

# 吉林大阳岔层型剖面寒武系— 奥陶系界线附近沉积环境的讨论

陈瑞君 王东安 范德廉 王忠诚

(中国科学院地质研究所 北京 100011)

**关键词** 标准剖面 海绿石 向斜盆地 浅海沉积 沉积环境

**提要** 本文通过吉林大阳岔寒武系—奥陶系层型剖面野外地质考察,对其界线附近的沉积岩岩石学以及对区域地层对比有标志作用的海绿石进行了各种分析测试和综合研究,并对界线附近的沉积环境进行了有益的讨论。

大阳岔剖面位于吉林省浑江市大阳岔公社东北约2.5Km处。所处的大地构造位置是在华北地台东北部的边缘, NE-SW向的条带状浑江向斜盆地之北翼(图1)。该剖面涉及上寒武—下奥陶界线附近的层段,出露良好,构造简单,化石丰富,门类齐全,是研究寒武—奥陶界线理想剖面。大阳岔剖面近几年来引起国内外学者广泛重视,已成为世界寒武系—奥陶系层型标准剖面的候选剖面之一,许多学者从不同角度相继对它做了大量研究工作,在古生物学、

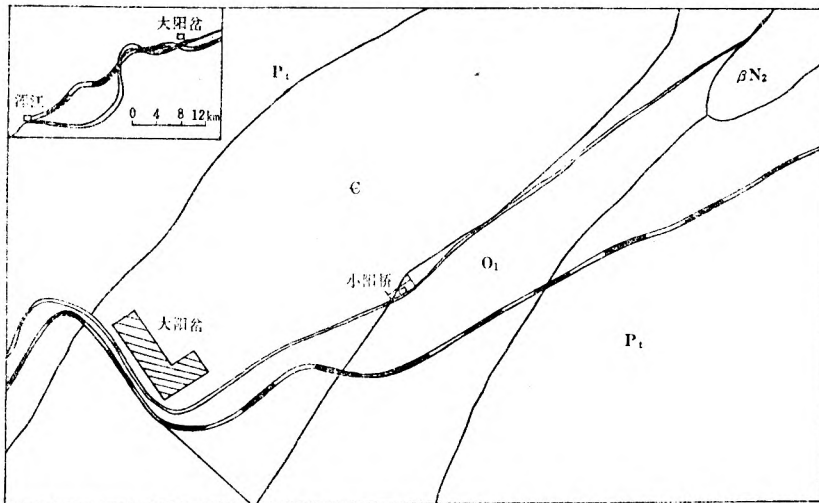


图1 大阳岔地区地质图

1.  $O_1$  为下奥陶统; 2.  $C$  为寒武系; 3.  $Pt$  为前寒武系; 4.  $\beta N_2$  为第三系玄武岩

Fig. 1 Geological sketch map of the Dayangcha area

年代学、同位素地质学、古地磁学和地球化学等方面的研究都取得了不少进展,发表了许多有意义的论文,为寒武系—奥陶系界线的划分奠定了基础。但作为典型剖面对比的重要内容——岩石矿物标志的研究尚存在许多较薄弱的环节。如对广泛分布,有可能成为区域性岩石地层重要标志的海绿石尚缺乏深入系统的研究。本文根据野外考察以及对海绿石的研究成果来探讨界线附近的沉积环境,以便补充这一层型剖面的研究内容。

## 一、地质概况

研究区属吉南弧形褶皱带浑江向斜盆地。前寒武系晚期,浑江拗陷已形成,地壳垂直运动控制着该区沉积体系的演化,浑江运动(相当蓟县运动)结束了前寒武系的沉积,开始了古生代的沉积旋回,由于构造运动比较微弱,该区早古生代地层发育和保存较好,层序连续,大致呈北东向带状展布。其中寒武系可分为下统碱厂组、馒头组、毛庄组;中统徐庄组、张夏组;上统崮山组、长山组、凤山组,总厚达1200余米。奥陶系分为下统治里组,亮甲山组;中统马永沟组,出露厚度共800余米。本剖面包括凤山组上部和治里组下部的地层(Chen Junyuan, 1986),主要由细屑岩、泥质岩、碳酸盐岩和少量砾屑岩组成,以碳酸盐岩为主体,在剖面中—上部普遍富含海绿石矿物,具有典型华北地台型浅海沉积特点。作为浑江向斜盆地北翼发育最好的寒武—奥陶界线层型剖面之一的大阳岔小阳桥剖面,就其岩性而言,同样也有明显的代表性。

## 二、沉积旋回特征

根据岩性组合和岩石结构构造特征,小阳桥剖面由下至上大致可分为三个旋回(图2),现分别叙述如下:

