

测定同位素地质年龄应注意的一些问题

桂林冶金地质研究所同位素地质研究室

在金属矿床的普查找矿工作中,同位素地质年龄(以下简称年龄)测定方法日益得到广泛应用。目前我国已积累了5000多个年龄数据,这对阐明地质运动史、岩浆活动旋回、成矿时代及成矿规律等提供了地质年代学方面的宝贵资料。同时也获得一些与传统地质概念或野外观察结果不相符合的实验资料,例如野外观察为较老的地质体,测得的年龄却很年青;同一岩石的不同矿物,同一样品用不同方法测试,有时所测得的年龄值差异显著。这些问题给年龄数据的应用造成了困难。针对实验工作中遇到的具体问题,结合地质工作当前科研、生产的中心任务,本讲着重介绍测定年龄应注意的一些问题。

一 各种年龄测定方法的特性

测定年龄的方法有二、三十种,在金属矿方面用得最多的是钾—氩法、铷—锶法和铀—钍—铅法(包括普通铅法)。从目前情况看,有些使用者对方法的共性了解得多,而对各个方法的特性、尤其是其局限性则了解不够或未认真对待,以致得到一些混乱(矛盾)的数据。因此,有必要讨论一下各个方法的特性。

年龄测定方法的基础是放射性衰变定律,其基本公式为

$$N_0 = N_t \cdot e^{-\lambda t}$$

积分上式,得出计算年龄的一般公式:

$$t = -\frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{N_0 - N_t}{N_t} \right)$$

式中, N_0 为某一放射性同位素起始时的原子数; N_t 为经过 t 段时间后尚未衰变的该同位素的原子数; $(N_0 - N_t)$ 是在 t 段时间内衰变的原子数,也就是该元素衰变产物的原子数, λ 为该同位素的衰变常数; e 为自然对数的基数。

如果确知某一放射性元素的衰变常数 λ , 测得其尚未衰变的原子数 N_t 和由它在 t 段时间内衰变而成的子体元素的原子数 $(N_0 - N_t)$, 就能根据上式计算出该地质体的年龄 t 。但要有一个很严格的条件,即所测体系中母体和子体元素数量上的变化只能由放射性衰变引起;也就是说,从某一矿物或岩石形成并且温度降到放射成因的子体元素能完全保存那一时刻开始(此时放射性“时钟”开始启动),完全保持着封闭体系,放射成因的子体元素全部聚集在该矿物或岩石中,无论母体或子体元素都不能因其它因素被带出或带入。在这种情况下,对于一个给定样品,用各种方法得到的年龄,在半衰期不定性所允许的限度内会比较一致(表1)。

U-Pb、K-Ar及Rb-Sr的一致年龄

(百万年)

表 1

地	$\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$	$\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	K-Ar	Rb-Sr
我国内蒙				
集宁乌拉山	1730	1700	1700	—
美国康涅狄克州				
波特兰	268	266	265	251
美国北卡罗来纳州				
普鲁斯潘恩	370	375	349	352
加拿大安大略省				
加的夫区	1020	1020	1000	970
加拿大萨斯喀彻				
温省维金湖	1850	1880	1850	1852
律巴布韦				
比基塔	2640	2670	2550	2519
苏联乌克兰				
理戈列夫斯基矿区	1980	2020	1980	—

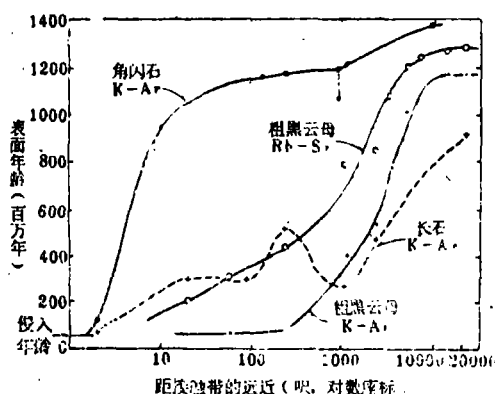


图 1 热扰动对 K-Ar 和 Rb-Sr 系统的影响 (据哈特, 1964)

各年龄系统对热扰动的抵抗顺序 表 2

哈 特, 1964		奥尔德里奇等, 1965
a	b	
长石 Rb-Sr	角闪石 K-Ar	锆石 Pb^{207}/Pb^{206}
角闪石 K-Ar	长石 Rb-Sr	长石、白云母 Rb-Sr
	长石 K-Ar	角闪石 K-Ar
黑云母 Rb-Sr	黑云母 Rb-Sr	白云母 K-Ar
黑云母 K-Ar	黑云母 K-Ar	黑云母 Rb-Sr
长石 K-Ar		黑云母 K-Ar
		长石 K-Ar

