

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

贵州晚震旦世陡山沱期磷块岩的 矿石结构及其地质意义*

周茂基 盛章琪

(贵州省地质局一一五地质队)

我们在总结贵州晚震旦世陡山沱期磷块岩的成矿规律过程中^[1], 注意研究了此磷块岩的矿石结构, 初获如下基本认识:

1. 此磷块岩具深刻反映其生因环境的“凝胶-颗粒”结构。据此可细微地划分它们的沉积岩相和古地理环境。
2. 该磷块岩的结构, 为海相磷块岩的“海源胶体化学聚沉-盆内颗粒再沉积”的生因机制和滨线沉积条件, 提供了重要信息。
3. 海相磷块岩的结构与碳酸盐岩的结构, 既类似又有异。因此, 在研究海相磷块岩的结构时, 虽可引用碳酸盐岩的若干观点, 但却应另建模式。

贵州晚震旦世陡山沱期磷块岩的结构, 以往曾被笼统含混地称为致密状、泥晶、粒状、鲕状、假鲕状、碎屑状、砂砾状, 甚至粪石等。此次我们据已知十多个磷矿区(点)的数千件薄片及部分电子显微镜的观察和粒度分析, 按生因-环境-形态的原则, 将其归纳为相对宁静环境胶体聚沉的凝胶结构和相对动荡环境簸选再沉的颗粒结构两种基本类型, 统称为“凝胶-颗粒”结构。

(一) 凝胶结构

由非晶质胶磷矿的胶状集合体组成。电镜观察为 1—9 微米的胶磷矿的羽状、放射状、火焰状凝胶团的聚集体, 部分可见胶核(图版 I-7)。后期重结晶, 可导致少数非晶质胶磷矿成粒度均匀(0.001—0.006 毫米)、边界模糊的显微晶粒状集合体。因此它虽不成碎屑颗粒, 也非同于碳酸盐岩之泥晶, 而是胶体聚沉的凝胶结构。

凝胶结构, 是该区浪基面以下的滨外沉积磷块岩的主要结构, 也见于滨线沉积之低能带。前者富含悬浮级碎屑杂质, 并因之瘠化而罕见陈化龟裂, 后者质纯, 单偏光下普遍可见陈化龟裂纹(图版 I-1)。

凝胶结构磷块岩, 或自成块体; 或成条纹、条带与泥晶白云岩等非磷物质韵律性间夹; 或成凝块状、蠕虫状、斑纹状、结核状等间于碳酸盐岩之中; 或为碎屑颗粒的填间基质; 或与磷质内碎屑相间成潮汐层理。也有部分因蓝绿藻捕陷粘结, 而成叠层石类的富藻纹层者。

* 江荣吉、胡银涛、甘立根参加过部分工作。

这些特点均反映了它是不同水深的宁静、低能环境中,胶体凝聚及藻类粘结磷酸盐的初始结构,是磷酸盐直接从介质中析出聚沉的原地沉积物。

(二) 颗粒结构

它是本区浪基面之上波浪作用带的主要矿石结构,滨外相内无或罕见。颗粒结构磷块岩,是由各种成因、形态、粒级的颗粒,与不同成分、不同结构的填间物,以多种形式结构而成的。

1. 颗粒

它是颗粒结构磷块岩的骨架组分¹⁾,本区见有盆内碎屑(简称盆屑或内碎屑)、陆源碎屑(简称陆屑)、底盘残余碎屑(简称残屑)、球粒及藻屑、藻迹、核形石、凝块石等藻生物颗粒。

(1) 内碎屑 具有各种粒度和形态的塑性颗粒、刚性颗粒、单颗粒、复合颗粒之分。但同地同层者,一般均为同类颗粒。

单颗粒的磷质内碎屑,颗粒内部也属凝胶结构,电镜扫描可见凝胶团;复合颗粒的内部结构较为复杂,它是各种固化的颗粒结构磷块岩的再破碎碎屑(图版 I-3)。内碎屑的刚性颗粒表面比较平滑,多有各种磨蚀痕迹,并常具摄集、粘结的磷质、白云质或硅质薄膜,但无风化之迹(图版 I-2);脱胎于磷质凝胶的塑性颗粒,成分多与就近凝胶结构者类似,粒度也较均一,颗粒界线模糊,多具塑性变形和印模,多属未经大的运移的就地堆积。

它们主要分布于滨线环境的边缘滩相内,纵横与凝胶,球粒结构者递变。矿层底部及潮上带者,多混入不等量的陆屑、残屑。

贵州陡山沱期磷块岩的磷质内碎屑和碳酸盐岩者一样,是沉积水域内(盆内),磷酸盐凝胶或先沉之磷块岩,因同期或准同期的介质扰动和沉积物运移等机械作用而形成的碎屑颗粒,其形成模式(图1)如:

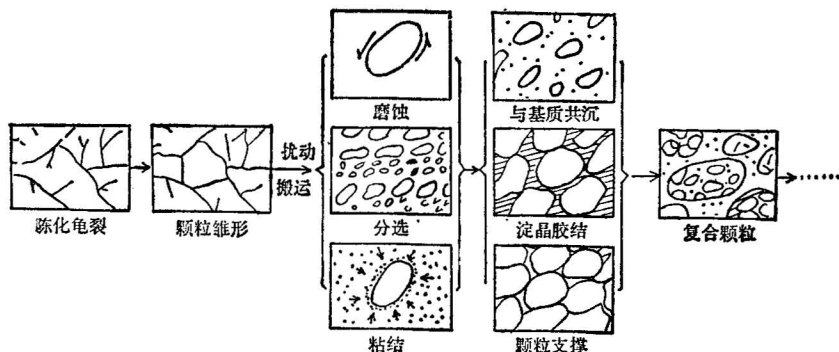


图1 磷块岩盆内碎屑生因模式图

a. 浅水扰动环境中成屑(屑化、颗粒化): 已沉磷质凝胶或前期已固化的磷块岩(凝胶结构或颗粒结构),因水动力作用,或沿底盘滑移等,而沿陈化龟裂或先期颗粒缝隙及其他薄弱面,破碎成屑或搓滚成粒;

1) 借用建筑工业之名词,又谓骨料、集料,相当于混凝土中的粒状组分。

b. 浅水动或静环境中沉屑: 磷质颗粒原地堆积或经盆内迁移、簸选后于新的环境中再沉积。视水介质能量及其化学状况, 可在低能环境中与泥质、白云质、磷质共沉而成基质填间的颗粒结构; 或因强烈扰动, 而成无填间物之颗粒支撑; 或在高能环境中堆积, 于成岩过程中被孔隙溶液之白云质、磷质、硅质淀晶胶结。经盆内运移之颗粒, 往往摄集、粘结介质中的溶质质点而具各种组分的外膜。少数被藻类粘结、捕陷而成叠层石之富屑纹层。

由此看来, 本区内碎屑结构磷块岩的颗粒状况, 反映了颗粒物质来源及成屑、搬运的历程和环境; 颗粒的分选程度、组构类别、填间组分等, 则是沉屑阶段的能量指数和沉屑场所的环境标志。

(2) 陆屑、残屑: 前者系沉积盆地外之陆源迁移碎屑, 区内主要见石英砂粒, 次为硅质岩屑、板岩岩屑及重矿物碎屑; 后者系磷矿层下伏岩石之风化残余碎屑, 或底盘岩石因冲刷、底蚀所成碎屑, 主要为粘土岩、白云岩、硅质岩屑。含磷岩组旋回间断面、冲刷面上也偶见磷块岩屑。

它们多见于潮坪地带, 与风暴浪所携之磷质刚性内碎屑混杂组成杂基劣质磷块岩, 部分见于间断面之上的磷矿层底部。它们的存在, 标志着间断、傍陆、极浅水, 它们的含量和组分等, 可资鉴别微相。

(3) 球粒: 是高度圆化的磷酸盐颗粒, 呈均粒的球形、卵形、椭圆形 (图版 I-5)。球粒内部比较纯净, 单偏光下可见陈化龟裂, 部分龟裂纹尚呈放射状, 球径大者 1 毫米, 小者 0.1 毫米, 电镜扫描见各球粒系由 1.5—2 微米厚的放射纤维状凝胶凝结层聚集而成 (图版 I-9)。球壁有时可见 0.006—0.13 毫米厚的纤维集晶状磷质、白云质环壳。

球粒一般稀疏星散于磷质凝胶基质及泥晶白云石基质中, 少数似经搬运而与内碎屑相伴。介于内碎屑与凝胶结构之递变带的低能微扰动环境中。

磷质球粒可被碳酸盐交代, 交代完全者由单个白云石组成“单晶球”, 或由数粒白云石晶体组成“多晶球”, 但其球壁之磷质环壳却多完整无瑕。

据上述特征, 我们确认此磷块岩中的球粒是低能微扰动条件下, 磷质胶体质点循内能最小原则之球形凝聚粒。

(4) 贵州晚震旦世陡山沱期滨线沉积之磷块岩中, 常见各种蓝绿藻生物: 沉积构造之叠层石类, 它们的碎屑及其中的藻迹、核形石、凝块石等, 因个体较小, 在磷块岩的组构中也属骨架、颗粒组分 (图版 I-6)。

