

海州式磷矿床地质特征及其成矿模式

熊先孝 姚超美

(化工部化学矿产地质研究院, 涿州)

提 要: 海州式磷矿成矿物质有多种来源。磷元素在地壳发展过程中, 随着磷矿成矿作用不同阶段物化条件等改变而变化。将成矿划分为沉积、变质及改造三阶段。中元古代早期海州群锦屏组, 肥东群双山组, 宿松群柳坪组和虎踏石组及红安群七角山组下段为其“源”, 磷块岩形成后, 由于变质、混合岩化交代和风化淋滤作用, 使磷质活化, 在一定的空间富集成矿。

主题词: 磷矿床 沉积相 矿物学 成矿模式 海州式

1 区域地质

矿床分布于海州-大悟一带, 位于扬子板块由南向北俯冲形成的大致东西向高压低温变质带^[1]。其北为中朝大陆板块, 南为扬子板块, 磷矿沿秦岭岛弧系的桐柏古陆与大别古陆边缘呈东西向带状展布。

1.1 地层

区内出露的地层主要为前震旦纪变质岩系。按岩性、变质程度及接触关系可将其分为上、中、下三套。

下部主要为黑云斜长片麻岩、角闪斜长片麻岩、白云斜长片麻岩、大理岩等, 它们岩性单一、均一化程度高, 变质程度达到了铁铝榴石角闪岩相。其原岩主要是砂泥质岩、火山岩。根据胶南群、大别群锆石 U-Pb 同位素 $1900 \times 10^6 \sim 2400 \times 10^6$ a, 个别样达到 2900×10^6 a 的年龄值 (化工部地质研究院, 1992), 将其划为下元古—太古代。

中部为变质含磷岩系和变质火山岩。分上、下两层: 下层 (锦屏组等, 表 1) 为白云质大理岩、云母石英片岩夹磷灰岩、白云斜长变粒岩及浅粒岩等组成的含磷岩系; 上层为斜长浅粒岩、变粒岩、片麻状片岩、钠长云母石英片岩及蓝晶石片岩等组成的变质火山岩。其同位素年龄资料, 均介于 $800 \times 10^6 \sim 1900 \times 10^6$ a 间 (化工部地质研究院, 1992)。结合区域地层产出情况及微古资料, 按国际地层时代对比表 (王鸿祯, 1989), 将其划为中元古代 (表 1)。

最上部的上元古界浅变质岩称张八岭群等, 它主要由千枚岩、石英角斑岩、凝灰岩及大理岩等组成。

熊先孝, 男, 34 岁, 工程师, 从事地质勘探和矿床学研究。邮政编码: 072754

1995-4-3 收稿, 1995-12-18 修改回

表 1 研究区区域地层对比表

Table 1. Stratigraphic correlation of the studied region

	海州地区 (1)	肥东地区 (2)	宿松地区 (2)	大悟地区 (3)
震旦系	震旦系	震旦系	震旦系	震旦系
上元古界	张八岭群	张八岭群	张八岭群	耀岭河群
中元古界	海州群	肥东群	宿松群	红安角山群
下元古界	胶南群	闽集群	大别山群	大别山群
太古代	太古代	太古代	太古代	太古代
	云台组	桥头集组	蒲河组	塔耳岗组
	锦屏组	双山组	虎路石组	麻盘寨组
	胸山组	大横山组	柳坪组	七上段
	坪上组	浮楼山组	大新屋组	下段
	沐边组		程家河组	飞虎山组
	苍山组		桥岭组	麻桥组
			刘畈组	铁冶组
			文家岭组	包头河组
			水竹河组	河铺组
			英山河组	方家冲组
			包头河组	
			河铺组	
			方家冲组	

1.2 构造

海州式磷矿床位于扬子、华北两板块拼合带的秦岭褶皱系中。中生代以来北北东向滨太平洋构造的平移作用使原始构造层迁移错开达 700 余公里^[2]。郯庐断裂带将成矿带分为东西两个区。东部地区展布有两个方向褶皱，其中北北东向褶皱分布于海州地区，锦屏倒转背斜是控制海州地区磷矿床的主要背斜构造。西部地区为桐柏-大别褶皱系，桐柏山复式背斜带大悟褶皱束是控制大悟地区磷矿床的主要背斜构造；大别山复式背斜带浠水褶皱束控制了宿松地区磷矿床的分布。

从已获得资料分析，长期多次构造活动使磷层位发生了多次断裂、褶皱，对矿体改造明显。断裂对矿体主要是起破坏作用。褶皱使矿层层数增多、厚度增大。

1.3 混合岩

根据区内混合岩结构构造特点、基体与脉体的比例、相互作用方式及混合岩化程度，将区内混合岩划分为混合质岩石、眼球状混合岩、均质混合岩、混合花岗岩及混合花岗片麻岩五种基本类型。