情况下, 不同矿物和不同方法的抵抗力是不一样的。这主要取决于矿物的内部结构和被扩散的同位素同主要组分之间结合的特性。哈特和奥尔德里奇先后提出了各年龄系统对热扰动的抵抗顺序(表 2)。可作为选择合适的测定对象和测定方法时参考。

但已发表的大量年龄数据, 有相当一部分是不一致的, 这是因为矿物或岩石形成后, 遭受了后期地质作用的扰动, 封闭体系被破坏, 发生了母、子体元素的带出或带出。这些因素主要有:

1. 伴随区域或局部变质作用的升温引起子体元素的扩散丢失;
2. 动力作用造成矿物晶体结构的破坏和局部升温引起子体元素的扩散丢失;
3. 交代作用、地下水循环、离子交换等化学变化引起母体或子体元素的带出、带出;
4. 表生风化、淋滤作用引起母、子体元素的丢失;
5. 固体状态下的矿物相变引起子体的丢失。

因素 5, 主要表现在钾长石的条纹长石化引起 Ar^{40} 的丢失, 因素 2、3、4 是任何测定方法都不能克服的, 所以无论采用哪种方法, 都不可在构造破碎带、蚀变带、接触带、风化带采样。因素 1, 即热扰动对年龄数据的影响相当普遍。哈特研究了美国科罗拉多州前寒武纪片麻岩及片岩(年龄 1000~1300 百万年)受埃尔多拉石英二长岩岩株(年龄 54 百万年)侵入后各种矿物的年龄(图 1), 结果表明: 由于受到后期侵入体的热扰动, 接触带附近的各种“时钟”都明显偏低, 但不同矿物、不同测定方法受热影响的程度不一样。角闪石的 K-Ar 年龄受影响最小, 离接触带 10 呎就能保留其大部分 Ar^{40} ; 粗粒黑云母的 Rb-Sr 和 K-Ar 年龄受影响明显, 直到离接触带约 10000 呎以外才不受影响, 但在所有点上, 其 Rb-Sr 年龄均大于 K-Ar 年龄; 钾长石的 K-Ar 年龄变化不规则, 在未受热扰动的情况下, 它还经常自发地丢失 Ar , 即使远离接触带 20000 呎, 也得到异常低的年龄。如果钾长石和云母都遭受变质, 前者的年龄有时也能高于后者。类似的情况在遭受过区域或局部变质作用的环境中经常发现, 说明在受到热扰动的

当封闭体系遭到后期地质作用破坏因而出现不一致年龄时,对数据的使用和解释要特别慎重。某些数据可能没有时代意义,但可提供后期地质作用的“信息”,从这个意义上说也是可取的。如能选择合适的测定对象和方法,通过对一组不一致年龄的处理,还常有助于查明矿物或岩石形成以后所经历的主要地质事件。

1. 钾—氩法 由于K—Ar法具有快速、经济、测定对象广泛和范围较大(既能测古老的,也能测年青的)等优点,所以应用最普遍。主要问题有两个:

(1) 过剩氩问题 一般指矿物结晶时或矿物、岩石在成为封闭系统以前所捕获的初始氩。它引起钾—氩年龄偏高。过剩氩可能出现在一些具有特殊晶体结构的矿物(如绿柱石、萤石、电气石、方钠石、钙霞石等),富含气液包裹体的矿物(萤石、石英等),缺水高压条件下(氩的分压高)结晶和冷却的矿物以及某些基性、超基性岩和一些现代熔岩中。用这些测定对象得到异常高的年龄时,应考虑过剩氩的影响。过剩氩可以通过K—Ar等时线法扣除。这种情况并不太常见。

(2) 放射成因氩的丢失问题 由于子体元素 Ar^{40} 是气体,容易扩散丢失而造成K—Ar年龄的年青化,这是该法最主要的问题。根据扩散理论,在一定温度下,放射成因同位素从晶体中的丢失与扩散系数、扩散时间和有效扩散容积成函数关系。矿物的扩散系数与其结晶化学特性有关,而有效扩散容积与颗粒度有关。显然,矿物不同,结晶化学特性不同,对放射成因氩的保存能力也不一样。戴蒙指出:“在250℃以下,氩保存性减小的顺序为:角闪石>白云母>黑云母—金云母>透长石>微斜长石>海绿石”。为得到可靠的K—Ar年龄,应尽可能挑选氩保存性最好的矿物作为测定对象。至于颗粒度的影响,粒度愈大的矿物,对氩的保存性愈好。在前例中,哈特还作过围岩片岩中细粒黑云母的K—Ar曲线,发现它即使在离接触带20000呎处也未达到真实的基岩年龄;海绿石和金云母的扩散系数相当,但前者K—Ar年龄通常要低10~20%,这是因为海绿石具有很细粒的结构,因而对氩的保存性较差。

