

# 下扬子区五峰组火山 碎屑岩与放射虫硅质岩

黄志诚 黄钟瑾 陈智娜

(南京大学地球科学系)

**提要** 五峰组的研究始于 1931 年, 至今 60 余年, 对其成因争论不休。本文主要通过通过对句容仑山的五峰组的重新研究, 取得两项重要发现。一是发现硅质岩层间夹有 97 层以上火山碎屑岩, 二是发现硅质岩中含有大量放射虫。研究表明火山碎屑岩以中性到碱中性为主, 与大陆边缘强烈拉张的陆壳源岩浆作用有关, 放射虫硅质岩为深海环境的火山—生物作用成因。

**主题词** 五峰组 火山碎屑岩 放射虫硅质岩 深海小洋盆

**第一作者简介** 黄志诚 男 54 岁 副教授 沉积学

上奥陶统五峰组自 1931 年孙云铸在湖北五峰县命名为五峰页岩以来, 60 余年间关于五峰组硅质岩的成因一直争论不休, 有主张远洋沉积 (盛辛夫, 1974), 或主张浅水成因 (尹赞勋, 1943; 赖才根, 1982; 耿良玉等, 1986)。作者曾根据全区的岩相古地理格局, 指出五峰组硅质岩为远火山作用的非补偿性深海盆地硅泥质沉积<sup>①</sup>。但这些观点都带有推测性。1989 年作者重新研究了句容县仑山的五峰组剖面, 获得两项重要发现, 其一是发现 97 层以上火山碎屑岩夹层, 其二是发现硅质岩中含有大量的放射虫, 从而揭开五峰组硅质岩成因的奥秘和揭示晚奥陶世后期下扬子区大地构造突变性事件与火山作用, 以及该区构造地貌格局。

## 一、五峰组地层

主要研究的地层剖面位于江苏省句容县仑山东端高家边村西北约 300m 的小水沟旁 (图版 I, 1), 为一人工开挖地层出露清晰的剖面。为对比研究, 还观察了安徽省和县四碾潘三道坝的五峰组剖面 (图 1)。

仑山五峰组与其下伏的汤头组分界清晰, 未见侵蚀界面; 顶界与下志留统高家边组断层接触, 但缺失地层较少。该剖面实测总厚度大于 6.331m, 划分了 26 层, 夹火山碎屑岩 97 层 (图 2), 其岩性可分为三段 (自下而上):

**第一段** 黑色薄层硅质页岩为主, 夹 15 层厚 10—70mm 黄色泥化凝灰岩和一层厚 40mm 泥化熔接

<sup>①</sup>黄志诚等, 1987, 江苏下扬子区早古生代碳酸盐岩相分析、成岩作用及有利油气聚集相带研究。

凝灰岩。产笔石 *Climacograptus* sp.等, 少量磷质壳腕足动物 *Obolus* sp.、*Lingulella* sp.。厚度 104.5cm (层号: 1—9)。

**第二段** 黑色薄层放射虫燧石岩为主夹 44 层厚 1—58mm 黄色泥化凝灰岩以及一层厚 7mm 泥化安山岩层。产大量放射虫 *Inanigutta* sp.、*Inanihalla* sp.、*Inanibigutta* sp., 笔石 *climacograptus* sp., 海绵骨针和少量磷质壳腕足动物 *Lingulella* sp.、*Obolus* sp.。厚度 195.1cm (层号: 10—21)。

**第三段** 灰、深灰色薄层泥质燧石岩和放射虫燧石岩, 夹 37 层厚 1—30mm 黄色泥化凝灰岩。产放射虫 *Inanigutta* sp.、*Inanibigutta* sp., 上部产笔石 *Dicellograptus szechuanensis*。厚度大于 333.5cm (层号: 22—26)。

和县的五峰组页岩较多, 放射虫燧石岩较少, 夹凝灰岩 3 层 (其中二层为透镜状), 地层厚度约 7.77m, 可划分 12 层。

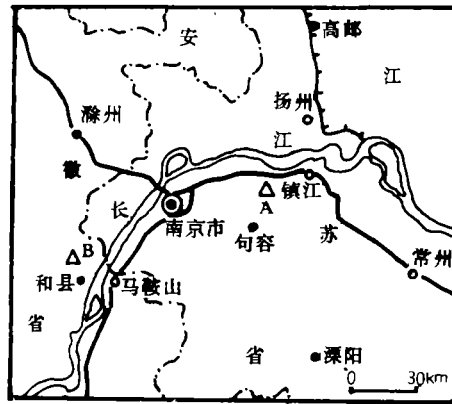


图 1 剖面位置图 (A—句容仑山剖面 B—和县剖面)

Fig. 1 Location map of section.

## 二、火山碎屑岩与火山事件

### (一) 火山碎屑岩特征

#### 1. 岩石学特征

五峰组火山碎屑岩作为硅质岩的夹层, 有 42 层厚度在 10—70mm 之间, 55 层厚度在 1—9mm 之间, 外观呈黄色平整的层状, 露头上看不见任何化石的痕迹 (图版 I, 2)。择其中易于采集和有代表性的 13 个夹层, 进行岩石薄片, X 光衍射分析, 确定其岩性主要为伊利石化 (泥化) 的火山凝灰岩, 个别为熔接凝灰岩和熔岩。根据残留结构恢复的岩石类型有六类: ①泥化晶屑凝灰岩, 有三层属此类, 晶屑以长石为主; ②泥化岩屑 (或不含岩屑) 玻屑凝灰岩, 有四层及大多数火山碎屑岩属此类, 岩屑有安山岩 (图版 I, 7)、浮岩 (图版 I, 3)、英安岩为主, 玻屑有弓形 (图版 I, 5)、弧面多角形和浮岩状、毛发状等形态; ③泥化沉凝灰岩, 有三层属此类, 为火山尘与硅质生物粉屑、粘土矿物的混合沉积; ④泥化晶屑玻屑熔接凝灰岩, 仅发现一层 (G-4), 晶屑以长石为主, 次为黑云母、角闪石 (图版 I, 4), 塑性玻屑因伊利石化, 仅隐约可见, 内有残余的假流纹构造; ⑤泥化熔岩结壳火山砾

岩, 仅见一层 (G-19-2) 厚 12mm, 残余结构见不规则火山角砾在 3—4mm 之间, 呈皮壳状弯曲形和揉摺状, 裂缝中贯入硅质和粘土沉积物; ⑥泥化安山岩, 也只发现一层 (G-16-8) 厚 7mm, 厚薄不均匀, 残余结构显示由板条状微晶斜长石和玻璃质组成玻基交织结构, 斜长石可见残余钠长石双晶 (图版 I, 6)。X 衍射分析显示上述岩石泥化以伊利石化为主, 少量蛭石化, 并可见残留的长石和含钛矿物。暗色矿物晶屑绿泥石化和铁质析