混合岩体从外向中心主要按变质岩带、混合岩带和混合花岗片麻岩带展布。中心混合花

岗片麻岩带极不均匀，宏观上呈似层状，主要由斑状黑云母花岗片麻岩、混合花岗片麻岩等组成。经原岩恢复它们是泥质岩和酸性火山岩在变质作用基础上，进一步经混合岩化交代和部分熔融作用而成。混合岩带，岩石较均匀，主要由均质混合岩、混合花岗岩及眼球状花岗岩等组成。经原岩恢复，主要由石英砂岩、泥质砂岩及酸性火山岩经变质、混合岩化交代作用而成。变质岩带，宏观上呈似层状，主要由黑云母斜长片麻岩、二长斜长片麻岩、角闪斜长片麻岩、云母石英片岩及含磷大理岩组成。变质岩残余层组成表现为十分复杂的塑性揉皱状态。其原岩主要由砂岩、杂砂岩、白云岩及火山岩变质而成，仅局部地段达到了混合岩化阶段。

混合岩化作用的特点为：① 混合岩化作用是区域变质作用进一步发展的结果，混合岩在空间上分布受地质构造控制；② 混合岩化作用有鲜明的选择性，大理岩、角闪质岩石难以发生混合岩化，长英质岩石混合岩化较普遍；③ 混合岩化作用可分为变质阶段和碱性交代两个阶段；④ 混合岩化作用过程中，磷酸盐矿物一改“惰性”特点变为活性较大的组分，并产生一定距离的迁移与富集。

1.4 含磷岩系岩石及原岩

根据野外地质观察、岩石特征、矿物组合、岩石矿物化学分析、地球化学特征、直观对比及副矿物等方法对含磷岩系的各类岩石进行了信息聚焦综合恢复（图 1），结果如表 2。

表 2 各类变质岩及其原岩

Table 2. Various metamorphic rocks and their protoliths

成因	变质岩类型	原岩名称
副变质岩	片岩	砂岩、泥岩、杂砂岩
	磷灰岩	磷块岩
	大理岩	白云岩
	石英岩	石英砂岩、钙、泥质砂岩
正变质岩	片麻岩	火山岩
	浅粒岩	酸性火山岩
	变粒岩	酸性火山岩
	角闪质岩石	基性火山岩

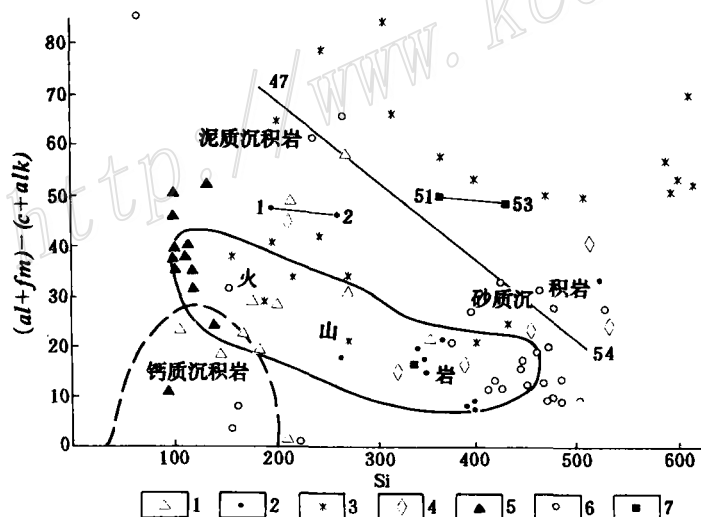


图 1 $(al+fm) - (c+alk) - Si$ 图解

1—云母片岩；2—石英岩；3—石英片岩；4—钠长片麻岩；5—角闪片岩；6—浅粒岩；7—斜长片麻岩

Fig. 1. $(al+fm) - (c+alk)$ versus Si diagram.

1—Mica schist; 2—Quartzite; 3—Quartz schist; 4—Albite gneiss; 5—Amphibole schist; 6—Leuco-leptynite; 7—Plagioclase gneiss.

1.5 磷酸盐的沉积相

1.5.1 岩石组合类型 我们选择了29个剖面,计算出岩石的百分率,按岩石类型组合,将其划分为碎屑岩、含磷碎屑岩、碎屑质磷质碳酸盐岩、碳酸质磷质碎屑岩及碎屑质碳酸盐岩^[3]。与磷矿关系密切的岩石组合为含磷碎屑岩、碎屑质磷质碳酸盐岩及碳酸质磷质碎屑岩。

1.5.2 剖面与沉积相 为了阐明磷块岩的富集环境,我们选择有代表性的两个剖面进行分析。

(1) 大悟黄麦岭矿区 ZK853 剖面沉积相, 从下向上可分为4层:

锰质碳酸岩层(层位1): 该剖面底部发育此层, 岩性主要为锰质大理岩, 是露出水面的标志, 说明水体较浅, 为岸线台坪相沉积。

含磷泥、砂质岩层(层位2): 位于锰质大理岩之上、岩性主要为含磷浅粒岩, 并夹有大理岩层, 为岸线台坪相沉积。

磷块岩层(层位3): 岩性主要为含磷浅粒岩与矿层互层, 水动力条件较强, 属台地相沉积。

泥岩层(层位4): 位于剖面顶部, 岩性主要为含磷石英片岩与白云石英片岩, 台地边缘相沉积。

(2) 海州陶湾19线剖面, 该剖面明显反映出两个沉积旋回, 分别沉积了上下两个含磷层。下向上可分为:

砂、泥、钙质岩层(层位1): 岩性为含砾石英白云母片岩, 砾石成分为石英, 颗粒一般细小, 为原始沉积的底砾岩, 其上为白云质较多的灰岩, 属岸线台坪环境。

泥岩、钙质泥岩层(层位2): 岩性为片岩、二云石英片岩、钙质片岩, 属浅海台地相沉积。

磷块岩层(层位3): 磷块岩, 其中夹钙质片岩、大理岩, 属浅海台地相沉积。

碳酸盐岩层(层位4): 在矿层之上发育此碳酸盐岩, 表明海水变深, 为台地边缘相。

5、6层与2、3层沉积情况相似, 属浅海相区台地相沉积; 7层为上、下两矿层之间的夹层, 岩性为砂岩、片岩, 属岸线台坪环境; 8、9、10层与2、3、4层宏观面貌相似, 也是由台地相过渡为台地边缘相; 11、12由台地边缘相过渡为台地相。

综上所述, 尽管各剖面中岩相发育程度不同, 但都有相同的层序, 即从下向上为: 岸线台坪相—台地相—台地边缘相, 磷块岩均形成于台地相边缘滩中。

1.5.3 沉积模式 根据沉积相在横向和纵向上的变化规律, 建立了该成矿区中元古代早期含磷岩系沉积模式图(图2)。本区可划分为以下三个相:

岸线台坪相: 主要分布于桐柏古陆、大别古陆边缘, 位于平均高潮面之上, 潮汐影响小, 是一种静水沉积。沉积物多为含泥质较多的白云岩, 此外由于常露出水面遭受氧化往往有锰土层。

台地相: 主要分布于大悟区双峰尖凸起、大磊山凸起的北侧, 宿松地区的柳坪、二郎河, 肥东地区的桥头集、马龙山、双山, 海州地区的陶湾、锦屏、大浦及濠洪, 属浅海相区台地相, 位于岸线台坪与台地边缘之间, 为磷块岩的主要沉积部位。在此相分布区存在许多沉积浅滩, 浅滩上环境开阔, 有利于磷质的带入, 且水动力较强, 以波浪和潮汐作用为主, 对正沉积的含磷软泥或半固结的磷块岩进行冲刷, 充分簸选, 去掉粘土质及碳酸盐杂质, 进而富集成矿。

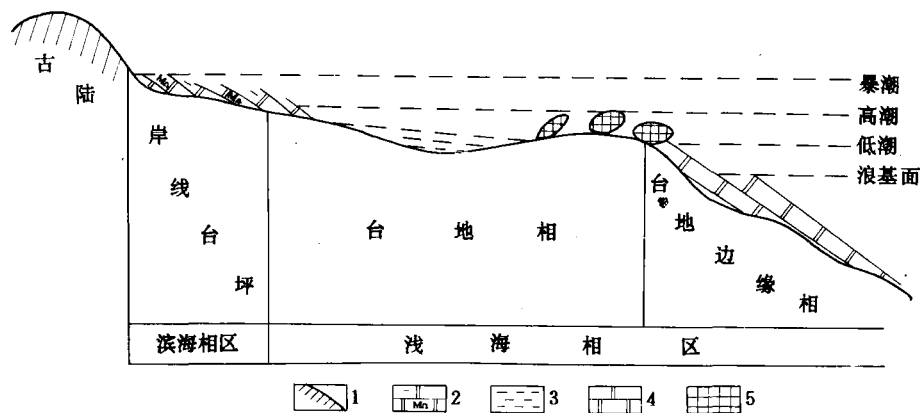


图2 海州-大悟中元古代早期含磷岩系沉积模式图

1—古陆; 2—白云岩, 底部有锰土层; 3—泥质岩; 4—碳酸盐岩; 5—磷块岩

Fig. 2. Depositional model for the early Middle Proterozoic phosphate-bearing rocks from Haizhou to Dawu.

1—Old land; 2—Dolomite, with wad bed at the bottom; 3—Argillite; 4—Carbonate rock; 5—Phosphorite.

台地边缘相: 主要分布在海州地区的灌云, 宿松地区的梅州市, 大悟地区的英山、黄陂等地。当时海水较深, 沉积物厚度较大, 并含有硅质, 深水碳酸盐发育。

2 矿床地质

2.1 磷矿体形态

矿体形态以层状、似层状为主, 少部分呈透镜状、脉状及不规则状。

2.2 矿石特征

2.2.1 矿石的组构 矿石结构主要有花岗变晶结构、鳞片变晶结构、鳞片花岗变晶结构、淋滤残余结构及碎裂结构。矿石构造主要有片状构造、片麻状构造、条带状构造、块状构造、角砾状构造及土状构造。

2.2.2 矿石类型 根据矿石中脉石矿物成分大致分为磷灰岩、硅质长石质磷灰岩、云母质磷灰岩、硅质磷灰岩、锰质磷灰岩及白云质磷灰岩等六种类型^[4]。

磷灰岩: 分布广泛, 矿石矿物为粒状磷灰石紧密镶嵌, 含量在 80%~90%, 多形成于地表风化带, 被淋滤溶蚀孔洞发育, 孔洞中往往有锰土充填, 碳酸盐矿物很少。暗灰—灰白色, 细粒花岗变晶结构, 部分矿石保留有原生胶磷矿的变余球粒或变余泥晶结构。

