

红泉膨润土成因之我见

张和纬

(甘肃省地矿局兰州实验室)

前 言

红泉膨润土矿床具有两个显著的特点:(1)既有钠基膨润土、钙基膨润土,还有一定数量的镁基膨润土;(2)在一般情况下,钙基膨润土在上,钠基膨润土在下,然而红泉膨润土则具有相反的空间分布,即所谓“逆向”分布的现象。红泉膨润土矿中镁基膨润土的发现和研究,不但丰富了膨润土成矿规律的认识,同时还为镁基膨润土的物化工艺性能及应用的研究提供了条件。

地 质 特 征

红泉膨润土产于海西期断陷湖泊盆地中。该盆地为一北西西-南东东走向的,南翼陡而北翼缓的不对称向斜,组成地层为二叠系。其长约10km,宽约1—3km,大体上可分为东西两段:西段东西长约5.6km,南北宽约0.8—3.5km,面积约13.8km²;东段东西长约5.8km,南北宽平均2.1km,面积约12.1km²。

二叠系由陆相碎屑沉积岩组成,其中偶夹火山碎屑沉积岩之透镜体和薄层,含有丰富的植物化石,上石盒子组和山西组中产有硅化木。

矿层(矿化层)严格受二叠系控制,尤以山西组(P₁)为主要含矿层位。山西组中的膨润土常夹有煤线,局部与薄煤层呈互层,水平层理、交错层理等沉积构造十分发育,微细层纹也清晰可见。含矿岩系蒙脱石化、高岭石化、硅化、碳酸盐化普遍发育,局部发育有沸石化、脱玻化。近矿围岩的蒙脱石化尤为明显。围岩的胶结物多为蒙脱石,多时可达30%以上,构成所谓的砂状膨润土。

矿层(矿化层)共有12层,从下至上分别编号为I—XII(表1)。其中以II、IV矿层层位稳定,规模最大,是矿区主要的两个代表性矿层;I、III、V矿层次之;VI—XII矿层层位不稳定,规模亦小。矿层总体产状与含矿岩系一致,北翼缓而南翼陡,北翼倾角45°左右,向下逐渐变缓至30°—40°,南翼倾角达60°—70°左右。膨润土主要集中分布在盆地西段的北翼,仅IV矿层在西段南翼有较完整的出露。盆地东段也只在北翼见到零星的矿层和矿化层,在其南翼不仅地表未见矿,在600m深处也未见到矿层。矿层的蒙脱石含量一般为40—70%,最高可达98.6%,最低为30%。杂质主要为高岭石、水云母、石英、碳酸盐矿物、绿泥石等。矿石化学成分相当于中—中酸性岩,唯Al₂O₃偏高(表2)。

表1 矿层特征

Table 1. Characteristics of various ore beds

层位	矿层号	矿体形态	规模		矿层特征	
			长(m)	厚(m)		
石千峰组 (P_1^2)					作为胶结物成分的蒙脱石量可达25%	
上石盒子 组(P_1^3)	XII	似层状	未充分揭露	3-8	有膨润土成分的粒、片或层	含 有 不 等 量 火 山 碎 屑
	XI	透镜状	300—500	3-8	与围岩界线不清	
	X		未充分揭露	1-4		
下石盒子 组(P_1^4)	IX		未充分揭露	1±	砂状, 岩屑、晶屑较其他矿层多	含 火 山 碎 屑 残 留 物
	VIII	透镜状、似层状	200—400	1-5	砂状膨润土, 含砾石	
	VII		未充分揭露	1-2	规模小, 特征与IV类似	
	VI			1±		
山西组 (P_1^5)	V	透镜状	100—200	1±	粉砂状, 顶部有膨润土砾石	
	IV	层状	>3000	3-15	由8个矿体组成, 夹有膨润土相变的砂岩、粉砂岩, 有脱玻化现象	
	III	透镜状	100—300	1-3	层理清晰	
	II	层状	>3000	3-6	上部为黑色, 中夹凝灰质砂岩(局部相变为膨润土); 下部为白色, 中含硅化木	
	I	透镜状、似层状	100—500	1-3	夹煤线	

(据张惠欣提供的有关资料编制)

表2 II、IV矿层矿石化学成分

Table 2. Chemical composition of ores from II and IV ore beds

矿层	化学成分及含量(%)										
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	烧失量
II	56.60	0.52	23.62	2.69	1.80	0.02	0.99	1.38	0.88	0.40	10.59
IV	57.50	0.34	20.55	3.18	1.51	0.05	1.49	1.94	0.65	0.75	10.18