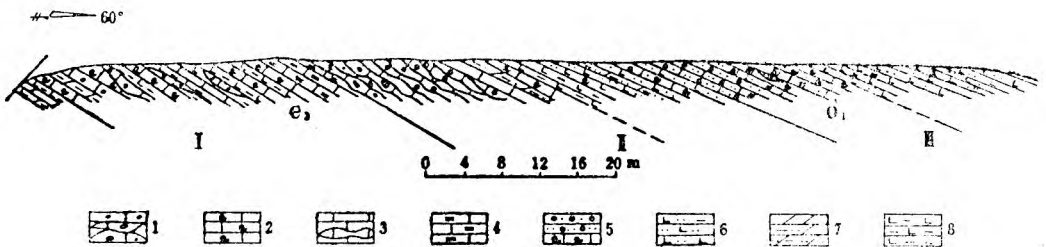


图2 小阳桥寒武系—奥陶系界线地质剖面

1. 含砾灰岩及结核状灰岩; 2. 含生物及生物碎屑灰岩; 3. 层状及透镜状泥晶灰岩;
4. 叠层石灰岩; 5. 砾屑岩或含砾屑生物碎屑灰岩; 6. 钙质粉砂岩;
7. 泥灰岩或粉砂泥灰岩; 8. 钙质泥岩

Fig. 2 Geological Profile of Cambrian-Ordovician boundary in the Xiaoyangqiao area

1. 第一旋回是含砾屑层泥灰岩→生物碎屑灰岩→叠层石灰岩旋回。该旋回的下伏地层为纹层状钙质泥岩与上覆砾屑层呈突变关系,这显然有一个假整合面存在。

旋回底部由深灰色砾屑层开始,其主要成分是由砾屑岩或含砾屑及钙质结核的泥灰岩夹钙质泥岩组成。一般砾屑成分比较单一,主要是灰岩和泥灰岩,磨圆度好,多呈扁平状椭球体,也有似竹叶状,排列较规则。单层内粒径比较相近,长轴以3—4cm为主,最大的长轴可达10余厘米,有些如鹅蛋大小。夹层有钙质泥岩和泥灰岩,多数呈薄层状,透镜层,并且

纹层理较发育。

旋回中部逐渐变为薄层状泥灰岩和生物碎片灰岩为主，中间夹一些串珠状泥晶灰岩和含砾屑的灰岩透镜层（照片1）。灰岩以层状或似层状为多，层面平坦，有时偶尔可见波纹、虫孔和水下收缩痕等层面构造，泥灰岩中纹层状层理发育。显然，由下向上泥质含量逐渐减少，而钙质成分不断增加。

旋回上部主要是叠层石状泥晶—亮晶灰岩，它们风化后，呈球状和椭球状（照片2），最大的长轴可达数十厘米。

本旋回中海绿石含量较少，只是在中部钙质泥岩和少数的生物碎屑灰岩中呈星点状出现。

2. 第二旋回是含砾屑层的串珠灰岩→钙质泥岩→钙质细屑岩旋回。其下部以串珠状或称为似叠瓦状生物碎屑灰岩为主，夹似层状和透镜状砾屑层，一般层面极不平整；其上保留有虫孔构造。砾屑仍是灰屑，形态更加扁平。向上变为富含生物碎片的钙质泥岩和泥灰岩，呈薄层状，颜色呈灰绿色及褐紫色，普遍含有三叶虫化石碎片，当这些碎屑相对集中，就成为生物碎屑灰岩。旋回上部细屑组分增多，逐渐变为以钙质粉砂岩为主，夹生物碎屑灰岩和泥灰岩。粉砂成分比较复杂，除含大量灰屑外，以石英，海绿石为主，细屑间有泥质和钙质。不论是钙质泥岩，泥灰岩，还是钙质粉砂岩，都极易风化，岩层表面呈灰褐—猪肝色，生物碎片或完整的三叶虫化石都显而易见。整个旋回由下向上，海绿石的含量明显增多，在上部的粉砂岩中该矿物含量在10%左右，个别样品可达15%。

3. 第三旋回是含砾屑夹层的生物碎屑灰岩→钙质粉砂岩旋回。该旋回是在钙泥质粉砂岩之上，经过一个模糊的假整合，突变为由厚层状含砂屑、生物碎屑灰岩开始，向上过渡为富含海绿石的生物碎屑灰岩夹砾屑层和含砾屑灰岩层。由于海绿石含量增多，岩石普遍呈灰绿色，有些风化后变为鲜艳的翠绿色。作为旋回下部的砂质生物碎屑灰岩，均以中—薄层为主，层面也较平坦，偶尔在层面上可见到小波痕和一些收缩痕，个别层段也有微细斜层理出现。砾屑层虽然层数不多，厚度不大，最厚不超过20cm，但它比较特殊，一般砾屑层底部常出现模糊假整合面，与下伏岩层成突变关系，而向上确是过渡渐变关系，多呈厚层状或似层状，其中大多数砾屑成不规则散乱状分布，部分砾屑也大致呈平行层面排列（照片3）。有些灰绿色砾屑和紫色砾屑常交互出现，它们的滚圆度差别较大，多数砾屑磨圆度较好，呈球形体和椭球体，有些呈破碎竹叶状和近角砾状，有些砾屑常出现裂纹，并被进一步溶蚀和被钙质或泥质充填，许多砾石表面也常被铁质或泥铁质薄膜所包围。它们的成分不太复杂，下伏几种岩类的碎屑都有出现，海绿石砾屑在其中尤为醒目，基本上属于内碎屑，许多是同生角砾改造而成。随着钙质成分减少，陆屑粉砂质增加，旋回上部变成以灰绿色中—薄层钙质粉砂岩为主，有时也夹些生物碎屑灰岩和砂屑灰岩、粉砂岩，以平行层理为主，在层面上可清楚的见到冲刷痕和爬迹，在不规则的爬迹表面上残留薄薄的泥膜。粉砂细屑除石英、长石外，还有大量的灰屑、海绿石等，砂屑分选性极好，但有些陆源细屑磨圆甚差，许多石英屑呈尖角状。一般同生和次同生砂屑磨圆度尚好，灰屑和海绿石，大都呈次棱角状和次圆状。在粉砂岩中同样混有许多生物化石碎片，主要是笔石和无绞腕足类，而三叶虫的残片却很少见到。这一旋回中海绿石含量明显增多，在样品中海绿石含量普遍在5—10%左右，个别样品可高达20%。

