

贵州瓮福磷矿中的硅化作用^①

陈多福 陈先沛

(中国科学院地球化学研究所广州分部)

提 要 贵州瓮福磷矿中广泛伴生着硅化作用。硅化岩类型以其交代程度可分成弱硅化岩、强硅化岩及结晶硅化岩三类,三类间相互过渡,在空间上有一定的配置关系。硅化岩的 U、Th 和稀土元素显示了热水沉积产物的特点,石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值,结晶硅化岩为 18.83‰,强硅化岩为 20.80~23.67‰,依氧同位素分馏平衡计算的形成温度为:结晶硅化岩 101~115℃,强硅化岩 66~98℃。

关键词 贵州瓮福磷矿 硅化作用 热水沉积作用 震旦纪

第一作者简介 陈多福 男 31 岁 助理研究员 沉积学

瓮福磷矿位于贵州省瓮安、福泉两县境内,是七十年代勘探的一个特大型磷矿床,矿床分两个矿区(白岩和高坪矿区),九个矿段(白岩矿区有玉华、王家院、大塘、穿岩洞、新桥五个矿段,高坪矿区有小坝、英坪、磨坊、大寨四个矿段)。含矿岩系为震旦系陡山沱组,厚 36~96m,主要由磷块岩、白云岩和硅化岩组成。磷块岩有两层,习称 A 矿层(下矿层)和 B 矿层(上矿层),含矿岩系可分成五个岩性段(图 1)。以往对瓮福磷矿的研究主要集中在矿床地质和岩石学、岩相学等方面,对磷块岩中广泛伴生的硅化作用涉及较少,仅有刘魁梧等(1990)对华南此类硅化作用做过研究,他认为台地相磷块岩中硅化作用是混合水作用之故,盆地相中硅岩是火山源的硅经成岩分异而成。笔者通过野外地质观察和室内的岩石学、地球化学研究后,认为磷块岩中的硅化作用是沉积界面之下富 SiO_2 热水在沉积界面附近对原岩充填、交代和结晶的结果。

1 硅化岩的地质特点

硅化岩在磷矿区内,以其较高的硬度和较浅的颜色,区别于别的岩石,其地质特点主要有:

1.1 分布广泛

瓮福磷矿区内几乎所有陡山沱组地层剖面均发育有硅化岩,但程度各不相同(图 1)。硅化岩呈层状、似层状、透镜状、团块状、脉状、不规则状等产出。层状、似层状厚几米到十几米,最厚可达几十米。硅化岩一般呈磷块岩层的顶、底板产出,与磷块岩层紧邻,也常见于磷块岩层中。硅化岩与磷块岩或白云岩的接触界线起伏不平,在硅化岩中常残留有未交代完全的磷块岩或白云岩残块或残余结构、构造(图 3A)。在磷块岩层中可见有硅化岩脉穿切于磷块岩中,并伴有黑色胶磷矿脉,有时黑色胶磷矿呈环带状分布于硅化残余的边缘(图 3B)。这些特点显示了硅化岩明显的交代成因和硅化作用与黑色胶磷矿的成因关系。