硅质长石质磷灰岩: 灰白、青灰色—灰绿色, 风化后为褐黄色。花岗变晶、鳞片花岗变晶结构, 条带状、块状构造。磷灰石含量为 20%~80%。脉石矿物主要为石英、斜长石、微斜长石、方解石、白云石等, 其次为绿帘石并含少量云母、黄铁矿等。

云母质磷灰岩: 灰青、灰绿、灰白色, 风化后多为褐黄色, 鳞片粒状变晶结构, 片状构造。磷灰石含量为 15%~90%。脉石矿物主要为白云母、黑云母, 其次为石英、斜长石、微斜长石、绿泥石及碳酸盐矿物等, 含少量的黄铁矿、铁锰矿等。

硅质磷灰岩: 灰白—青灰色, 花岗变晶结构, 条带状、块状结构。磷灰石含量为 15%~

80%。脉石矿物主要为石英、玉髓,还有少量的白云母、黑云母、黄铁矿等。

锰质磷灰岩:深褐色,杂米黄色。主要分布于地表或浅部。按结构构造和矿物组分为两种:一种由白云质磷灰岩风化而成,矿石呈松散土状,粒度较细。矿石矿物为磷灰石,脉石矿物主要为石英,其次为软锰矿、硬锰矿、褐铁矿等。另一种由硅质白云质磷灰岩风化而成。矿石常见有破碎的石英碎块,含褐铁矿、软锰矿、硬锰矿、石英、粘土物质及少量的胶磷矿、方解石、白云母等。

白云质磷灰岩:灰色—青灰色,细粒变晶结构、块状条带状构造。磷灰石含量达20%~60%,其次为石英,还有少量白云母、黄铁矿、铁锰矿物。磷灰石呈粒状分散嵌布于碳酸盐矿物间,或集中成微细的条带与碳酸盐矿物互层形成条带。

2.2.3 矿石组分 主要矿石类型样品化学分析结果见表3,磷的富集特征如表4。

表3 海州式磷矿床矿石化学分析结果

Table 3. Analyses of ores from the Haizhou type phosphorite deposits

序号	编号	位置	名 称	化 学 成 分 (%)										
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
1	94H40	大悟	白云质磷灰岩	7.92	0.02	1.02	1.70	0.18	0.59	1.14	46.88	0.12	0.37	34.43
2	91S56	宿松	白云质磷灰岩	19.65	0.04	0.62	0.30	1.00	0.07	0.50	43.48	0.06	0.06	31.89
3	91S67	宿松	硅质长石质磷灰岩	42.48	0.57	8.04	3.14	0.07	0.12	0.65	20.12	0.28	5.36	15.76
4	91SP8	宿松	云母质磷灰岩	34.50	1.02	5.29	2.62	0.14	0.10	0.72	26.38	0.40	2.53	22.90
5	91SP12	宿松	云母质磷灰岩	32.00	0.50	6.15	1.80	0.037	0.027	0.76	30.02	0.41	2.34	23.31
6	91JP45	海州	白云质磷灰岩	4.15	0.14	1.44	1.50	0.07	0.06	0.68	49.78	0.09	0.52	36.10
7	91J76	海州	白云质磷灰岩	1.15	0.01	0.23	0.42	1.00	0.49	1.32	51.82	0.08	0.01	30.19
8	91F4	肥东	硅质长石质磷灰岩	57.34	0.46	6.98	1.30	1.00	0.10	1.00	13.80	0.80	5.61	10.64
9	90H136	大悟	硅质长石质磷灰岩	58.88	0.49	7.66	5.27	0.12	0.18	1.46	9.38	0.12	4.73	6.83
10	91SP14	宿松	硅质长石质磷灰岩	60.04	0.30	13.56	4.11	0.56	0.11	0.58	7.05	0.46	3.99	6.01
11	91F27	肥东	硅质长石质磷灰岩	42.90	0.28	3.29	0.63	1.00	0.06	1.45	25.76	0.27	3.42	19.24
12	91JP38	海州	锰质磷灰岩	24.93	0.22	5.64	4.56	0.43	1.62	2.93	29.71	0.08	1.78	15.35
13	91F25	肥东	云母质磷灰岩	14.51	0.16	3.44	1.38	1.00	0.10	0.04	42.07	0.42	1.83	30.10
14	91JP65	海州	白云质磷灰岩	1.60	1.00	0.16	0.32	1.00	0.41	0.56	53.54	0.06	0.17	32.90
15	91SP9	宿松	锰质磷灰岩	4.31	0.05	1.26	3.65	1.00	1.71	0.26	47.26	0.05	0.10	33.95
16	91H39	大悟	锰质磷灰岩	17.84	0.09	1.93	4.03	0.12	0.90	4.75	35.06	0.38	1.44	22.50