从整个剖面来看，各旋回中海绿石的主要特征及沉积环境有所不同（图3）。从第二旋回上

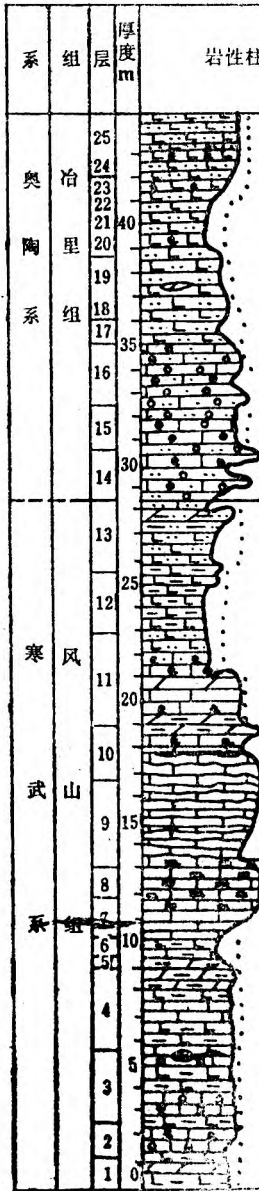
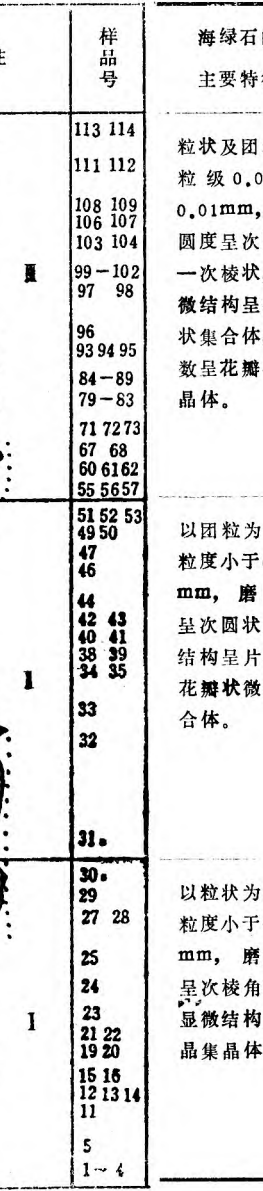
系	组	层	厚度 m	岩性柱	样品号	海绿石的主要特征	伴生矿物	成岩变化	水介质条件	沉积环境
奥陶系	冶里组	25			113 114	粒状及团粒状 粒级 0.03— 0.01mm, 磨 圆度呈次圆状 一次棱状, 显 微结构呈微晶 状集合体, 少 数呈花瓣状集 晶体。	菱铁矿 胶磷矿 绿泥石 水云母	海绿石边缘常 被方介石、绿 泥石等矿物交 代, 砾屑有裂 隙, 表面有些 铁染。Fe <sup>2+</sup> / Fe <sup>3+</sup> 变化较 大, 与圆度有 关。	弱氧化 —→ 还原	II 旋回底部含 底砾层、见递 变层, 沉积 层具水平纹层 理, 波状层理。 突变性风暴砾 屑沉积→浅海 沉积。
		24	111 112							
		23	108 109							
		22	106 107							
		21	103 104							
		40	99-102							
		20	97 98							
		19	96							
		18	93 94 95							
		17	84-89							
		35	79-83							
		16	71 72 73							
		15	67 68							
		30	60 61 62							
14	55 56 57									
寒武系	武山组	13			51 52 53	以团粒为主。 粒度小于0.05 mm, 磨圆度 呈次圆状显微 结构呈片状和 花瓣状微晶集 合体。	绿泥石 水云母	海绿石颗粒的 边部有些铁 染。	氧化	I、II 旋回沉 积层以微层、 薄层、中层为 主, 中间夹串 珠状、透镜 状、还有厚层 状叠层石沉 积, 具有平行 层理, 纹层层 理, 层面有虫 孔, 冲刷痕、 爬迹。正常浅 海斜坡—潮下 带沉积。
		49 50								
		47								
		46								
		44								
		42 43								
		40 41								
		38 39								
		34 35								
		20	33							
		11	32							
		10	31.							
		9	30.							
		15	29							
8	27 28									
7	25									
6	24									
10	23									
5	21 22									
5	19 20									
4	15 16									
5	12 13 14									
3	11									
2	5									
1	1~4									

图3 海绿石的主要特征及沉积环境 (图例同图2)  
Fig. 3 Main character and sedimentary environment of the glauconites

部就开始明显增多, 主要产于粉砂岩、砂屑生物碎片灰岩和砂砾屑岩中, 除少数是沉积时生成的, 大多是以同生或次同生碎屑的形式出现, 其粒度和形态与所在岩石中的碎屑颗粒相一致。