矿物或岩石形成以后,如果遭受后期地质作用,就会引起放射成因氩的显著丢失,从而使年龄偏低。因为这些后期地质作用或者带来热量,加速氩从矿物内部向外扩散;或者带来应力,使其晶格变形,造成氩的丢失;或者局部或全部破坏矿物原来的晶体结构,形成新的矿物。所以,采样时一定要弄清采样点的地质情况,样品要经过仔细的镜下鉴定,检查云母是否发生了绿泥石化、水化、褐铁矿化,钾长石是否发生了高岭土化、绢云母化、条纹长石化等,如有这些蚀变就不宜作测定对象。假如采集不到新鲜样品,则应挑选蚀变最轻的,并要事先估计到结果会偏低,只能作为形成时代的上限供参考。

2. 铷—锶法 自然界的 Rb^{87} 经过一次 β^- 衰变生成稳定同位素 Sr^{87} ,计算年龄的一般公式可表达为:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{Sr^{87*}}{Rb^{87}} \right)$$

由于 Rb^{87} 半衰期较长, β^- 粒子的能量相当低,准确测定其衰变常数有一定困难。目前世界上比较通用的有两个值,即地质方法所测定的 $\lambda = 1.39 \times 10^{-11} \text{年}^{-1}$ 和核物理测定值 $\lambda = 1.47 \times 10^{-11} \text{年}^{-1}$,两者相差6%,这给本法带来了基本的系统误差。我国采用的是前数值。

* 放射性成因的 Sr^{87} 。

铷和钾同属碱金属,因而凡是K—Ar法的测定对象原则上都可用于Rb—Sr法,两者可相互验证。但因Rb⁸⁷半衰期较长,Rb—Sr法测定新生代样品尚比较困难。单个样品的Rb—Sr年龄测定,需根据共生的铷含量极低的矿物(磷灰石、绿帘石等)中Sr⁸⁷/Sr⁸⁶比值或假定的Sr⁸⁷/Sr⁸⁶初始比值(通常取0.712)进行普通铈(即非放射成因铈)的扣除,实际上由于源区和时代不同,Sr⁸⁷/Sr⁸⁶初始比值有变化,因此单个样品的年龄测定常给出不真实的表面年龄。

Rb—Sr法的显著优点是采用等时线。如果一组样品能同时满足下列三个条件:①所有样品是同时形成的,②所有样品有相同的(Sr⁸⁷/Sr⁸⁶)_{初始}比值 ③样品中的铷和铈保持封闭系统,则每个样品所测得的(Sr⁸⁷/Sr⁸⁶)_{现今}比值、(Rb⁸⁷/Sr⁸⁶)_{现今}比值与其年龄 t 之间有如下关系:

$$(Sr^{87}/Sr^{86})_{\text{现今}} = (Sr^{87}/Sr^{86})_{\text{初始}} + (Rb^{87}/Sr^{86})_{\text{现今}}(e^{\lambda t} - 1)$$

上式相当于 $y = ax + c$ 的直线方程。把一组样品测得的(Sr⁸⁷/Sr⁸⁶)_{现今}作纵座标,以测得的(Rb⁸⁷/Sr⁸⁶)_{现今}为横座标,用最小二乘法得一直线,该直线在纵座标上的截距即为(Sr⁸⁷/Sr⁸⁶)_{初始}比值,而直线的斜率 $\tan \theta = e^{\lambda t} - 1$ (图2),故年龄 t 为

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln(\tan \theta + 1)$$

铷—铈等时线法成功地用于测定火成岩和变质岩的年龄。例如某花岗岩体在时间 t_1 侵入,在时间 t_2 遭受强烈区域变质作用,而使岩体所有各种矿物相中的Sr⁸⁷/Sr⁸⁶比值都均匀化,这样,一组全岩点会确定一条直线,其斜率表示花岗岩侵入的年龄 t_1 ,而从每一个全岩样品中挑选出的单矿物将得出一组平行的直线,这些线的平均斜率给出了变质作用的年龄 t_2 。任一矿物等时线在纵轴上的截距给出这些矿物在变质作用下均匀化后的Sr⁸⁷/Sr⁸⁶比值(图3)。

