

K-Ar测年法在确定沉积岩 成岩时代中的应用

—— 以鄂尔多斯盆地为例

赵孟为 Hans Ahrendt Klaus Wemmer

(德国哥廷根大学地质与岩石圈动力学研究所)

提 要 根据伊利石 K-Ar测年法研究,确定鄂尔多斯盆地存在两期与构造运动有关的成岩作用事件:即与早期燕山运动有关的侏罗纪(170-160 Ma)和与晚期加里东运动有关的志留-泥盆纪(420-370 Ma)成岩作用时代。

为了揭示碎屑物质对 K-Ar年龄的影响和伊利石成岩作用的机制,本文提出了一个通过观察 K-Ar年龄随深度变化的趋势来进行判断的模式。在 K-Ar年龄小于地层时代的条件下, K-Ar年龄与深度呈正相关,或者很相近的 K-Ar年龄与深度变化无关均标志着没有或很少有碎屑物质的影响;同时,前者指示逐渐埋藏条件下的成岩作用,而后者则反映短暂的热事件引起的成岩作用事件。

关键词 伊利石 K-Ar年龄 成岩作用时代 侏罗纪 志留-泥盆纪 鄂尔多斯盆地

第一作者简介 赵孟为 男 39岁 博士 盆地分析与石油地质专业

序 言

K-Ar测年法用于研究沉积岩与成岩作用已有 30 余年的历史^[1-12]。早期的有些研究得到的 K-Ar年龄明显小于其地层时代^[1-3],故不能代表成岩年龄。其原因主要在于碎屑物质混入的影响。近年来的许多研究则给出了能反映成岩作用时代的 K-Ar年龄数据^[4-12],表明其结果没有或很少受到碎屑物质的影响。所以,碎屑物质(碎屑伊利石或云母)与自生伊利石的混合是影响 K-Ar测年法在沉积岩研究中的应用的主要因素。而通常,很难判断一个粘土矿物粒级中是否含有碎屑物质^[7]。这也许就是 K-Ar测年法在国内沉积学领域迟迟未能得到应用的原因之一。

为了确定鄂尔多斯盆地成岩作用的年代及其影响因素,笔者首次利用 5 个岩样的 10 个 K-Ar年龄数据,初步推测该盆地存在两期由于热事件引起的成岩作用时代,并发现三叠纪岩样 < 2 μm 粒级的 K-Ar年龄大于其地层时代,表明碎屑物质对 K-Ar年龄有很大影响^[11,12]。为了验证上述推断的可靠性并判断碎屑物质对不同粒级粘土矿物 K-Ar年龄的影响,从而评价 K-Ar年龄的可靠性,进一步测定了该盆地二叠-三叠纪和寒武-奥陶纪 11 个

① 国内单位:西安西北大学地质系

收稿日期:1995-04-04

岩样不同粒级的 K-Ar 年龄。根据这些结果, 不仅证实了两期成岩作用时代的存在, 而且还提出了一个通过观察 K-Ar 年龄随深度变化的趋势来判断碎屑物质的影响和伊利石成岩作用机制的模式。

1 原理与测定方法

K-Ar 测年法的原理基于放射性母体 ^{40}K 衰变为子体 ^{40}Ca 和 ^{40}Ar 其中 88.8% 的 ^{40}K 通过释放电子蜕变为 ^{40}Ca ; 11.2% 的 ^{40}K 通过捕获电子或释放正电子衰变为 ^{40}Ar 根据下式可以计算出一个含 K 体系的地质年代 t [13, 14]:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{40}\text{K}} \left(\frac{\lambda}{\lambda_e} + 1 \right) \right] \quad (1)$$

式 (1) 中 $\lambda = 5.543 \times 10^{-10}$ 年, 为 ^{40}K 衰变为 ^{40}Ca 和 ^{40}K 的总衰变常数; $\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10}$ 年, 是 ^{40}K 衰变为 ^{40}Ar 的衰变常数 [15]。 ^{40}K 和 $^{40}\text{Ar}^*$ 分别为母子放射素元素的含量。式 (1) 成立所必须满足的基本条件是: ① 体系在形成时没有继承性的 ^{40}Ar 存在; ② 形成以来始终是一个封闭体系, 即没有 ^{40}K 和 ^{40}Ar 的损失和加入 [13, 14]。

K 和 Ar 含量在本所 K-Ar 实验室测定。K 含量用德国 Eppendorf 公司制造的火焰光度计确定; Ar 含量由英国 Vaccum Generators 公司产的 VG1200-C 型稀有气体质谱仪测定。纯度高达 99.9997% 的 ^{38}Ar 做为同位素标样 [16]。此标样由标准黑云母 HD-B1 [17] 标定。 ^{40}K 和 $^{40}\text{Ar}^*$ 含量分别由测定出的 K 和 Ar 含量计算出 [13, 14]。 K-Ar 年龄由式 (1) 确定出。

2 岩样与测样制备

测试用的岩样取自庆 36 井、天深 1 井和天 2 井。它们均接近或位于鄂尔多斯盆地的构造轴部 (井位见文献 [11, 12])。在庆 36 井中的三叠系剖面中选取了 7 块岩样, 其中 6 块来自晚三叠延长组, 1 块属中三叠纸坊组。在天深 1 井和天 2 井构成的古生代剖面中选取了 4 块岩样, 它们分别来自晚二叠石千峰组, 早二叠山西组, 中奥陶马家沟组和中寒武徐庄组。除岩样 Q36-80 为细砂岩外, 其余岩样均为泥岩或页岩 (表 1)。