^① 国家自然科学基金资助项目

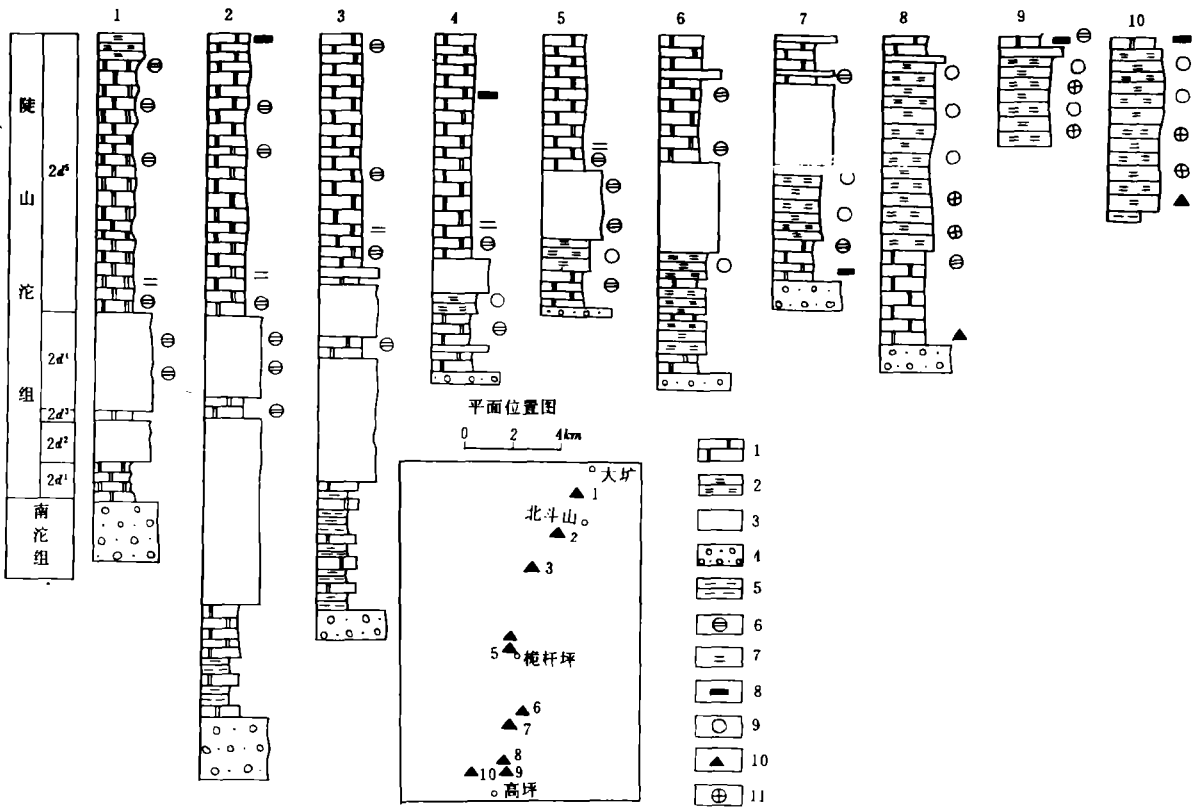


图1 瓮福磷矿陡山沱组柱状对比图

Fig. 1 Stratigraphic column of Doushantuo Formation in Wongfu Phosphorus Deposits.

- 1、白云岩 2、硅化岩 3、磷块岩 4、冰碛岩 5、粘土岩 6、硅质团块
- 7、硅质条带 8、磷质条带 9、磷质团块 10、角砾结构 11、白云质团块

1.2 硅化岩在陡山沱组地中基本顺层产出，
以往常作为地层对待

在瓮福磷矿区内，据笔者观察，硅化岩主要有三个分布层位，即磷块岩的顶板、底板和磷块岩层中，但各个矿段发育均不齐全(图2)。

1.3 硅化作用常具选择性

主要表现在地层和岩石类型两个方面。地层选择性是指硅化作用对某些地层的优先硅化，即硅化岩主要出现在磷块岩的顶板和底板中，而在磷块岩层中分布较少(图2)。硅化作用的岩性选择性是指某些岩石类型被优先硅化，经观察瓮福磷矿区内，白云岩比磷块岩更易被硅化。磷块岩层的顶板和底板常是

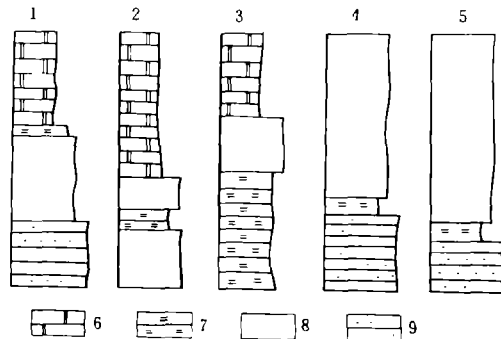


图2 瓮福磷矿硅化岩的分布层位示意图

Fig. 2 Stratigraphic location of the silicified beds in Wongfu phosphorus deposits.