对火成岩和大多数变质岩来说,一般均达到了铈同位素的均一化,并且在变质作用过程中对铷和铈常能保持封闭系统。因此,对正变质岩来说,全岩等时线可给出岩浆活动的侵位和喷出时间,矿物等时线可给出变质作用的时间;对副变质岩来说,全岩等时线可给出第一次变质作用的时间,矿物等时线可给出后期变质作用的时间。沉积岩如果经过成岩作用达到

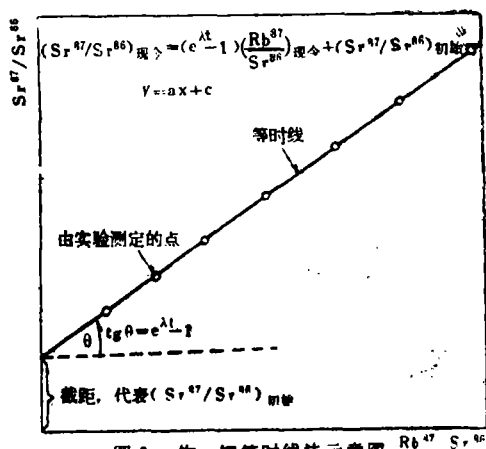


图2 铷—铈等时线法示意图

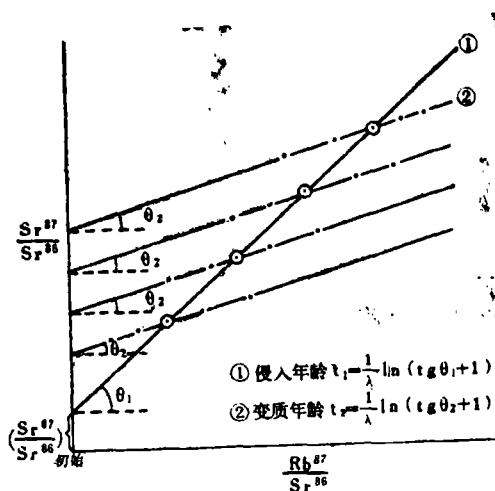


图3 铷—铈等时线法测定变质岩年龄示意图
● 全岩 ○ 矿物

了铀同位素的均一化,也有可能得出其成岩及后期变质作用的时间。原则上应用等时线法可测得多次变质作用的时代,关键在于能否准确地取得代表不同地质作用的样品。

3. 铀—钍—铅法和普通铅法 传统的铀—钍—铅法根据 Pb^{206}/U^{238} 、 Pb^{207}/U^{235} 、 Pb^{208}/Th^{232} 及 Pb^{207}/Pb^{206} 四比值来计算年龄。如果样品对母体、子体元素及中间产物保持封闭体系,所得四组年龄应是一致的。同一样品可得出相应的四组年龄来进行内部校正,这是U—Th—Pb法的一大优点。随着分析技术的提高,本法的测定对象已从含铀矿物(晶质铀矿、沥青铀矿等)扩大到副矿物如锆英石、榍石、磷灰石、绿帘石族矿物、独居石及某些全岩,从而开辟了广阔的前景。

U—Th—Pb法的主要问题是70%以上样品的四组年龄不一致。其机理尚不十分清楚,有人认为是铀钍衰变中间产物氦(气体)的丢失,也有人认为是铅的阶段丢失或连续丢失,或者是铀的加入等。在用单一样品得到不一致年龄时,选择哪组年龄数据较为合适,应视测定对象和它所经历的地质环境而定。不少学者提出了各自的选择标准。穆林纳指出:对前寒武纪矿物来说, Pb^{207}/Pb^{206} 年龄最可靠,对寒武纪后矿物来说,铀矿物的 Pb^{206}/U^{238} 年龄、钍矿物的 Pb^{208}/Th^{232} 年龄较为可靠。

对一组样品的不一致年龄,如用韦瑟里尔的一致曲线—不一致曲线法(又称“谐和图”法)进行处理,将得到与Rb—Sr等时线法相似的效果。该法以 Pb^{206}/U^{238} 比值为纵座标,以 Pb^{207}/U^{235} 比值为横座标作图,一个未遭受过铅丢失或铀加入的相(封闭体系),其 Pb^{207}/U^{235} 年龄等于 Pb^{206}/U^{238} 年龄,而且数据将落在所谓“一致曲线”上。但当某一短暂时刻测定对象受到后期地质作用(变质作用、交代作用等)的插入引起了铅丢失或铀加入,则数据将落在所谓“不一致线”上。两线的下交点 t_2 示插入事件的时间,上交点 t_1 示样品年龄(图4)。用此法分析一个岩石样品中几个组分锆英石(按放射性和其它性质分类)