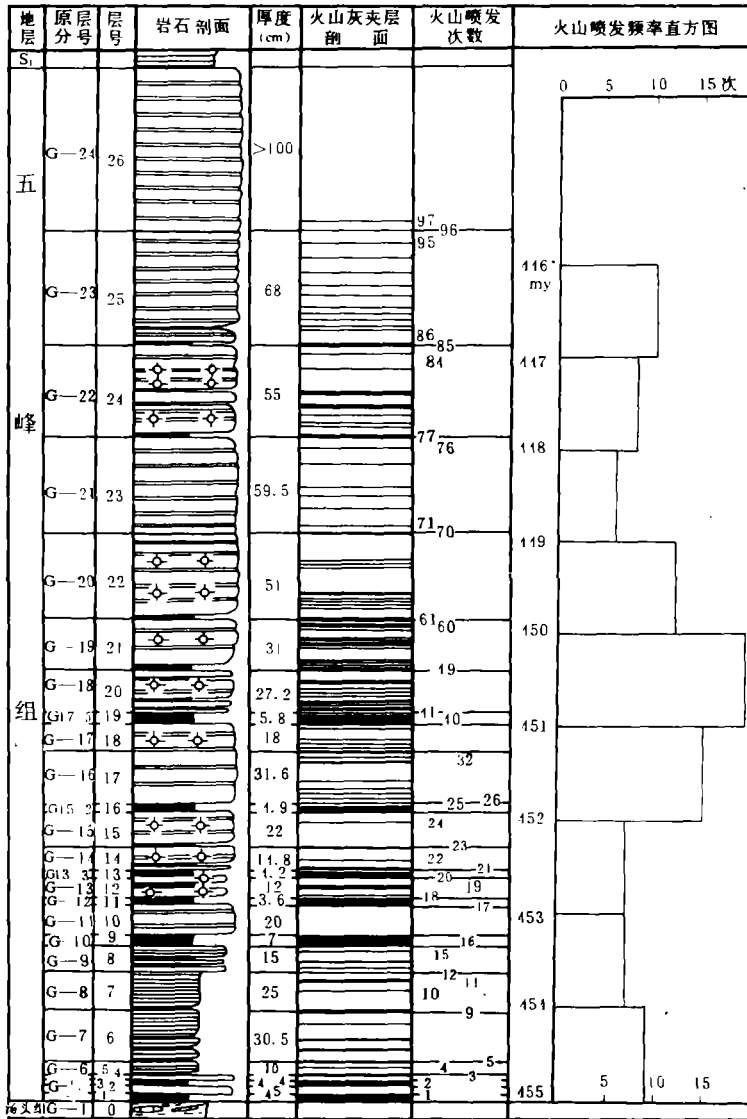
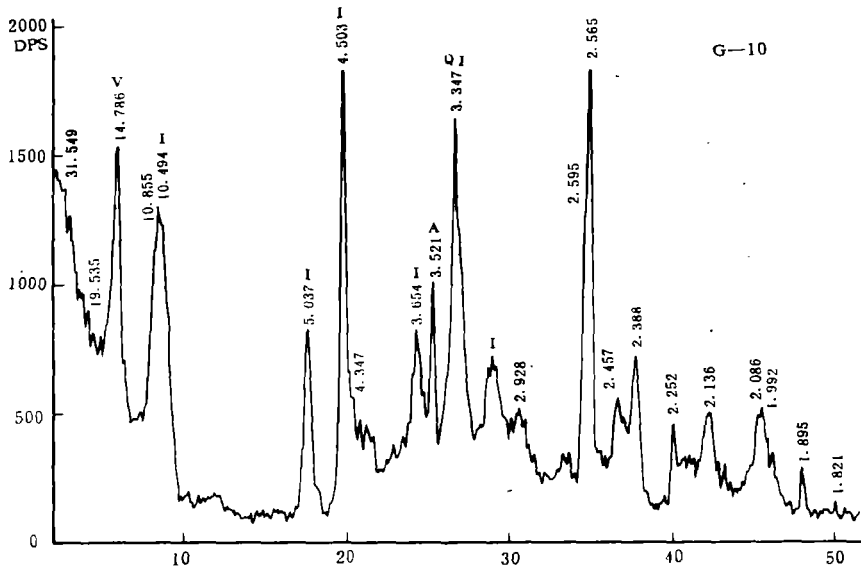


图 2 句容仑山五峰组硅质岩、火山及火山喷发频率综合柱状图。

(图中黑色层为火山碎屑岩夹层, 有放射线圆圈代表放射虫)

Fig. 2 Composite column of silicalites volcanic rocks and volcanic eruption frequency in Wufeng Formation of Lunshan Mountain, Jurong County.



1.伊利石; V.蛭石; A.锐钛矿; Q.石英

图3 泥化晶屑凝灰岩(G-10) X衍射曲线

Fig. 3 X-ray diffractograms of claystone crystal tuffel (G-10)

出。岩石中石英晶屑极少,可见磷灰石晶屑;岩屑气孔中多充填拟状沸石类矿物。火山碎屑物粒度多集中于三个粒级中:0.05—0.25mm以晶屑、岩屑居多,玻屑多居此粒级较粗部分;<0.01mm以上火山尘为主;0.2—0.4mm(个别0.6mm)以熔接凝灰岩中的晶屑、岩屑为主。

## 2.地球化学特征

对部分泥化火山碎屑岩进行化学分析、ICP微量元素和稀土元素分析,发现其结果与岩石学研究所反映的喷发岩浆的成分特征相一致。对四个样品的微量元素分析,发现Ba、Ti、P的含量特别高(表1,图7),比下伏汤头组的伊利石泥岩高出1—3倍,而比较接近和超过中性和碱中性岩的平均含量;Ti/Th、Cr/Ni值,轻重稀土比值 $\sum Ce / \sum Y$ 接近中性和碱中性岩比值。样品G-10则趋近基性到中性之间变化。Fe总量与中性岩相似;SiO<sub>2</sub>含量较低,这与岩石薄片的石英含量极微小相一致。上述火山碎屑岩的原始岩浆成分主要为中性和偏碱,部分偏基性的中性岩浆。

## (二) 火山事件

### 1.火山喷发性质及岩浆源

五峰组泥化火山碎屑岩的稀土元素分析结果,提供了判断喷发性质和喷发岩浆源的重要依据。用作分析的四个样品虽已伊利石化,某些样品的稀土元素含量有些偏高,但稀土元素的比值和配分型式,都能很好地反映其岩浆特征和喷源特点。因为,五峰期火山喷发物的泥化环境是在深海海底的风化作用及埋藏条件下进行的,几乎是封闭的。而且,仍见残留未变化的与稀土元素的载体有关的副矿物。Humphris (1984) 在研究稀土元素在地壳中的活性

时指出, 在一些特殊的情况下 (如海底风化), 岩石虽经风化和蚀变, 其稀土元素不会活化, 而有相似的数值。因此, 我们用已泥化的火山喷发物来研究原岩的岩浆喷发性质是可行的。

表 1 仑山五峰组火山碎屑岩微量元素、氧化物含量与火成岩的含量对比

Table 1 Contents of trace elements and oxides of volcanic rocks of Wufeng formation in Lunshan Mountai and contrastion with the igneous roxks.