首先将岩样用地质锤粗碎, 然后在颚式粉碎机中粉碎 10-20 秒钟。再将所得的岩样粉末通过差异沉淀法制备 $< 2\mu\text{m}$ 的粘土矿物粒级。最后用离心法由 $< 2\mu\text{m}$ 粒级获取 $2-1\mu\text{m}$, $1-0.63\mu\text{m}$, $0.63-0.2\mu\text{m}$ 和 $< 0.2\mu\text{m}$ 的细粒级。

3 测定结果与讨论

3.1 粘土矿物组合与伊利石结晶度

X 射线衍射分析表明, $< 2\mu\text{m}$ 粒级以及由此获取的 $2-1\mu\text{m}$, $1-0.63\mu\text{m}$, $0.63-0.2\mu\text{m}$ 和 $< 0.2\mu\text{m}$ 等各粒级均含有伊利石, R=3 型伊利石-蒙脱石混合层 (缩写为 I/S) 层, 绿泥石、高岭石、石英和钠长石。其粘土矿物组合为伊利石 + R=3 型 I/S 层 + 绿泥石 ± 高岭

表 1 岩样描述与 K-Ar 年龄测定结果

Table 1 Sample description and K-Ar dating results

岩样	深度 (m)	地层 单元	地层 单位	地层时代 (Ma)	岩性	粒级 (μ m)	K ₂ O (%)	K (%)	⁴⁰ Ar [*] (nl/g)	⁴⁰ Ar [*] (%)	K-Ar 年龄 $\pm 2\sigma$ (Ma)
Q36-10	1250	晚三叠世	延长组	230-208	泥岩	<2	3.93	3.26	42.58	95.85	308.2 \pm 8.0 ^a
						2-1	4.29	3.56	44.70	95.99	297.4 \pm 6.4
						1-0.63	4.50	3.74	37.94	94.59	244.3 \pm 5.2
						0.63-0.2	4.65	3.86	34.27	92.41	215.3 \pm 4.9
					<0.2	4.84	4.02	28.33	88.71	173.1 \pm 4.1 ^b	
Q36-17	1321	晚三叠世	延长组	230-208	泥岩	<2	3.76	3.12	40.08	95.89	303.7 \pm 10.1 ^c
						2-1	4.16	3.45	41.51	96.39	285.7 \pm 6.0
						1-0.63	4.36	3.62	35.56	93.88	236.8 \pm 5.1
						0.63-0.2	4.56	3.78	32.45	92.75	208.3 \pm 4.5
					<0.2	4.69	3.89	25.95	87.92	164.0 \pm 3.8 ^d	
Q36-40	1551	晚三叠世	延长组	230-208	页岩	<2	3.39	2.81	31.95	94.11	271.0 \pm 5.8
						0.63-0.2	3.51	2.91	24.58	91.68	205.2 \pm 4.5
						<0.2	5.00	4.15	27.89	93.47	165.2 \pm 4.0
Q36-58	1731	晚三叠世	延长组	230-208	泥岩	<2	3.61	3.00	32.85	94.79	262.3 \pm 5.5
						0.63-0.2	4.00	3.32	27.59	91.55	202.2 \pm 4.9
						<0.2	3.59	2.98	24.63	90.79	201.2 \pm 4.7
Q36-80	2020	晚三叠世	延长组	230-208	细砂岩	<2	3.22	2.67	18.00	83.12	165.6 \pm 4.0
						<0.2	3.97	3.30	21.01	85.14	157.1 \pm 3.8
Q36-86	2310	晚三叠世	延长组	230-208	泥岩	<2	3.38	2.81	29.69	95.08	253.9 \pm 6.6 ^e
						2-1	3.47	2.88	29.46	95.50	245.9 \pm 5.2
						1-0.63	4.27	3.54	30.34	93.88	208.0 \pm 4.5
						0.63-0.2	4.81	3.99	31.44	91.84	192.2 \pm 4.2
					<0.2	5.11	4.24	30.06	89.67	173.9 \pm 3.9 ^f	
Q36-94	2643	中三叠世	纸坊组	240-230	泥岩	<2	4.89	4.06	36.02	90.60	215.2 \pm 4.8
						<0.2	5.77	4.79	33.89	86.02	173.6 \pm 4.1
TSH-3	3245	晚三叠世	石千峰组	258-245	泥岩	<2	4.08	3.39	29.40	94.06	210.7 \pm 4.4 ^g
						2-1	3.93	3.26	29.75	94.76	220.8 \pm 4.7
						1-0.63	4.55	3.78	29.51	94.60	190.7 \pm 4.3
						0.63-0.2	5.33	4.42	31.80	93.52	176.2 \pm 3.9
					<0.2	5.75	4.77	30.88	90.77	159.4 \pm 4.7 ^h	
TSH-17	3833	早三叠世	山西组	286-258	泥岩	<2	5.00	4.15	56.91	97.83	322.5 \pm 6.7

续表 1

岩样	深度 (m)	地层 单元	地层 单位	地层时代 (Ma)	岩性	粒级 (μm)	K ₂ O (%)	K (%)	⁴⁰ Ar [*] (n1/g)	⁴⁰ Ar [*] (%)	K-Ar年龄 $\pm 2\sigma$ (Ma)
TS1-34	4767	中寒武世	徐庄组	540-523	灰质页岩	<2	7.64	6.34	116.26	97.97	419.4 \pm 8.8 [*]
						2-1	7.60	6.31	115.40	98.02	418.6 \pm 8.5
						1-0.63	7.73	6.42	113.02	97.97	404.6 \pm 8.3
						0.63-0.2	7.78	6.46	109.22	97.89	390.1 \pm 8.0
					<0.2	7.51	6.23	98.81	96.73	368.0 \pm 7.0 [*]	
T2-6	3969	中奥陶世	马家沟组	505-480	灰质泥岩	<2	3.36	2.79	47.30	97.11	391.1 \pm 8.8

