

56.6/083

011623

# 全国同位素地质会议文集

## 第二集



地质出版社

7083  
52

# 全国同位素地质会议文集

## 第二集

全国同位素地质会议文集编辑小组

地质出版社

**全国同位素地质会议文集**

**第二集**

全国同位素地质会议文集编辑小组

\*

地质部书刊编辑室编辑

地质出版社出版

地质印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行，各地新华书店经售

•

1979年12月北京第一版·1979年12月北京第一次印刷

印数1—3,590册·定价2.40元

统一书号：15038·新450

## 出版说明

一九七五年十一月二十日至十二月二日在贵阳市召开了全国第一次同位素地质工作经验交流会，对过去十余年的工作做了一次总结。出席这次会议的有全国生产、科研、教学各系统的代表近三百人。会议共收到了研究论文、经验介绍、技术资料、文献调研等一百二十余篇，一定程度上体现了我国同位素地质研究工作的发展情况和取得的成果。为了便于从事同位素地质工作的同志和广大地质工作者参考，并促进我国的同位素地质工作，决定将会议的部分论文汇编为《全国同位素地质会议文集》出版。

同位素地质这门新兴学科，在最近的二十多年里得到了飞速的发展。现在，不论在研究月球、陨石等宇宙空间科学中，还是在地层、大地构造、岩石、矿床、海洋等地球科学的各个领域，同位素地质都已成为解决某些重大问题的不可缺少的研究方法。它在各方面所取得的研究成果，大大丰富了人们对于天体史、地球史、生物史以及人类发展史的认识。

我国的同位素地质研究工作，解放前是空白，建国以后获得迅速发展，建立了一批同位素地质实验室，新建了一批铷-锶法、碳-14同位素年龄实验室，开展了裂变径迹法、铀钍系法年龄测定的研究。工作开展较早的钾-氩法、铀-铅法等采用了同位素稀释法、中子活化法等先进技术。原来比较薄弱的稳定同位素地质研究，最近几年也有了发展，出现了一批稳定同位素地质实验室，并开展了铅、硫、氧、碳、氢等方面的研究工作。直到会议时为止，据不完全统计，我国已积累了同位素地质年龄数据近五千个，铅、硫、碳等稳定同位素数据三千多个。这些同位素地质资料，为解决一些生产实际问题和理论问题提供了重要依据。诸如在青藏高原和西沙群岛等地的科学考察中，长沙马王堆一号汉墓等重要文物的研究工作中，同位素地质方面的研究也取得了一定的成果。特别是同位素地质这门学科已日益引起地质工作者的重视。

《全国同位素地质会议文集》共分三集出版。第一集为同位素地质年代学实验方法部分；第二集为同位素地质年代学地质应用部分；第三集为稳定同位素地质部分。

受与会代表的委托，本文集由中国科学院地质所、贵阳地化所、冶金部桂林冶金地质所、中国地质科学院地矿所、湖北地质所、北京第三研究所和成都地质学院共同组成的编辑小组进行编纂。编纂过程中出现的错误，希原作者和读者批评指正。

全国同位素地质会议文集编辑小组

一九七七年

# 目 录

浅谈同位素年龄数据在地质应用中的一些问题	张祖还 (1)
我国生物地层界线的划分与建立同位素地质年代表的关系	卢行豪 (6)
从燕山地区震旦地层同位素年龄论中国震旦地质年表	
中国科学院贵阳地球化学研究所 同位素地质研究室 钟富道执笔	(12)
白云鄂博群时代问题的讨论并试论我国前寒武纪年表 (详细摘要)	
中国科学院贵阳地球化学研究所 肖仲洋	(22)
河北迁西-遵化地区古老变质岩系地质年代学研究	
中国地质科学院 地质矿产所同位素地质组	
地质力学所同位素年龄组	(29)
华北地台某些侵入体的钾-氩同位素地质年龄测定	
桂林冶金地质研究所 同位素地质研究室	
矿床室砂卡岩铁矿专题组	(35)
对黑龙江省东部部分岩石同位素年龄的初步认识	
黑龙江省地质局第一区测队综合分队侵入岩小组	(45)
结合同位素年龄数据对福建省岩浆岩及部分变质岩时代的初步探讨	
福建省地质局区测队 刘金全	(50)
鄂东南主要侵入岩同位素地质年代的初步讨论	
中南冶金地质勘探公司研究所 鄂东专题岩浆岩组	(59)
对湖北大别山地区同位素年龄数据的初步认识	
湖北省区测队 周高志 冷 坚	(67)
湖北省同位素地质年龄资料	湖北省区测队综合研究组 阎久祥执笔 (73)
西沙群岛橄榄玄武岩同位素年龄测定	
中国科学院贵阳地球化学研究所同位素地质研究室	(87)
湘赣粤及其邻区花岗岩同位素年龄数据讨论	北京第三研究所四室 (91)
南岭地区晚古生代花岗岩类同位素地质年代学研究	
国家地质总局宜昌地质矿产研究所同位素地质研究室	(109)
广西岩浆岩时代初步划分及同位素年龄数据使用中的一些问题	
广西区测队综合组 汪绍年执笔	(121)
苗儿山花岗岩体侵入时代的划分	北京第三研究所四室 广西第十地质队 (127)
前寒武摩天岭岩体同位素地质年龄讨论	北京第三研究所四室 (141)
某矿床沥青铀矿同位素年龄结果的讨论	北京第三研究所四室 (152)
云南构造体系的同位素地质年龄	云南省地质局第二区测队 赵鸿 (157)
云南某锡矿岩浆杂岩体的同位素地质年龄	云南 308 地质勘探队 李家和 (165)