序号	编号	位置	名 称	化学成分(%)				CaO	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CO ₂	F
				CO ₂	F	灼失	总量	P ₂ O ₅	CaO	P ₂ O ₅	P ₂ O ₅	P ₂ O ₅	P ₂ O ₅
1	94H40	大悟	白云质磷灰岩	2.88	3.20	3.28	100.85	1.36	0.024	0.23	0.029	0.084	0.092
2	91S56	宿松	白云质磷灰岩	0.19	2.67	0.34	99.68	1.36	0.011	0.62	0.019	0.006	0.084
3	91S67	宿松	硅质长石质磷灰岩	0.27	1.18	1.12	98.89	1.28	0.033	2.70	0.51	0.017	0.075
4	91SP8	宿松	云母质磷灰岩	0.18	2.03	1.04	99.57	1.15	0.027	1.51	0.231	0.008	0.089
5	91SP12	宿松	云母质磷灰岩	0.18	1.90	1.11	100.37	1.29	0.025	1.37	0.264	0.008	0.082
6	91JP45	海州	白云质磷灰岩	1.71	3.38	2.27	100.20	1.38	0.014	0.12	0.04	0.047	0.094
7	91J76	海州	白云质磷灰岩	11.18	1.51	13.91	101.14	1.72	0.025	0.04	0.008	0.37	0.06
8	91F4	肥东	硅质长石质磷灰岩	1.45	0.64	2.22	100.89	1.30	0.072	5.39	0.656	0.136	0.06
9	90H136	大悟	硅质长石质磷灰岩	1.10	0.60	3.45	99.17	1.37	0.156	8.62	1.122	0.161	0.088
10	91SP14	宿松	硅质长石质磷灰岩	0.05	0.50	2.82	100.15	1.17	0.082	9.99	2.256	0.008	0.093
11	91F27	肥东	硅质长石质磷灰岩	1.00	1.32	1.52	100.14	1.34	0.056	2.23	0.171	0.052	0.068
12	91JP38	海州	锰质磷灰岩	8.52	1.24	0.70	(H ₂ O)	1.94	0.098	1.62	0.361	0.565	0.081
13	91F25	肥东	云母质磷灰岩	2.61	1.94	3.41	99.40	1.40	0.001	0.48	0.114	0.087	0.064
14	91JP65	海州	白云质磷灰岩	7.43	1.78	8.00	99.50	1.63	0.01	0.05	0.005	0.226	0.054
15	91SP9	宿松	锰质磷灰岩	1.68	3.31	4.27	100.18	1.39	0.006	0.13	0.037	0.049	0.097
16	91H39	大悟	锰质磷灰岩	9.18	2.20	8.41	99.69	1.56	0.135	0.79	0.086	0.408	0.098

注:由化工部化学矿产地质研究院测试中心测试,1992

表 4 磷的富集特征

Table 4. Characteristics of phosphatic enrichment

比值	磷质富集区间	特 征
$\frac{\text{CaO}}{\text{P}_2\text{O}_5}$	1.5~2	在白云质磷灰岩中, 随着比值降低, P_2O_5 含量增加, 即比值越低越利于磷质富集
$\frac{\text{MgO}}{\text{CaO}}$	0.001~0.23	镁含量低比值小时, 利于磷质富集
$\frac{\text{SiO}_2}{\text{P}_2\text{O}_5}$	0.04~3	石英含量低比值小时, 利于磷质富集
$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{P}_2\text{O}_5}$	0.019~0.05	在硅质磷灰岩中, 随比值增加利于磷质富集。白云质磷灰岩中, 随比值增加而不利磷质富集
$\frac{\text{CO}_2}{\text{P}_2\text{O}_5}$	<0.25	利于硅质磷灰岩、锰质磷灰岩、硅质长石质磷灰岩、云母质磷灰岩沉积
	>0.25	利于磷灰岩、白云质磷灰岩沉积, 当 CO_2 含量增加, 比值增大, 不利于磷质沉积
$\frac{\text{F}}{\text{P}_2\text{O}_5}$	0.075~0.1	随比值增大不利于白云质磷灰岩、硅质磷灰岩、磷灰岩的沉积, 利于锰质磷灰岩的沉积与磷质的富集

2.3 矿物学特征

2.3.1 矿物形态 磷灰石呈变余胶状、结晶粒状, 自形—他形晶。显微镜下, 磷灰石多呈六方短柱状、晶簇状定向排列。局部常残余有胶磷矿, 常见裂纹与碳线分布。偶见磷灰石扭曲呈反“S”状排列。磷灰石有时被石英交代成港湾状。电子显微镜下, 可见变余的胶磷矿表面裂纹, 矿物已全部变为磷灰石。磷灰石球粒边缘结晶粗大, 而球粒中间磷灰石晶体细小。

2.3.2 磷灰石红外光谱特征 9 个磷灰石矿物 PO_4^{3-} 离子的谱带位置和吸收强度及其谱线如图 3。

2.3.3 磷灰石的化学组成 7 个磷灰石矿物化学全分析结果 (表 5), 按六方晶系磷灰石晶簇晶体化学式求出了海州式磷矿磷灰石的化学式 (表 6)。

综合磷灰石的自然形态、红外光谱及晶体化学式, 可以确定矿石矿物有两种类型: 一种为氟磷灰石; 另一种为微碳氟磷灰石。

表 5 磷灰石单矿物化学成分 (%)

Table 5. Chemical composition of individual apatite (in percentage)

