.1	
			136	-0.4	-5.9	
			132	1.5	-5.1	
			127	1.4	-6.5	
	玉尔吐斯组		126	1.0	-5.5	
			115	-1.1	-6.8	
震旦系	8		103	-2.1	-6.4	0.708769
			94	-0.6	-6.1	0.708612
			90	0.8	-4.6	0.709254
			89	2.2	-5.2	0.709864

图 3 柯坪地区寒武系采样层位及同位素测定结果 (图例见图 2)

Fig. 3 Sampling horizon and isotopic measurement results of the Cambrian in the Kalpin area

2 实验方法和结果

2.1 碳、氧同位素

对样品进行Ca、Mg、CO₂及酸不溶物 (重量%) 的测定。依据化学分析结果称取试样并选择适当的反应条件。样品经超声波清洗, 低温烘干, 研磨成200目粉末。经470℃真空加热处理 2 小

时, 去除有机碳组份。应用J. M. McCrea 正磷酸法^[2]使样品在高真空条件下与 100% 磷酸进行恒温反应。灰岩于 $25 \pm 0.1^\circ\text{C}$ 12 小时, 白云岩于 $50 \pm 0.1^\circ\text{C}$ 24 小时, 经充分反应后, 将收集起来的 CO_2 气体送入 MAT251 质谱仪进行碳、氧同位素测定。分析参照标准采用 TTB-1, 然后经计算机处理换算成国际标准 PDB 值, 45/44 和 46/44 同位素比值的测定精度均优于 0.01‰ 。

2.2 锶同位素

注意选择没有蚀变, 高锶含量 ($\geq 200 \times 10^{-6}\text{Sr}$) 和不溶残渣 $< 10\%$ 的样品。样品先经粉碎后, 用 5mol 的醋酸溶液溶解。离心后取出清液, 丢掉残渣。Rb、Sr 元素的分离和提取采用一套石英柱, 其中充填以 AG50 阳离子交换树脂, 淋洗剂为 1.5N 和 3N HCl。测定仪器为 VG 354 质谱仪。实验室 Sr 的全流程空白为 2ng, 对 NBS 987 标准样测定值为 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71022 \pm 1$ 。详细实验方法见参考文献 [3]。