“康滇地轴”北段岩浆岩同位素年龄讨论	成都地质学院第九教研室 四川省地质局第一、二区测队 (172)
“康滇地轴”北段部分基性超基性岩的同位素地质年龄	成都地质学院同位素地质研究室 四川省地质局106地质队 (177)
中国西藏南部同位素地质年龄数据报导	中国科学院贵阳地球化学研究所 张玉泉、林学农、陈福明、许荣华 (185)
再谈东秦岭东段花岗岩和伟晶岩的形成时代	成都地质学院同位素地质研究室 (189)
用等时线法处理陕西蓝田花岗岩及牧护关花岗岩钾-氩法年龄数据的初步探讨	陕西省地质局区测队 (197)
西北地区同位素地质年龄数据报导	北京第三研究所四室 (202)

# 浅谈同位素年龄数据在地质 应用中的一些问题

张 祖 还

同位素地质年代学近十多年来在我国有了迅速发展，已经取得了大量的同位素地质年龄数据，对提高我国地质工作的质量和解决一些长期存在的地质问题，做出了一定的贡献，为我国地质科学现代化创造了重要的条件。由于同位素年龄数据的不断积累和在地质工作上的应用越来越广泛，从而也带来了一些新的问题，特别是年龄数据与地质野外观察的结果常常出现矛盾，以致引起一些地质工作者对同位素年龄测定的可靠性产生了怀疑。这种对测定方法本身的怀疑是没有根据的，因为我国广泛采用的钾氩法和铀铅法经过多年的实验和改进，在方法本身是比较成熟的，技术上要求比较严格，测定误差一般都能保持在较小的范围之内，因此对测定的数据应当是可信的。但是在具体应用上为什么又常出现矛盾呢？应当说，主要原因在于对数据如何正确地进行解释的问题。大家知道，自然界的事物是复杂的。一个地质体从它形成到现在，往往经过复杂的历史发展过程。在年龄测定时，如果我们利用某一种单矿物所测出的年龄数据，只能代表这一矿物的形成年龄，并不一定就能代表该地质体的形成年龄。只有当测定的矿物和地质体是同时形成，又没有遭受后期各种地质作用的影响，才能根据单矿物的年龄数据定出地质体的准确时代，否则所测的数据往往比地质体的年龄偏低。如果用全岩测定，情况就更复杂。因此在利用年龄数据时，必须认真分析，首先所用的测定对象是什么，采用的测定方法是什么，采样和加工是否合乎要求，再结合地质情况进行全面分析，才能做出合理的地质解释。如果发现年龄数据和地质情况不符合，就摒弃不用或任意取舍，都是不正确的。当然，对数据的解释也是比较复杂的，有时往往得不到满意的结果，那就要一方面尊重已有的数据，一方面有待于进一步的观察研究和测定来加以解决。现就过去接触到的一些事例，谈谈同位素年龄数据在地质解释和应用上的一些问题。

## 一、同位素年龄数据与侵入岩时代问题

利用同位素年龄测定来解决火成岩体的时代是大家公认的一种有效途径。我国积累的火成岩年龄数据最多，对于解决我国各地区火成岩的时代和分期问题发挥了很大的作用，现在各省区测队对新测的图幅中，都要求火成岩体必须有同位素年龄数据，这对提高地质图质量是非常必要的。但在应用年龄数据时也经常出现矛盾，下面举一些具体事例来加以说明。

### (一) 同一岩体测定数据之间的矛盾

同一岩体经不同实验室测出的数据,有时不相符合,因而对岩体时代的确定产生了分歧。对这样的问题,既不能简单地归结为测定方法的不可靠,也不能任意采用一些数据,否定另一些数据,而是应当严肃对待。首先要考虑采样地点是否相同,样品是否合乎要求,所用标样和计算时采用的常数是否统一,这些都可以影响所得数据的不一致。同时要根据区域地质特点进行分析,做出合理的判断。特别是应充分考虑复式岩体存在的可能性。根据近年来对我国花岗岩研究工作证明,许多较大的岩体都不是一次形成的,往往包括两期以上,或同一期的若干侵入阶段,例如湘、赣、粤之间诸广山岩体至少包括加里东、海西、印支、燕山等四期和更多的阶段,苗儿山岩体等也属于多期侵入的,不须一一列举。也有很多燕山期岩体包括许多侵入阶段,例如江西西华山岩体就是如此,这样的例子也很多。过去由于不同单位在岩体的不同部位取样,因而得出不同的年龄数据,对岩体时代产生不同的认识,这一点应当引起广泛的注意。

### (二) 同一岩体不同部位凝结时间的差异

考虑到一个大岩体形成过程的长期性,它从岩浆状态到全部冷凝要经过很长的时间。过去有人曾对哈萨克斯坦的一个大岩体从边缘到中心分别取样,测定结果,愈到中部年龄越新,边缘和中心年龄相差达一千万年,被解释为边部先凝结,中心最后凝结,延续时间达一千万年之久。大冶铁山岩体的研究,边缘相测定年龄为  $138 \times 10^6$  年,而中心相年龄为  $106 \times 10^6$  年,相差达三千万年之多(是否属于不同侵入阶段,还值得进一步研究)。因此,如果是一个较年轻的岩体,这样的差别就很大了。对于花岗岩化形成的岩体来说,不同部位的变质程度往往也有不同,含钾矿物(云母、钾长石)的形成时间也有先后,原岩中的矿物所受变质影响也有差别,这些都足以影响不同部位的年龄差异。因此,在考虑同一岩体不同部位年龄数据有差异时,就应当注意分析这个问题,得出较正确的判断。