K-Ar年龄根据式(1)计算出,其误差为 $\pm 2\sigma$ 。带*号的年龄值为首次测定的结果^[11,12]。

石。高岭石仅出现在<1900 m的深度范围^[11,12]。红外光谱矿物定量分析表明,伊利石和I/S层为主要粘土矿物,其含量超过50%。随着粒级减小伊利石和I/S层的含量增加:在<2 μm 粒级中占52%—83%;而在<0.2 μm 中则占80%—97%^[11]。它们是各粒级中仅有的含K矿物,从而可以保证测定的K和Ar仅来自伊利石和I/S层。

伊利石结晶度分析发现,二叠-三叠纪岩样<2 μm ,2-1 μm ,1-0.63 μm 和0.63-0.2 μm 粒级的伊利石结晶度随深度增加反而变差,反映其中含有碎屑伊利石(或云母)和自生伊利石。只有<0.2 μm 粒级的伊利石结晶度表现出随深度增大而变好的趋势,说明该粒级中应当主要含有自生伊利石,碎屑伊利石的影响很小以至没有。寒武-奥陶纪岩样各粒级的伊利石结晶度差别不大,结晶程度最高,故推测其中以自生伊利石为主^[11,12]。这些判断可以由K-Ar年龄资料来证实。

3.2 K-Ar年龄

3.2.1 K-Ar年龄与地层时代、深度和粒级的关系

三叠纪与晚二叠世泥页岩<2 μm ,2-1 μm ,1-0.63 μm 和0.63-0.2 μm 粒级的K-Ar年龄在308-176 Ma之间,随深度增加而减小(表1,图1)。在图1上部,其K-Ar年龄大于或接近其地层时代(230-208 Ma);而在下部K-Ar年龄均小于地层年代(258-230 Ma)。相比之下,<0.2 μm 粒级的K-Ar年龄(除岩样Q36-58之外)十分接近,在174-159 Ma之间,均明显小于其地层年代,而且与深度变化无关(图1,表1)。

唯一一块三叠纪细砂岩(岩样Q36-58)<2 μm 与<0.2 μm 粒级的K-Ar年龄很相近,分别为166 Ma和157 Ma,小于其地层年代(230-208 Ma);与上述<0.2 μm 粒级的K-Ar年龄值基本一致(图1,表1)。

早二叠世岩样TS1-17<2 μm 粒级的K-Ar年龄为323 Ma,显著大于其地层年代(286-258 Ma,表1,图1)。

两块寒武-奥陶纪岩样各粒级的K-Ar年龄在419-368 Ma之间,均明显小于其地层时代(540-480 Ma,表1,图1)。

对同一岩样来说,K-Ar年龄随粒级减小而减小(图1,表1);通常,<0.2 μm 粒级的K-Ar年龄为最大值,而<0.2 μm 粒级的K-Ar年龄则为最小值。对三叠纪和晚二叠世岩样的同一粒级而言,除<0.2 μm 粒级以外,其K-Ar年龄随深度增加而明显减小(图1)。K-Ar年

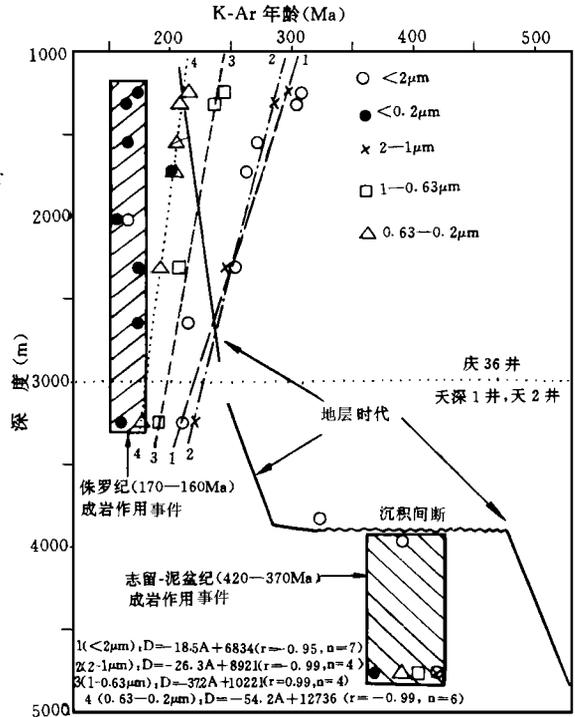
龄随粒级减小与深度增加而减小的现象可以归因于放射性 ^{40}Ar 的扩散损失或碎屑物质的混入。

3.2.2 放射性 ^{40}Ar 的扩散损失

本世纪60年代初,当人们开始将K-Ar法应用于粘土矿物测年时,就提出了Ar的扩散损失问题。由于Ar是气体,容易扩散,而造成Ar损失,致使体系不再是封闭体系,因而测得的K-Ar年龄偏低。尤其是当时的研究发现,同生矿物海绿石的K-Ar年龄常常小于其地层年代^[18],更加使人们相信 ^{40}Ar 的扩散损失。从而使K-Ar法在粘土矿物中的应用受到了一定程度的影响。