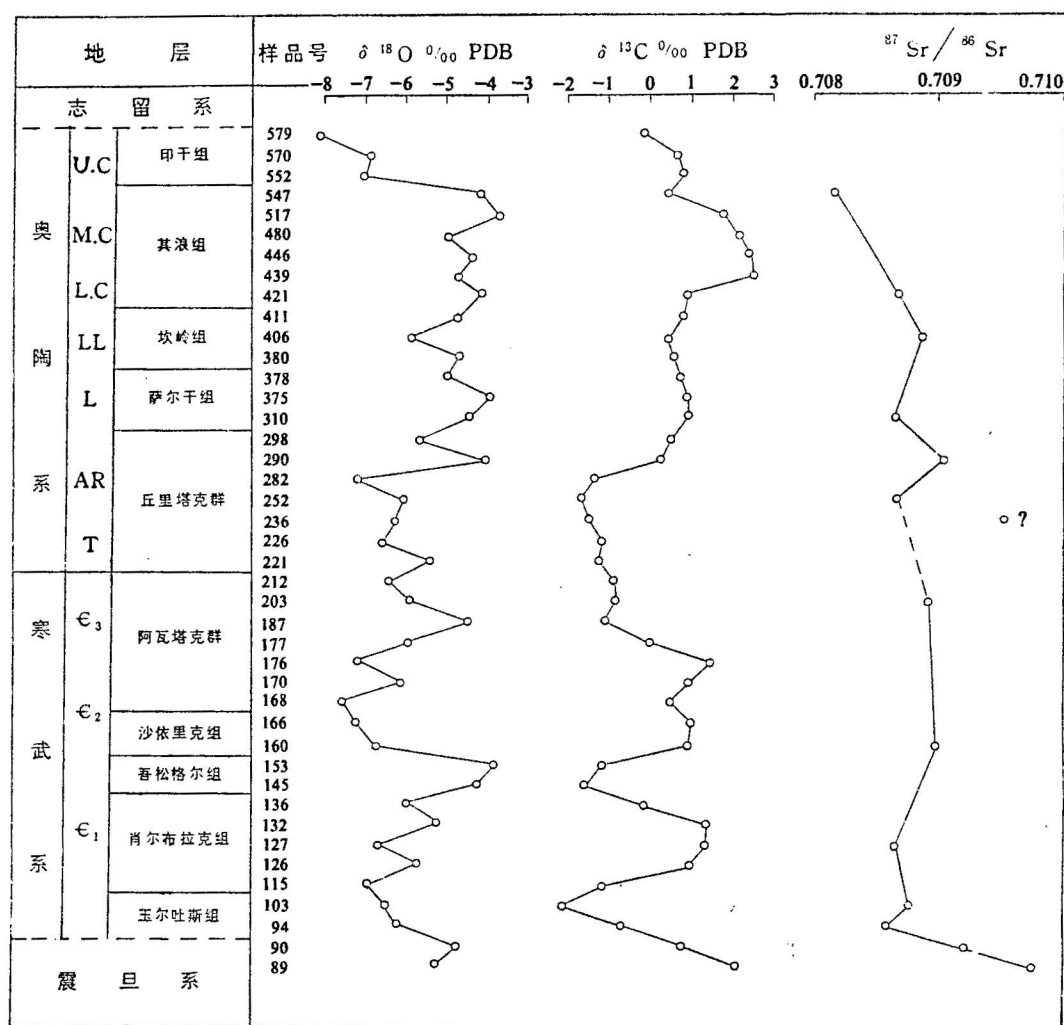


图 4 柯坪地区寒武系和奥陶系地层 $\delta^{23}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值变化曲线

Fig. 4 Variation curves of $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of Cambrian and Ordovician strata in the Kalpin area

T—Tremadoc期; AR—Arenig期; L—Llanvirn期; LL—Llandeilo期; L.C—Lower Caradoc期; M.C—Middle Caradoc期; U.C—Upper Caradoc期

碳、氧和锶同位素测定结果列于图 2 和 3 中。柯坪地区寒武系和奥陶系地层 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 变化曲线显示于图 4。

3 讨论

3.1 碳同位素变化曲线

海相碳酸盐中的碳同位素信息一般较少受到成岩作用的影响,但在成岩阶段各种分解过程对有机物中碳同位素的影响和作用不容忽视^[4,5]。因此在本次测定的样品中注意选取新鲜的,未受后期蚀变和变质作用影响的贫有机物的海相碳酸盐岩样品,并在实验中对有机物加以去除。

图 4 中显示,在震旦纪末, $\delta^{13}\text{C}$ 曲线从一个较高的正值迅速下落通过震旦系—寒武系界线。在早寒武世底部的玉尔吐斯组达到一个异常低的负值 -2.1% 。其后迅速上升,在早寒武世的肖尔布拉克组出现一个高正值峰 $+1.5\%$,接着开始下落,在早寒武世末期的吾松格尔组第二次出现低负值峰 -1.53% 。随后曲线重又上升,在晚寒武世阿瓦塔格群前期, $\delta^{13}\text{C}$ 保持较高的正值约 $+1.2\%$ 。在阿瓦塔格群后期,陡然回落为 -1.5% 。在寒武系—奥陶系界线附近稍有回升。在 Arenig 期的丘里塔克群,为又一低峰值。从早奥陶世的 Llanvirn 期,即丘里塔克群上部开始, $\delta^{13}\text{C}$ 曲线呈迅速上升趋势,经过 Llandeilo 期的坎岭组—Caradoc 期的其浪组界线,在其浪组中期达到顶峰,为 $+2.64\%$,紧接着 $\delta^{13}\text{C}$ 值开始回落。在其浪组—印干组界线附近有所波动,但并未能改变总体的下降趋势。