样号	岩石名称	微量元素 (ppm)							氧化物 (%)			比值		
		Ba	Ti	P	Cr	Ga	Th	Sr	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 总 Fe	Ti Th	Cr Ni	$\sum$ Ce $\sum$ Y
G-2	泥化晶屑凝灰岩	6385.9	8550.7	1053.3	6.7	35.0	33.3	48.2	50.04	27.67	2.09	256.7	0.40	3.86
G-4	泥化晶屑玻屑 熔接凝灰岩	6768.0	7841.2	646.4	5.3	41.8	30.3	43.1	49.86	27.84	2.58	254.2	0.35	7.16
G-10	泥化晶屑凝灰岩	5784.8	11565.0	501.8	10.7	35.8	16.8	38.3	46.18	27.18	6.86	722.0	0.45	1.67
G-12	泥化晶屑凝灰岩	5659.8	10936.4	877.8	4.9	69.4	26.7	42.1	/	25.34	(4.08)	409.6	0.21	3.79
	辉长岩 (玄武岩) *	63	34300 20600	110	170	17	4	465	44-53.5	14-17	9-13	3450	1.31	0.7
	闪长岩 (安山岩) *	232	7853	781	50	20	7	800	52-65	14-19	4-9	1121.8	0.91	↑降低
	正长岩 (粗面岩) *	1612	5300	800	2	30	13	200	47-59	16-22	2.5-4.5	407.7	0.5	3.0
	花岗岩 (流纹岩) *	430	780 1800	600	25	20	18	300	65-78	11-15	0.6-5.3	43.3-10 0.0	3.1	1.2-1.7

\* 据 Turekian and Wedepohl, 1961; yjh amd wcwttffu, 1984.

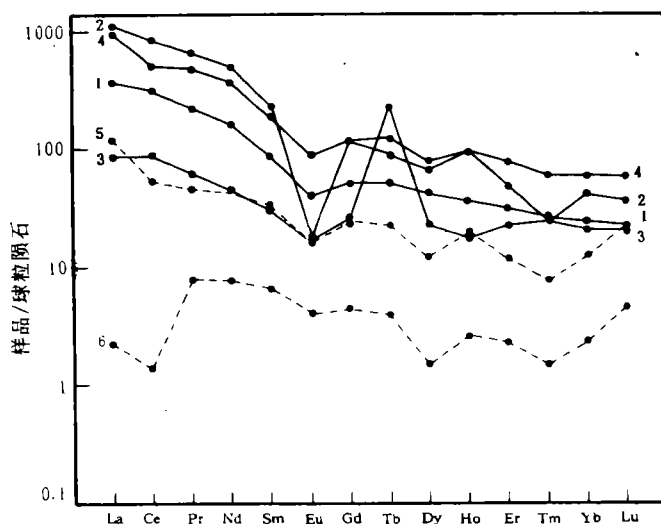
表 2 五峰组火山碎屑岩与地壳、上地幔稀土元素含量及比值对比表

Table 2 Contents and ratios of volcanic rocks of Wufeng Formation and cotrastion with the crust and the upper mantle.

样号	名称	REE (ppm)			比 值							
		$\sum$ Ce	$\sum$ Y	$\sum$ REE	$\sum$ Ce $\sum$ Y	La Lu	Eu Sm	Sm Nd	La Ce	Yb Lu	Ce Yb	Ce Sm
G-2	泥化晶屑凝灰岩	461.5	119.49	580.99	3.86	145.68	0.17	0.172	0.542	6.93	38.75	11.38
G-4	泥化晶屑玻屑 熔接凝灰岩	1349.64	188.58	1538.22	7.16	275.37	0.03	0.147	0.553	7.17	69.44	13.66
G-10	泥化晶屑凝灰岩	138.99	83.24	222.23	1.67	39.91	0.19	0.233	0.384	6.72	15.47	10.88
G-12	泥化晶屑凝灰岩	1010.56	266.17	1276.73	3.79	144.28	0.18	0.169	0.632	6.92	32.97	11.34
	地壳*	121.6	43.75	165.35	2.779	48.75	0.18	0.26	0.91	3.37	15.92	6.42
	上地幔*	9.4	8.3	17.70	1.132	4.67	0.23	0.26	0.64	3.33	2.2	0.85

\* 据黎彤, 1976

五峰组泥化火山物四个样品的稀土总量数值是 $\sum \text{REE} = 222.23-1538.22$  (ppm),  $(\text{La}/\text{Lu})_{\text{cn}} = 4.15-28.60$ ,  $\text{Eu}/\text{Sm} = 0.03-0.19$ ; 与碱性铁镁质岩组相关的中性岩的稀土元素特征相似, 其值为 $\sum \text{REE} = 255-1453$  (ppm),  $(\text{La}/\text{Lu})_{\text{cn}} = 3.8-114$ ,  $\text{Eu}/\text{Sm} = 0.06-0.27$  (据 Cullers, 1984)。从估计岩浆源区的  $\text{La}/\text{Lu}$ 、 $\text{Eu}/\text{Sm}$ 、 $\text{Sm}/\text{Nd}$ 、 $\text{Yb}/\text{Lu}$  等比值分析, 火山物的上述比值与地壳的稀土元素的平均值比较接近, 特别是 G-10 样品的数值和比值更为接近 (表 2), 证明喷发岩浆源于地壳。从可作估计岩浆形成与演化的  $\text{Ce}/\text{Yb}$ 、 $\text{Ce}/\text{Sm}$  比值分析, 泥化火山物的  $\text{Ce}/\text{Yb} = 15.47-69.44$ ,  $\text{Ce}/\text{Sm} = 10.88-13.66$ , 远远大于上地幔源的值 (分别为 2.2 和 0.85), 而与地壳源岩浆演化相似。但是, 样品的上述数值仍比地壳的值大 (表 2), 表明火山喷发物的原始岩浆分异很明显。在球粒陨石标准化 REE 配分型式图上, 所有样品都有 Eu 负异常, G-4 的 Eu 负异常更为明显 (图 4), 说明岩浆中碱性长石的分离结晶作用增多, 形成偏碱性喷发物。这与岩石学、微量元素的分析结果相一致。



1.G-2; 2.G-4; 3.G-10; 4.G-12; 5.地壳; 6.上地幔

图 4 五峰组火山碎屑岩与地壳、上地幔物质的球粒陨石标准化 REE 配分型式对比图  
(球粒陨石的 REE 丰度据 Boynton, 1984)

Fig. 4 Contrast graph showing allocation mode of sphermeteorite standardized REE of the volcanic rocks of Wufeng Formation and material of the crust and the upper mantle.