- 1、北斗山采场 2、穿岩洞 76—17线 3、格地土采场
- 4、英坪拦马坳 5、英坪嘎拉坡 6、白云岩 7、硅化岩
- 8、磷块岩 9、碎屑岩

白云岩,这是顶板、底板被优先硅化的地层选择性的主要原因。此外,磷块岩和白云岩的不同组构对硅化作用也有影响。磷块岩中的叠层石磷块岩易被硅化,而与之互层的碎屑磷块岩并未受到硅化(图 3C)。纹层状、条带状灰黑色磷块岩和黑色胶状磷块岩基本不受硅化作用的影响,如 A 矿层。白云岩中出现的透镜状、团块状和不规则状硅化岩,可能也反映了叠层石白云岩比其它类型白云岩有优选硅化的倾向。因此,硅化作用的岩性选择性难易程度递减系列为:叠层石白云岩(?)—白云岩—叠层石磷块岩—碎屑磷块岩—黑色条带条纹状、胶状磷块岩。

1.4 硅化作用与磷块岩和白云岩同期形成

尽管硅化岩与磷块岩的交代关系表明硅化岩要晚于受硅化的岩石,但就整个陡山沱组地层形成的总过程(即磷块岩的总过程)考虑,笔者认为硅化作用与磷块岩和白云岩的形成是同期的,硅化岩是准同生期形成的产物,主要依据是碎屑磷块岩中有硅化岩的砾和砂屑,硅化岩碎屑具磨圆、长轴定向等沉积特点,与硅化团块和透镜明显不同(图 3D)。反映碎屑磷块岩通过物理富集形成时就已经有硅化岩的存在。

1.5 硅化作用具多期性特点

主要表现在具多层位产出和多期的硅化石英网脉的穿切。从硅化岩的分布层数和硅化交代关系大致可确定有三期的硅化作用。第一期发生于磷块岩的底板中,第二期发生于矿层中,第三期发生于顶板中。

2 硅化岩的岩石学

硅化岩主要由玉髓石英到粗晶石英和原岩残余组成。一般为块状构造和交代残余构造,晶簇构造和网脉状构造较少见。结构有泥晶结构、微晶结构、粗晶结构、纤维状结构等。

2.1 SiO_2 矿物

硅化岩中的 SiO_2 主要有晶石英、细晶石英、微晶石英、泥晶石英和玉髓五种,各有特征如下:

2.1.1 粗晶石英 主要见于晶洞状的结晶硅化岩石中,呈半六方柱晶体的晶簇产出。一般聚集成不规则的团块,团块间由石英网脉相连,如英坪矿区月亮土采矿场。

2.1.2 细晶石英 产出方式有两种,一是石英细脉,在手标本上常与硅化岩层相连并过渡。镜下石英细脉与微晶石英集合体呈过渡态或交代前期的泥微晶石英(图 3E),或四周为玛瑙纹状玉髓(图 3F),反映了它们之间在成因上的内在联系。第二种为碎屑磷块岩胶物结构残余孔隙中充填物,是成岩期 SiO_2 溶液在孔隙中结晶而成。

2.1.3 微晶石英 是硅化岩中 SiO_2 的主要产出方式,或交代白云岩、磷块岩,或交代前期的硅化岩,有时微晶石英可作为碎屑磷块岩的胶结物产出。

2.1.4 泥晶石英 主要见于磷块岩碎屑含量小于 30% 的碎屑磷块岩中,作为基质产出(图 3G)。

2.1.5 玉髓 见有二种,一是以磷块岩碎屑为核或无核生长而成放射状消光的玉髓集合体,集合体之间以直线等角三连点相连接(图 3H),是较典型的高浓度、过饱和快速共结组构(Simoson, 1985)。第二种产于细晶石英脉的边缘,具玛瑙纹层(图 3F),也是过饱和快速结晶的产物。