从总体上看, $\delta^{13}\text{C}$ 值波动范围在 -2.1% 到 $+2.6\%$ 之间,共有 6 个负波动峰(即高一低一高的波谷处)时期,它们是:(1) 早寒武世初期;(2) 早寒武世晚期;(3) 晚寒武世晚期;(4) 早奥陶世 Arenig 期;(5) 中奥陶世 Llandeilo 期;(6) 中奥陶世中 Caradoc—晚 Caradoc 界线时期。由于柯坪地区缺失晚奥陶世的 Ashgill 期,故 $\delta^{13}\text{C}$ 曲线中止在印干组末期。

3.2 $\delta^{13}\text{C}$ 负波动峰与生物灭绝事件

在生物演化史中存在着生物灭绝事件(或称生物迅速演替事件)。在寒武纪已有报道的有三次。第一次发生在靠近寒武系底部的黑色页岩层位,相当于中国云南梅树村前寒武系—寒武系界线剖面的“c”点位置^[6]。第二次是在早寒武世末,它主要与 *Archaeocyathids* 的灭绝有关^[7,8]。第三次发生在寒武纪末期,北美三叶虫种属有近一半灭绝了^[9]。在奥陶纪除去晚奥陶世 Ashgill 期外,已有报道的也有三次。第一次在早奥陶世之初,在 Tremadoc 之底部,它与寒武纪末的灭绝事件相连^[10]。第二次发生在早奥陶世的 Tremadoc—Arenig 期之交^[11,12]。第三次是在 Llandeilo 期, Llandeilo 是一个相对短的时间^[13]。

柯坪地区寒武纪和奥陶纪的 6 个 $\delta^{13}\text{C}$ 负波动峰中的前 5 个,都与上述已报道过的生物灭绝事件的时间基本符合。对于其浪组—印干组界线附近的第 6 个负波动峰时期,未见有关灭绝事件的报道。这可能是由于它处在由奥陶纪中晚期开始的全球大海退中的一次小小的海退—海进事件,对生物演替的影响较小。然而前 5 个 $\delta^{13}\text{C}$ 负波动峰与生物灭绝事件的对应关系,说明它们二者之间存在着必然的相关性。

3.3 $\delta^{13}\text{C}$ 负波动峰与海退—海进事件

全球海平面的变化对于生物演替和产率有重要影响。N. D. Newell^[14] 认为陆缘海生态环境区域的收缩对于浅海生物会带来致命的影响,导致广泛的绝灭。而最新的研究成果证明,在急退海退以及其后紧接着的海进早期,会引起极端缺氧并很少与开放海洋进行环流交换的海水在陆地上扩张,因而导致原先生活在表层水的生物大批死亡,这即被称为海退—海进缺氧模式^[15-19]。