样品的球粒陨石标准化 REE 配分型式进一步帮助我们判断喷发源和活动性质。用样品的球粒陨石标准化 REE 配分型式与现今世界上大洋岛弧、海山、大洋壳的幔源岩浆火山岩 (据 Sunders, 1984), 以及陆壳源岩浆火山岩 (据 Cullers 等, 1984) 作对比 (图 4)。样品的 REE 配分型式与陆壳碱性铁镁质岩分异的中性岩的 REE 配分型式相似,  $\sum \text{Ce}$  比  $\sum \text{Y}$  富集, 并普遍具有 Eu 的负异常; 而与大洋壳的地幔源的火山岩的 REE 配分型式相反。碰撞带的岛弧和大陆边缘俯冲带的安山质岩石, 具有较低的 REE 含量和较低的  $\sum \text{Ce}/\sum \text{Y}$  值,

其  $(La/Lu)_{cn} = 1.0-21.5$ , 有微弱的 Eu 正异常, 几乎不存在 Eu 负异常 (据 Cullers 等, 1984), 五峰组的火山物的球粒陨石标准化 REE 配分型式与之有明显的区别, 显然不是大陆边缘俯冲带的火山喷发产物, 可能是发生在大陆壳的板内裂开, 上地幔物质的熔融上涌, 分异富集了轻稀土, 经地壳物质混染, 喷出地面, 形成火山喷出岩和碎屑堆积物。

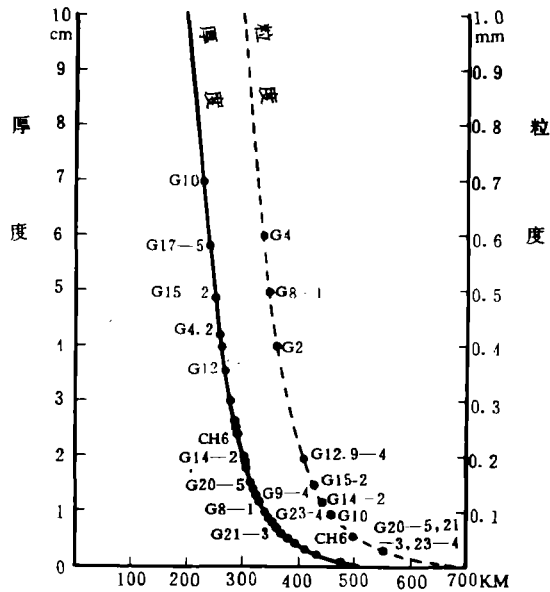


图 5 五峰组火山碎屑岩层按厚度及粒度递减计算的喷发口距离 (横坐标) 曲线。

Fig. 5 The computative volcanic crater distance curves based on the decreasing of thickness and granularity of volcanic rocks in Wufeng Formation.

## 2. 喷发物的分布与喷发频率

下扬子区五峰组的火山碎屑岩除在上述地区见到外, 还在江苏南部的阳澄湖东北巴城阳 1 井长坞组 (五峰组相变) 上部见夹一层浅褐色凝灰质细砂岩; 在苏北真武油田许 24 井井深 2137—2140m 的汤头组上部泥岩与凝灰熔岩接触处有烘烤边, 可能是火山喷发熔岩贯入下伏岩层所成。此外, 在上扬子区的四川西部大渡河附近五峰组中, 也见玻屑、安山岩屑、晶屑等火山碎屑物零星分布。以上事实说明五峰期扬子全区是全面的火山事件发育时期, 就仑山地区的五峰组火山物的岩性、厚度及火山碎屑的粒度等方面分析, 除熔岩结壳碎屑、安山岩流和熔接凝灰岩等属近源火山喷发外, 绝大多数火山碎屑岩是远源降落火山灰沉积。以现代火山喷发的火山灰层厚度与粒度对照计算的距喷口距离 (按厚度与粒度求得的平均值) 在 300—520km 之间 (图 5)。对比位于仑山西部的和县五峰组火山碎屑岩层数很少, 粒度较细, 说明火山喷发物来自仑山东面和东南面, 按距离计算, 大约位于现在长江口外和浙闽沿海地带, 可能是五峰期大陆边缘近陆侧的拉张断裂的喷发火山带。部分熔岩和熔接凝灰岩可能来自距仑山几十公里外的茅山附近的近端火山喷发口, 是大陆边缘半深海水下火山喷发产物。

五峰期火山喷发频率以每百万年喷发次数计算。根据仑山剖面第 25 层的笔石

*Dicellograptus szechuanensis* 和沉积速率, 确定由 1—25 层的绝对年龄值介于 446—455ma. 之间 (据汪啸风, 1979 和耿良玉, 1986 资料推算), 年龄跨度 9.6ma., 从而计算出喷发频率为 8—18 次/百万年。其喷发频率变化呈近对称的正态峰度 (图 2)。喷发频率变化反映大陆边缘地壳活动的强度。早期喷发的火山灰层较厚, 间隔较大, 反映较强烈大规模喷发; 中期喷发频繁, 火山灰厚度也较大, 反映大陆边缘地壳拉张活动达到高潮; 后期频率及规模都有所降低。

### 三、 硅质岩特征与成因

#### (一) 硅质岩特征

##### 1. 岩石学特征

五峰组硅质岩主要有: 放射虫燧石岩、硅质页岩和含少量或不含放射虫的含泥质燧石岩。

(1) 放射虫燧石岩 以放射虫及其碎屑占 (20—30%) 和少量海绵骨针细碎屑以及微晶质石英 (2—3 $\mu\text{m}$ ) 为主, 少量玉髓和极细小的硅质生物粉屑 (10—20 $\mu\text{m}$ )。当伊利石含量增加时, 成含泥质放射虫燧石岩。岩石中含有黄铁矿和黑褐色无定形有机质 (图版 I, 8)。