随着粘土矿物粒级的减小,其面体比(即表面积与体积之比)增大;而随着深度增大,温度增高。在这两种条件下,均使Ar的逸度增大,而更易扩散。所以,从表面上看来,很容易用Ar的扩散损失来解释K-Ar年龄随粒级减小和深度增大而减小的现象。然而,近年来越来越多的证据使人们对Ar的扩散损失问题提出了质疑。例如,Clauer等人发现,南太平洋粘土矿物的K-Ar年龄和Rb-Sr年龄没有什么差别,即使对 $<0.2\mu\text{m}$ 细粒级也是如此^[19]。鉴于Ar比Sr容易扩散得多,由此看来并没有发生明显的Ar扩散损失,否则,K-Ar年龄应明显小于Rb-Sr年龄。再如近年来世界上许多地区粘土矿物K-Ar年龄测定表明,理论上最易发生Ar扩散损失的 $<0.2\mu\text{m}$ 和 $<0.1\mu\text{m}$ 细粒级完全能够提供可靠的K-Ar年龄数据^[4-12]。由此可见,正如Clauer等所指出的那样, ^{40}Ar 的扩散损失“已很难使人接受”^[7]。

在不同的粘土矿物粒级中, $<0.2\mu\text{m}$ 粒级具有最大的面体比,因此与其它较粗粒级相比应当最易发生 ^{40}Ar 的扩散损失。假如K-Ar年龄显著减小是 ^{40}Ar 的扩散损失的结果,那么 $<0.2\mu\text{m}$ 粒级的K-Ar年龄应当首先表现出随深度增加(即温度增大)而减小的趋势。然而,如前所述,三叠纪和晚二叠世 $<0.2\mu\text{m}$ 粒级的K-Ar年龄基本一致,根本没有表现出随深度变化而变化的趋势。这充分说明Ar扩散损失并没有起什么作用,因而结果是可靠的。同时还可以进一步推断,其它粗粒级的K-Ar年龄随粒级减小和深度增大而减小的原因也不是Ar的扩散损失。



水平虚线代表庆36井(位于虚线之上)与天深1井和天2井的分界线。左下角为不同粒级K-Ar年龄与深度的回归方程(详见文中讨论)。

图1 不同粒级的K-Ar年龄及其与深度和地层时代的关系

Fig. 1 K-Ar ages of the different fractions, their variation with depth and their relations to the stratigraphic ages

3.2.3 碎屑物质的混入

蒙脱石受热脱水, K^+ 离子取代层间水, 首先形成伊利石-蒙脱石混合层, 然后逐渐转化为伊利石。自生伊利石在温度达到 $55-100^{\circ}\text{C}$ 时开始形成^[20]。所以, $K\text{-Ar}$ 时钟应当记录下自生伊利石的形成时代。显然, 具有地质意义的伊利石 $K\text{-Ar}$ 年龄应当小于其对应的地层年代, 因为自生伊利石是在成岩过程中形成的。因此, 当 $K\text{-Ar}$ 年龄大于地层年代时, 说明测样中一定混入了碎屑物质 (即碎屑伊利石和云母)。

混有碎屑物质的测样中含有自生伊利石和碎屑伊利石 (包括云母) 两个组分。其中自生伊利石组分的 $K\text{-Ar}$ 年龄应当小于其地层年代; 而碎屑组分的 $K\text{-Ar}$ 年龄则一定大于地层时代。由此测得的 $K\text{-Ar}$ 年龄实际上是介于自生伊利石成岩年龄和碎屑伊利石源岩年龄之间的混合年龄, 通常没有确切的地质意义, 至多只能给出源岩的最小时代。一般说来, 自生伊利石颗粒偏小, 而碎屑伊利石颗粒则相对较大。在不同深度与不同粒级中, 自生与碎屑伊利石以不同的比例混合。在浅部与较粗粒级中, 自生伊利石较少, 而碎屑伊利石占优势, 其 $K\text{-Ar}$ 年龄主要受碎屑伊利石组分的影响, 因而大于或接近地层年代, 如岩样 Q36-10和 Q36-17的 $> 0.2\mu\text{m}$ 各粒级的 $K\text{-Ar}$ 年龄所显示的那样 (图 1)。在深部和较细粒级中, 自生伊利石含量逐渐增多甚至占上风, 而碎屑伊利石含量则越来越少以至消失。因而, 其 $K\text{-Ar}$ 年龄就小于地层年代, 并趋于自生伊利石的成岩年龄, 如岩样 TS1-3的各粒级 $K\text{-Ar}$ 年龄与三叠纪和晚二叠世岩样 $< 0.2\mu\text{m}$ 粒级的 $K\text{-Ar}$ 年龄所示 (图 1)。所以, 碎屑物质的混入造成 $K\text{-Ar}$ 年龄随深度增加与粒级减小而减小, 从而显著地影响了 $K\text{-Ar}$ 年龄的地质意义与地质解释。这是沉积岩中粘土矿物 $K\text{-Ar}$ 年龄的一个重要特点。因此, 判断测样是否含有碎屑物质是 $K\text{-Ar}$ 法在沉积岩中应用及其解释的关键所在。