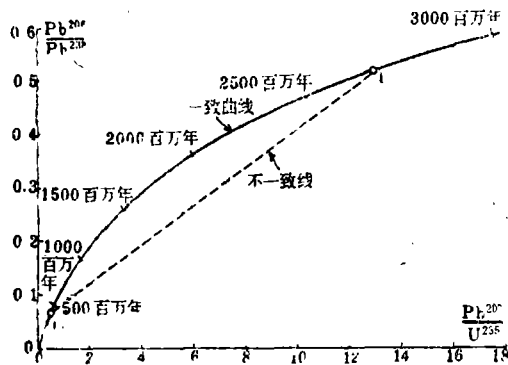


图4 韦瑟里尔一致曲线—不一致曲线示意图

或几个岩石样品中的锆英石,常可得到酸性火成岩的侵入年龄和随后的变质年龄。中科院地化所在辽东半岛一片麻岩中作了七个锆英石样品,按四组同位素比值计算的年龄差别很大(从118~4080百万年),但用韦瑟里尔作图法处理后,求得其真实年龄为2210百万年,而变质作用发生在不久前。

此法不仅用于同一种矿物,也用于同一地区或同一岩体(具有相同发展历史)不同矿物,在一些地区已得到满意的结果。

天然铅除 Pb^{206} 、 Pb^{207} 、 Pb^{208} 三种放射性成因的同位素外,还有非放射成因的 Pb^{204} 。在漫长的地质历史中,岩浆中的 Pb^{204} 含量是不变的,其它三种同位素却因铀、钍的放射衰变而不断增长。当铅在成岩或成矿作用下与岩浆源脱离形成铅矿物时,它就记录并保持了当时岩浆中铅的同位素成分。由于方铅矿等铅矿物中铀、钍含量极微,所以其同位素成分不发生明显变化,而以最初的形态保持至今。显然,方铅矿的形成时代愈老,其 Pb^{206} 、 Pb^{207} 、 Pb^{208} 含量的绝对值愈小,相应地它们与 Pb^{204} 的比值也就愈低。铅的这一演化规律已为不同时代矿床的数千个铅同位素成分的结果所证实。因此,只要测得含铅矿物或岩石中的铅同位素比值,就能计算出其年龄,这就是粗铅法。该法没有考虑铀、钍的影响,测得的年龄是近似的,但对研究金属矿床有重要意义。由于岩石中常含少量铀、钍,因

普通岩石中放射性元素和“普通子体”元素浓度的粗略估计*

表3

岩 石	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	K (%)	Rb (ppm)	Sr (ppm)
花 岗 岩	4	15	20	3.5	200	300
玄 武 岩	1	3	4	0.75	30	470
超 镁 铁 岩	0.2	0.08	0.1	0.004	0.5	50
页 岩	4	12	20	2.7	140	300

* 据D.约克等。

此岩石形成后普遍有少量放射成因铅加入。这时就要应用两阶段或多阶段模型来处理。这种模式已成为岩石铅年龄测定的基本手段。

二 各种地质体年龄的测定方法和数据解释

针对不同地质体选择合适的测定方法和对象,是获得正确年龄数据的关键。下面按三大岩类谈谈各种地质体的年龄测定方法和数据解释问题。

1. 火成岩 各类火成岩中放射性元素和“普通子体”元素的浓度是不同的。由表3看出,酸性岩类各母体元素浓度较大,因而已发表的年龄数据绝大多数都集中在酸性岩类。基性和超基性岩类的年龄测定比较困难。

花岗岩类样品可用K—Ar(云母类矿物)、Rb—Sr(云母、钾长石)、U—Th—Pb(锆石)三种方法测定。钾长石的K—Ar年龄,除小于100百万年的深成岩年龄可靠外,一般认为完全不可靠。花岗岩全岩的K—Ar年龄总是低于黑云母的年龄,偏低的程度取决于花岗岩中钾长石与云母的相对含量。但当受到后期热扰动时,由于钾长石中的Ar有几种保存状态,首先丢失的仅是激活能最低的那一部分,因而有时可得到高于云母的年龄。所以有时花岗岩年龄会高于黑云母的年龄。花岗岩类样品挑选单矿物(云母、钾长石、锆石)并不困难,不应只图省事而作全岩K—Ar测定。