(2) 含泥质燧石岩 含少量或不含放射虫, 主要含微晶质石英和极细小硅质生物骨骼碎屑, 其次为伊利石粘土矿物。

(3) 硅质页岩 主要由伊利石与形状不规则的微晶质石英组成, 含有少量火山玻璃碎屑、磷灰石、锐钛矿和硅质生物碎屑。岩石散布黑褐色无定形有机质, 黄铁矿在层面上分布。

##### 2. 地球化学特征

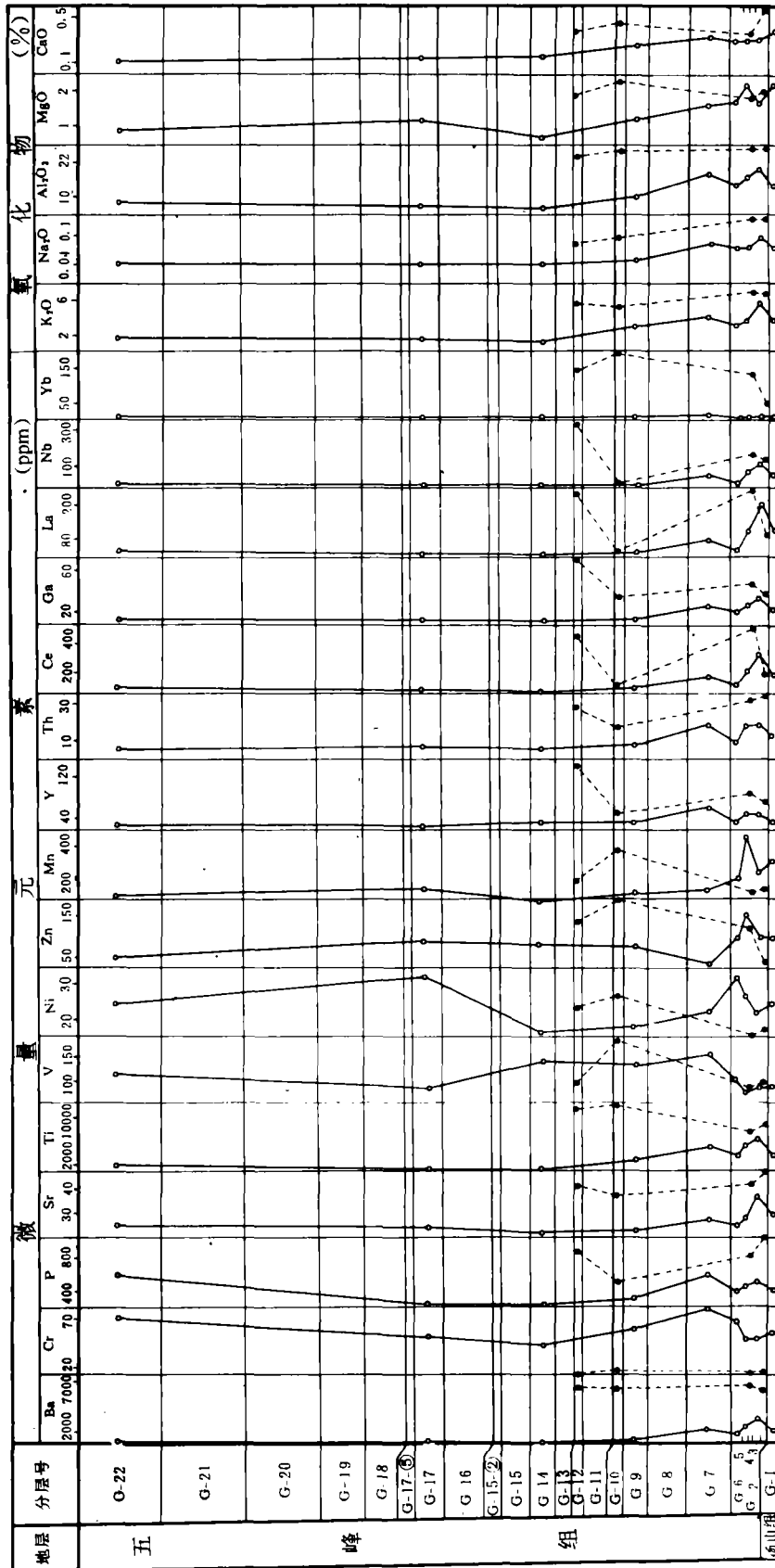
硅质岩的 Ba、Ti、P 的含量较高, 特别是下部的硅质岩中的含量与火山碎屑岩含量相近。Sr 和 Ca 含量较低, 分别为 22—38.9ppm 和 800—2800ppm。Cr、V 向剖面上部增加, 这与生物和有机质增加有关, Cr 含量与深海沉积物平均值 78ppm 相近; Mg、Ca 向上减少与 SiO<sub>2</sub> 含量成负相关变化, 反映硅质沉积随深度增加而 Mg、Ca 含量降低的特点。Mn 含量向上渐减, 这与酸性增加, 不利于 Mn 的沉淀有关。其它元素含量变化如图 6 所示。Mn/Fe 和 Sr/Ca 比值从下向上出现相反的变化, 前者向上减少, 后者增加。Sr/Ca 的变化与硅质岩的  $\delta^{18}\text{O}$  (SMOW) 值随放射虫和硅质含量增加而增加, 而与以  $\delta^{18}\text{O}$  计算的温度值的变化相反 (表 3), 反映了沉积物形成温度随海水深度增加而降低的变化趋势。

#### (二) 硅质岩的成因及形成环境

##### 1. 成因

从岩石学特征分析, 五峰组每一层硅质岩中几乎都夹有火山碎屑岩, 硅质岩中含有大量放射虫和其它硅质生物及碎屑, 以及少量火山碎屑物, 因此, 可肯定地认为硅质岩成因与之有关。其形成机理可解释为, 由远源 (几百公里) 和近源火山喷发物提供了 SiO<sub>2</sub> 的来源。火山喷发物在海水碱性条件下转变和分解, SiO<sub>2</sub> 析出, 海水中 SiO<sub>2</sub> 含量大增, 造成有利于硅质生物大量繁殖的条件。漂浮的放射虫和底栖的硅质海绵大量繁殖, 这些生物死后, 堆集海底, 其骨骼与大量碎屑沉积, 形成硅质生物软泥。由非晶质蛋白石 (opal-A) 组成的生





虚线表示火山碎屑岩，实线表示硅质岩。

图 6 五峰组硅质岩与火山碎屑岩微量元素、氧化物含量曲线。

Fig. 6 Content curves of trace elements and oxides of silicilite volcanic rocks in Wufeng Formation.

表 3 五峰组硅质岩 Mn/Fe、Sr/Ca 和  $\delta^{18}\text{O}$  计算温度值表Table 3 Mn/Fe, Sr/Ca,  $\delta^{18}\text{O}$  and computative temperature of silicalite in Wufeng Formation.