### (三) 与华北砂卡岩型铁矿有关的花岗闪长岩时代问题

以华北某地区为代表的砂卡岩型富铁矿,分布很广,远景很大。过去一直认为系燕山期花岗闪长岩侵入到中奥陶统马家沟石灰岩,在接触带形成接触交代矿床。近年来又提出一种新的成因理论,认为铁矿成因与海底火山喷发作用有关,与铁矿伴生的花岗闪长岩被认为是海底喷发的火山岩,和石灰岩一起都是中奥陶世的产物。两种看法引起了争论。为了解决火成岩时代问题,桂林冶金地质研究所先后对该地区的花岗闪长岩进行了约 60 个同位素年龄测定,基本上都属于燕山期。其中还有一个铷锶法测定数据,也属于燕山期,这对砂卡岩型的成因看法是很大的支持。这些数据应当是可信的,因为燕山期(一亿多年)和奥陶纪(四亿多年)在时代上相差很远,在现代技术条件下,不可能有这样大的误差,而且几十个数据又表现出极大的一致性。对测定结果抱怀疑、否定态度,显然是根据不足的。

### (四) 我国东部金伯利岩时代问题

我国东部的金伯利岩多呈管状或脉状侵入于震旦系地层中(亦有少数侵入在寒武系灰岩中),受北东向大断裂带控制。关于它的确切侵入时代,没有直接地质证据。过去由于这一地区广泛分布的中酸性侵入岩均认为属燕山期,因此认为金伯利岩也是燕山期产物。这样的地质推断是缺乏充分根据的。最近我们对某地金伯利岩做了一些测定,其中 42 号岩管的金云母样品测得数据为  $436 \times 10^6$  年,属加里东期,30 号岩管的金云母样品测得数据

为  $246 \times 10^6$  年, 属海西期, 穿过 42 号岩管的酸性岩脉年龄为  $95 \times 10^6$  年, 相互之间有很大差别。如何解释这个矛盾? 可以认为, 控制金伯利岩的北东向深大断裂带是经过长期活动的, 因而金伯利岩多次侵入是可能的, 到了燕山期才有广泛的中酸性岩浆侵入。切穿金伯利岩的酸性岩脉是燕山期岩浆活动的晚期产物。这样解释还是合乎逻辑的, 不过还要进行更多的测定来加以证实。

#### (五) 南岭地区及长江中下游岩浆活动分期问题

南岭地区的花岗岩同位素年龄测定工作, 在我国开展最早, 积累的数据也最多, 对于解决花岗岩时代和分期问题起了很大的作用。但是对于这些数据的解释和分期的意见, 还不完全一致。例如印支期花岗岩是否存在, 就是其中之一。经过近年来各单位所测定的数据表明, 属于印支期的越来越多, 仅就收集到的数据看, 其中在  $180-230 \times 10^6$  年范围内的, 江西省就有 31 个, 福建省有 14 个, 广东省有 32 个, 湖南省有 30 个, 广西省有 15 个, 共计 122 个。因此, 印支期花岗岩的存在, 已经为多数人所承认。但对于具体岩体的时代在认识上还有分歧。例如贵东、大东山、骑田岭、九峰山、牯婆山等一些较大岩体, 我们过去归入印支期, 现在还有较多的同志认为属于燕山早期。这是对相同的数据得出不同地质解释的一个实例。关于这个问题, 我们已有专文<sup>①</sup>论述, 这里不再重复。产生认识上分歧的一个重要原因, 就是对印支期的年龄范围意见很不一致。我们主张放在  $180-230 \times 10^6$  年, 中国科学院贵阳地化所的同志主张放在  $200-230 \times 10^6$  年, 其他单位对印支期的上限也有主张放在  $185 \times 10^6$ ,  $195 \times 10^6$ ,  $205 \times 10^6$  年等各种不同的意见。这个时限范围究竟放在什么位置比较合适, 值得进一步研究, 可以结合制订我国地质年表工作, 选择有直接地质证据的岩体, 进行专门测定工作来加以解决。此外, 对海西、印支、燕山等岩浆活动期的划分, 看法也不完全一致。中国科学院贵阳地化所王联魁等同志主张分为海西-印支和燕山两大期, 中国地质科学研究所的同志则倾向于把印支期合并到燕山期, 这反映在长期沿用的区测规范、编图规范和新编的 1:200 万及 1:400 万地质图中。海西期代号为  $\gamma_1$ , 印支期、燕山早期和燕山晚期分别为  $\gamma_2^1$ ,  $\gamma_2^2$  和  $\gamma_2^3$ 。我们认为印支期花岗岩不但在南岭地区, 而且在西南、西北和东北地区都有广泛的分布, 做为一个独立岩浆活动期比较适当。海西期除西北、西南地区以外, 其他地区并不重要。而燕山期本身时限范围 ( $70-180 \times 10^6$  年) 已经很长, 再加上印支期就更长, 对于编图也并不有利。