众所周知, 虽然目前对叠层石的认识有“生物派”和“环境派”之分歧, 但两派都认为它对鉴别环境是一极佳相素——层纹石多见于潮上带, 柱状叠层石以潮间带为多, 核形石主要为潮下高能带产物。本区被视为磷块岩颗粒的核形石、藻迹、凝块石等也不例外, 它们多见于滨线沉积的潮下环境。但层纹石、柱状叠层石之碎屑 (藻屑), 属破碎后又经迁移搬运之颗粒, 已失去其单体相意, 只能表明其可能源地而已, 其碎屑堆积地之环境, 要视藻屑粒度、分选情况、填间物质及其组构而定。

2. 填间物

本区颗粒结构磷块岩之颗粒间有三种组构情况: 一是颗粒彼此紧密衔接, 之间无镶嵌物, 谓之颗粒支撑。它多是高能带强冲刷物, 部分为未经位移的塑性颗粒堆积; 二是颗粒间被与颗粒同期沉积的凝胶、泥晶、悬浮级碎屑等充填, 或颗粒孤立星散于这些基质之

中,此称基质填间,反映了低能的沉积条件;三是颗粒紧密堆积,孔隙被成岩期的孔隙溶液之淀晶所填,此即淀晶胶结,是曾经高能簸选之反映。

(1) **基质填间**: 计有泥质(粘土质、炭泥质)、白云质、磷质三种成分,分别称之为泥基、云基、磷基。磷质颗粒与它们共同沉积,星散于这些微细粒级的基质之中,呈基底式胶结。颗粒与基质性状差别大,界线清楚,低能带之球粒结构及砂屑结构多属此类。

泥质基质是宁静混浊条件下的悬浮碎屑沉积。它与一般泥质岩、粘土岩的区别,仅是含磷质颗粒较多而已;白云质基质为泥晶结构,是碱性条件下的化学沉积;磷质基质均为凝胶结构,它虽与颗粒同质,但二者世代不同,所含杂质不一,色调不同,所以界线仍清晰易辨,它是比较洁净低能环境的产物。

基质填间之颗粒结构磷块岩,除磷质基质者外,一般品位较低。

(2) **淀晶胶结**: 颗粒结构磷块岩中的淀晶胶结物与见于碳酸盐岩的具相同含意,是成岩阶段之孔隙溶液淀出的晶质胶结物。其成分除与颗粒同质的磷质外,尚有白云质、硅质,分别称为磷晶、云晶、硅晶。

磷质淀晶胶结物见两种: 一是洁净透明的纤维集晶状磷灰石,呈纤状、层纤状、针状微晶紧密集结,环绕内碎屑成环边胶结,受力破碎可与颗粒脱离而成“剥壳状”(图版 I-4); 二是 0.006—0.2 毫米明亮洁净的柱粒状磷灰石,于颗粒间隙内沿法线方向增生。电镜扫描,见淀晶与颗粒界面极为清晰,淀晶胶结物显多世代特征,初期多沿颗粒表面呈纤状垂直生长,之后则在间隙内呈放射状,并常见淀晶沿相邻颗粒表面生长速度一致而成的平整协合面(图版 I-8)。此种成岩阶段的磷质淀晶胶结,是磷块岩的又一重要成磷方式和阶段,且其磷质淀晶中一般含碘较高。

淀晶白云石也多具两个世代以上。硅质淀晶胶结物仅局部见之,它常与柱粒状磷质淀晶相伴。

颗粒结构磷块岩之填间物质的多样性,是它与颗粒结构碳酸盐岩的主要区别之一,因而颗粒结构磷块岩的组构状况,不仅是成生环境的能量指数,也是其成生环境的地球化学标志。

二

本区磷块岩的矿石结构是一普遍存在、极易检出的极佳相素,它在各个相带中具有显著不同的特征。如:

(一) 浅海盆地相磷块岩的唯一矿石结构,是含 10—20% 炭泥质、泥晶白云石、细粉砂碎屑,且不具陈化龟裂的凝胶结构,磷块岩呈结核状、条带状间于黑色页岩或黑色泥云岩中。这反映了它是在宁静、低能、混浊的环境中与悬浮级碎屑共同沉积的。在这样的条件下,非磷物质的悬浮级碎屑的存在将促进磷溶胶的凝结聚沉,而磷溶胶的聚沉也必然导致了这些悬浮杂质沉积。

(二) 浅海台地边缘滩是该区巨、富磷块岩的主要聚集带,其磷块岩主要具各粒级的内碎屑颗粒结构,其次是较纯净具陈化龟裂的凝胶结构。其具体情况因微相而异:

1. 沙坝相

多为颗粒支撑及孔隙淀晶胶结的粗砂屑—砾屑结构磷块岩,磷质颗粒以扁圆形、次圆

形的单颗粒内碎屑为主。粒径 $< 0.4\phi$ ，最大可达数分米，大小混杂，分选性很差，并具多次冲刷痕迹。砾级颗粒表面可见彼此衔痕和印模。

粒度分析资料，详见表 1、2。其粒度概率曲线形态与维谢尔波浪带浅海砂之典型——美国南卡罗来纳州塞尔夫海滩者^[2]十分相似¹⁾。但此区各总体的粒度要粗得多，甚至悬浮状态的颗粒也达 $0.4—0.15\phi$ 。沙坝相磷块岩层理不发育，呈透镜体沿岸串珠状分布。其内及近旁磷矿层内多冲刷坑槽及波痕等滨线沉积构造。底盘冲刷甚烈；波状起伏较大。反映了一种高能强烈冲刷的环境。

表 1 贵州晚震旦世陡山沱期磷块岩粒度概率曲线参数

参 数*	相 带	沙 坝	浅 滩			沙 坪
			V_1^{**}	V_2	V_3	
牵引总体	a	$< -2.8\phi$	$< 0.65\phi$	$< 0.6\phi$	$< 0.6\phi$	$< 0.25\phi$
	b	3%	2%	5%	2%	$< 1\%$
	c	35°	34°	60°	44°	50°
混合段	a	无	无	无		0.25—0.6 ϕ
	b					$< 1\%$
	c					30°
跳跃总体	a	$-2.8—0.15\phi$	$0.65—2.1\phi$	$> 0.6\phi$	$0.6—2.5\phi$	$0.6—2.2\phi$
	b	73%	94%	95%	88%	80%
	c	24°, 53°	64°	65°, 54°	67°, 53°	52°, 63°
	d	-1ϕ	无	1 ϕ	1.4 ϕ	1.4 ϕ
混合段	a	无	无	无	无	2.2—2.6 ϕ
	b					6%
	c					28°
悬浮总体	a	$-0.15—0.4\phi$	$> 2.1\phi$	无	$> 2.5\phi$	2.6—3 ϕ
	b	24%	4%		10%	13%
	c	78°	40°		77°	58°

* a. 粒度区间， b. 含量； c. 斜率； d. 冲刷回流(次总体)截点。

** V_1 , V_2 , V_3 为样号。

2. 浅滩相磷块岩

为细砂屑—粗砂屑颗粒支撑、孔隙淀晶胶结及磷质、白云质基质填间的颗粒结构磷块岩与凝胶结构磷块岩韵律性、周期性交互相夹。磷质颗粒，以单一的刚性内碎屑为主，分选较好。其粒度概率曲线的特点是：以跳跃总体为主，牵引及悬浮总体含量都很低；跳跃总体多有两个次总体，冲刷回流截点在 $1—1.5\phi$ 间；斜率大，分选好^[2] (表 1、2)。图形类似 G. S. Visher (1969) 典型环境海滩的前滨及冲刷带的美国佛罗里达州梅波特湾者^[1]。磷块岩层内平顶波痕、冲刷面、冲刷坑槽极发育，多具冲刷间断。

3. 浅海台地滩间泻湖相

是本区又一磷块岩主要聚集相带，其磷块岩主要是球粒结构及塑性砂屑结构，其次是

1) 参考《地质学报》，55 卷 4 期，第 302 页图 5。

表 2 贵州晚震旦世陡山沱期磷块岩的粒度参数及判别系数*

参 数	相 带	沙 坝	浅 滩			沙 坪
			V ₁	V ₂	V ₃	
均值 M_Z		0.51	1.51	1.44	1.7	1.78
分选系数 σ_1		0.93	0.4	0.6	0.51	0.66
偏度 SK_1		-0.31	0.03	0.95	0.26	0.18
峰态 K_G		1.9	1.27	0.94	0.77	0.86
环境判别系数		58.5615	58.1936	80.1656	62.2511	75.9479

* 粒度参数据 R. L. Folk and W. C. Ward (1957) 公式:

$$M_Z = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3} \quad \sigma_1 = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6}$$

$$K_G = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2.44(\phi_{75} - \phi_{25})}$$

$$SK_1 = \frac{1}{2} \left(\frac{\phi_{84} + \phi_{16} - 2\phi_{50}}{\phi_{84} - \phi_{16}} + \frac{\phi_{95} + \phi_5 - 2\phi_{50}}{\phi_{95} - \phi_5} \right)$$