### 三、海绿石矿物主要特征

纯的海绿石呈浅绿色、翠绿色或墨绿色, 极易辨认, 它们以颗粒状和团粒状为主, 分散在岩石之中, 也有的呈不规则胶结物状分布在碎屑间, 一般颗粒表面都是平滑光洁, 色调均匀。有些海绿石矿物明显地保留交代痕迹, 主要被方解石、绿泥石、水云母等矿物交代, 往



往形成不规则的凹凸状接触边,有些较粗的海绿石边缘还有一层泥铁质膜;在个别的海绿石颗粒上也保留着粘土矿物及硅铁质和方解石等交代残余。和海绿石混生在一起的主要是石英砂屑、长石、硅泥质岩屑和各种生物碎片;并经常与水云母、绿泥石、方解石、胶磷矿和菱铁矿等伴生。海绿石的粒级与形态和它所在的岩石中其它碎屑基本一致,从粉砂到粗砂均有出现,最普遍的是粉砂级,即0.02—0.1mm。在显微镜下和扫描电子显微镜的观察,它们都是一些鳞片状微晶集合体(照片4),具有明显的聚片状和花瓣状显微结构(照片5、6)。

不同层段、不同岩性中的海绿石,化学分析结果表明(表1),主要有代表性的成分( $K_2O$ 、 $Fe_2O_3$ 、 $FeO$ 、 $Al_2O_3$ 等)化学含量相当接近,其中 $K_2O$ 为7%, $Fe_2O_3$ 为13—16%, $FeO$ 为3—4%及 $Al_2O_3$ 为11—13%左右,所计算出来的化学结构式也基本一致,显示出有序度较好,属于1M云母多形结构。

表1 海绿石的化学组分

Table 1 The chemical compositions of glauconites

编号	氧化物含量(重量%)														总量
	SiO <sub>2</sub>	Ti <sub>2</sub> O	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	CO <sub>2</sub>	
东海*	44.65	0.29	4.95	1.44	23.82	—	1.62	4.87	4.48	0.44	0.15	7.00	6.07	0.62	100.40
南海*	39.90	0.27	5.61	2.54	24.78	0.04	1.34	8.66	3.71	0.35	—	8.09	2.22	1.03	98.60
117	50.43	0.73	13.43	2.87	12.57	0.02	1.49	3.79	6.83	0.16	0.22	5.12	1.55	0.77	99.96
112	52.16	1.09	11.50	3.13	14.23	0.01	0.26	3.59	7.16	0.15	0.05	5.17	0.73	0.16	99.39
106	51.07	0.79	10.71	3.01	15.44	0.01	0.44	3.77	7.71	0.06	0.05	5.19	0.92	0.80	99.97
102	48.36	1.65	13.15	4.89	12.36	0.03	0.42	5.36	5.81	0.13	0.07	5.91	1.14	0.17	99.38
98	51.15	0.53	13.35	3.39	11.30	0.02	1.54	3.88	7.16	0.13	0.19	5.35	1.41	0.72	100.12
92	50.75	1.50	10.94	3.29	14.86	0.01	0.87	3.76	7.35	0.11	0.12	4.13	1.10	0.52	99.31
90	50.73	0.61	10.86	3.06	15.19	0.01	1.35	3.78	7.50	0.04	0.16	5.15	1.26	0.68	100.38
85	48.93	2.29	10.71	3.28	15.46	0.02	1.45	3.50	7.36	0.04	0.18	5.10	1.03	0.65	100.00
84	50.25	1.98	11.16	2.95	16.02	0.01	0.32	3.57	7.60	0.02	—	5.09	1.11	0.16	100.24
62	48.78	1.26	11.43	3.51	14.03	0.01	1.56	3.60	7.32	0.10	0.19	5.45	1.47	0.88	99.59

\* 陈丽蓉, 1980。

通过各种分析手段研究,其矿物学方面还有以下特点:

1. X射线粉晶照相结果(表2)表明,该剖面上的海绿石样品主要谱线都很相近,它们具有1M云母多形结构特征,属于二八面体型云母结构(陈瑞君,1985),反映出晶体结构变化不大。

2. 红外光谱所显示的波数、波形和强度也极为相近,除反映海绿石晶格中结构水和吸附水,在波数3600—3400 $cm^{-1}$ 区间出现中等强度吸收峰外;在波数1100—900 $cm^{-1}$ 区间有强的吸收峰,在波数510—440 $cm^{-1}$ 区间有一个较强的SiO<sub>2</sub>吸收峰和两个肩峰,可见海绿石矿物结构变化不大,膨胀层的含量一般在10—15%,无明显差异。