图 5 和图 6 分别是 Fortey^[20] 和 Hallam^[9] 绘制的奥陶纪和寒武纪全球海平面变化曲线。

图 6 中在寒武纪,全球有二次海退—海进事件。第一次在早寒武世晚期。第二次在晚寒武世

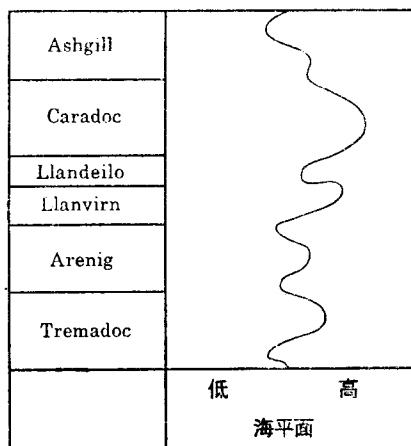


图 5 奥陶纪全球海平面变化曲线

(据 R. A. Fortey, 1984) ⁽²⁰⁾

Fig. 5 Fluctuation curve of sea level of the Ordovician

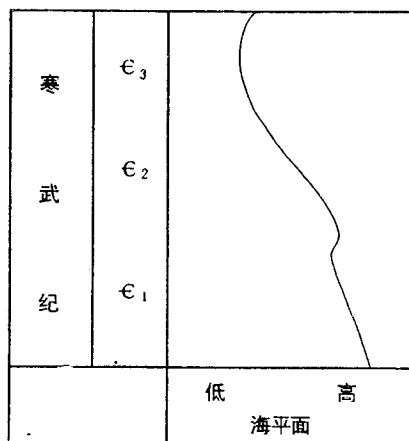
(from R. A. Fortey, 1984) ⁽²⁰⁾

图 6 寒武纪全球海平面变化曲线

(据 A. Hallam, 1989) ⁽⁹⁾

Fig. 6 Fluctuation curve of sea level of the Cambrian

(from A. Hallam, 1989) ⁽⁹⁾

中晚期, 它一直延续到早奥陶世初期。图 5 中在奥陶纪, 除去晚奥陶世 Ashgill 期, 共有 5 次海退—海进事件。第一次发生在早奥陶世初期的 Tremadoc 期的早期, 它是晚寒武世中晚期海退—海进事件的继续。第二次发生在早奥陶世 Arenig 期的早期。第三次发生在 Arenig—Llanvirn 时期。第四次发生在中奥陶世的 Llandeilo 期。第五次发生在中奥陶世的 Caradoc 期的晚期。

对照图 4、5 和 6, 柯坪地区寒武纪和奥陶纪的 $\delta^{13}\text{C}$ 负波动峰大多与海退—海进事件的时间基本吻合, 只有二个是例外。第一个例外是早寒武世初期, $\delta^{13}\text{C}$ 负波动峰并未有海退—海进事件与之相对应, 表明引起 $\delta^{13}\text{C}$ 波动的可能是其它原因。有一种说法是由于天外物体碰撞地球所致⁽⁶⁾。第二个例外是在 Arenig—Llanvirn 期。在图 5 中有一个海退—海进事件, 而在图 4 中并没有 $\delta^{13}\text{C}$ 负波动峰。从柯坪地区的岩相、生物相的研究表明⁽¹⁾, 在 Arenig—Llanvirn 期并未发现海退证据。相反, 从 Arenig 期中期海水逐渐加深, 至晚期海进进一步加强, 台地边缘推移到巴楚一线。到 Llanvirn 期, 浅海盆地裂陷为浅海槽盆, 反映海水加深趋势。由此可见在柯坪地区的 Arenig—Llanvirn 期并未发生海退—海进事件, 这与我们对 $\delta^{13}\text{C}$ 值的测定结果是相符的。因此, 在 Arenig—Llanvirn 时期是否如 R. A. Fortey 所述, 存在一个全球性的海退 (或海退—海进) 事件尚存疑问, 有待进一步论证。

本次研究证明, $\delta^{13}\text{C}$ 负波动峰、生物灭绝和海退—海进事件三者之间存在着必然联系。

3.4 氧同位素变化曲线

图 4 显示出柯坪地区寒武纪和奥陶纪海相碳酸盐样品 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化曲线。

前人研究表明, 对于古老地层, 氧同位素组成很容易受到后期作用的影响。寒武纪的大部分时期, $\delta^{13}\text{C}$ 值与 $\delta^{18}\text{O}$ 值呈负相关, 表明成岩作用影响较小, 总的波动趋势可能是可信的。而奥陶纪 $\delta^{13}\text{C}$ 值与 $\delta^{18}\text{O}$ 值呈正相关性, 表明氧同位素受到成岩作用较强的影响, $\delta^{18}\text{O}$ 数据已不反映原初海洋碳酸盐的氧同位素特征^(5,21)。