关于长江中下游有没有印支期花岗岩存在问题, 现在认识上也不一致。湖北地质研究所的同志根据历年对这一地区火成岩体测定的数据, 认为不存在印支期岩体。由于这一地区下侏罗统地层与三叠系地层之间广泛有角度不整合存在, 说明印支运动对这一地区有普遍影响。同时, 这一地区积累的火成岩体同位素年龄数据, 也有属于印支期范围之内的。因此我们认为印支期岩体在这一地区也同样是存在的。在安徽长江两岸就有 8 个数据在  $180-230 \times 10^6$  年范围之内, 还有些数据在解释上也有商讨的余地。例如九华山岩体, 根据野外观察, 是印支期和燕山期的复式岩体, 中国科学院贵阳地化所测定的数据为  $210 \times 10^6$  年, 其它也有一些数据属于燕山期, 与野外地质观察相符。又如黄山岩体, 在其边缘近断层接触带测了两个样品, 采样地点相距很近, 岩性相同, 都是用钾长石测定, 数据分别为  $178 \times 10^6$  年和  $143 \times 10^6$  年。年龄相差很大, 说明受后期地质作用影响较大, 而钾长

① 见《南京大学学报》自然科学版 1974 年第 2 期。

石年龄又普遍偏低，因此该岩体属于印支期的可能性很大。又如江苏高资巢凤山岩体测定的数据为  $174 \times 10^8$  年左右，可能也是包括印支期在内的复式岩体。由于这一地区年龄数据还很少，尚待进一步研究。

## 二、同位素年龄数据与变质岩时代问题

利用同位素年龄测定方法解决变质岩时代问题，在我国也同样受到重视，积累的数据也不少，但过去主要利用变质岩中的云母单矿物进行测定，所得数据一般只能代表变质作用发生的时代而不能代表原岩形成的时代。因为变质岩，如片岩、片麻岩、混合岩中的云母大多是变质作用中形成的，或者受到变质作用的强烈影响，因此要进一步确定原岩形成的时代就很困难。例如过去测定的我国最老地层鞍山群、新泰群等的年龄为 24—25 亿年，只能代表或接近花岗岩化的时代，而原岩形成的年代应该更老。这一点有时易被地质工作者所忽略。最近中国地质科学院报导了在河北迁西、遵化地区测出了 30 亿年以上的数据，这是一个很大的突破，对我国最早形成的硅铝层地壳时代，有了进一步的认识。辽宁区测队同志认为鞍山群第一次花岗岩化时代可以和辽河群沉积时代相当，是比较合理的。

在我国中部的一些变质岩，近年来所测定的数据也有大幅度偏低现象。例如江苏东海连云港一带和安徽、湖北的大别山地区的变质岩，过去都认为是太古代或早元古代的老地层。但连云港附近测的几个数据都很新，如  $206-246 \times 10^8$  年，相当于印支期或海西期，最低的只有  $188 \times 10^8$  年。大别山变质杂岩也是一样，华东地质研究所测定了约 20 个数据，都在 2—3 亿年，个别最老的数据也只有  $532 \times 10^8$  年。这些数据显然和地质情况不符合，因为相邻的震旦、寒武、奥陶系地层并没有变质，因此这些变质岩时代不太可能晚于震旦系。而且在变质岩系的南侧都相继发现有海州式沉积变质磷矿，相互可以对比。最近，从大别山北侧佛子岭群浅变质岩中采得的古孢子样品，经鉴定可以和北方的蓟县系对比，因此有关区测队没有采用这些同位素年龄数据。最近华东编制地层表会议上决定把这些地层仍放在前震旦系，看来是合理的。近年内中国科技大学和长春地质学院在大别山北侧某地变质铁矿顶板斜长黑云母片麻岩和片岩中采样测定，分别获得  $1638 \times 10^8$ ， $1716 \times 10^8$ ， $1720 \times 10^8$ ， $1757 \times 10^8$  年的数据，证明上述看法是正确的。问题是大量测定数据为什么偏低这样多，如何加以解释。湖北省区测队认为海西—印支期在这一地区可能发生过强烈的地壳运动和变质作用，使老地层受到改造。但是邻近地区的震旦系到志留系地层并未受到变质，与这种解释又有矛盾。另一种可能的解释是大别山南部印支期和燕山期的岩浆活动广泛分布，因而使老地层受到较深影响，造成含钾矿物中的放射成因氩大量丢失，使测定出的年龄普遍偏新。总之，这个问题还有待于进一步研究。今后应当多采用铷锶法和铀铅法测定，效果可以好些。对于变质岩的年龄测定，如果只采用钾氩法一种方法，或者只做一二个测定，看来是不能解决问题的。