样品号	岩石名称	Mn/Fe	Sr/Ca $\times 10^4$	$\delta^{18}\text{O}\%$ (SMOW)	计算温度 (°C)
G-3	硅质页岩	0.90	149.61	12.95	163.2
G-5	硅质页岩	1.63	105.71	13.89	151.1
G-6	含硅质页岩	0.51	101.15	/	/
G-7	含硅质页岩	0.78	97.5	/	/
G-9	硅质页岩	0.89	112.10	14.37	145.5
G-14	含泥质放射虫燧石岩	0.61	169.23	14.45	133.1
G-17	放射虫燧石岩	0.65	225.45	14.66	141.9
G-22	放射虫燧石岩	0.46	320.0	15.14	136.5

注:  $\delta^{18}\text{O}$  计算温度值依 Perry, 1972, 公式:  $\delta^{18}\text{O}_{\text{燧石}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{水}} = \frac{3.09 \times 10^6}{T_2} - 3.29$

物骨骼及碎屑在蛋白石补偿深度以下的深海中发生溶解, 部分被溶解的骨骼蛋白石—A, 再沉淀结晶成无序方英石蛋白石—CT 硅球 (opal—CT lepispheres)。在放射虫骨骼被溶解部分的内壁边缘可见到沉淀出来的蛋白石—CT 硅球 (图版 I, 9、10) 就是很好的证据。蛋白石—CT 也可在软泥微孔隙中充填, 经深埋藏较高温度的成岩转化, 形成纤维状玉髓或隐晶质、微晶质石英, 它们起胶结和固结软泥沉积物的作用, 并形成坚硬的层状燧石岩。Kastner 等 (1977) 利用现代深海钻探, 在研究水深 2000m 以下的硅质软泥的成岩作用时, 发现  $\text{SiO}_2$  沉积物转化为层状燧石岩的过程是, 生物骨骼的蛋白石—A (硅质软泥)  $\rightarrow$  蛋白石—CT (瓷状岩)  $\rightarrow$  玉髓或隐晶质石英。蛋白石—A 的溶解, 在深海低温条件下较缓慢, 若有泥质存在, 在埋藏成岩转变时显得更缓慢, 所以在五峰组的燧石岩中, 仍可见由蛋白石—A 转变为蛋白石—CT 硅球的残留形态。层状燧石岩的这种成因, 称为火山—生物成因。

## 2. 形成环境

上述成因的层状燧石岩只见于深海环境中, 已为许多学者对现代深海硅质软泥及其成岩的研究所证实。

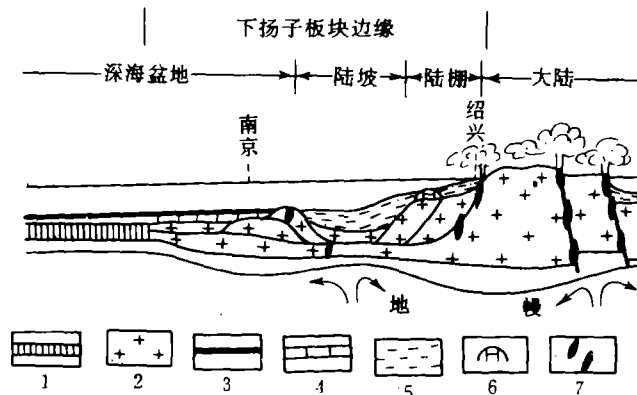
硅质岩的形成环境也可从古生物组合上得到佐证。五峰组硅泥质沉积物的古生物主要有放射虫、硅质海绵骨针和笔石, 有少量几丁质、磷质无铰纲腕足动物。放射虫是广海大洋中广泛分布的漂浮生物, 笔石也是漂浮浮游生物, 海洋硅质海绵大多生活在 200—4000m 的半深海到深海环境。它们的共生组合中, 不含任何浅水的底栖生物和钙质生物介壳, 显然是半深海至深海沉积的生物标志。放射虫的局部溶解, 表明海水深达蛋白石补偿深度, 远远超过  $\text{CaCO}_3$  的补偿深度的深海环境。个别几丁质、磷质无铰纲腕足动物出现于硅质岩层面上, 显然是洋流漂运带来的异地生物, 不能反映硅质沉积物的形成环境。

地球化学分析提供了形成环境的另一证据。硅质岩中  $\text{CaO}$  的含量很低, 反映海水深达  $\text{CaCO}_3$  补偿深度以下,  $\text{CaCO}_3$  被溶解所致。Cr 含量、Sr/Ca 值及其变化都反映与深海环

境有关。通过硅质岩  $\delta^{18}\text{O}$  值计算温度而恢复其沉积温度, 可帮助我们判断其形成环境。表 3 的计算温度是沉积温度与成岩温度的叠加, 若能去除成岩温度, 就能获得沉积温度。硅质岩成岩的主导作用是深埋藏的增温, 它导致硅质矿物的转变与同位素的热交换。因此, 根据五峰组回返前上覆沉积物堆积, 使得五峰组深埋藏增温和加上深海环境的温度, 堆算出五峰组的成岩温度约为  $129^\circ\text{C}$ 。以此值减去表 3 中计算温度值, 得到沉积温度。五峰组下部三层硅质页岩的沉积温度在  $34.2\text{—}16.2^\circ\text{C}$  之间, 可能与早期较浅水的火山喷发的较高温度形成条件有关; 中上部的三层放射虫燧石岩 (G-14, G-17, G-22) 的沉积温度在  $4.1\text{—}12.9^\circ\text{C}$  之间, 与现代太平洋北纬  $35^\circ$  的深海 (2000—3000m) 钴探钻遇埋深小于 86m 的硅质沉积物  $\delta^{18}\text{O}$  计算的温度  $5\text{—}13^\circ\text{C}$  相似 (据 Knuth 等, 1975)。因此可认为五峰组放射虫燧石岩形成于深海较低的温度条件中。

#### 四、火山碎屑岩及放射虫硅质岩的构造意义

五峰组分布于安徽省石台县、江苏省茅山—扬州—洪泽一线以西的下扬子西部广阔地区, 其厚度大多小于 10m, 它的特征与五峰期以前的浅海的所有沉积物有较大差别, 它形



1.洋壳; 2.陆壳; 3.放射虫硅质岩; 4.碳酸盐岩沉积底层; 5.陆屑沉积岩; 6.生物建隆; 7.岩浆活动

图 7 五峰期下扬子陆缘海板块构造单元与沉积物分布剖面示意图

Fig. 7 Section sketch showing Wufeng Age plate tectonic units and sediment distribution of Lower Yangtzi Pericontinental sea.