判别系数据 B. K. Sahu (1964) 判别函数: y 海滩, 动荡浅海 $= 15.6534M_Z + 65.7091\sigma_1^2 + 18.5043K_G$

$y_x < 65.3650$ 属海滩; $y_x > 65.3650$ 属浅海。

凝胶结构。

球粒结构仅见于此相带中, 较均一的磷质球粒星散于泥晶白云石及凝胶磷质基质中, 组成云基球粒磷块岩和磷基球粒磷块岩; 滩间泻湖相的内碎屑结构, 其磷质颗粒都是粒度均一较细内含炭泥质及黄铁矿的塑性颗粒, 填间物为炭泥质及少数泥晶白云石基质; 其凝胶结构者也属较纯净具陈化龟裂类, 但以它们成条带、条纹、凝块状与泥晶白云岩相间成韵律构造为特点。内多黄铁矿、重晶石及炭泥质, 并见石膏、天青石。边缘地带具底滑包卷层理。

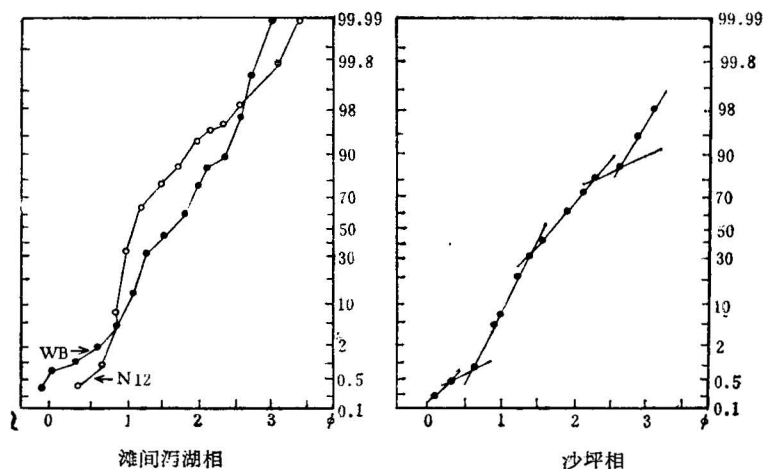


图 2 沙坪相、滩间泻湖相粒度概率曲线图

WB. 球粒磷块岩; N12. 塑性砂屑磷块岩

此相颗粒结构磷块岩的球粒、塑性内碎屑之粒度, 皆为非正态分布, 而服从于压碎物的罗辛律 (Rosin & Rammlet, 1933) (图 4)。

它的结构特点和其他相素,均反映了一种低能、半封闭、长期被淹没的潮下环境。

4. 浅海台地沙坪相

仅于比较低洼地带见透镜状劣质磷块岩。其结构为混杂大量(15—25%)陆屑、残屑的内碎屑结构。磷质颗粒以多世代的复合颗粒为主,呈稜角一次稜角状,细砂级—粗砂级,大小混杂,分选性差,颗粒表面多见氧化边,部分砾屑斜交层面成竹叶状、花瓣状;白云质、泥质及少量磷质杂基填间。粒度分析资料如图2及表1、2,其概率曲线图的特点是三总体间均有一混合过渡带。磷矿层被冲刷剧烈,高角度交错层、透镜状层理发育。