3.3 判断碎屑物质混入的模式与 $K\text{-Ar}$ 年龄的地质解释

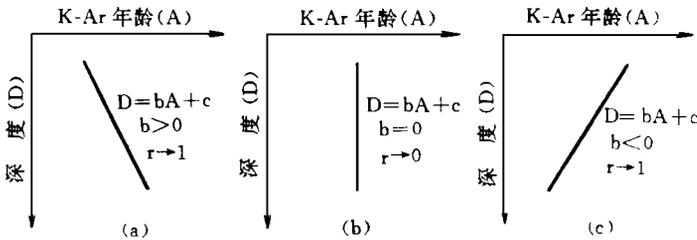
如前所述, 自生伊利石是在成岩过程中当温度达到 $55-100^{\circ}\text{C}$ 时开始形成^[20], 所以其 $K\text{-Ar}$ 年龄应当反映成岩作用的年代, 故应小于其地层年代。这是判断沉积岩中伊利石 $K\text{-Ar}$ 年龄是否具有地质意义的先决条件。如果这一先决条件不能成立, 即测得的 $K\text{-Ar}$ 年龄大于地层年代, 则其显然不能反映成岩年代。

在满足这一先决条件的情况下, $K\text{-Ar}$ 年龄与深度可以存在三种可能的关系 (图 2)。对于一个经历过埋藏条件下成岩作用过程的正常层序的沉积岩序列, 如果测样中没有受到碎屑物质的影响, 深部测样的成岩时代总是应当大于浅部测样的成岩年代, 因为前者总是先于后者达到自生伊利石开始形成的深度 (或温度)。所以, $K\text{-Ar}$ 年龄与深度应当呈正相关关系, 即随深度增加而增大 (图 2a), 如果伊利石的成岩作用是由一期短暂的热事件引起的, 不同深度的岩样在同一时期达到自生伊利石得以形成的温度, 因而其 $K\text{-Ar}$ 年龄彼此相近, 而且不随深度变化而发生变化 (图 2b)。假如测样中混有碎屑伊利石, 不同深处的测样中所含碎屑与自生伊利石的比例不同。与浅部测样相比, 深部测样中自生伊利石的比例大。随深度增加, 自生伊利石比例逐渐增大, 而碎屑伊利石比例则相对减少, 因而使得深部测样的 $K\text{-Ar}$ 年龄小于浅部测样的 $K\text{-Ar}$ 年龄。所以, $K\text{-Ar}$ 年龄与深度呈负相关关系, 即随深度增加而减小 (图 2c)。

由此可见, $K\text{-Ar}$ 年龄随深度变化的趋势不仅可以用来估计碎屑物质混入的影响, 而且还可以揭示伊利石成岩作用的机制。在理论上, $K\text{-Ar}$ 年龄 (A) 与深度 (D) 的回归关系:

$$D = bA + c \quad (2)$$

可以提供这方面的信息。式(2)中 b 为回归方程的斜率, c 是回归方程在 D 轴上的截距。如果 $b > 0$, 回归方程的相关系数 r 接近于 1 (图 2a), 表明 K-Ar 年龄与深度呈正相关, 反映埋藏条件下的成岩作用时代。美国 Denver 盆地晚白垩世本脱岩 K-Ar 年龄与深度就表现为这种关系^[21]。该盆地中的蒙脱石在埋藏过程中由于温度逐步增高而逐渐转化成为 I/S 层。K-Ar 年龄记录了这一成岩过程的年代, 在 1000–2000 m 深处为 40–55 Ma; 在 2000–3300 m 深处则为 50–70 Ma^[21]。在理想条件下, b 和 c 应当分别反映自生伊利石成岩作用过程中的埋藏速率与自生伊利石开始形成的原始深度。



- (a) K-Ar 年龄与深度呈正相关, 反映埋藏条件下的成岩作用年龄。
 (b) K-Ar 年龄与深度无关, 代表短暂的热事件引起的成岩作用事件。
 (c) K-Ar 年龄与深度呈负相关, 指示由于碎屑物质混入造成的混合年龄。

图 2 K-Ar 年龄 (A) 与深度 (D) 三种可能的关系。

Fig. 2 Possible patterns of K-Ar ages (A) and depth (D)

假如一组 K-Ar 年龄彼此差别不大, 而且与深度变化没有什么关系, 式(2)的相关系数 γ 接近于 0, 这组 K-Ar 年龄则应反映由于一期短暂的热事件引起的成岩作用事件的年代 (图 2b)。鄂尔多斯盆地三叠纪和晚二叠世岩样 $< 0.2 \mu\text{m}$ 粒级与三叠纪细砂岩 $< 2 \mu\text{m}$ 和 $< 0.2 \mu\text{m}$ 粒级的 K-Ar 年龄就很接近, 在约 2000 m 的深度范围内集中在 174–157 Ma 之间, 与深度变化无关 (图 1)。其 K-Ar 年龄与深度的回归关系的相关系数 $\gamma = -0.15$ (接近于 0)。这表明一期由于热事件而引起的 170–160 Ma (侏罗纪) 成岩作用事件, 证实了最初由少数岩样的 K-Ar 年龄数据所做出的这一推测^[11, 12]。在欧洲北海地区^[5, 8, 22], 法国东南部^[4, 23] 均存在相似的 K-Ar 年龄与深度无关的类似例证, 反映了热事件对成岩作用的影响。