(据张惠欣, 1982)

镁基膨润土的确定

R.E.Grim^[2]在研究了世界膨润土后认为,膨润土中的交换性阳离子以钠、钙为主,虽然在为数不多的情况下发现有镁离子较高的膨润土(表3),但却不是来自蒙脱石本身。如摩洛哥康普-比提乌克斯的膨润土(47号样)含有晶面间距为 $14.7 \times 10^{-10}\text{m}$ 的蒙脱石。样品中

表 3 摩洛哥等国膨润土的矿物学特征

Table 3. Mineralogical characteristics of bentonites from Morocco, Mozambique and South Africa

原编号	产 地	属 性	d_{001} 值 $\times 10^{-10}\text{m}$	阳离子交换分量(me/100g)				盐基总量 (me/100g)	交换总量 (me/100g)
				$E_{\text{Ca}^{2+}}$	$E_{\text{Mg}^{2+}}$	$E_{\text{K}^{+}}$	$E_{\text{Na}^{+}}$		
47	摩洛哥	Ca	14.7	59	58	2	57	176	109
55	莫桑比克	Na	12.3	8	32	1	32	73	
57			12.6	7	21	1	22	51	
48	南非联邦	Na	12.3	6	20	2	20	48	
49			12.2	14	47	1	35	97	
50			12.5	60	44	1	120	225	103

摘自参考文献[2]第63页

钠、钙和镁等阳离子的交换量大致相等。因此,阳离子交换量(109me/100g)和晶面间距($14.7 \times 10^{-10}\text{m}$)说明,一些可交换的钠、镁可能来自样品中别的矿物而不是来自蒙脱石族矿物;莫桑比克的55号、57号样品中的游离氧化硅(磷石英、方英石)含量高达60%左右,说明其盐基总量低。55号和57号样品中的交换性阳离子中大量的镁必定与蒙脱石以外的别的矿物有关;南非联邦苏鲁兰膨润土(48号、49号样品)有晶面间距为 $12.3 \times 10^{-10}\text{m}$ 和 $12.2 \times 10^{-10}\text{m}$ 的钠蒙脱石存在。在交换性阳离子中发现有大量的镁,其中的一些镁可能来自样品中的钙长石。50号样品的分析资料表明, $12.5 \times 10^{-10}\text{m}$ 晶面间距是钠蒙脱石,在该样品中发现有大量的钙和镁。钙和镁可能来自蒙脱石以外的别的矿物。

从表3可清楚地看出,根据 d_{001} 值首先确定膨润土的属性,然后参照其盐基总量的大小和盐基总量与交换总量之间的关系,就可解决阳离子钠、镁(47号样)或钙、镁(55、57、48、49、50号样)不是来自蒙脱石本身,而是来自蒙脱石以外的矿物的问题。

红泉膨润土II、IV矿层的 $E_{\text{Mg}^{2+}}$ 高达其盐基总量的40—50%或50%以上。盐基总量与交换总量近于相等,这说明交换性阳离子镁并非来自蒙脱石以外的矿物,而是来自蒙脱石本身,证实红泉膨润土矿床中确有镁基膨润土存在(表4)^[1]。

表 4 红泉膨润土的矿物学特征

Table 4. Mineralogical characteristics of bentonite from Hongquan

矿 层	属 性	d_{001} 值 $\times 10^{-10}\text{m}$	阳离子交换量 (me/100g)				盐基总量 (me/100g)	交换总量 (me/100g)	$E_{\text{Mg}^{2+}}$ 占盐基总量(%)	$E_{\text{Na}^{+}}$ 占盐基总量(%)
			$E_{\text{K}^{+}}$	$E_{\text{Na}^{+}}$	$E_{\text{Ca}^{2+}}$	$E_{\text{Mg}^{2+}}$				
II	Na-Mg	14.89	0.90	26.06	19.44	24.94	71.46	70.53	34.90	36.32
IV	Mg	15.10	1.12	16.00	13.27	32.05	62.44	64.45	51.01	25.62

引自参考文献[1]第58页

从表4可看出,II矿层的 $E_{\text{Na}^{+}}$ 与 $E_{\text{Mg}^{2+}}$ 接近, $E_{\text{Na}^{+}}$ 略高于 $E_{\text{Mg}^{2+}}$,属钠-镁基膨润土;IV矿层的 $E_{\text{Mg}^{2+}}$ 占盐基总量的50%以上,属典型的镁基膨润土。