样号	P_2O_5	CaO	TFe_2O_3	Al_2O_3	TiO_2	SiO_2	MgO	MnO	SrO	F	CO_2	TR_2O_3	合计
HP36	24.11	54.31	0.51	0.08	0.13	0.38	0.05	0.08	0.12	3.40	0.15	0.24	101.56
H40	41.90	55.45	0.28	0.03	0.02	<0.01	0.08	0.03	0.14	3.00	0.34	0.50	101.77
S25	41.72	54.98	0.16	0.06	0.20	0.28	0.03	0.01	0.20	3.55	<0.01	0.74	101.93
S56	41.86	55.29	0.08	0.01	<0.01	0.58	0.06	0.02	0.05	3.70	0.14	0.03	101.82
JP45	41.80	55.23	0.35	0.06	0.06	0.58	0.03	0.03	0.11	3.82	0.32	0.14	102.53
J65	42.63	54.82	0.96	<0.01	<0.01	0.22	0.05	0.07	0.08	3.40	0.31	0.02	102.56
F13	40.55	54.51	0.32	0.07	0.32	1.80	1.80	0.04	0.17	2.90	<0.01	0.52	101.38

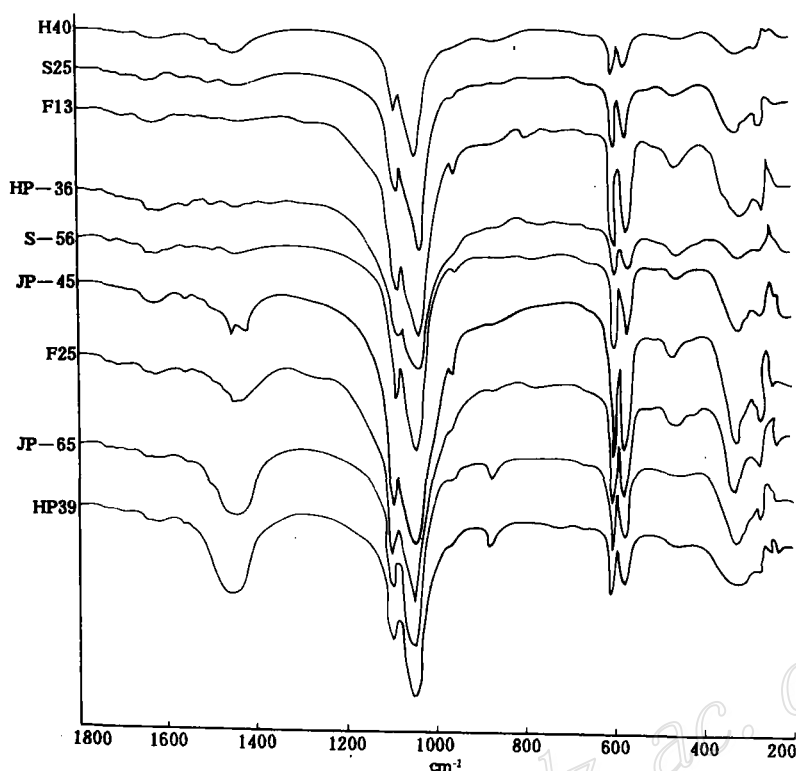


图3 磷灰石的红外光谱谱线图

Fig. 3. Infrared absorption spectra of apatites.

表6 磷灰石晶体化学式及矿物名称

Table 6. Crystallochemical formulae and names of apatites

样号	晶胞参数		矿物化学式	矿物名称
	a_0	c_0		
HP36	9.3719	6.8827	$(\text{Ca}_{4.90}\text{Fe}_{0.03}\text{Sr}_{0.01}\text{TR}_{0.01})_{4.95} [(\text{P}_{2.99}\text{Ti}_{0.03}\text{C}_{0.02})_{3.05}\text{O}_{12}] \text{F}_{0.90}$	氟磷灰石
H40	9.3818	6.8935	$(\text{Ca}_{5.00}\text{Fe}_{0.02}\text{Sr}_{0.01}\text{TR}_{0.01})_{5.04} [(\text{P}_{2.99}\text{C}_{0.04})_{3.05}\text{O}_{12}] \text{F}_{0.80}$	微含碳氟磷灰石
S25	9.3819	6.8926	$(\text{Ca}_{4.97}\text{Fe}_{0.01}\text{Sr}_{0.01}\text{TR}_{0.01})_{5.00} [(\text{P}_{2.98}\text{Ti}_{0.01}\text{Si}_{0.02})_{3.01}\text{O}_{12}] \text{F}_{0.95}$	氟磷灰石
S56	9.3653	6.8832	$(\text{Ca}_{4.93}\text{Fe}_{0.01})_{4.94} [\text{P}_{2.95}\text{Si}_{0.05}\text{C}_{0.02})_{3.02}\text{O}_{12}] \text{F}_{0.97}$	氟磷灰石
JP45	9.3654	6.8829	$(\text{Ca}_{4.92}\text{Fe}_{0.02}\text{Sr}_{0.01})_{4.95} [(\text{P}_{2.94}\text{Si}_{0.05}\text{C}_{0.04})_{3.03}\text{O}_{12}] \text{F}_{1.00}$	微含碳氟磷灰石
J65	9.3690	6.8797	$(\text{Ca}_{4.87}\text{Fe}_{0.06})_{4.93} [(\text{P}_{2.99}\text{Si}_{0.02}\text{C}_{0.04})_{3.05}\text{O}_{12}] \text{F}_{0.89}$	微含碳氟磷灰石
F13	9.3698	6.8936	$(\text{Ca}_{4.94}\text{Fe}_{0.02}\text{Mg}_{0.02}\text{Sr}_{0.01}\text{TR}_{0.01})_{5.00} [(\text{P}_{2.90}\text{Ti}_{0.02}\text{Si}_{0.15})_{3.07}\text{O}_{12}] \text{F}_{0.77}$	氟磷灰石