如果式(2)的 $b < 0$, γ 接近于 -1, 则说明 K-Ar 年龄与深度呈负相关, 故应属混合年龄, 没有确切的地质意义 (图 2c)。鄂尔多斯盆地三叠纪和晚二叠世 $< 2 \mu\text{m}$, $2-1 \mu\text{m}$, $1-0.63 \mu\text{m}$ 和 $0.63-0.2 \mu\text{m}$ 粒级的 K-Ar 年龄与深度的变化趋势就属这种关系。其回归方程的 b 在 -15.8 到 -54.2 之间, γ 在 -0.95 到 -0.99 之间 (均接近于 -1, 图 1)。这表明由于碎屑物质的混入, 使其 K-Ar 年龄成为混合年龄, 既不能反映成岩作用的年代, 也不能指示源岩的年代。即使那些小于其地层时代的 K-Ar 年龄值, 也不能被解释为成岩作用的年代, 因为它们与深度的负相关关系显示出碎屑物质的混入。随着粒级减小, b 逐渐减小, 反映碎屑物质的影响逐渐减小 (图 1)。这说明了 K-Ar 年龄随粒级减小而减小的原因。美国海湾地区的

多数 K-Ar 年龄与深度的关系也是如此^{〔1+3〕},因而无法给出确切的地质意义。

两块寒武-奥陶纪岩样的各粒级 K-Ar 年龄均远小于其地层年代(图 1) 其中 $< 2\mu\text{m}$ 粒级的 K-Ar 年龄与深度呈正相关。它们反映一期 420- 370 Ma(志留 泥盆纪)的成岩作用时代,与最初推测的成岩年龄一致^{〔11,12〕}。

岩样 Q36- 58 $< 0.2\mu\text{m}$ 粒级的 K-Ar 年龄与其 0.63- 0.2 μm 粒级的 K-Ar 年龄几乎一样(图 1 表 1),而与其它 $< 0.2\mu\text{m}$ 粒级的 K-Ar 年龄不同。其原因可能是未能成功地用离心法将 $< 0.2\mu\text{m}$ 粒级分离出来。早二叠世岩样 TS- 17 $< 2\mu\text{m}$ 粒级的 K-Ar 年龄是所有三叠-二叠纪岩样中最老的,而且与其它岩样的 K-Ar 年龄与深度的关系也不一样(图 1) 这可能是因为此岩样的物源与其它岩样不同,要老得多。这个岩样是在盆地处于海陆交互相时沉积下来的,而其它三叠-二叠纪岩样则是在盆地已转化为陆相盆地阶段形成的。

3.4 地质意义

3.4.1 两期成岩作用事件及其与构造运动的关系

在大约 250 km 的距离(即庆 36 井和天深 1 井的井距)内和近 2000 m 的深度范围内,三叠纪和晚二叠世 $< 0.2\mu\text{m}$ 粒级的 K-Ar 年龄基本没有什么变化,集中在 170- 160 Ma 之间,表明伊利石的成岩过程绝不是缓慢的逐渐埋藏的结果,而是由一期短暂的热事件引起的。而这一热事件显然与早期燕山运动有关。早期燕山运动期间,盆地周缘曾发生过大规模岩浆活动:阴山-燕山一带形成巨厚的火山岩和火山碎屑岩;河北存在该期的中、酸性岩浆侵入^{〔24,25〕};北秦岭则以陆相火山喷发为主^{〔26〕}。同时,盆地大部于中侏罗未抬升,使晚侏罗统缺失,并引起盆地内沉积中心与沉降中心发生了迁移^{〔27〕}。因此,推测伴随着这一期岩浆活动与构造运动,在 170- 160 Ma 盆地内曾发生过一期热事件,导致伊利石成岩作用得以进行。

镜质体反射率(R_0)资料有力地支持热事件的存在。庆 36 井三叠系 R_0 值在 0.61%- 1.06% 之间,对应的最大温度达 90- 160 $^{\circ}\text{C}$,推算的古地温梯度高达 57 $^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ^{〔11,28,29〕}。石炭-二叠纪煤系的 R_0 值主要在 1%- 3%,局部高达 4%- 6%,形成 R_0 异常。其对应的最大温度主要在 150- 290 $^{\circ}\text{C}$ 之间,局部可高达 330 $^{\circ}\text{C}$ 。 R_0 在空间上的展布形态既不受构造单元的控制,也与中生代沉积与沉降中心无关。相反,却存在 R_0 异常与重、磁异常在空间上相对应的现象^{〔11,28〕}。这些证据表明,有机质的热演化与伊利石成岩过程一样,也不是埋藏受热的结果,而是由一期隐伏岩浆侵入造成的热事件引起的。而 K-Ar 年龄资料则指出了隐伏岩浆侵入的时间^{〔11,28〕}。

志留 泥盆纪成岩作用时代对应于盆地南部北秦岭加里东褶带的变质作用及其最早期花岗岩侵入的时代^{〔24,26〕}。这显然是晚期加里东运动的结果。

综上所述,侏罗纪成岩作用事件与早期燕山运动有关;志留 泥盆纪成岩作用时代则是晚期加里东运动的结果。这反映了构造运动引起的构造热事件对盆地内沉积岩成岩作用的影响。

3.4.2 成岩作用时代与油气的关系

根据 K-Ar 年龄数据和镜质体反射率资料对盆地沉降与地热史分析表明,盆地内的生气油层在侏罗纪(170- 160 Ma)热事件发生期间得以进入油窗和气窗。这一时期是盆地内油气生成和运移的主要时期^{〔11,28〕}。这表明成岩作用时代对应于油气生成和运移的主要时期;沉积岩的 K-Ar 年龄不但可以指出成岩作用发生的时代,而且还有可能提供油气生成和运移时间方面的信息。