3. 在差热分析曲线上,清楚地显示出研究区的剖面中主要样品吸热谷都在100°C左右

表2 海绿石的粉晶数据

Table 2 X-ray powder data of glauconites

编号	AsTM		东海*		东海*		南海*		117		112		106		102	
	hkl	I/I <sub>1</sub> dÅ	I/I <sub>1</sub> dÅ	I/I <sub>1</sub> dÅ	I/I <sub>1</sub> dÅ	I/I <sub>1</sub> dÅ	I/I <sub>1</sub> dÅ	I/I <sub>1</sub> dÅ	I/I <sub>1</sub> dÅ	I/I <sub>1</sub> dÅ	I/I <sub>1</sub> dÅ	I/I <sub>1</sub> dÅ	I/I <sub>1</sub> dÅ	I/I <sub>1</sub> dÅ	I/I <sub>1</sub> dÅ	I/I <sub>1</sub> dÅ
001	2	10.0	8	14.5— 10.5	6	14—7	10	10.29	8	10.2	6	10.1	6	10.1	8	10.1
002	1	4.9	1	5.00	—	—	2	5.00	4	4.98	3	4.98	—	—	4	5.01
020	5	4.5	7	4.50	7	4.48	8	4.56	7	4.54	4	4.54	5	4.54	8	4.54
111	—	—	1	4.25	1	4.23	—	—	3	4.35	—	—	—	—	—	—
021	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	4.23	—	—	2	4.25
112	5	3.67	2	3.65	—	—	3	3.70	6	3.67	7	3.68	4	3.67	7	3.67
003,022	7	3.33	10	3.33	10	3.33	10	3.35	9	3.35	10	3.33	10	3.34	10	3.34
112	2	3.09	—	—	10	3.05	—	—	2	3.10	2	3.08	3	3.09	2	3.08
113	5	2.86	1	2.87	—	—	2	2.88	4	2.85	3	2.86	3	2.86	4	2.86
023	1	2.68	—	—	—	—	—	—	3	2.71	2	2.70	2	2.71	3	2.71
130,131,200	10	2.58	8	2.59	4	2.57	8	2.60	10	2.59	8	2.59	9	2.59	9	2.59
132,201	5	2.40	3	2.42	—	—	3	2.40	5	2.40	5	2.40	4	2.40	5	2.39
040,221	1	2.26	2	2.27	3	2.24	2	2.28	3	2.27	4	2.27	4	2.27	3	2.28
220,041	—	—	1	2.19	—	—	2	2.16	1	2.21	—	—	2	2.23	—	—
133,202	2	2.14	—	—	—	—	—	—	—	—	3	2.13	1	2.17	2	2.13
005	2	2.00	—	—	1	1.98	—	—	1	2.01	—	1.98	—	—	3	1.98
224	1	1.823	1	1.88	1	1.87	1	1.827	4	1.82	4	1.819	3	1.82	3	1.82
240,312,310,241	5	1.656	1	1.65	—	—	1	1.674	4	1.675	2	1.670	4	1.67	6	1.67
060,331	10	1.516	6	1.519	1	1.525	1	1.518	6	1.514	5	1.514	8	1.513	6	1.514
b <sub>0</sub>		9.096		9.114		9.150		9.108		9.084		9.084		9.078		9.084

编号	95		92		90		35		84		80		72		62		56	
	hkl	I/I <sub>1</sub> dÅ	I/I <sub>1</sub> dÅ	I/I <sub>1</sub> dÅ	I/I <sub>1</sub> dÅ	I/I <sub>1</sub> dÅ	I/I <sub>1</sub> dÅ	I/I <sub>1</sub> dÅ	I/I <sub>1</sub> dÅ	I/I <sub>1</sub> dÅ	I/I <sub>1</sub> dÅ	I/I <sub>1</sub> dÅ	I/I <sub>1</sub> dÅ	I/I <sub>1</sub> dÅ	I/I <sub>1</sub> dÅ	I/I <sub>1</sub> dÅ	I/I <sub>1</sub> dÅ	I/I <sub>1</sub> dÅ
001	6	10.1	8	10.1	7	10.2	8	10.1	9	10.1	8	10.2	6	10.2	7	10.2	8	10.3
002	3	4.98	4	4.98	3	4.96	2	4.96	4	4.98	4	4.96	1	5.0	3	5.0	4	4.96
020	6	4.50	7	4.52	7	4.54	7	4.53	8	4.51	8	4.53	5	4.54	6	4.54	9	4.52
111	—	—	2	4.38	2	4.34	1	4.35	—	—	4	4.34	—	—	3	4.35	3	4.31
021	4	4.20	—	—	—	—	—	—	—	—	2	4.13	—	—	1	4.12	—	—
112	6	3.66	4	3.66	4	3.65	5	3.65	6	3.65	5	3.66	5	3.65	5	3.66	5	3.65
003,022	10	3.325	8	3.34	8	3.34	10	3.33	9	3.32	7	3.33	10	3.34	9	3.34	6	3.33
112	3	3.16	4	3.09	2	3.08	1	3.09	5	3.09	4	3.09	1	3.08	3	3.08	4	3.09
113	3	2.82	4	2.86	3	2.84	3	2.85	4	2.85	4	2.86	3	2.84	2	3.85	3	2.85
023	4	2.70	3	2.71	2	2.68	3	2.70	3	2.69	2	2.70	2	2.68	2	2.70	3	2.69
130,131,200	8	2.58	10	2.58	10	2.58	9	2.58	10	2.58	10	2.58	9	2.58	10	2.58	10	2.58
132,201	4	2.39	5	2.40	6	2.40	5	2.40	6	2.40	6	2.40	6	2.40	4	2.40	6	2.38
040,221	4	2.26	3	2.27	3	2.27	3	2.27	4	2.26	3	2.27	3	2.26	3	2.27	1	2.26
220,041	1	2.23	2	2.21	1	2.21	3	2.21	4	2.20	1	2.21	1	2.21	1	2.21	1	2.20
133,202	4	2.12	—	—	1	2.16	—	—	2	2.15	—	—	2	2.15	1	2.15	1	2.12
005	4	1.995	2	1.95	1	1.99	1	2.01	3	2.00	1	2.00	—	—	—	—	—	—
224	6	1.815	3	1.82	2	1.812	1	1.815	2	1.81	—	—	4	1.815	1	1.82	2	1.836
240,312,310,241	4	1.67	5	1.67	3	1.67	3	1.667	6	1.66	3	1.67	2	1.66	2	1.67	4	1.66
060,331	5	1.509	9	1.515	8	1.512	8	1.510	9	1.510	7	1.512	6	1.509	6	1.51	7	1.506
b <sub>0</sub>		9.054		9.090		9.072		9.060		9.060		9.072		9.054		9.072		9.036