成于受阻隔的滞留非补偿的深海盆地环境中。这种与前期构造环境有很大差别的突变演化, 以及火山喷发事件, 证明下扬子区, 乃至整个扬子区晚奥陶世晚期的大陆板块边缘地壳强烈的活动性。其活动性质可以从该时期沉积及其分布特征得到佐证。在五峰组分布区的东侧, 从西向东逐次展布的沉积相为: 陆坡相滑塌变形的泥、粉砂沉积和浊流沉积; 陆棚相泥、粉砂交互层沉积; 以及潮坪相砂、泥交互层沉积。这些陆屑沉积物厚度相当大, 最大达 1500—2270m, 而且都是细—中粒碎屑岩, 未见粗粒碎屑岩。沉积物类型和火山喷发物特性, 都证明该时期并非板块碰撞造山构造阶段, 而是处于板块边缘的拉张构造发育阶段。强烈的大

陆边缘地壳的拉张运动,造成该区的强烈断陷,形成有别于前期较稳定陆缘海发育阶段,而成为活动性较强的典型的拉张被动大陆边缘和新的海洋构造地貌格局。海洋的构造地貌单元从东到西依次为:潮坪-陆棚-陆坡(包括拗槽)-深海盆地(笔者,1987)。每个构造地貌单元以张性同生断裂为界,在陆坡与深海盆地之间由同生断裂及火山作用形成的海底堤分隔了两种构造类型迥然不同的沉积盆地。一种为海底迅速下沉,沉积物得不到补偿的平坦的饥饿的深海盆地,其沉积速率很低,为 $0.57-0.99\text{m}\cdot\text{ma}^{-1}$ ;另一种为强烈断拗下陷很深,并获得大量陆源沉积物补偿的陆坡拗槽盆地,沉积速率高达 $57.2-491.8\text{m}\cdot\text{ma}^{-1}$ <sup>①</sup>,几乎是前者的100—500倍。前者就是五峰组放射虫硅质岩与火山碎屑岩沉积的深海盆地,是地壳减薄的大陆边缘的深海小洋盆。向西应延伸更远(图7)。但是,现在所见的构造格局,已不能完全代表当时的板块模式,它已被中生代以来(或古生代末)华北板块碰撞、挤入,范围大大缩小。

本文得到中国科学院南京地质古生物研究所王玉净及本系方一亭、方邨森分别在古生物和粘土矿物鉴定上的帮助,安徽省区调队齐昆仑高级工程师协助野外工作;化验分析由本系分析中心完成,插图由高秀英清绘,特致谢意。

收稿日期:1991年1月19日

### 参 考 文 献

- (1) 刘英俊等,1984,元素地球化学,科学出版社。
- (2) 方邨森等,1987,沉积岩石学教程,地质出版社。
- (3) P.亨德森,1984,田丰等译,稀土元素地球化学,地质出版社。
- (4) P.W.李普曼等,1986,南京地质矿产研究所译,1980年圣海伦斯火山喷发,地质出版社。
- (5) W.R.迪金森等,罗正华等译,1982,板块构造与沉积作用,地质出版社。
- (6) 孙鼎、彭亚鸣,1985,火成岩石学,地质出版社。
- (7) 耿良玉,1986,中国古生物学会第十三、十四届学术年会论文集,安徽科学技术出版社。
- (8) 盛辛夫,1974,远洋沉积,地质出版社。
- (9) 赖才根,1982,中国的奥陶系,地质出版社。
- (10) Gibson T.G., Towe K.M., 1971, Benchmark Papers in Geology V.40, Diagenesis of deep-sea biogenic sediments. Dowden, Hutchinson and Ross, Inc. p.179—201.
- (11) Knauth L.P., Epstein S., 1975, Benchmark Papers in Geology V.40, diagenesis of deep-sea biogenic sediments. Dowden, Hutchinsdn and Ross, Inc. p.278—287.
- (12) Matter A. et al., 1975, Diagenesis of Deep-sea biogenic sediments. Dowden, Hutchinson and Ross, Inc. p.220—249.
- (13) Kastner, M., et al., 1977, Diagenesis of deep-sea biongenic sediments. Dowden, Hutchinson and Ross, Inc. p.288—319.

<sup>①</sup>黄钟瑾、黄志诚,1990,“下扬子区早古生代同生断裂发育特征与油气关系的研究”报告

## Volcanic Rock and Radiolarian Silicilith of Wufeng Formation in Lower Yangtze Region

Huang Zhicheng Huang Zhongjin Cheng Zhina

(Department of Earth Science, Nanjing University)

### Abstract

Shallow sea deposit or deep sea deposit? two different opinions about its origin had been put forward since Wufeng Formation was named in 1931. Researching the cross-section of Wufeng Formation again in Lunshan mountain of Jurong county, Jiangsu Province, in 1989, the authors found profuse Radiolarians in silicilith and volcanic rock intercalated between silicilith layers, which provides evidences for volcanicism, origin of the silicilith, and tectonic evolution during Wufeng Age.