## 三、火山岩年龄测定和地质时代问题

火山岩的年龄测定过去一直认为比较困难。由于岩石结构细，单矿物不易选出，做全岩测定数据又不太可靠，不能准确地说明岩石年龄。特别是中生代火山岩，上下层位年

龄相差不多，更不易取得满意结果。最近中国科学院地质研究所对宁莞地区的火山岩进行了系统的采样测定，取得了可喜的成果。过去多年来，该地区对火山岩的分层对比，主要根据岩性，将火山岩地层划分为龙山王组、云台山组、大王山组和娘娘山组四部分，沿用已久。现经系统取样测定结果，发现原来的分层存在很多矛盾。他们认为这一地区的火山岩是多中心喷发的产物，各个喷发中心活动的时间不一定都在同一时间，因此根据岩性对比建立大范围的火山岩层序是靠不住的。这对火山岩地层的划分对比研究，提供了一个很重要的启示。由于原来的分层方案在这一地区沿用已久，改动起来对工作影响很大，因此上述意见还不能完全被接受。但是应当在已经取得的成果基础上，继续研究，彻底弄清这个问题，对今后在我国东部火山岩广泛分布地区的地质研究工作，具有很大意义。从中国科学院地质研究所提出的数据来看，绝大部分都是用钾氩法全岩测定，虽然做了少数云母单矿物钾氩测定和铷锶法测定，相互之间误差不大，证明全岩测定的数据是可信的，但是这种对比测定还做得很少，测定结果与地质观察之间也还有矛盾，因此说服力还不够大。加上火山岩的上下层位及喷出时间相隔不久，只要有不太大的误差，就能得出相反的结果；火山岩在地表凝结的过程中，获得过剩氩的机会也可能比较多，同时这一地区火山岩遭受蚀变的影响又非常普遍而强烈，因而不易消除别人对数据的怀疑。今后最好能选一些受后期蚀变影响较少的火山喷发中心，分别自下而上分层取样测定，然后再进行系统的对比，确定各喷发中心活动时间的先后，做为大区域火山岩分层对比的依据。这样做虽然工作量很大，但它在地质上却有很重要的意义。

# 我国生物地层界线的划分与建立 同位素地质年代表的关系

卢衍豪

生物地层界线的确定，在建立同位素地质年代表的过程中有极其重要的作用。但准确的生物地层界线的划分，必须具备下列三个主要条件：(1)有关各代(界)、纪(系)、世(统)、期(组)、阶、层、带之间必须连续沉积。如有间断，则下伏岩层的上部或上覆岩层的下部可能缺失，因而影响地质年代的准确性；(2)紧靠有关各代(界)、纪(系)、世(统)、期(组)、阶、层、带接触面的上、下岩层中，必须含有较丰富的化石作为划分界线的根据，否则界线的划分就困难，鉴定同位素年龄所需要的岩矿样品的采集亦无从下手；(3)岩层必须不变质或变质程度不深，层序整齐，受构造影响较小。

我国领土辽阔，各纪(系)地层发育完整，是符合上述三个条件的理想地区。因此，在我国建立地质年代表，有可能取得较为准确、可靠的数据。但是，在我国也并非所有地区的各纪地层都具备上述三个条件。有些地区，某一个或某几个时代的地层，有的缺失，有的化石稀少，有的变质较深。其中任何一种情况都不利于测定地质年代。因此，在进行地质年代测定工作之前，需要了解目前我国生物地层工作的情况，以便选择其中最有利的地区进行工作，取得最大的效果。

我国同位素地质年代的测定是全国解放以后才开始的，在不长的时间内，已取得许多重要成果，在生产、科研、教学等方面发挥了应有的作用。经济建设和文化建设的发展，必然须要进一步开展地质年龄测定的工作，而建立一个我国自己测制的、较为系统的地质年代表，就是其中任务之一。这样的地质年代表不论对自然博物馆、地质陈列馆、古生物陈列馆、有关地质学和古生物学的自然科学刊物以及地质学、古生物学、生物学的教材，都极为需要。这是有关我国基础科学的一个重要问题，也是我国在国际地质年代学上应当作出的和可能作出的贡献。此外，我国还有些“哑地层”，如前震旦纪的变质岩系，古生代的浅变质岩层和中、新生代的火山岩系等等，都有待地质年龄的鉴定，为地层的分层、对比以及为寻找矿产资源提供依据。

我国生物地层的划分，在国际地层表中具有我们自己的特色。我国有一部分纪(系)或世(统)之间的生物地层界线，与国外有分歧。这是根据我国的地层发育、地壳运动和生物群演变与分布情况来决定的。例如：(1)国外与我国下寒武统中部的沧浪铺组和上部龙王庙组相当的地层，在澳大利亚有一些人就把它划归中寒武统(Opik, 1967; Jell, 1974)。受这影响，有人把伊朗发现的早寒武世三叶虫 *Redlichia* 也怀疑是否有可能为中寒武世(Wolfart, 1974)；(2)最近英国人把过去放在奥陶系底部的特马豆克阶(Tremadocian)改置于寒武系上部(Williams等, 1972; Cowie等, 1972)。这种情况不适用于我国。我

们仍将特马豆克阶置于奥陶系底部。与此种情况相反,在我国一向置于晚寒武世含三叶虫类的索克虫 (*Saukia*) 化石的地层,如华北的凤山组,贵州东南部的三都组,安徽南部的青坑组,或者至少是这几个组的上部地层,在墨西哥 (Robison and Pantoja-Alor, 1968) 和阿富汗 (Wolfart, 1970) 又都把它放在特马豆克阶而归入奥陶系; (3) 在我国南部许多省份和甘肃大靖等地,志留系底部有一个含三叶虫 *Dalmanitina*, *Platycoryphe sinensis* (Lu) 的地层,在苏联哈萨克斯坦也有发现,同样也含有 *Dalmanitina*, *Platycoryphe sinensis* (Lu), 同产的还有标准的志留纪笔石 *Glyptograptus persculptus*。但是,这个地层却被划入了奥陶系顶部 (Apollonov, 1974); (4) 关于石炭纪与二叠纪的界线,我国划分的办法也与外国的不一致。我国把船山组或马平组放在上石炭统,而在日本、苏联和美国等国家,则都放在二叠系下部。类似以上四种情况的还有一些,不必一一多举。总而言之,我们不能盲目地完全引用国外的地层划分界线,而应当结合我国的情况来划分。由此而引起的同位素地质年龄的测定,也必须根据我国自己划分的生物地层的实际情况来决定。