\* 陈丽蓉, 1980.

失去吸附水；600℃左右失去OH，并释放结构水；1000℃左右矿物晶格全部破坏。

4. 穆斯堡尔效应研究结果清楚地反映了铁离子存在状态（应育浦等，1981），本剖面中不同的海绿石 $Fe^{2+}$ 和 $Fe^{3+}$ 引起强吸收峰多数各自占位于 $M_2$ 晶位上，特别是 $Fe^{2+}$ 、 $Fe^{3+}$ 分别占位于 $M_2$ 晶位上，在 $M_2$ 上有序。

剖面中不同岩性的海绿石样品 $Fe^{2+}$ 、 $Fe^{3+}$ 所引起强吸收峰值的变化，反映了铁的物相变化（陈瑞君，1983；1985），也即反映了局部沉积环境的变化。

#### 四、沉积环境的讨论

上面提供的宏观上的区域地质演化及大地构造背景，以及该剖面的岩类组合，沉积旋回序列，沉积层结构、构造特点，生物群的面貌，特别是指相矿物海绿石的形成，成岩改造和被埋藏保存特征等是讨论该区沉积环境的基础。

该剖面所在的沉积区，是在前寒武系晚期形成的浑江拗陷基础上形成的，从剖面岩层三个旋回序列清楚的看到，这套沉积物除夹有部分砾屑层外，主要是一套富含海绿石和生物碎片的细屑岩—泥质岩—碳酸盐岩组合岩系。其中大部分都属于正常沉积层，主要特点是：1.以微层、薄层和中层沉积为主，中间夹有串珠状和透镜状不规则沉积层，还有厚层状叠层石沉积。平行层理、纹层层理较普遍，也有大量的透镜状和脉状层理。层面构造不甚发育，只在不同层段的局部出现有波纹，冲刷痕，但虫孔，爬迹在有些层段却相当普遍。2.岩石中碎屑组分占有极为重要的位置，碎屑成分并不复杂，但由于来源不同，它们之间有着明显的差别，大量的灰屑、海绿石、钙质泥岩屑和各种生物碎片来源于本地，属于内碎屑，其中除生物碎片和一些同生或次同生角砾分选较差，粒度差别较大外，一般磨圆度和分选性较好。石英、长石，各种细砂级的泥灰屑和粘土矿物主要来自陆源，基本上是细屑沉积物，它们分选较好，不同层段的磨圆度也相近，这些特点表示砂屑变迁过程中所承受的营养力和破损程度是一致的。3.指相矿物海绿石的普遍存在，对讨论该区沉积环境赋予极为特殊的意义。特别是细屑海绿石，不但有稳定的形状，光洁的表面，而且有与其它砂屑相应的粒级和良好的分选性，既保留交代其它矿物的残余，又具有被其它矿物交代的痕迹，还有一些自生的海绿石呈现在各种碎屑之间的胶结物之中。然而，这些不同层位，不同阶段所形成的海绿石，其矿物学特点基本相似，各种波谱所显示的结果也极为一致，进而反映出它们在形成→沉积→成岩改造→再沉积的过程中又形成一个整体。当然，也可作为沉积过程及不同生作用和成岩后生作用全过程的良好标志，同时也揭示了海绿石形成过程中所处的环境。它们所经受的营养力和保存的条件，与整个周围岩层特点是协调的。无疑它们是在浅海环境中形成的，并不断地经受海水波浪作用的搅动，也受到水流和波浪作用微弱的破坏，而被改造成目前这种形状，同时也与其它陆屑砂相掺杂，在改造过程中还不断地发生交代和产生新的海绿石，可见这种海绿石是在低能的浅海环境形成。

除了上述的情况外，该层位还找到大量三叶虫、笔石、牙形刺等生物化石及相应的一些生物化石碎片，这也是浅海环境重要标志。

第一旋回、第二旋回正常的浅海沉积，第三旋回的下部还沉积有与正常沉积不协调的以砾屑为主或富含海绿石砾屑层的沉积层，它们具有以下特点：

(1)这套沉积层的底部往往存在一个模糊的假整合面，底部岩性常具有一定的突变性，而

上部仍是渐变为正常平整的细屑沉积层。

(2)厚度一般不大,只有十多厘米,最厚也不过20—30cm。

(3)砾石成分不复杂,主要来自邻近岩层的几种岩屑,生物碎屑灰岩,泥灰岩,砂屑灰岩,泥晶灰岩,钙质砂岩等砾屑。砾屑一般磨圆度都较好,但分选性较差,大部分砾屑在岩层中以紊乱状态呈不规则排列,但也有个别砾屑层的砾石,大致与岩层呈平行排列,有些同生角砾磨圆度较差。