各属性膨润土的空间分布

如前述,红泉膨润土矿床中不仅有钙基膨润土、钠基膨润土,而且还有一定数量的镁基膨润土。三者之间的分布,特别是钙、钠基膨润土之间的空间关系不同于膨润土属性分布的一般规律,独具特色。潜水面(距地面的距离为6—38m,平均为13m)以下直至464m的深处全为钙基膨润土,以上是镁、钠基膨润土^①。在垂直方向上,自矿层的上部至下部有由镁基膨润土经由混合型膨润土而至钠基膨润土的变化规律^②。沿走向方向,随着地形相对高低的不同,膨润土属性也具有明显的差异。在地形较低、潜水面较高的地段以镁基和钠基膨润土为主。在地形较高、潜水面较低的地段则以镁基膨润土为主。在盆地的南、北两侧,由于矿层倾角陡、缓的差异,引起了镁、钠基膨润土比例的变化。北翼地表以镁基膨润土为主,而南翼则以钠基膨润土为主^①。

水 化 学 特 征

矿区属大陆性干旱气候,蒸发量远远超过降雨量,补水、排泄不充分,地下水处于相对滞流状态。大气降水是地下水的补给来源。地下水水化学性质属于硫酸钠型、氯化钠型和氯化-硫酸钠镁型碱性水,即阳离子以 Na^{1+} 、 Mg^{2+} 为主,阴离子以 SO_4^{2-} 、 Cl^{1-} 为主。

此外,还普遍存在着 $\text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+}$ 的现象。 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 的来源有二:(1)来自盆地两侧的白云质灰岩,据分析其中CaO为47.41—50.67%,MgO为2.59—19.0%;(2)来自矿区北面龙首山区内的超基性岩体。据统计,除金川岩体外,还分布着大小136个超基性岩体。岩体中MgO为25.88—35.98%,CaO为5.50—13.96%。上述两类岩石经风化和水解,为流向矿区的水提供了大量的 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 。从金川岩体的二辉橄榄岩的水解试验结果(表5)可看出,原岩中的 $\text{E}_{\text{Mg}^{2+}}$ 的50%,几乎全部的 $\text{E}_{\text{Ca}^{2+}}$ 都经水解而流失了。同时还看到,虽然原岩中的 $\text{E}_{\text{Mg}^{2+}}$ 只有50%溶于水,而 $\text{E}_{\text{Ca}^{2+}}$ 全部溶于水,但原岩中 $\text{E}_{\text{Mg}^{2+}}$ 约相当于五十倍的 $\text{E}_{\text{Ca}^{2+}}$,溶于水中的 $\text{E}_{\text{Mg}^{2+}}$ 也约相当于二十五倍的 $\text{E}_{\text{Ca}^{2+}}$,所以,水中 $\text{E}_{\text{Mg}^{2+}} > \text{E}_{\text{Ca}^{2+}}$ 。富镁水为镁基膨润土的形成创造了条件。

表 5 二辉橄榄岩水解试验结果

Table 5. Data from hydrolysis of lherzolite

试验样品种类	单位: mc/g			
	$\text{E}_{\text{K}^{1+}}$	$\text{E}_{\text{Na}^{1+}}$	$\text{E}_{\text{Ca}^{2+}}$	$\text{E}_{\text{Mg}^{2+}}$
二辉橄榄岩	0.82	0.70	0.30	14.77
水解后的沉淀物	0.51	0.64	0.00	7.47

引自张惠欣等“甘肃金昌红泉膨润土矿详细普查地质报告(1984)”

① 张惠欣等“甘肃金昌红泉膨润土矿详细普查地质报告(1984)”

② 张惠欣等“甘肃金昌市红泉膨润土矿地质特征(1982)”

矿床成因类型

红泉膨润土矿在成矿时间上严格受控于二叠纪,在层位上严格受控于二叠系山西组—上石盒子组。

红泉膨润土矿的成矿物质可能是多源的,但以火山来源为主。其根据为:(1)Ⅰ—Ⅷ矿层中均发现有火山碎屑的残留物;(2)Ⅸ—Ⅻ矿层中也含有不等量的火山碎屑物质;(3)Ⅱ矿层中的凝灰质砂岩与膨润土呈相变关系;(4)近矿围岩的胶结物多为蒙脱石,多时可达30%,这些蒙脱石可能是火山物质蚀变的产物;(5)张掖大苦水—肃南西武山一带和山丹平坡—一庙地一带在二叠纪时期有多次裂隙式火山喷发活动。红泉膨润土的层次与火山喷发的次数可进行对比^①。分布于上述两带的二叠纪火山喷发产物——流纹质凝灰岩不但含有5.8—16.2%的蒙脱石,而且夹有膨润土。喷发的火山物质通过风力搬运至红泉盆地,为膨润土的形成提供了物质条件。