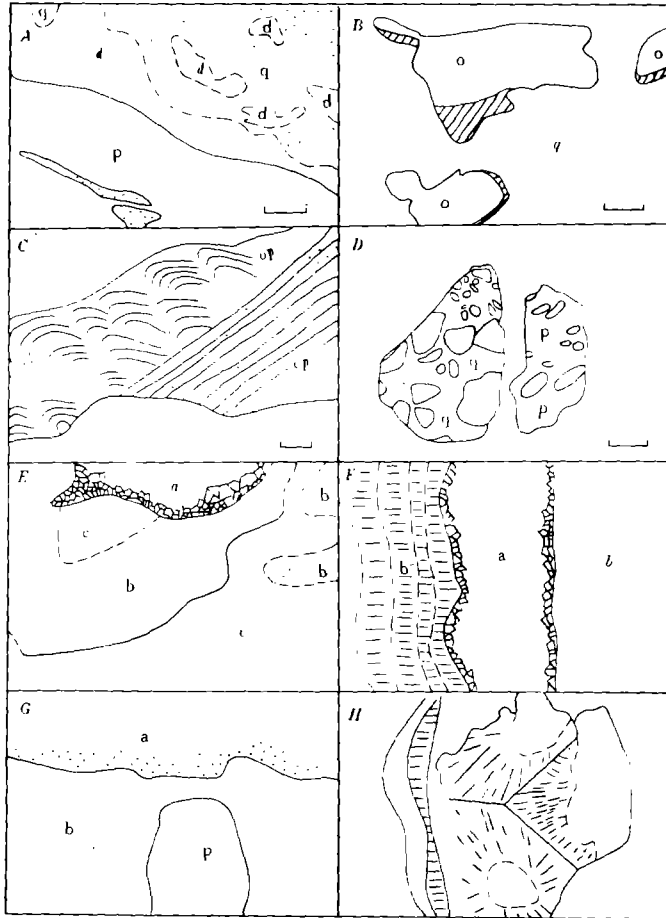


图3 瓮福磷矿硅化岩特点示意图(据照片绘制)。

Fig. 3 Some characteristics of the silicified cherts in Wongfu phosphorus deposits (copied from photographes)

A、磷块岩顶板白云岩发生硅化,硅化岩与白云岩界线呈凹凸状,硅化岩中残留有白云岩残块。磷块岩中硅化岩仅呈透镜薄层产出。 B、硅化岩中的原岩残余及黑色胶状磷(阴影区)。 C、叠层磷石岩被硅化,而与之互层的碎屑磷块未被硅化。 D、硅化岩角砾。左图硅化岩角砾的基质为硅质,右图基质为磷质。 E、硅化岩(细晶、微晶、泥晶石英)的穿切交代关系×20。 a、细晶石英 b、微晶石英 C、泥晶石英 F、细晶石英脉及玉髓×20 b、玛瑙纹层玉髓。 G、早期泥晶石英胶状物和后期微晶石英硅化,×20 a、泥晶石英 b、微晶石英 H、放射状消光玉髓集合体以直线等角三连点相连×20。 O为原岩残余,OP硅化叠层石磷块岩,P磷质,q硅质,比例尺2cm

上述细(粗)晶石英、微晶石英常呈碎屑砾、砂,或为磷质胶结,或为后期硅质胶结,因此,细(粗)晶和微晶石英形成时间大体应与磷块岩沉积时间接近。尽管未被发现泥晶和玉髓质石英碎屑,但从泥晶石英硅化岩被细晶石英脉穿切交代及玉髓质石英产于细晶石英脉周围看,泥晶石英和玉髓形成时间至少应该与微晶和细晶石英基本同期,也应该与磷块岩沉积期接近。这与硅化岩的地质特点吻合。