(4)砾屑和基质的颜色变化较大,最常见的有绿、灰绿,绛紫、褐色和深红色,许多砾石还保存有褐色,浅绿色等薄膜,显示矿物中的铁离子的变异,标志着它们经历的氧化或还原的不同环境。

(5)海绿石在砾屑层中占有特殊的位置,许多砾屑都是由海绿石组成或有些砾屑中含海绿石砂屑,有时砾屑胶结物中也可见到海绿石。海绿石在砾岩中也出现被胶结物交代的現象。颜色变化较大,有些呈浅绿色、翠绿色和一般绿色,也有些为微褐绿色,并略含褐色星点,甚至有些砾屑周围有一层暗褐色的膜。这些现象和特征表明砾屑中和胶结物中海绿石不是同一时期形成的,故它们的经历也是不同的。也反映了这些砾屑是在沉积阶段、同生阶段和成岩阶段经历过许多次改造而最后沉积而成的。

从上述这些砾屑层及其中的砾屑,胶结物的特征和砾屑层中海绿石产出和变化特点,是这些沉积层形成一次次突变性的产物,那就是风暴作用才能产生破坏→改造→再沉积,形成这样同生和准同生为主的砾屑层。

总之,一系列不同岩相系列的特征,反映了该区寒武-奥陶界线附近的沉积环境及其变迁,大体上有两种类型:第一类是寒武系地层剖面的第一、第二旋回,属于正常浅海斜坡—潮下带的沉积;第二类是奥陶系冶里组地层剖面的第三旋回由突变性风暴砾屑沉积层开始到正常的浅海沉积,从生物化石及海绿石的大量出现表明奥陶纪海水比寒武纪要深些。

### 参 考 文 献

- 应育浦等,1981,海绿石的穆斯堡尔谱,矿物岩石,5,1—5。  
 陈瑞君,1980,我国某些地区的海绿石特征及对相环境分析的意义,地质科学,1,65—75。  
 陈瑞君,1983,南海北部湾海绿石的研究,地质科学,3,267—272。  
 陈瑞君,1985,我国一些地区海绿石的矿物学特征及其沉积环境研究,岩石学研究,5,91—101。  
 Chen Junyuan,1986,Aspects of Cambrian-Ordovician Boundary in Dayangcha, China, China prospect publishing house, Beijing, 4.



# DISCUSSION ON SEDIMENTARY ENVIRONMENT NEAR THE CAMBRIAN-ORDOVICIAN BOUNDARY IN DAYANGCHA STANDARD PROFILE, JILIN PROVINCE

Chen Ruijun Wang Dongan Fan Delian Wang Zhongcheng

(*Institute of Geology, Academia Sinica, Beijing, China, 100011*)

**Key words:** Type section; Glauconite; Synclinal basin; Neritic deposit;  
Sedimentary environment

## Abstract

The Dayangcha profile is a Cambrian-Ordovician standard profile in which lithologic sequence is composed of a series of glauconite-bearing bioclastic mudrocks, carbonate rocks and a few rudaceous rocks. The formation sequence is clear. The rock types and sedimentary cycles reflect characteristics of sedimentary rock structure and texture, faunal assemblage. Specifically, sedimentary characteristics have been observed in the formation of glauconite mineral of indication facies, its alteration and protection. Their sedimentary environment will be reflected from these sedimentary rock series as well.

There are glauconites on the Cambrian-Ordovician boundary. The general content of glauconites ranges from 5—10% and in some layers it can reach 20%. Generally the surface of the glauconites is smooth and their colour is monotonous. Under S.E.M., it shows scale flake, folded flake and petal microtexture. The grain size and shape of glauconite are similar with home rock fragment, from silt to conglomerate.

A lot of glauconitic grains were replaced by other mineral and some mineral fragments existed in part of conglomeratic glauconite grain, and some autogenetic glauconites occurred in various clastic cements.