下面选择一些隐生宙与显生宙,各代(界)、纪(系)的分界的有利地区,供测定同位素地质年龄时的参考。

## 一、隐生宙与显生宙的分界问题

隐生宙与显生宙的分界原来在元古代(界)与古生代(界)之间。但自从发现依迪卡拉 (Ediacara) 动物群 (澳大利亚)、文德 (Vendian) 动物群 (苏联)、纳玛 (Nama) 动物群 (非洲)、查尼 (Charnian) 动物群 (英国) 等等之后,古生界的底界应该划在这些动物群之上或之下引起了争论,对于以寒武系为古生界底界的传统观念,发生了动摇。有人主张在寒武系之下建立一个系,称为始寒武 (Eocambrian) 或外寒武 (Infracambrian),把古生界底界置于始寒武或外寒武之下,而不是置于寒武系之下。由于始寒武和外寒武这两个名词与寒武系一词扯混不清,概念不明确,有人主张废弃不用。但是在寒武系之下,上元古界之上,确实存在着一套含有大量动物化石的地层,即含依迪卡拉、文德、纳玛、查尼等动物群的地层,则是事实。目前已有很多人主张在寒武系之下、上元古界之上建立一个系 (Cloud, 1973; Sokolov, 1972), 十多年前 Termier and Termier (1960) 并且已命名为依迪卡拉系 (Ediacarian 或 Ediacaran), 作为古生代的第一个系。但也有人提出反对意见 (Glaessner, 1971), 认为古生代必须以有硬壳动物的出现为准,古生代的底界仍应为寒武系。

早在 1963 年,我国王日伦等即提出长江三峡的灯影组、陡山沱组、南沱冰碛层和南沱砂岩应相当于始寒武,并统称其为三峡系。其后陆宗斌将我国南方这一套地层也叫做三峡系或峡东群(系)。但黄汲清等(1974)将峡东系只限于灯影组、陡山沱组和南沱冰碛层,不包括南沱砂岩在内。

最近几年,在长江三峡的灯影组和陡山沱组的地层中,陆续发现了大量硬壳动物化石,特别是灯影组的顶部向下延伸至十余米这段地层中,化石更是丰富。在灯影组中,以软舌螺类为最多。据钱逸研究,有圆管螺 (*Circotheca*) 五个种、陀口螺 (*Turcutheca*) 一个种、脊管螺 (*Lophotheca*) 八个种、环带螺 (*Gyrazonatheca*) 一个种、假直管螺

(*Pseudorthotheca*) 三个种、提克西螺 (*Tiksitheca*) 一个种、似软舌螺 (*Hyolithellus*) 一个种、阿纳巴管螺 (=三槽螺,) (*Anabarites*=*Trisulcatheca* Chien) 一个种, 共 8 属 24 种之多。钱逸把这段产软舌螺化石的灯影组划出, 归入早寒武世。除软舌螺外, 灯影组中还有原始腹足类、海绵骨针、几丁虫、蠕虫化石。陡山沱组也发现海绵骨针。

长江三峡这套前寒武纪地层的时代如何? 近年来各方面提出很多意见, 归纳起来主要有三种: (1) 维持李四光 1924 年的意见, 并作为中国震旦系的标准, 置于上元古代 (1975 年, 中国地质科学院“震旦系会议”); (2) 将峡东系置于古生界的第一个系, 位于寒武系之下、上元古界之上 (王曰伦, 1963; 陆宗斌, 1973); (3) 将灯影组顶部含有大量软舌螺的层位划归寒武系, 但其下界划在何处未确定 (钱逸, 1975)。

不论上述三种意见的任何一种, 都与划分古生界与元古界的界线有关, 换句话说, 也就是和划分显生宙与隐生宙的界线有关。因此, 笔者认为首先应当在三峡地区的峡东系的底部和顶部测定同位素年龄。在国外, 与峡东系时代大致相当的依迪卡拉和文德的同位素年龄分别为 5.8—6.8 亿年前 (Cloud, 1973) 和  $5.7 \pm 0.1$ — $6.8 \pm 0.2$  亿年前 (Sokolov, 1972)。如果峡东系所测的年龄和这两个地层的年龄数值接近, 可作为显生宙与隐生宙分界的参考。

除长江三峡地区外, 云南、贵州、四川、陕西南部的峡东系, 或和它相当的地层与下伏地层的界线均极明确。例如在云南, 澄江组与其下伏的昆阳群之间和澄江组与南沱冰碛层之间; 在贵州, “南方震旦系”与板溪群之间; 在四川, 麦地坪组与灯影组和麦地坪组与下寒武统九老洞组之间; 在陕西南部, 宽川铺组和高家山组与它们的上、下岩层之间 (陈孟莪, 1975), 都有明确的界线。测定这些地区的同位素年龄数值, 可作为三峡地区同位素年龄的对照和补充。