N.N.古申柯^②通过对克留齐夫火山的观察了解到,距火山11km处火山碎屑的平均粒度为0.05—0.14mm。在45km处为0.04—0.06mm。当别考米亚恩火山喷发时,在距火山42.5km处的火山灰物质的平均粒度为0.03—0.007mm。因此认为,在一般条件下为膨润土成矿提供火山物质的火山存在于直径为100km左右的范围内。智利基萨普现代火山的火山灰靠风力的搬运,竟飘到了200km以外的地方。红泉膨润土与二叠纪喷发的火山相距约100km左右,其喷发的火山灰物质是可以飘至红泉的。红泉膨润土以粘土状、粉砂状为主,小于2 μ m的物质占50%以上。Ⅱ矿层小于2 μ m的占56%,Ⅳ矿层在80%以上。这与前述的有关火山灰物质粒度和搬运距离之间的关系也是大体相符的。

综上所述认为,红泉膨润土属火山—沉积型矿床。二叠纪火山喷发的火山灰物质是其成矿物质的主要来源。

关于镁基膨润土成因的讨论

一般地说,膨润土自然改型的完整剖面由三部分组成:(1)铝(氢)基膨润土分布在地表附近,深度一般小于10m;(2)钙(镁)基膨润土分布在浅部,深度一般小于100m;(3)钠(钾)基膨润土则分布在钙(镁)基膨润土之下^③。红泉的情况则与此不同,除镁基膨润土分布于潜水面以上的浅部外,钠、钙基膨润土的空间位置正好与此相反,即钠基膨润土分布在潜水面以上的浅部,而钙基膨润土却位于潜水面以下的深部,形成了所谓的“逆向”分布状态。有人认为,红泉处于内陆干旱地区,蒸发量超过降雨量,毛细管作用强烈。随着毛细管作用的进行产生了Ca²⁺的碳酸盐(方解石)和硫酸盐(石膏)的沉淀,相对提高了Mg²⁺、Na¹⁺浓度;其次还有钠盐(芒硝、石盐)的沉淀,进一步提高了Mg²⁺的浓度,致使潜水面以上的钙基膨润土被改型为镁基膨润土和钠基膨润土。潜水面以下由于不受蒸发作

① 张惠欣等:甘肃金昌红泉膨润土详细普查地质报告(1984)

② 袁慰顺等:“国内外粘土现状调研报告(1983)”

③ 周钦贤:外生风化条件下膨润土(蒙脱石)自然改型机理的认识(1982)。

用的影响, Na^+ 、 Mg^{2+} 的浓度不足以置换 Ca^{2+} , 因此深部仍保留钙基膨润土。我们知道, 阳离子的交换能力是有大小之分的, 即 $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+$ 。所以, 仅靠这种毛细管作用所提高的 Mg^{2+} 、 Na^+ 浓度是难以实现这种逆向改型的。再者, 各属性膨润土, 尤其是镁、钠基膨润土的空间位置亦与此不符。靠毛细管作用提高 Mg^{2+} 的浓度, 若能达到逆向改型, 那么这种改型作用当是自下而上进行的。自下而上就应该分别为镁基膨润土、钠基膨润土而至钙基膨润土。红泉的实际情况是从地表向下、自矿层上部至下部分别是镁基膨润土、钠镁基膨润土、钙基膨润土。说明镁基膨润土的形成作用是自上而下进行的。