它反映了一种间歇淹没的潮上环境,磷质颗粒为风暴浪携之盆内碎屑及部分就地干裂破碎之磷质“泥皮”。

综上所述,我们将本区磷块岩的结构与岩相的关系示意如图3。

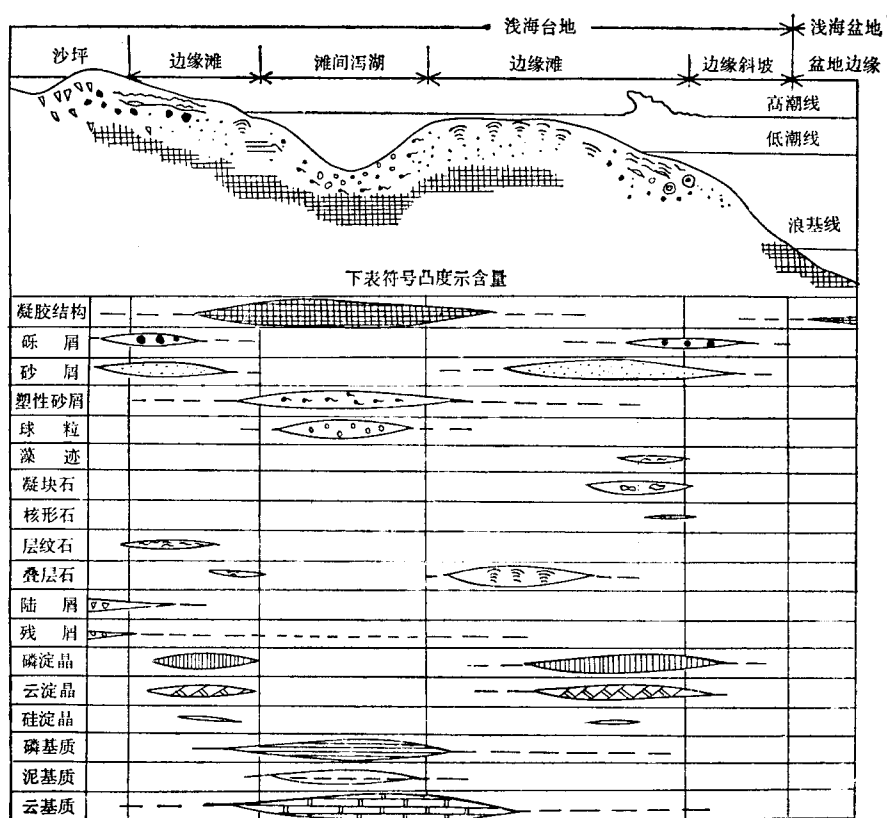


图3 贵州陡山沱期磷块岩“结构-相”模式图

三

(一) 贵州晚震旦世陡山沱期磷块岩的“凝胶-颗粒”结构特点,对海相磷块岩具普遍意义,无非描述与认识不一而已。海相磷块岩的这种结构特征的一致性,反映了它们有类似的生因机制和成生环境。

磷块岩的这种结构,揭示了它是经历了磷质的胶体聚沉、藻类捕陷粘结、盆内颗粒再沉积、成岩孔隙淀晶等多方式、多阶段的成磷作用的。浅海盆地相磷块岩,主要是胶体凝聚而成的,因而凝胶结构是其磷块岩的唯一结构。浅海台地相磷块岩,则是上述成磷作用反复累集叠加复合而成的,因而其结构多样、品位较富、矿层较厚。

磷质的胶体聚沉是磷质自溶液中析出沉积的初始阶段,它奠定了磷矿床的物质基础;磷质盆内颗粒的再沉积是形成巨、富磷块岩矿床的一个重要成矿方式和阶段。国内外著名的最大质优磷块岩矿床,其磷块岩无不以颗粒结构为主,就是这个道理。

磷质盆内颗粒的形成、簸选和聚集等,都是需要一定的介质扰动的。因而在其他条件具备的前提下,极浅水的波浪作用带,最利于形成巨、富磷块岩,其中尤以磷质来源丰富、又少陆源碎屑掺合的浅海台地等水下隆起(高地)的边缘滩为最佳。

(二) 磷块岩的结构是其生因环境的物质反映,是其沧桑演化的历史烙印,因而对其结构应进行科学的分类,并参与矿石命名。

我们根据对贵州晚震旦世陡山沱期磷块岩结构的认识,及其与国内外近百个已知各海相磷块岩的结构对比,提出的海相磷块岩($P_2O_5 \geq 8\%$, 相当磷矿物量 $\geq 20\%$ 左右者)分类方案如表 3。

表 3 海相磷块岩分类命名方案

结构类别	填间物及杂质		磷 块 岩 分 类 命 名					
			盆内碎屑	球 粒	钙 粒	生物颗粒	陆源碎屑	
颗粒结构	淀晶胶结	淀晶 > 基质	X 晶内碎屑磷块岩	—	X 晶钙粒磷块岩	X 晶生物(屑)磷块岩	X 晶陆屑磷块岩	
	基质填间	<50%	X 基内碎屑磷块岩	X 基球粒磷块岩	X 基钙粒磷块岩	X 基生物(屑)磷块岩	X 基陆屑磷块岩	
		>50%	内碎屑 X 基磷块岩	球粒 X 基磷块岩	钙粒 X 基磷块岩	生物(屑) X 基磷块岩	陆屑 X 基磷块岩	
凝胶结构	杂 质	<10%	凝胶磷块岩(重结晶者按晶粒大小命名,称 X 晶磷块岩)					
		10—25%	含 X 质凝胶磷块岩(重结晶者按晶粒大小命名,称 X 晶磷块岩)					
		>25%	X 质凝胶磷块岩(重结晶者按晶粒大小命名,称 X 晶磷块岩)					
藻类粘结			如: 叠层石磷块岩、层纹石磷块岩.....					