目前大多数的研究人员认为, 古海水的氧同位素比值的变化主要反映大陆冰原体积的变化, 冰期—间冰期周期的变化⁽²²⁾, 这些与全球海平面升降直接有关。在柯坪地区早寒武世末期的吾松格尔组和晚寒武世的阿瓦塔克群后期的二次 $\delta^{18}\text{O}$ 正波动峰都和 $\delta^{13}\text{C}$ 负波动峰和海退—海进事件相对应, 表明当时冰原体积的变化可能是这二次海退—海进事件的直接原因。而在早寒武世早

期, 虽有 $\delta^{13}\text{C}$ 负波动峰, 却并没有 $\delta^{18}\text{O}$ 正波动峰与之相对应, 表明当时 $\delta^{13}\text{C}$ 负波动峰所反映的生物灭绝事件可能并不是由于全球冰原体积引起的, 而可能是由于其它原因所致。这一点与前面碳同位素一节的讨论是一致的。

3.5 锶同位素变化曲线

由图 4 中可以看出, 在柯坪地区震旦系顶部 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值较高, 均为 0.7098, 此时 $\delta^{13}\text{C}$ 值也高。其后, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值与 $\delta^{13}\text{C}$ 值同步下落, 通过前寒武系—寒武系界线地层。在寒武系底部 $\delta^{13}\text{C}$ 值出现负波动峰处, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值也达到一个低谷点, 约为 0.7086。在从早寒武世到中奥陶世期间, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值分布范围较狭窄, 在 0.7086 到 0.7090 之间, 曲线基本平坦, 变化很少。在中奥陶世中晚期, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值与 $\delta^{13}\text{C}$ 值同步下降, 在中奥陶世末印干组之顶部, 约为 0.7080。在奥陶纪 Arenig 期底部有一个锶同位素异常值(即图 4 中? 之点), 据分析可能因混入了碎屑成分所致。

本次测定的柯坪地区海水中 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值(除去一个?点外)都落在Burke等^[23]测定的早古生代海水的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值范围内, 表明本次测定的样品保持了原初古海水的锶同位素特征。

研究证实, 在显生宙期间, 引起海水锶同位素组成变化的主要因素是由年轻火山岩($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值约为 0.704 ± 0.002)和古老陆壳硅质岩($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值约为 0.708 ± 0.001)来源的二种物质的通量(mass flux)之比^[24]。海水的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值高, 表明古老硅质物质影响增加; 反之, 则表明基性物质影响增加。因此, 海水的锶同位素比值的高低直接与以下因素有关: 暴露于风化作用中的陆壳岩性的组成比例, 古气候情况, 海平面升降变化, 古海洋地理分布格局, 火山作用, 洋脊体积的改变和海底扩张速率等^[4, 23]。

图 4 中, 寒武纪和奥陶纪的大部分时间内, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值相对稳定, 表明柯坪地区当时构造作用及其影响相对较弱, 全球气候变化较小。而在震旦纪末期高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值表明, 来源于基性源区的锶相对减少, 来之于古老硅质源区的锶相对较多。这反映当时大陆的古地理分布格局和气候条件有利于本区古老陆壳的风化侵蚀速率增高, 致使进入海洋的陆壳物质成分比例提高。另一方面, 由于海底扩张速率减慢及火山活动减少, 使得进入海水的幔源物质比例减少。在中奥陶世中晚期海水锶同位素比值持续下降, 可能反映了当时地壳活动增强, 塔里木地块逐渐解体。全球性的塔康运动使地壳抬升, 加上冰川作用, 使全球海平面下降, 气候变冷。因而使得海水中来自古老硅质部分的比例减少, 而来自基性的具有低锶同位素比值的成份增多。本次锶同位素测定结果, 与目前已了解的寒武纪和奥陶纪柯坪地区以及全球的地质构造历史背景是基本相符的。