笔者认为, 红泉膨润土原始属性应为钠基膨润土, 在成矿后的自然改型过程中才形成了目前这种分布格局。形成这种格局是“上下夹攻”式自然改型作用的结果。所谓“上”, 即来自富镁水的下渗作用。所谓“下”, 即潜水面以下富钙水的作用。前已谈到, 红泉两侧分布有富含镁、钙的岩石。这些岩石经风化、水解从而增加了地表水和地下水的 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 浓度。富镁水自上而下地对钠基膨润土进行改型。由于钠基膨润土在地表所处的地势高低不同, 南、北两翼产状陡缓的不同, 改型作用的程度也有很大的差异。地形较低, 潜水面较高的地段为镁、钠基膨润土。这是由于从地表至潜水面之间的距离短, 富镁水下渗经过这段距离的时间也短, 阳离子交换作用不彻底, 仅部分改型为镁基膨润土, 还残留了部分钠基膨润土。地形较高而潜水面又低的地段, 以镁基膨润土为主。原因在于从地表至潜水面的距离相对较长, 富镁水下渗至潜水面需要较多的时间, 相对而言有较为充分的时间进行离子交换, 所以残留的钠基膨润土不多。南、北两翼产状的差异, 也引起了南、北两翼地表镁、钠基膨润土相对比例的变化。北翼倾角较缓, 富镁水沿其下渗的迅速较慢, 离子交换较为充分, 所以北翼地表以镁基膨润土为主, 只残留了不多的钠基膨润土。南翼由于倾角较陡, 富镁水沿其下渗的速度较快, 离子交换作用不够充分, 所以南翼地表以钠基膨润土为主, 镁基膨润土不多。

随着镁基膨润土的形成, 在渗入地下的水中, Mg^{2+} 的浓度明显下降, Ca^{2+} 的浓度相对提高, 日积月累, 年复一年的长期作用, 就使潜水面以下钠基膨润土逐渐改型成了钙基膨润土, 从而增加了地下水中 Na^+ 的数量。

由于红泉地处内陆干旱地区, 蒸发量大于降水量(年降水量188mm, 年蒸发量达2000mm以上), 且降雨次数有限, 所以淋滤作用甚微, 草类稀疏, 岩石裸露, 缺乏有机质, 因此元素活动力降低, 阶段风化变慢或停止^①。所以, 潜水面以上的自然改型作用尚不彻底, 才使部分钠基膨润土得以残留至今。

小 结

关于红泉膨润土原始属性问题, 目前尚无定论, 值得深入探讨。目前有两种基本看法:

(1) 原矿为钙基膨润土; (2) 原矿为钠基膨润土。

关于镁基膨润土的形成虽然也有争论, 但有一点是统一的, 即不论原矿是钙基膨润土或是钠基膨润土, 镁基膨润土都是自然改型的产物, 只是在形成作用的方式上有两种不同的看

① 周钦贤: 外生风化条件下膨润土(蒙脱石)自然改型机理的认识(1982)。

法: (1) 镁基膨润土的形成是自下而上的改型作用的结果; (2) 镁基膨润土的形成是自上而下的改型作用的结果。

红泉膨润土的特殊性, 引起了许多同志的兴趣。相信, 随着上述问题的解决, 定能提高膨润土成矿规律的认识水平, 丰富膨润土的研究内容。

参 考 文 献

- [1] 张和纬 1982 甘肃红泉镁基膨润土 矿物岩石 第2卷 第4期
[2] Grim, R. E. and Güven, N., 1978, Bentonites (Geology, Mineralogy and Uses. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam-Oxford—New York.

A DISCUSSION ON THE GENESIS OF THE HONGQUAN Mg-BENTONITE DEPOSIT

Zhang Hewei

(Lanzhou Laboratory, Bureau of Geology and Mineral
Resources of Gansu Province)

Abstract

The Hongquan bentonite deposit, occurring in Permian strata, is composed of twelve ore beds which generally contain 80% montmorillonite and also have kaolinite hydromica, quartz, carbonate and chlorite as impurities.

The Hongquan bentonite deposit is characterized by (1) containing Mg-bentonite in addition to Ca- and Na-bentonite, (2) inverse zoning with Ca-bentonite underlying Na-bentonite.

The water table is an interface separating Ca-bentonite from Mg- and Na-bentonite with the former lying below and the latter two above the water table. Mg-bentonite is distributed mainly at surface and grades downward into (Mg, Na)- and then Na-bentonite. Mg-bentonite is formed as a result of the action of Mg-rich water on primary Na-bentonite. The permeation of Mg-rich water from the surface downward and the formation of Mg-bentonite result in the decrease of Mg^{2+} and the relative concentration of Ca^{2+} in underground water; this contributes to the formation of Ca-bentonite below the water table.

The formation of the Hongquan bentonite deposit is closely related to Permian volcanic eruption in that the volcanic ash seems to be the major source of the ore-forming materials. Thus, the distribution of the Hongquan bentonite is strictly confined to Permian strata, suggesting that the deposit is of volcanic-sedimentary type.