闪长岩及其它中基性岩类与铁、铜等矿产的关系密切。这类岩石不含或很少含黑云母、钾长石,其主要矿物是斜长石和角闪石。角闪石是目前公认的K—Ar法最理想的测定对象,它对氩的保存性比云母还要强。但角闪石中钾的含量很低,作一次K—Ar体积法测定需要30克以上样品,分离单矿物的工作量大。为解决这个问题,我们作了全岩测定试验。关于全岩K—Ar样品的适应性问题,我们对比了本所及兄弟单位在长江中下游、华北地台所得的全岩K—Ar、单矿物K—Ar和一些Rb—Sr、U—Th—Pb年龄结果,考虑到我国东部地区中生代以后岩浆活动较弱,因而提出这样一个意见:我国东部地区中生代以后的中基性岩浆岩的全岩K—Ar年龄基本上是可信的。但全岩样品必须新鲜,最好同时作一些角闪石测定以资比较。

基性和超基性岩类样品无论用哪种方法测定目前都比较困难。随着K—Ar稀释法的发展,有可能测定其年龄。用K—Ar法得到异常高的年龄时,应考虑过剩氩的影响。

各种喷出岩类的主要测定对象是全岩。酸性喷出岩如能采得高温钾长石(透长石),当是K—Ar法理想的测定对象,特别是年青火山岩。如果严格掌握样品的新鲜程度,火山岩的全岩K—Ar年龄一般是可信的。

在解释火成岩年龄数据时,应当了解:所得的年龄并不等于矿物和岩石结晶的时间,而是代表矿物和岩石结晶后冷却过程中放射成因子体元素停止向系统外扩散的时间。对浅成侵入岩和喷出岩来说,其结晶到冷却过程较短,测得的年龄接近岩体侵入或喷出的时间。但在分析地盾区和造山带的年龄数据时,就应当考虑缓冷却所造成的影响。因为在这些地区,深

成岩(变质岩也是如此)的结晶冷却过程都经历了漫长的时间,只有这些地区上升冷却到某一温度,放射成因的子体元素才停止向外扩散,放射性“时钟”才开始启动。这一温度称为“临界温度”,它比岩浆结晶或变质结晶的温度低几百度,因而也就没有理由怀疑,通常达到临界温度比岩浆结晶或变质结晶的时间要晚几百万年乃至几千万年。在此情况下,选择保存性最好和粗粒的矿物“时钟”,如锆石(U—Pb)、钾长石和粗粒白云母(Rb—Sr)、角闪石和云母(K—Ar)以及全岩的Rb—Sr法年龄才更接近原岩年龄和变质年龄。当一个岩体得到一批参差的年龄数据时,采用取平均值或众值的办法并不合理,应该取最大值(体现在启动最早的矿物“时钟”上)。

2. 沉积岩 年龄测定更为困难,主要是测定对象较难获得。同生海绿石和钾盐可供沉积岩年龄测定,但海绿石的K—Ar或Rb—Sr年龄都低于标志沉积物的最小年龄10~20%。钾盐并不常见,对其适应性的研究也不深入。测定沉积岩年龄的另一途径是通过落在夹层中的火山灰(透长石、黑云母等)或切割地层的后期脉岩,用K—Ar法或Rb—Sr法间接测定。因此,沉积岩的时代确定应与地层中的古生物研究紧密结合进行。

近十年来,国外用全岩样品测定沉积岩的年龄已取得一些进展。不少研究者对板岩的K—Ar全岩年龄作了研究,哈珀(1964)通过对美国加里东山系的研究得出下述结论:板岩的全岩K—Ar年龄测定在阐明复杂的冷却史方面是一个有力的工具,尽管板岩的颗粒细,但云母类矿物仍能明显地保存氩达400百万年以上。对那些达到铅、铋同位素均一化的化学沉积岩和细粒沉积岩来说,用铅、铋全岩等时线法测定其沉积年龄也有不少报道,效果也较好。Pb—Pb等时线法是测定前寒武纪化学沉积岩(碳酸盐岩石、含铁石英岩等)及其变质产物年龄的一个很有远景的方法。相信随着铅、铋等时线法在我国的普遍开展,沉积岩的全岩年龄测定必将打开一个新的局面。