4 结论

对新疆柯坪地区寒武系和奥陶系地层碳酸盐碳、氧和锶同位素研究, 可得出如下结论。

(1) 碳同位素曲线有 6 个 $\delta^{13}\text{C}$ 负波动峰时期, 它们与当时全球生物灭绝事件和海退—海进事件的时间基本吻合, 表明这三者之间存在着必然的联系。

(2) 对氧同位素组成测定表明, 奥陶纪的数据可能受成岩作用的影响, 已不能反映原初的特征。寒武纪的氧同位素特征($\delta^{18}\text{O}$ 值)的变化与 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化大部分时期呈负相关, 表明全球冰原体积的变化是海平面迅速升降变化的直接原因。

(3) 在大部分时间内, 锶同位素曲线较为平稳, 反映较少的地壳活动和板块构造作用, 处于相对平静时期。在震旦纪末的高锶同位素比值, 反映海水中来源于古老硅质岩的组份相对增多, 而在中奥陶世中晚期 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值的持续下降, 可能是塔康运动, 冰川作用和全球气温下降等因素综合影响的结果。

参 考 文 献

- 1 周志毅, 陈丕基等. 塔里木生物地层和地质演化. 北京: 科学出版社, 1990. 8—126页.
- 2 McCrea J M. The isotopic chemistry of carbonates and paleotemperature scale. *J. Chem. Phys.*, 1950, 18: 849—857.
- 3 Yang Jiedong, Wang Yingxi, Tao Xianchong, Li Huiming and Wang Zongzhe. Rb-Sr dating on the Cambrian—Ordovician boundary interval. In: *Aspects of Cambrian-Ordovician Boundary in Dayangcha, China*. Beijing: Chinese Prospect Publishing House, 1986, 72—82.
- 4 Turker M E and Wright V P. Carbonate sedimentology. Blackwell Scientific Publications, 1990.
- 5 Lambert I B, Walter M R, Zhang Wenlong, Lu Songnian and Ma Guogan. Paleoenvironment and carbon isotope stratigraphy of Upper Proterozoic carbonates of the Yangtze Platform. *Nature*, 1987, 325: 140—142.
- 6 Hsu K, Oberhänsli H, Gao J Y, Sun Shu, Chen Haihong and Krahenbuhe V. "Stranjelove Ocean" before the Cambrian explosion. *Nature*, 1985, 316: 809—811.
- 7 Pamler A R and James N P. The Hawke Bay Event: a Circum-Iapetus regression near the Lower-Middle Cambrian boundary. In *the Caledonides in the USA 1980*. 15—18.
- 8 Sepkoski J J. Phanerozoic overview of mass extinction. In: *Pattern and Processes in the History of life*. Berlin: Springer-Verlag, 1986. 259—276.
- 9 Hallam A. The case for sea-level change as a dominant causal factor in mass extinction of marine invertebrates. In: *Evolution and Extinction*. The Royal Society, 1989. 437—455.
- 10 Miller J F. Upper Cambrian and Lowest Ordovician conodont faunas of the House Range. Utah. S. W. Missouri State Univ. Geosci. Ser. 5, 1978, 1—33.
- 11 Fortey R A. Early Ordovician trilobites from the Catoche Formation (st. george group) western Newfoundland. *Bull. Geol. Surv. Canada*, 1979, 321: 61—114.
- 12 Fortey R A. There are extinctions and extinction examples from the lower palaeozoic. In: *Evolution and Extinction*. London: The Royal Society, 1989, 327—355.
- 13 Wilcox C J and Lockley M G. A re-assessment of facies and faunas in the type Llandeilo (Ordovician), Wales. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 1981, 34: 285—314.
- 14 Newell N D. Revolution in the history of life. *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, 1967, 89: 63—91.
- 15 McLaren D J. Bolides and biostratigraphy. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1983, 94: 313—324.
- 16 McLaren D J. Detection and significance of mass killings. *Hiator. Biol.*, 1989, 2: 5—16.
- 17 Stanley S M. Marine mass extinction: a dominant role for temperature. In: *Extinction*. Univ. of Chicago Press, 1984, 69—117.
- 18 Stanley S M. *Extinction*. New York: Scientific, American Library, 1986.
- 19 Hansen T A. Extinction of Late Eocene to Oligocene molluscs: relationship to shelf area, temperature change and impact events. *Palaios*, 1987, 2: 69—75.
- 20 Fortey R A. Global earlier Ordovician transgressions and regressions and their biological implications. In: *Aspects of the Ordovician System*. Palaeontological Contributions from the University of Oslo, 1984. 37—50.
- 21 Brasier M, Magaritz M, Corfield K, Luo Huilin, Wu Xiche, Ouyang Lin, Jiang Zhiwen, Hamdi B, He Tinggui and Fraser A G. The carbon and oxygen isotope record of the Precambrian/Cambrian boundary interval in China and Iran and their correlation. *Geol. Mag.*, 1990, 127: 319—332.
- 22 Bowen R. *Isotopes in the Earth Sciences*. London: Elsevier Applied Science, 1988. 386—391.
- 23 Burke W H, Fenison E, Hetherington E A, Koepnick R B, Nelson H F and Otto J B. Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout phanerozoic time. *Geology*, 1982, 10: 516—519.
- 24 Faure G, Harley P M and Powell J I. The isotopic composition of strontium in surface water from the North Atlantic Ocean. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1965, 29: 209—220.