## 二、古生界与中生界和中生界与新生界的分界问题

### (一) 古生界与中生界的分界问题

古生界与中生界之间, 在地球上的绝大部分地区都有强烈的地壳运动。古生界的许多动物, 如三叶虫、四射珊瑚、瓣类、长身贝类 (腕足动物) 等等到中生代都完全绝灭。因此, 要寻找二叠纪与三叠纪地层连续沉积的地区较为困难, 尤其是寻找既是连续沉积又是含有丰富化石的地区, 更为困难。但在我国许多地区, 不论是陆相地层 (华北及东北南部)、海相地层 (中国南方) 或海陆交替相地层 (中国南方), 二叠系与三叠系都是连续沉积, 其中并含有丰富的动物和植物化石, 为古生界与中生界的准确划分提供了可靠的依据。这种情况, 在世界其他地区是很少有的, 我们应该充分利用这种极为有利的条件, 测定古生界与中生界分界线同位素年龄的数值。

### (二) 中生界与新生界的分界问题

长期以来, 世界各国的地质工作者和古生物工作者对于新生界的第一个统一——古新统认识不足。在地质学和古生物学文献中, 往往把始新统作为新生界的第一个统, 而忽略了古新统。在我国, 古新统的地层和古生物主要是在解放后发现的, 发现的地点已有八、九处, 而且由于新生代红层的研究工作迅速发展, 古新统地层和古生物又陆续有新的发现, 包括陆相和海相均全。陆相的如广东南雄红色盆地, 安徽潜江红色盆地, 以及湖南茶陵、

江西池江、新疆吐鲁番、内蒙古等地都有古新世地层。目前，人们对于古新统已很重视，一方面是因为它代表一个新的大地质时代的开始，另一方面它是地球上大量哺乳动物开始出现和恐龙、菊石、箭石等等动物全部绝灭的时代，在生物进化的进程中，具有划时代的意义。由于我国所发现的古新世地层大部分都是陆相沉积，其中含有丰富的脊椎动物化石、无脊椎动物化石（如介形虫、螺蛳、蚌壳等）和微体古植物（孢子、花粉、轮藻等），在其之下的晚白垩世地层中也有丰富的动、植物化石。因此，可以较为准确地划定中生界与新生界的界线，这对于测定新生界底界的同位素年龄有很大价值。海相的古新统在我国珠穆朗玛峰地区发现有好几处，此区古新统宗浦群下部富产有孔虫、瓣鳃类、腹足类、海胆、藻类等化石（文世宣，1974；余汶 1975）。这里的海相古新统整合于海相上白垩统基塔拉组之上，也是划分中生界和对新生界分界的很好地区。

### 三、各纪（系）的分界问题

#### （一）寒武系的底界问题

在华北和东北南部，缺失早寒武世下部的地层（筓竹寺组和沧浪铺组下部均缺失）。这一地区寒武纪的海侵开始于沧浪铺期的后期，而不在筓竹寺期；同时还缺失南方的峡东系。因此，华北和东北南部在确定下寒武统底界方面，已没有价值。当前，最适合于划分寒武系底界的地区为华中及西南各省。此区内的寒武系大多与峡东系为整合接触或轻微假整合。寒武系与其下伏的灯影组在大多数地区都是形影相随，且分界明显。下寒武统底部往往有黑色页岩或炭质页岩，并含有多种矿物，可用以测定同位素年龄。在南方其他地区，如浙西、皖南、赣西北（修水流域）以及湘中、湘西、桂北，寒武系底部常有石煤层，并含有多种金属矿物，也可以用作测定寒武系底界同位素年龄的补充和对照。

#### （二）寒武纪与奥陶纪的分界问题

不论在我国北方或南方，寒武系与奥陶系几乎全是整合接触。只有少数地区，如鄂尔多斯、山西中部、康滇古陆以东（滇东、川西、川北、陕南）缺失寒武系上部和下奥陶统下部。古生物方面，除上扬子盆地上寒武统为白云岩，生物遗迹极稀少外，凡是寒武系与奥陶系整合接触的地区，在接触面的上、下岩层中都含有丰富的化石，而且在一些地区（如浙江肖山和黔东南三都），晚寒武世与早奥陶世的生物混生（肖山地区晚寒武世的三叶虫 *Agnostus* 与早奥陶世的三叶虫 *Symphysurus* 共生；三都地区晚寒武世的三叶虫 *Charchagia* 与早奥陶世的三叶虫 *Euloma* 共生）。由于有大面积的寒武系与奥陶系整合接触，并含有丰富的化石，因此，两者界线的划分无甚困难，对于测定寒武系顶界或奥陶系底界的同位素年龄，具备了优越的条件。

#### （三）奥陶纪与志留纪的分界问题

我国北方和东北南部缺失志留系和泥盆系，直接覆于奥陶系之上的是石炭系。因此，这一片地区是不适于划分奥陶系与志留系、志留系与泥盆系、泥盆系与石炭系的分界线和测定这几个分界线的同位素年龄的。

在华中、西南、浙西、皖南、陕南、甘肃等地区，奥陶系与志留系为整合接触，奥陶系顶部或志留系底部往往有含 *Dalmanitina*, *Platycoryphe* (= *Liangshanaspis* Chang) 和 *Odontopleuridae* 科三叶虫的一段地层，这就是黔北和川南的观音桥组、陕南的南郑组、

赣西北的新开岭组(林天瑞, 1974)、浙西和皖南的 *Dalmanitina* 层。这一个化石层的厚度不大, 往往只有一米左右, 可作为测定奥陶纪与志留纪同位素年龄的可靠界线。