3. 变质岩 由于变质作用的长期性和复杂性,以及不同方法和测定对象对后期热扰动的抵抗能力不一样,因此,对其数据的使用和解释要特别慎重。必须紧密结合区域地质情况,根据测定方法和对象的特点,分析所得年龄数据的时代意义,该年龄值是反映地质事件发生的时间呢,还是不代表地质事件的视年龄,如果反映了地质事件发生的时间,应分析是哪一种地质事件,是原岩的形成年龄还是变质作用的年龄?是哪一次变质作用的年龄?是变质作用高潮的时代,还是变质岩上升冷却的时间等等。我国K—Ar法开展较普遍,但变质岩的K—Ar年龄一般没有时代意义,特别是南方广泛分布的中—浅变质的板溪群、昆阳群、会理群、石录群等老地层,其K—Ar年龄既不能反映原岩的时代,常常也不能反映变质年龄,多数情况下是给出介于各种年龄之间的视年龄。例如海南石录群,各种地质证据表明是比较老的,至少在奥陶纪以前,可是其第五层片岩的K—Ar年龄仅为88百万年,这显然不是石录群的沉积年龄。如采用K—Ar法测定这类老地层的时代,只能选择后期切割穿插地层的火成岩脉的最大年龄为其沉积年龄的上限。当岩石遭受一次或多次深变质作用而使矿物重新结晶组合以后,其K—Ar年龄往往反映的是最后一次变质作用的时间,如鞍山群片岩和片麻岩的K—Ar年龄为2400百万年,当是鞍山群经受混合岩化的变质时期,其沉积时间则应老于2400百万年。

对变质岩时代的研究和其原岩时代的探索应以铅、铋等时线法为主。这两种方法虽然目前我国开展还不普遍,但已有不少单位建立了或正在筹建Rb—Sr和U—Pb年龄实验室,今后一定会为解决变质岩及其原岩的时代问题发挥重大作用。

在解释地盾区和造山带的变质岩年龄数据时,同样必须考虑缓慢冷却的影响。这时测出

的变质年龄, 往往不是反映变质作用高潮的时间, 而是变质岩上升冷却的时间。

三 采样送样注意事项

1. 无论选择哪种年龄测定方法, 样品的可靠性和代表性都是极为重要的。因此, 一定要详细了解采样点的地质情况, 从最有代表性的部位采集新鲜的样品。要严格避免在风化带、蚀变带、接触带、构造破碎带、俘虏体或后期侵入的岩脉附近采样。样品采集后, 要进行仔细的镜下观察, 看用于K—Ar和Rb—Sr测定的云母、长石是否发生了后期变化, 用于U—Pb法测定的放射矿物及锆英石等是否有非晶质化作用, 切忌其中含有硫化物和方铅矿包裹体。为了获得符合要求的理想样品, 最好在揭露到基岩的人工采石场、坑道或钻孔岩心中取样。在野外地表取样时, 有时需进行人工爆破才能获得新鲜样品。

2. 单矿物在年龄测定中有重要作用。为得到可靠的年龄, 就必须挑选那些对母体和子体元素保存性最好的矿物。有些同志为了省事, 常常爱送K—Ar全岩样品, 而不考虑全岩样品的适应性; 也有些同志因怕挑单矿物麻烦, 就不采样品, 这都是不对的。

3. 应该根据测定的具体对象选择合适的测定方法。K—Ar、Rb—Sr、U—Th—Pb法是相辅相成的, 在我国均已开展起来。过去大家对K—Ar法比较熟悉, 而对Rb—Sr和U—Th—Pb法了解不多, 今后应多考虑Rb—Sr、U—Th—Pb法的应用。

4. 作Rb—Sr等时线法的样品除必须符合前述三个条件外, 还应有比较分散的Rb/Sr比, 这样才能由四个以上的点得出一条直线(如果几个样品的Rb/Sr比都相同, 实际上等于对同一个样品作重复试验)。因此, 对沉积岩或沉积变质岩来说, 应在同一层位内凡是岩性、岩相或矿物成分发生变化的部位(这些部位常常可能反映出Rb/Sr比的变化)系统采样, 对正变质岩也是在岩性、岩相或矿物成分变化的部位系统采样。一组样品可采十几至二十个, 每个重量1公斤左右(如要从中挑选出单矿物作内部等时线, 则样品量要增加到能选出几克单矿物), 破碎至-200目, 分选出10克。然后从中选择出四个以上有合适Rb/Sr比的样品作化学分离和质谱分析。显然, 这并不要求都是富铷贫锶的样品, 如能有1~2个普通锶含量较高的样品控制等时线的下交点将是很有意义的。由于不同样品中Rb、Sr的含量可以相差很大, 必须避免样品之间的相互沾污, 因此样品要分别包装, 破碎加工中要特别注意清洁。

5. 每一个年龄数据不仅为采集者使用, 而且将编入年龄数据汇编中供大家使用, 因此送样时一定要附有详细的采样说明书, 既作为实验室审查所得数据可靠程度的依据, 也可供使用年龄数据的地质同行们参考。

本所对K—Ar、Rb—Sr年龄测定的送样要求如下:

1. 样品数量

(1) 钾—氩法

含钾单矿物(黑云母、白云母、金云母、锂云母、钾长石、海绿石、钾盐等)所需的量视时代而定:

太古代、元古代: 7~10克;

古生代: 10~15克;

中生代: 20~25克;

新生代: 25~30克。

以上为目前体积法两次分析的用量, K—Ar稀释法的用量大约为上述重量的1/2~1/3。

含微量钾的单矿物(角闪石、辉石): 为上述重量的三倍以上。

全岩样品: 取2公斤左右样品破碎筛分出0.2~0.4mm粒级, 淘洗烘干后, 缩分出150~200克。

样品处理过程中, 温度不得超过120℃。

(下转第88页)

位,二者接近相等,根据剩磁感磁的和计算了一条理论剖面,结果与实测剖面也比较符合。同样,岩层的磁化强度也比根据样品测定结果所估计的要大。在推断航磁资料时,应作类似的分析。

在航磁填图中,根据高磁异常来圈定含铁石英岩,必须对岩石磁性作详细分析,才能获得较好的效果。感磁与岩石中磁铁矿含量有关,但磁异常的高低对磁铁矿含量的多少并不能作出可靠的估计。在美国苏必利尔湖地区含铁建造含磁铁矿都在25%左右,但所产生的磁异常,不仅在强度上不一样,而且异常特点也不相同。在东部矿区,磁铁矿富的岩石,磁异常往往是负的;而在主矿区,异常不规则,在磁铁矿氧化变成磁性很弱的赤铁矿的富矿上,磁异常变弱,从主矿区到东矿区,岩层平缓,而磁异常值由几百伽马增加到几千伽马,符号由正变负。不能认为这是由于构造变化,或是磁铁矿含量变化所引起的。根据该地区含铁建造的的形状和产状以及埋深计算出理论异常,使之与实测异常相比,求得比瓦比克含铁建造的总磁化强度,其次再使总磁化强度与已知的感应磁化强度相比,求得其剩余磁化强度。结果主矿区未变质的含铁层的总磁化强度为0.01高斯;东部地区强烈蚀变的含铁层的总磁化强度为0.10高斯。两地区的感磁相同,在0.01~0.02高斯范围内,两地区总磁化强度相差1个级次,这肯定是剩磁影响。所以最后主矿区和东矿区分别以感磁和剩磁为基础,来解释该区的航磁结果,不然,会导致错误的结论。

在定量解释含铁石英岩区磁测结果时,剩磁影响不能忽略。剩磁对磁性体的品位(体磁化率和 Fe_3O_4 的重量或体积%)和产状有很大关系。其次对磁性体规模大小和储量也有影响。一般,在解释磁异常时,假设总合磁矩 $\vec{M}_R$ 的倾角 I 和偏角 D 为已知。认为 $\vec{M}_R$ 就等于感磁矩 $\vec{M}_i$, I 和 D 就是当地地磁场的倾角和偏角。实际上 $\vec{M}_R$ 几乎总是比 $\vec{M}_i$ 大得多。如果不考虑NRM的影响,计算推断解释,往往得到错误结果。例如把矿体的倾角算错,甚至得到相反的倾向,把矿体的品位和储量算大。在加拿大拉布拉多找含铁石英岩中的富铁矿就遇到这样的情况。所以对类似地区或其它地区找铁矿的工作中,必须对当地岩石的磁性进行测定,特别是要对剩磁做研究。对大量样品的磁性测定方法和测得数据的处理可参考古地磁的研究方法来进行。(全文完)

(陈玲编写)

(上接第47页)

还应有所采样品的手标本和薄片各一块。

(2) 铷—锶法

单矿物(云母类矿物、钾长石、海绿石)的量略少于K—Ar法所需的量。全岩样品的量同前。同样应有所采样品的手标本和薄片各一块。

2. 采样说明书, 内容包括:

- (1) 样品编号。不要用绝1、绝2或年1、年2这样简单编号, 以免样品互相混淆;
 - (2) 详细产地(省、县、公社、经纬度);
 - (3) 采样目的, 准备解决的地质问题;
 - (4) 采样点的地质情况, 如采样点的地质位置及地层、岩石、矿化等情况, 已知的上下层位界限和岩体的地质推断时, 并附上中小比例尺的地质草图和剖面图各一份, 在图上标明采样位置;
 - (5) 有关矿物的镜下鉴定资料;
 - (6) 选矿流程;
 - (7) 采集日期和采集人。
3. 样品应包装结实, 采样说明书不要放在样品箱内, 要另外挂号投寄, 以免磨损或遗失。