3.4.3 岩性和粒级与 K-Ar年龄的关系

根据本文和以往 K-Ar测年结果,发现沉积岩 K-Ar年龄能否揭示成岩年代主要取决于岩性和粒级与伊利石结晶生长的时间。砂岩与泥页岩相比具有更大的孔隙空间有利于伊利石结晶生长;而且含有的碎屑物质较少,故受到碎屑物质的影响也较小,所以 $< 2\mu\text{m}$ 和 $< 0.2\mu\text{m}$ 粒级均可提供一致的成岩时代,如岩样 Q36-80所示(表1,图1) 北海地区大量 K-Ar年龄资料也是如此。如早二叠赤底统砂岩 $> 5\mu\text{m}$ 和 $< 0.2\mu\text{m}$ 粒级及其间的粒级均给出侏罗纪成岩时代^[5,8,30]。可见砂岩更有利于 K-Ar测年研究。

对泥页岩来说,新生代层系似乎很难给出具有地质意义的 K-Ar年龄,即使 $< 0.2\mu\text{m}$ 和 $< 0.1\mu\text{m}$ 粒级也是如此,如美国海湾地区的 K-Ar年龄资料所示^[1-3],这可能主要因为自生伊利石结晶生长时间偏短,从而不能在细粒级中占优势。中生代和晚古生代 $< 0.2\mu\text{m}$ 粒级与早古生代 $< 2\mu\text{m}$ 粒级和更细的粒级均有可能提供揭示成岩时代的 K-Ar年龄,因为较长时间的结晶生长使得自生伊利石在这些粒级中占了上风。本文与北德意志盆地^[6]、法国^[4,23]、北海^[5,8,22] 和美国^[9,21] 及世界其它一些地区^[7,10] 的 K-Ar年龄研究均提供了这方面的例证。所以,根据目前的研究结果,新生代泥质岩可能不太适于 K-Ar测年;而中-古生代的泥质岩均可用来进行 K-Ar测年。

结 论

伊利石 K-Ar年龄揭示鄂尔多斯盆地存在两期成岩作用事件:二叠-三叠纪地层记录了一期与早期燕山运动有关的侏罗纪(170-160 Ma)成岩作用事件;寒武-奥陶纪地层则记录下一期与晚期加里东运动有关的志留-泥盆纪(420-370 Ma)成岩作用时代。这表明该盆地内的伊利石成岩作用过程主要受构造运动产生的构造热事件控制。

观察 K-Ar年龄随深度的变化趋势不仅可以估价碎屑物质混入对 K-Ar年龄的影响,而且还能揭示伊利石成岩作用的机制。在 K-Ar年龄小于地层时代的条件下, K-Ar年龄与深度呈正相关,或者彼此相近的 K-Ar年龄与深度变化无关均表明没有或很少有碎屑物质的影响;前者反映埋藏条件下的成岩作用,后者则指示短暂的热事件引起的成岩作用。K-Ar年龄与深度呈负相关关系则标志着碎屑物质的混入。其 K-Ar年龄属于没有确切地质意义的混合年龄。所以,碎屑物质的混入是影响 K-Ar年龄在沉积岩中应用的关键问题,而正确判断这个问题则是解释 K-Ar年龄的关键所在。

本文研究表明, K-Ar测年法不仅可以揭示沉积岩成岩作用的年代,还有可能指示盆地内油气生成与运移的主要时期,对于成岩作用研究与油气勘探既有重要的理论意义,又有实际的应用价值。所以,很有必要将这一方法引入国内沉积学与石油地质学领域。

感谢长庆石油勘探局提供测试样品和对于这一研究工作的大力支持。

参 考 文 献

- [1] Weaver C E and Wampler J M. K, Ar, illite burial. Geol Soc Am Bull, 1970, 81: 2423-2430.
- [2] Perry E A Jr. Diagenesis and the K-Ar dating of shales and clay minerals. Geol Soc Am Bull, 1974, 85: 827-830.
- [3] Aronson J L and Hower J. Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediments. 2. Radiogenic argon on evi-

dence. Geol Soc Am Bull, 1976, 87: 738–744.