2.3.4 磷灰石稀土元素特征 7个磷灰石稀土元素含量分析结果表明,磷灰石 ΣREE 变化较大,最高达 736.91×10^{-6} ,最低者为 21.04×10^{-6} 。 $(\text{La}/\text{Yb})_n$ 为2.99~14.10。磷灰石稀土元素模式如图4。其分布模式有明显的差别。91J65、91S56样品与沉积磷块岩稀土元素分布模式

类似, 91F13 样品与碳酸盐岩脉中磷灰石稀土元素分布模式类似, 其它样品与花岗岩、花岗伟晶岩型磷灰石稀土元素分布模式类似^[5]。可以推断磷矿及含磷岩系岩石物质来源是多方面的。

3 成矿模式

在研究海州式磷矿床成矿规律的基础上, 结合板块构造运动及现代成矿理论将其分为三个成矿阶段, 即沉积成矿阶段、变质成矿阶段及后期改造阶段。

沉积阶段: 来自火山喷发、火山碎屑物及陆源碎屑风化淋滤的磷质进入海水, 随洋流翻卷在古陆边缘及水下凸起的四周浅海相区台地相沉积下来。由于波浪和潮汐作用, 对正沉积的含磷软泥或半固结的磷块岩进行冲刷, 充分筛选, 在台地相边缘富集形成磷块岩矿床。

变质成矿阶段: 早期以变质改造“再活化”为主, 晚期则具有混合岩化交代重结晶的特征。① 区域变质作用的整个演化过程, 基本上是在固态条件下进行的。变质初期, 磷块岩大部分受力碎裂为大小不等的碎块。在外力作用下, 邻近的矿物碎块不同程度地相互混杂, 并按一定方式排列。随着变质程度的加深, 在新的物、化条件下, 磷块岩碎块不稳定, 与其它的矿物碎块发生化学反应, 相互交换且生成适应新环境的磷灰石晶块。与此同时, 磷块岩碎块周边和裂隙部位出现局部熔蚀, 被熔蚀的部分进入流体, 并在磷块岩碎块边缘部位成核长大形成磷灰石晶块、晶体。随着压力、温度的升高和新的变质反应的出现, 变质残留体在磷灰石周边发生结晶作用, 既可形成磷灰石外环, 也可以形成单独成核的磷灰石晶体。② 混合岩化交代作用是变质改造进一步发展的产物^[6]。磷灰石晶块、晶体及周围一般有填隙流体存在, 流体中的物质与碎块和晶体以同构方式结晶, 最终使晶块发育成一个完整的单晶颗粒和使完整的晶体变得更大。变质和混合岩化过程中有不同期次和阶段的产物生成。因此, 上述生成顺序可能出现程度不同的多次重复。

后期改造阶段: 不同期次的褶皱使磷灰石矿层加厚。断裂构造、岩浆的侵入主要是切断、吞蚀矿体。热液活动对矿体影响不大。风化淋滤作用主要使近地表矿层中碳酸盐流失, 磷质富集形成风化磷矿 (图 5)。

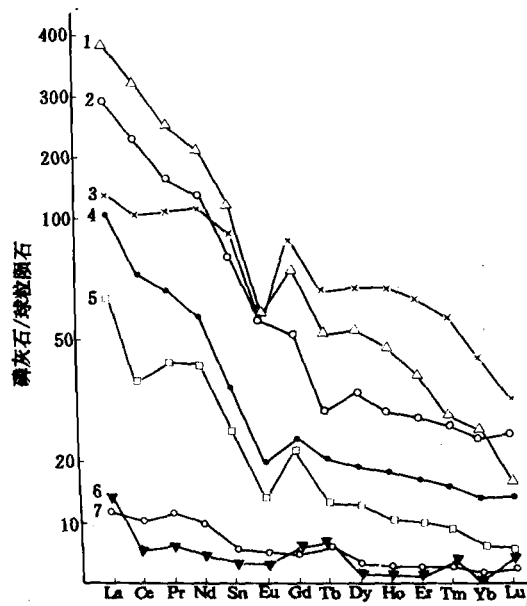


图 4 磷灰石的球粒陨石标准化稀土元素分布模式
1—91S25; 2—91F13; 3—90H40; 4—90HP36; 5—91JP45;
6—91J65; 7—91S56

Fig. 4. Chondrite-normalized REE patterns of apatites.