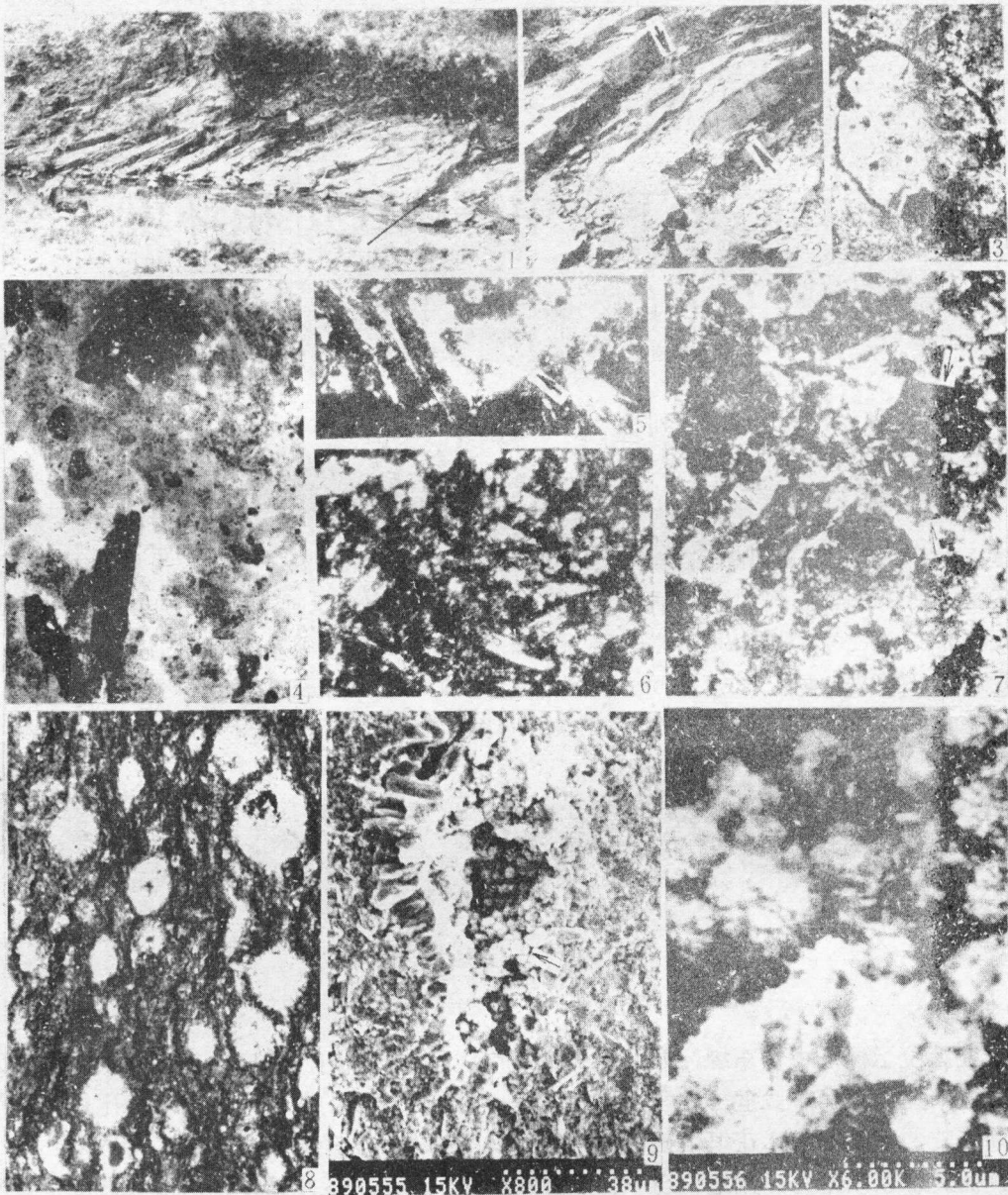
Thicker than 6.33m which divided into 26 layers, containing abundant radiolarians and graptolithines and spongioid spicules but not benthons, the formation of Upper Ordovician Series is mainly composed of dark thinlayered chertlith and siliceous shale, intercalated more than 97 layers (0.1 to 7cm thick per layer) of yellow mudded volcanic rock as well as a little lava.

With the primary composition ranging from neutrality to neutral-basidity to alkaline-neutrality, the volcanic rock consists principally of neutral crystal-vitric tuff and volcanic dust tuff with a little ignimbrite and andesitic lava and autoclastic-lavaflow-pyroclastic, all of which had illitized, vermiculitized and chloritized. The frequency of volcanic eruption was 8 to 18 times per ma., with the feature of approximately symmetric normal-distribution. According to its thickness and size, the ejecta is of remote origin, and the craters, which spread probably along both grand intraplate extension fault and the top of the uplifted upper mantle, are located at the southeast and the south 300 to 520km or so to Lunshan Mountain, with a little lava from the east dozens of kilometers to Lunshan Mountain. The REE's geochemical characteristic of volcanic rock is similar to that of neutral extrusive-rock related to continental-crust-derived alkaline femic rock, which indicates that the volcanic eruption originated from continental-crust-estension of the continental margin.

With a few clastic spongioids and other powdered organisms and a little microcrystalline quartz, the content of the radiolarians and their fragments is about 20-30% in the radiolarian-chertlith. Beside illite, its main component, the siliceous shale contains a small amount of volcanic-glass pieces and volcanogenic heavy minerals. the silicilith comprises trace elements, such as plentiful Ba, Ti and P as well as poor Sr and Ca, some of which change regularly with the sequence of strata. And the higher the content of radiolarians and silica, the larger the quantity of  $\delta^{18}\text{O}$  (SMOW) in the rocks. The difference of temperature calculated by  $\delta^{18}\text{O}$  is 30°C. So the silicilith was deposited under the condition of the shallow-sea gradually turned into deep sea and the volcanic rock was decomposed, therefore,  $\text{SiO}_2$  in the seawater was considerably increased, and siliceous organisms such as radiolarians, remains of which composed siliceous ooze, reproduced in large amounts. Consequently, opal-A in the skeletons of the radiolarians and other siliceous organ-

isms was dissolved and precipitated again, and then crystallized into opal-CT lepispheres which, by burial diagenesis, became fibrous chalcedony and microcrystalline quartz and the formation of bedded chertlith was followed. The cause of this formation is called volcano-organogenic mechanism.

The distributive pattern of the radiolarian-silicilite and the intercalated volcanic rock layers as well as all other deposited substances in the whole region at Wufeng Age prove that, during Late Ordovician epoch, the continental-plate-margin of Lower Yangtzi was extended so fiercely that its crust was thinned to sink and the sea water got deeper and deeper from the east to the west, which formed the marine tectonic and geographical framework put in order from tidal flat to shelf to continental-slope (including depression) to deep sea basin. And richly distribution radiolarian-silicilith in the vast west area of Maoshan Mountain to Yangzhou line became a blocked and uncompensated small deep sea basin and extended far westernly. The collision between North China Plate and Yangtzi Plate since Mesozoic Era or Late Paleozoic Era made the basin mostly disappeared and then North China Plate squeezed into the basin, as a result, today's tectonic framework is evolved.



1.句容仑山五峰组剖面野外人工露头。黑线左侧为五峰组。2.放射虫硅质岩层间夹有泥化凝灰岩（前头所指）。野外露头。3.浮岩岩屑，气孔中充填沸石。正交偏光。4.泥化晶屑玻璃熔接凝灰岩中角闪石晶屑。5.弓形玻璃屑的凹外充填放射状沸石（箭头所指）。正交偏光， $\times 120$ 。6.泥化安山岩的残余玻基交织结构。正交偏光。7.岩屑玻璃凝灰岩中的安山岩、浮岩岩屑（箭头所指），正交偏光。8.放射虫燧石岩。9.放射虫骨骼已成纤状玉髓，部分骨骼被溶解成孔洞，洞壁沉淀蛋白石—CT 硅球（简明头所指）。放射虫周围是微晶质石英和硅质生物粉屑。扫描电镜。10.上样品局部放大，可见硅球由片状鳞石英、方英石呈一定角度交互堆集的残留形态。扫描电镜。

（注：除说明外，所有照片的薄片单偏光， $\times 60$ ）。