(三) 盆内颗粒一旦形成,他所经历的搬运、沉积等作用,就类似于陆源碎屑岩,而服从于盆内机械沉积的一般规律。我们用本区以盆内碎屑为主的颗粒结构磷块岩的粒度分析资料,所制的古地理环境,与其他相类所反映的环境也是完全吻合的。这充分说明利用粒度分析来研究盆内碎屑岩矿的岩相古地理,也同样是可行的。但盆内颗粒与陆源碎屑的搬运、沉积过程,毕竟只是类似,并不完全相同。我们所获此磷块岩的粒度分析资料与文献所载的陆源碎屑岩的环境模式也只是对应相近,仍有差别。因而我们认为陆源碎屑岩的粒度分析原则,虽适用于盆内碎屑岩矿,但应在大量实践基础上另建模式,不宜套用。

(四) 海相沉积的非陆源碎屑岩矿,特别是浪基面以上者,在其形成过程中,为取动力平衡而往往屑化和再沉积。因而它们既具有反映初始生因和条件的结构,又视环境而具有盆内扰动所成的内碎屑等颗粒结构,应是此类岩矿的普遍现象。

海相磷块岩和碳酸盐岩,虽因它们的沉积条件类似而具相近的岩矿结构,但毕竟只是类似,相近而已,差异仍是突出的。就本区磷块岩中所见,它们的主要区别有如下几点:

1. 此磷块岩由其初始的胶体聚沉生因所决定,而没有与碳酸盐岩类似的泥晶结构。常称的“泥晶磷块岩”,其实是凝胶结构及其重结晶者。

2. 此磷块岩中也未见鲕状结构,所谓“鲕粒”,实属对球粒、磷质淀晶胶结的及粘结磷质环边的内碎屑,甚至是核形石等的误称。M. I. 优赛福在《层状磷酸盐成因》一文中也认为:“作者很少见到真正的鲕石,有些报道虽然也谈到鲕状结构,很可能是误认”。我们认为部分海相磷块岩内罕见鲕粒的原因,或与它系胶体聚沉成因,以及胶体聚沉磷块岩少扰动、嫌掺合等有关。

3. 颗粒结构磷块岩的填间物质较碳酸盐岩者,更加多样,反映了磷块岩形成的地球化学、地球物理、物质供给等的变异更加频繁。

此研究工作,是在我局燕树檀总工程师指导下进行的。研究和成文过程中尚曾得到曾允孚、刘宝君、廖士范等同志的指教。电子显微镜鉴定,是中国科学院贵阳地球化学研究所闵育顺同志作。在此表示感谢。

参 考 文 献

- [1] 周茂基等,1981,贵州晚震旦世陡山沱期磷块岩的岩相古地理。地质学报,55卷,4期。
- [2] 成都地质学院陕北队,1978,沉积岩(物)粒度分析及其应用。地质出版社。

ORE TEXTURES OF THE LATE SINIAN DOUSHANTUO-AGE PHOSPHORITES IN GUIZHOU AND THEIR GEOLOGICAL SIGNIFICANCE

Zhou Maoji and Sheng Zhangqi

(No. 15 Geological Brigade, Guizhou Bureau of Geology)

Abstract

The late Sinian Doushantuo-age phosphorites in Guizhou are characterized by gel and granular textures which profoundly reflects the environment in which they were formed. These textures provide important information for judging the sedimentary facies and paleogeographical environment of the phosphorites and for understanding the mechanism of chemical coagulation and precipitation of marine colloids and redeposition of grains in basins for marine phosphorites as well as the conditions of shoreline deposition.

The gel texture composed of colloidal aggregates of non-crystalline collophane is the initial texture of phosphates formed by coagulation of phosphatic colloids and bonding of algae in a tranquil, low-energy environment with different water depths. It is an in-situ sediment resulting from removal of phosphates directly from the media by coagulation and settling, and provides a material basis for phosphate deposits. The gel texture is the main texture of the phosphorites deposited off shore below wave base, and may also be found in the low-energy zone of shoreline deposition.

The granular texture formed by such phosphatic particles as intraclasts, spherulites and algal fragments as well as interstitial materials of different compositions and textures in various forms of fabric is the product of granulation and redeposition of phosphate gels or consolidated phosphorites under shallow-marine stirring conditions. It is an important phosphogenic way and stage for large, high-grade phosphorite deposits. This is also the reason why paleogeographically famous, large, good-quality phosphorite deposits both at home and abroad mostly occur in extremely shallow-marine zones of wave action such as submarine highland and why their phosphorites mainly show a granular texture.