C, O AND Sr ISOTOPES OF EARLY PALEOZOIC STRATA IN THE KALPIN AREA, XINJIANG

Yang Jiedong

(Center of Modern Analysis, Nanjing University, Nanjing, Jiangsu)

Wang Zongzhe

(Institute of Palaeontology, Academia Sinica, Nanjing, Jiangsu)

Abstract

The authors systematically collected samples of marine carbonate rocks from the Cambrian and Ordovician strata in the Kalpin area, Xinjiang, and determined the C, O and Sr isotopic compositions and obtained the curves of C, O and Sr variations along the stratigraphic section. On the basis of the isotope data combined with the data biofacies and lithofacies and published information on the global Cambrian and Ordovician mass extinction events and regression-transgression events, the following conclusions can be drawn.

There are six negative $\delta^{13}\text{C}$ excursion peaks in the Cambrian and Ordovician seawater of the Kalpin area. They are: early Early Cambrian, late Early Cambrian, late Late Cambrian, Arenig of Early Ordovician, Liandeilo of Middle Ordovician, and middle Caradoc-late-Caradoc of Middle Ordovician. All of them are basically coincident with the contemporary global mass extinction events and regression/transgression events, revealing the inevitable relationships among the negative $\delta^{13}\text{C}$ excursion peaks in seawater, the global mass extinction events and regression/transgression events. As to the O isotopic data, it is difficult to make significant discussion because of influence and disturbance of diagenesis. The determined Sr isotopic ratios of seawater in the Kalpin area during the Cambrian and Ordovician are all consistent with the contemporary seawater values previously reported by W. H. Burke et al. In most parts of the Cambrian and Ordovician, the Sr isotopic curve is flat, indicating that crustal activities and plate tectonic movements seldom occurred. The high Sr isotopic ratio occurring at the end of the Precambrian indicates the increase of components from old siliceous rocks in seawater and decrease of the rate of seafloor spreading. In the middle-late Middle Ordovician, the continual lowering of $\delta^{13}\text{C}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios may be due to the integrative influence of some factors such as the global Taconic movement, glaciation and fall of the atmospheric temperature.

Key words: Xinjiang, Paleozoic, strata, isotope

作者简介

杨杰东, 1944年生, 1968年毕业于北京清华大学核物理专业。长期从事同位素地质年代学、同位素地球化学和同位素质谱仪的实验和研究工作。现任南京大学现代分析中心副主任, 副教授。通讯地址: 江苏省南京市, 南京大学现代分析中心, 邮政编码: 210008。