2.2 硅化岩的结构构造

硅化岩的结构主要有泥晶、微晶、细晶、粗晶和玉髓质结构,它们之间有时是过渡的,但不

是一个成岩演化系列,如粗、细晶和微晶石英被泥晶石英胶结等。构造有块状、晶洞状、网脉状和交代构造,生物残余构造等。

2.3 硅化岩的类型及空间分布

硅化岩依其矿物成分、结构、构造及交代程度,可分成结晶硅化岩、强硅化岩和弱硅化岩三类。结晶硅化岩是富 SiO_2 溶液充填结晶作用的产物,呈晶簇状产出;强硅化岩是 SiO_2 溶液完全交代原岩形成,常呈致密块状产出;弱硅化岩是部分交代作用所致,常保留有原岩的残余。

在空间上,弱硅化岩位于硅化岩层的边缘和硅化岩层变薄或尖灭的部位,常保留了原岩的残余结构和构造,或残留有原岩的残块;强硅化岩呈致密块状,构成硅化岩层的主体,而结晶硅化岩常位于硅化岩层的底部或中下部。这种空间配置关系,反映了富 SiO_2 溶液从充填结晶到交代作用的全过程。

3 硅化岩的地球化学特点

3.1 U、Th

分析结果表明:结晶硅化岩 U 为 0.46ppm, Th 为 0.01ppm, U/Th 比为 4.6。强硅化岩 U 为 10.25ppm, Th 为 0.01ppm, U/Th 比为 102.5。二者 U/Th 比均大于 1.0, 与现代热水沉积特点相一致(Boström, 1983), 也与广西泥盆纪热水沉积乳房状燧石的 U/Th 比相吻合(陈先沛、陈多福, 1989)。结晶硅化岩的 U/Th 比小于强硅化岩的 U/Th 值, 可能与硅化岩保留了原岩的 U/Th 值有关, 如湖南大庸和福建漳浦下寒武统磷块岩 U/Th 比达 363.6(陈南生, 未发表资料)和 219(陈南生, 杨秀珍, 1987)。结晶硅化岩由石英晶簇为主的矿物组成, 是热水溶液直结结晶形成的产物, 其 U 和 Th 的特点反映原始溶液晶出的石英特点。

1 硅化岩的稀土元素含量特征(ppm)

Table 1. REE of the silicified cherts

编号	岩石	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
P-404	结晶硅化岩	3.686	1.567	0.553	0.199	0.035	0.008	0.018	0.003	0.022
P-409	强硅化岩	7.162	4.920	1.027	2.532	0.498	0.160	0.768	0.118	0.638
编号	岩石	H0	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	LREE/HREE	δC_e	δE_u
P-404	结晶硅化岩	0.004	0.010	0.001	0.005	0.001	6.112	94.50	0.251	1.36
P-409	强硅化岩	0.126	0.368	0.054	0.234	0.032	18.537	7.283	0.143	0.37

注:由湖北省地质实验研究所分析

3.2 REE

分析结果见表 1。从表 1 可知,硅化岩稀土特点是稀土总量低(结晶硅化岩 ΣREE 为 6.12ppm, 强硅化岩 ΣREE 为 18.537ppm), 轻稀土大于重稀土(结晶硅化岩 LREE/HREE 为 94.50, 强硅化岩 LREE/HREE 为 7.283), 具明显的铈亏损(结晶硅化岩 δC_e 为 0.251, 强硅化岩为 0.413)。结晶硅化岩具铕的正常($\delta\text{E}_u=1.36$), 强硅化岩具铕的负异常($\delta\text{E}_u=0.37$)。结晶硅化岩的特点与现代海底热水沉积(Fleet, 1983; Marchig 等, 1987)和热水沉积乳房状燧石(陈先沛、陈多福, 1989)的稀土特点一致。强硅化岩的稀土特点除 δE_u 外均与热水沉积特点一致,