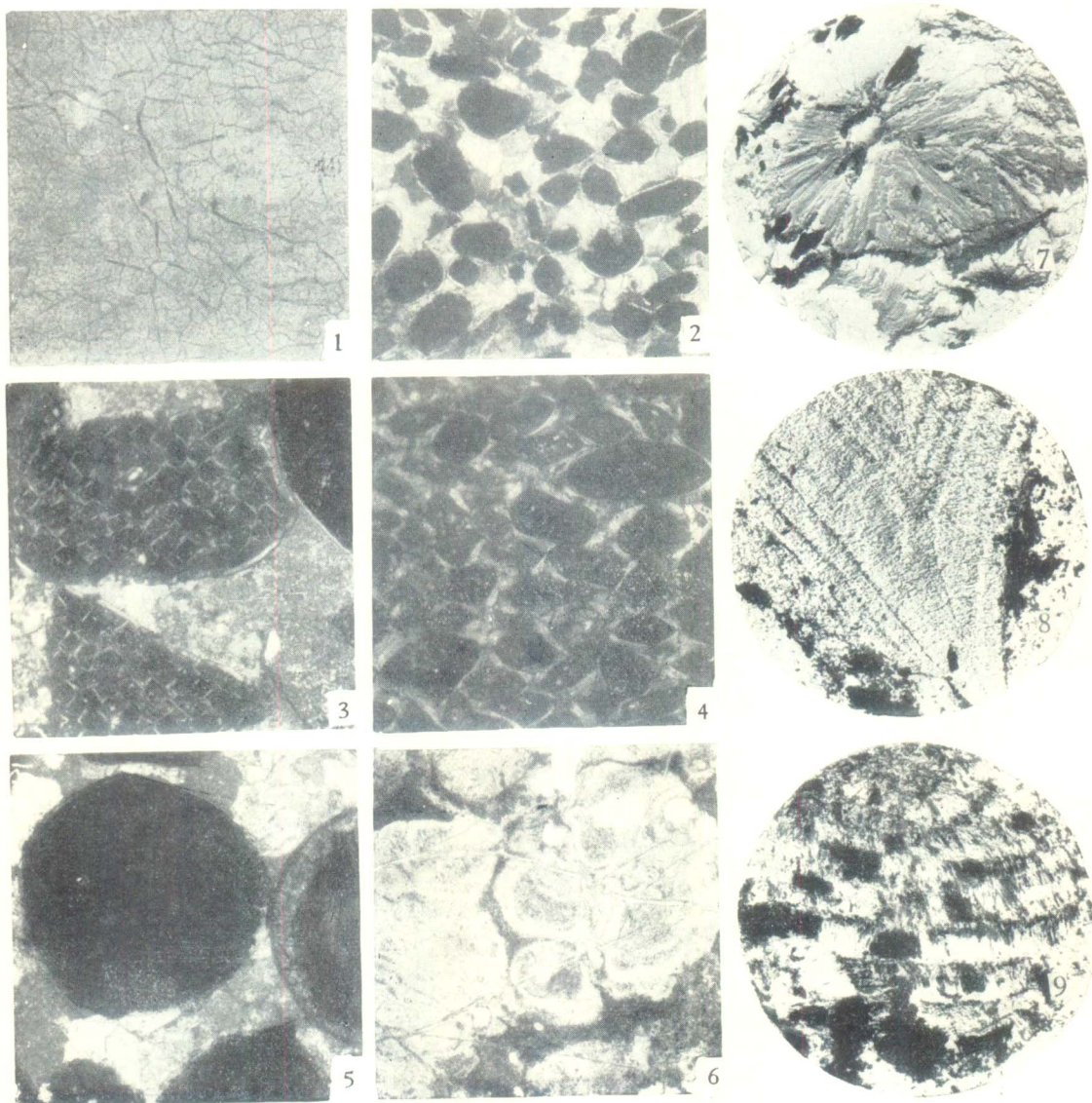


图 版 说 明

1. 浅海台地相磷块岩的凝胶结构。无杂质、具陈化龟裂。单偏光 $\times 20$ 。 2. 云基砂屑磷块岩。磷质颗粒(黑色)边缘粘结有磷质环壳(白色), 基质为重结晶的白云石(灰白色)。单偏光 $\times 20$ 。 3. 磷质复合颗粒(黑色)、白云石基质(灰色)。正交偏光 $\times 20$ 。 4. 纤状、层纤状磷灰石淀晶胶结的磷质砂屑颗粒。正交偏光 $\times 20$ 。 5. 磷质球粒, 基质为重结晶的白云石。正交偏光 $\times 56$ 。 6. 凝块石磷块岩。单偏光 $\times 56$ 。 7. 凝胶结构磷块岩的电镜扫描图象。 $\times 7500$ 。 8. 两个颗粒(左、右下侧)间渐次晶出的磷质淀晶构成平整的协合界面。电镜 $\times 2750$ 。 9. 球粒电镜扫描图象。 $\times 2750$ 。