4 结 语

(1) 海州式磷矿成矿的多期性和多阶段性 成矿区内的各种岩石、各时代地层的年代资料、地层的接触关系及岩相、岩相变化,充分表明该区地质发展过程具有明显的多期性和多阶段性。其沉积作用、构造作用、岩浆作用、变质作用及磷的成矿作用等都具多期性和多阶段性。各时期各阶段形成的产物都存在与当时地质地球化学环境紧密相关的各种特征。

(2) 海州式磷矿的层控性 根据层控矿床理论及海州式磷矿床所具有的特征,我们认为该矿床具有典型的层控性。

“源”——成矿物质来源,包括矿源层、矿层、早期矿化岩石或矿床等。中元古代早期海州群锦屏组、肥东群双山组、宿松群柳坪组和虎踏石组及红安群七角山组下段为海州式磷矿的“源”。

“转”——成矿元素的活化转移。在磷块岩矿层形成后,由于变质、混合岩化交代及风化淋滤作用使磷质“活化”。

“储”——在一定的空间位置富集成矿。海州式磷矿床是中元古代浅海相沉积,热液变质及后期改造型磷矿床,具有典型的层控特征。

海州式磷矿床成矿模式的建立,是评价和找寻该类矿床的理论基础,对成矿区划、成矿预测有实际指导意义。

本文撰写过程中,得到了李铁生高级工程师热情指导和帮助,成文后东野脉兴高级工程师提出了宝贵的修改意见,在此谨表谢意。

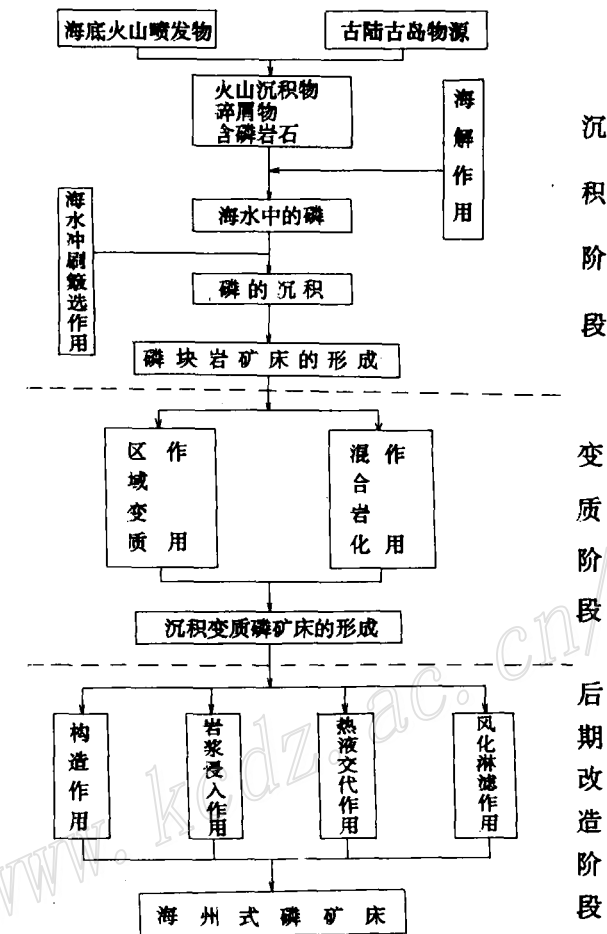


图5 海州式磷矿床成矿模式

Fig. 5. Metallogenic model of the Haizhou type phosphorite deposits.

参 考 文 献

- 1 谢奎克等. 中国东南岩石圈板块边界变质带. 北京: 地质出版社, 1989
- 2 徐嘉伟. 庐断裂带的巨大左行平移运动. 合肥工业大学学报, 1980, (1): 1~25
- 3 姚超美, 熊先孝. 海州式磷矿床沉积环境探析. 化工地质, 1994, 16 (4): 239~246

- 4 叶连俊. 中国磷块岩. 北京: 科学出版社, 1989, 197~206
- 5 王中刚等. 稀土元素地球化学. 北京: 地质出版社, 1989, 45~88
- 6 张秋生. 混合岩化成矿作用的几个问题. 地质学报, 1962, 42 (1): 72~78

GEOLOGICAL FEATURES AND METALLOGENIC MODEL OF HAIZHOU TYPE PHOSPHORITE DEPOSIT

Xiong Xianxiao and Yao Chaomei

(*Geological Institute for Chemical Minerals, Ministry of Chemical Industry, Zhuozhou 072754*)

Key words: phosphorite deposit, sedimentary facies, mineralogy, metallogenic model, Haizhou

Abstract

The present paper has described in detail the Haizhou type phosphorite deposit in such aspects as its metallogenic geological setting, phosphate rocks and protolith, sedimentary facies of phosphorite, geological features of ore deposits and mineralogy of apatite. Based on a study of metallogenic regularity in combination with plate structure and modern metallogenic theory, the authors divide the ore-forming process of the Haizhou type phosphorite deposit into three stages. In the sedimentary stage, deposition of phosphate rocks was controlled mainly by lithofacies-paleogeographical conditions and mostly took place in shallow areas of tablelands along margins of basins. In the metamorphic stage, phosphate substances and phosphorite were concentrated through such physical changes as dewatering and escape of CO_2 ; metasomatism of migmatization and partial melting led to remobilization and eventual crystallization or recrystallization of phosphate substance. In the reformation stage, there were obvious creeping flow folding and weathering, which resulted in further enrichment of phosphate substance.

The Haizhou type phosphorite deposits are characterized by multiphase and multistage mineralization. Early strata of Middle Proterozoic, including Jinping Formation of Haizhou Group, Shuangshan Formation of Feidong Group, Liuping Formation and Hutashi Formation of Susong Group as well as lower member of Hongan Group, served as the source. After the formation of phosphorite, factors such as metamorphism, metasomatism of migmatization and weathering caused activation of phosphate substance, which was concentrated into phosphorite deposits that exhibit typical stratabound features.