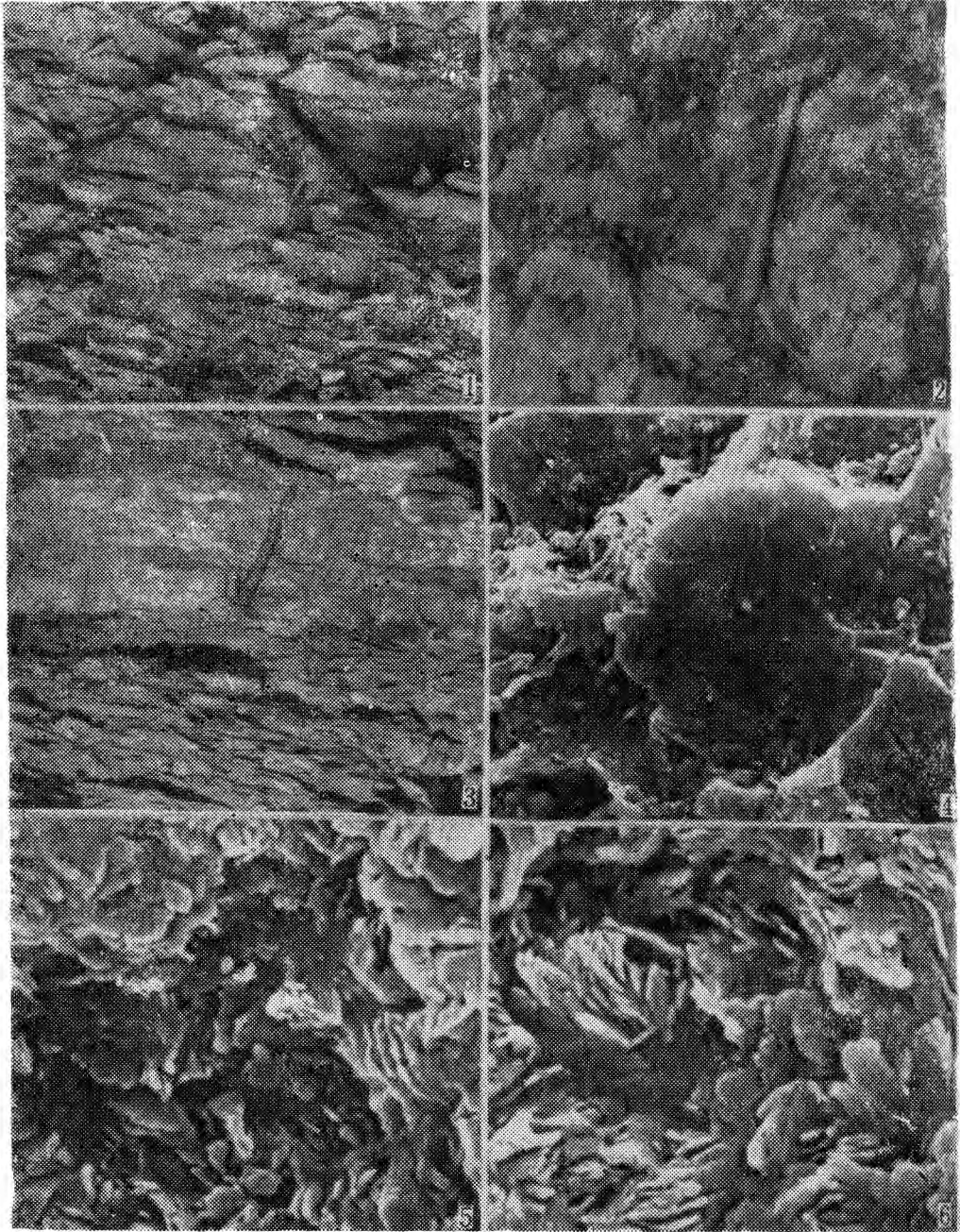
However, it has been observed that these glauconites formed in different layers and periods are similar, not only in chemical compositions (e.g.  $K_2O$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $FeO$  and  $Al_2O_3$ ), but also in chemical formula. They show better order and have 1M mica type structure. Various analytical results reflected their similarity of mineralogical characters. But some varieties of strong  $\mu$  absorption peak in Mossbauer spectra of the glauconite produced by  $Fe^{2+}/TFe$  and  $Fe^{3+}/TFe$  are

different, which reflected ferric characteristic change.

All these characters indicate the whole shallow environment processes of glauconites formation were deposition—diagenetic alteration—redeposition. They underwent current, stirring and scouring of wave processes continuously. They were mixed up with other conglomeratic clasts. Afterwards, they were buried and underwent diagenetic deuteromorphic change. In these processes occurred some remains of glauconitic rudaceous clasts were replaced by other mineral. Meanwhile now autogenetic glauconites occurred. Therefore, the sediments were formed under steady lower energy, weak hydrodynamic and neritic sedimentary environments. However, their undergoing and forming conditions are consistent with the features of whole beds. Undoubtedly, they can represent the sedimentary environments of these beds.

Except for these normal depositional beds, there still are some beds which are inconsistent with normal beds. These beds are dominated by rudaceous clasts or the rudaceous-bearing sedimentary layer. They generally are not thick. Rudaceous components are not complicated. Most of them are syngenetic rudaceous. The rudaceous psephicity is good, but the sorting is poor. Their colour are changeable. There is a layer of indistinct surface of para-unconformity at the base of these rudaceous beds. Lithology of the base layer possesses sharp change. But its upper part shows graded normal lutite beds. Obviously, these sedimentary beds are different from normal conglomeratic beds of wave. They were products of catastrophic events.

To sum up, I, II cycles belong to normal neritic-slope-subtidal zone, III cycle belongs to catastrophic tempest sediments and then changed into normal neritic sediments in sedimentary rocks near the Cambrian-Ordovician boundary in Dayangcha region.



照片说明：1. 薄层泥灰岩夹一些串珠状泥晶灰岩；2. 叠层石泥晶亮晶灰岩经风化后呈球状和椭球状；3. 厚层的砾屑大致呈平行层面排列；4. 海绿石在扫描电镜下呈叠片状微晶结构，放大倍数 $\times 3080$ ；5. 海绿石在扫描电镜下呈叠片状微晶结构，放大倍数 $\times 8550$ ；6. 海绿石在扫描电镜下呈花瓣状微晶结构，放大倍数 $\times 9700$ 。