δE_u 的特点可能与原岩(磷块岩)的铀异常有关(杨卫东,未发表资料)。这与 U、Th 特点相吻合。

3.3 硅化岩的 $\delta^{18}O$

分析了结晶硅化岩和强强化岩的 $\delta^{18}O$ 值,强硅化岩采自邻区开阳磷矿,结果见表 2。结晶硅化岩 $\delta^{18}O$ 值为 18.83‰,强硅化岩 $\delta^{18}O$ 值在 20.80~23.67‰之间,依 Knauth 和 Epstein (1975)提供的石英—水氧同位素分馏平衡函数计算的氧同位素平衡温度;结晶硅化岩形成温度 101~115℃,强硅化岩形成温度 66~98℃。据现代海底全硅质热水沉淀物的 $\delta^{18}O$ 研究,热水与海水混合而沉淀的硅质 $\delta^{18}O$ 值在 27.8~29.9‰之间,而海水混合弱,伴有硫化物的热水硅质 $\delta^{18}O$ 值在 18.8~18.6‰之间(Herzig 等,1988)。显然,结晶硅化岩的 $\delta^{18}O$ 值与海水混合弱的伴有硫化物的热水硅质 $\delta^{18}O$ 值接近。依结晶硅化岩的地质和岩石等特点,其 $\delta^{18}O$ 值更能反映富 SiO_2 热水的特点,强硅化岩是富 SiO_2 热水交代原先的白云岩、磷质等而成,其 $\delta^{18}O$ 值主要受原岩等影响,因此,结晶硅化岩的 $\delta^{18}O$ 值计算的形成温度反映了当时富 SiO_2 热水温度。

表 2 硅化岩的 $\delta^{18}O$ 值及同位素平衡温度

Table 2 $\delta^{18}O$ of the silicified cherts and istopic centigrade

岩石	产地	$\delta^{18}OSMOW(\%)$	温度 A(℃)	温度 B(℃)
强硅化岩	开阳	21.85	78	89
强硅化岩	开阳	22.03	76	88
强硅化岩	开阳	23.67	66	76
强硅化岩	开阳	20.80	85	98
结晶硅化岩	瓮福	18.83	101	115

注:温度依 $1000\ln\alpha_{Q,w} = 3.09 \times 10^6 T^{-2} - 3.29$ 计算(Knauth 和 Epstein,1975)。温度 A 是水 $\delta^{18}O$ 值取值海水值($\delta^{18}O = 0.0\%$)计算,温度 B 是水 $\delta^{18}O$ 值取现代海底热泉水 $\delta^{18}O$ 值($\delta^{18}O = +1.6\%$)计算(Turekian,1983)。由中科院地化所氧同位素实验室测定。

4 硅化岩的成因探讨

对于沉积岩中硅化作用形成硅化岩的机理基本没有分歧,认为是 SiO_2 交代原岩形成。但对 SiO_2 的来源有不同的认识,归纳起来主要有以下几种:①母岩风化的 SiO_2 ,②成岩分异的 SiO_2 ,③火山源的 SiO_2 (裴蒂庄,1975)。笔者认为瓮福磷块岩中的 SiO_2 来源与盆下源的热水有关,硅化岩是海底之下循环的富 SiO_2 热水,在原岩准同生沉积期的充填、交代和结晶形成的产物,主要依据有:

1、硅化岩的地质、岩石学反映硅化岩形成于准同生沉积期。准同生沉积期的交代作用是热水沉积作用的典型特点。

2、结晶硅化岩、强硅化岩和弱硅化岩的空间配置关系,反映了热水 SiO_2 从充填、结晶到交代作用的全过程。

3、硅化岩的 U、Th 和 REE 特点与现代热水沉积和古代石化热水沉积燧石的特点相一致。

4、硅化岩 $\delta^{18}O$ 分馏平衡温度,强硅化岩为 66—98℃,结晶硅化岩为 101—115℃。

高计元和唐安平同志参加了野外工作,陈南生同志提供了开阳磷矿硅化岩氧同位素分析样

品及一些未发表资料,杨卫东同志也提供了未发表资料,在此感谢。

收稿日期:1990年12月15日

参 考 文 献

- [1] 陈南生、杨秀珍, 1987, 地球化学, 2期 208—214页。
- [2] 陈先沛、陈多福, 1989, 地球化学, 1期 1~8页。
- [3] 刘魁梧等, 1990, 岩石学报, 1期 46~55页。
- [4] 裴蒂庄, 1975, 沉积岩石学(第三版), 李汉渝等译(1981), 石油工业出版社, 北京, 431~435页。
- [5] Bostrom, 1983, Hydrothermal Processes at Seafloor Spreading Centers, Edited by Rona et al., N. Y., p473~489.
- [6] Fleet, 1983, Hydrothermal Processes at Seafloor Spreading Centers. Edited by Rona et al., N. Y., p435~455.
- [7] Herzig et. al., 1988, Earth and Planetary Science Letter, V. 89, p261~272.
- [8] Knauth and Epstein, 1975, Earth and Planetary Science Letter, V. 25, p1~10.
- [9] Marchig et. al., 1987, Marine Geology, Vol. 76, p243~251.
- [10] Turekian, 1983, Hydrothermal Processes at Seafloor Spreading Centers, Edited by Rona et. al., N. Y., p361~367.
- [11] Simoson, 1985, Sedimentology, V. 32, p23~40.

Silicification in Wongfu Phosphorus Deposits in Guizhou, China

Chen Doufu Chen xianpei

(Guangzhou Branch of Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences)

Abstract

Wongfu phosphorus deposits is a kind of sedimentary phosphorus deposits formed in Doushantou formation with era of Sinian, widely associated with silicified rocks which were formed by means of replacing original rock (such as phosphorite, dolomite, etc.) below sedimentary level during the period of penecontemporaneous sedimentation. The characteristics of the silicified rocks in fields are: (1) Spreaded widely, they could be seen in almost all the mined columns. (2) Formed in many formations and along them, the silicified rocks mainly distributed on the top and bottom of the phosphorite formation, and a little less in the phosphorite formation. (3) Silicification had the characteristics of selected replacement, which were showed by both of selecting formation and lithology. The former means that the top and bottom formations of phosphorite were firstly silicified. The later indicates that some type of rocks were silicified easily. The lithologic sequence in order of silicification is as follows: stromatolitic dolomite—dolomite—stromatolitic phosphorite—clastic phosphorite—black banded laminated phosphorite with colloform structure. (4) The silicified clasts in

clastic phosphate showed that the silicification took place during the period of penecontemporaneous sedimentation. Under microscope, the silicified rocks mainly consist of coarse, fine, micro-, muddy crystal quartz and chalcedony. However, they were not a diagenetic series. The silicified rocks were divided into slight, strong and crystalized silicified rocks respectively, according to the level of replacement and their texture and structure. The three groups of rocks varied transitionally in space, which shows the characteristics from strong to weak silicification. U/Th is 4.6~102.5, Σ REE is ranged from 6.12 to 18.537ppm, in the silicified rocks LREE/HREE is 7.283~94.5, δ Ce=0.251-0.413. There were both positive and negative Eu abnormality (δ Eu=1.36 in silicified rocks, δ Eu=0.37 in intense ones). δ^{18} O of 18.83 and 20.80~23.67 in crystalized and strong silicified rocks respectively. The forming temperature of crystalized and intense silicified rocks is 101~105°C and 66~98°C respectively, through the isotopic equilibrium fractionation temperature function of quartz-water.