- [4] Bonhomme M G and Millot G. Generalized diagenetic event of Middle Jurassic age (170–160 Ma) in the Lower Rhone Basin and the Cevennes sedimentary cover (France). K–Ar ages of Triassic and Lower Liassic clays. C R Acad. Sc Paris, 1987, 304: 431–434.
- [5] Lee M, et al. Timing and condition of Permian Rotliegendes sandstone diagenesis, Southern North Sea: K–Ar and Oxygen Isotopic Data. AAPG Bull, 1989, 73: 195–215.
- [6] Ahrendt H, et al. K/Ar– Altersdatierung an authigenen Illiten des Gasfeldes Thoense. Nds Akad Geowiss Veroefftl, 1991, 6: 108–114.
- [7] Clauer N, et al. Isotopic compositions of clay minerals as indicators of the timing and conditions of sedimentation and burial diagenesis. Lecture Notes in Earth Sci, 1992, 43: 239–286.
- [8] Robinson A G, et al. The age of illite cement growth, Village Fields area, Southern North Sea: Evidence from K–Ar ages and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios. AAPG Bull, 1993, 77: 68–80.
- [9] Girard J P and Barnes D A. Illitization and paleothermal regimes in the Middle Ordovician St. Peter Sandstone, Central Michigan basin: K–Ar, oxygen isotope, and fluid inclusion data. AAPG Bull, 1995, 79: 49–69.
- [10] Clauer N and Chaudhuri S. Clays in crustal environments, Isotope dating and tracing. Berlin Springer–Verlag, 1995, 359.
- [11] Zhao M–W. Beitrage zur thermischen Geschichte, den Palaeofluidsystemen und der Diagenese des Ordos Beckens (China). Goettinger Arb Geol Palaeont, 1994, 62: 1–97.
- [12] 赵孟为等. 鄂尔多斯盆地志留–泥盆纪和侏罗纪热事件: 首次伊利石 K–Ar 年龄证据. 地质学报 (待刊).
- [13] Hunziker J C. Potassium argon dating. In Jaeger E and Hunziker J C eds, Lectures in isotope Geology, Berlin, Springer–Verlag, 1979, 52–76.
- [14] Faure G. Principles of isotope geology. New York, John Wiley & Sons Inc, 1986, 388.
- [15] Steiger R H and Jaeger E. Subcommittee on geochronology; Convention to the use of decay constants in geo and cosmochronology. Earth and Planet Sci. Lett, 1977, 36: 358–362.
- [16] Schumacher E. Herstellung von $> 99, 9997\%$ ^{38}Ar fuer die $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ Geochronologie. Geochron. Chimica, 1975, 29: 441–442.
- [17] Fuhrmann U, et al. Examination of some proposed K–Ar standards: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses and conventional K–Ar data. Chem Geol, 1987, 66: 41–51.
- [18] Hurley P M, et al. Reliability of glauconite for age measurement by K–Ar and Rb–Sr methods. AAPG Bull, 1960, 44: 1793–1808.
- [19] Clauer N, et al. Sr and Ar isotope studies of detrital smectites from the Atlantic Ocean (DSDP, Legs 43, 48 and 50). Isot Geosci, 1984, 2: 141–151.
- [20] Weaver CE. Clays, muds and shales. Developments in Sedimentology. Amsterdam, Elsevier, 1989, 819.
- [21] Elliott W C, et al. Kinetics of the smectite to illite transformation in the Denver basin: Clay mineral, K–Ar data, and mathematical model results. AAPG Bull, 1991, 75: 436–462.
- [22] Glasman J R, et al. Shale diagenesis in the Bergen Hgh area, North Sea. Clay and Clay Minerals, 1989, 37: 97–112.
- [23] Bonhomme M G, et al. Interpretation of Potassium–argon isotopic data related to metamorphic events in South Western Alps. Schweiz mineral petrogr Mitt, 1980, 60: 81–98.
- [24] 任纪舜等. 中国大地构造及其演化. 北京: 科学出版社, 1980.
- [25] 聂宗笙. 华北的燕山运动. 地质科学, 1985, 10 (3): 320–333.
- [26] 张二册. 秦岭—大巴山及邻区地质图 (1:1000000) 说明书. 北京: 地质出版社, 1992.
- [27] Sun Z, et al. The Ordos Basin—A typical example of an instable cratonic interior superimposed basin. In Zhu, X, ed Chinese sedimentary basins. Amsterdam, Elsevier, 1989, 63–75.
- [28] 赵孟为, Behr H J. 鄂尔多斯盆地三叠系镜质体反射率与地热史. 石油学报, 1996, 17 (2): 1–9.
- [29] 赵孟为. 划分成岩作用与埋藏变质作用的指标及其界限. 地质论评, 1995, 41 (3): 238–244.

- [30] Liewig N. Datation isotopique d'illites diagenétiques de gres reservoirs a gaz, huile et eau du Nord- Ouest de l'Europe. Implications petrogenétiques et geodynamiques. These doc es- Sci, Univ Strasbourg, 1993, 238.

The Application of the K-Ar Dating to the Determination of Diagenetic Ages of Sedimentary Rocks— A Case Study from the Ordos Basin

Zhao Mengwei Hans Ahrendt and Klaus Wemmer

(Institute of Geology and Dynamics of Lithosphere, University of Goettingen, 37077 Goettingen, Germany)

Abstract

The method of K-Ar dating and its application to the determination of diagenetic ages of sedimentary rocks is introduced and discussed using the K-Ar data from the Ordos Basin. In the basin two distinct diagenetic stages were identified by means of K-Ar dating, which can be correlated with two thermal events resulting from major tectonic movements. A Jurassic diagenetic event (170– 160 Ma) documented in the Permian– Triassic rocks is related to the early Yanshanian movement, whereas a Silurian– Devonian diagenetic stage (420– 370 Ma) recorded in the Cambrian– Ordovician sequences corresponds to the late Caledonian movement. These suggest that the diagenetic processes of illites were mainly controlled by tectono– thermal events in the basin.

The key problem of evaluating the reliability of K-Ar ages from sedimentary rocks is not diffusional loss of radiogenic argon, but detrital contamination. A model of estimating detrital contamination by observation of the variations of K-Ar ages with depth is proposed and discussed using K-Ar data from the Ordos Basin and many other basins of the world. A positive correlation between K-Ar ages and depth or no correlation between similar K-Ar ages and depth are indications of little or no influence of detrital minerals and predominance of authigenic illites. Thus, such K-Ar data reflect diagenetic ages. A negative correlation between K-Ar ages and depth suggests detrital contamination. Therefore, these K-Ar data give mixed ages of less geological meanings. Furthermore, the correlation between K-Ar ages and depth can be used to decipher the mechanisms of the diagenetic process of illites. A positive correlation between K-Ar ages and depth reflects burial diagenesis, while no correlation between similar K-Ar ages and depth indicates a diagenetic event caused by a short thermal event, as shown in this study.

Keywords: illite K-Ar dating diagenetic age jurassic silurian– devonian ordos Basin