#### (四) 志留纪与泥盆纪的分界问题

在我国南方, 由于受加里东运动的影响和以陆相或海陆交替相沉积物为底界的早泥盆世地层由南向北超覆, 下泥盆统的底界不易确定, 志留系与泥盆系大多不是连续沉积, 两者之间为不整合或假整合接触, 因此, 不利于准确测定两系的分界。文化大革命以来, 在我国珠穆朗玛峰地区(王义刚, 1975)、四川宝兴(项礼文等, 1975), 广西钦州防城一带以及云南西部丽江和墨江, 都发现了含单笔石的海相早泥盆世地层。含单笔石的下泥盆统的发现, 为划定泥盆系的底界提供有利条件, 特别是广西地区发现的等宽单笔石(*Monograptus uniformis*)带, 这个笔石带与加拿大和捷克斯洛伐克含笔石的泥盆纪地层比较, 是早泥盆世最低的一个笔石带。其余三个地区(珠穆朗玛峰地区、四川和云南)早泥盆世含笔石的层位都较高, 属于布拉格期。

#### (五) 其他地层的分界问题

除以上所提的几个宙、界、纪的分界问题外, 我国的泥盆纪与石炭纪和石炭纪与二叠纪的分界问题争论都不很大, 分界线比较明确, 即使稍有出入, 对于同位素年龄的测定影响较小。问题较多的是中生代三叠纪与侏罗纪和侏罗纪与白垩纪界线的划分。近年来, 通过大量的红层和火山岩系的工作, 我国对于三叠—侏罗系的分界(如粤北、四川、滇中等处)和侏罗—白垩系的分界(如浙江、江苏、江西、西南、西北各省)也有新的看法。虽然目前各方面对于这三个纪(系)的分界意见还不一致, 但主要分歧是组一级的年代如何摆法的问题。这对于测定同位素年龄来说有一定的影响, 但并不是十分严重的, 可采取其中较为有利的条件, 作为测定年龄时的参考。

关于新生代的划分, 特别是史前各个时期的人类化石以及人类的活动的地质年代的测定, 也非常重要。这方面的同位素年龄工作, 除有关地质和古生物部门外, 考古部门也可以贡献很大力量。

### 参 考 文 献

- 王义刚, 1974, 珠穆朗玛峰地区的地层——泥盆系。《珠穆朗玛峰地区科学考察报告, 地质, 1966—1968》, 科学出版社。
- 王日伦, 1963, 中国北部震旦系和寒武系分界问题。地质学报, 43卷, 2期。
- 文世宣, 1974, 珠穆朗玛峰地区的地层——第三系。《珠穆朗玛峰地区科学考察报告, 地质, 1966—1968》, 科学出版社。
- 余 汶, 1975, 珠穆朗玛峰地区的腹足类化石。《珠穆朗玛峰地区科学考察报告, 古生物, 第一分册, 1966—1968》, 科学出版社。
- 陈孟我, 1975, 陕南震旦系上部地层中的后生动物化石及其地层意义。地质科学, 1975年, 2期。
- 林天瑞, 1974, 江西武宁晚奥陶世小达尔曼虫(*Dalmanitina*)的一个新种。南京大学学报(自然科学版), 1974, 第一期。
- 项礼文、邢裕盛、叶善德、赵裕亭, 1975, 四川宝兴早泥盆世含笔石地层及生物群特征。地质学报, 1975年, 2期。
- 黄汲清、任纪舜、姜春发、张之孟、张正坤, 1974, 对中国大地构造若干特点的新认识。地质学报, 1974年, 1期。
- Apollonov, M. K., 1974, Ashgillian trilobites of Kazakstan. Acad. Sci. Kazakstan S. S. R. Alma-ata, 1974.
- Cloud, P. E. Jr., 1973, Possible stator-type sequences for the basal Palaeozoic in North America, Amer Jour. Sci., Vol. 273, No. 3, Pp. 193-206.

- Cowie, J. W., A. W. A. Rushton and C. J. Stubblefield, 1972. A Correlation of Cambrian Rocks in the British Isles. Spec. Report, No. 2, Geol. Soc. London.
- Glaessner, M. F., 1971, Die Entwicklung des Lebens im Präkambrium und seine geologische Bedeutung. Geol. Rundschau, Bd. 60, H. 4. Pp. 1323-1339.
- Jell, P. A., 1974, Faunal Provinces and possible planetary reconstruction of the Middle Cambrian. Jour. Geol., Vol. 82, Pp. 319-350.
- Öpik, A. A., 1967, The Ordian Stage of the Cambrian and its Australian Metadoxididae. Bureau of Miner. Resources, Bull. 92, Geol. Geophys. Austral., Pp. 133-170.
- Robison, R. A. and Pantoja-Alor, Jr., 1968. Tremadocian Trilobites from the Nochixtlan region, Oaxaca, Mexico. Jour. Paleont., Vol. 42, Pp. 767-800, Pls. 97-104.
- Sokolov, B. S., 1972, The Vendian Stage in Earth History. 24th Internat. Geol. Congr. Sect. 1, Pp. 78-84.
- Termier, H. and G. Termier, 1966, L'Édiacarien, premier étage Paléontologie. Rev. gén. Sci. et Bull. Assoc. Française Advancement Sci., Vol. 67(3-4), Pp. 78-87.
- Williams, G. A. et al., 1972. A Correlation of the Ordovician Rocks in the British Isles. Spec. Report No. 3, Geol. Soc. London.
- Wolfart, R., 1970, Fauna, Stratigraphie und Paläontologie des Ordoviziums in Afghanistan. Beih. Geol. Jb., H. 87, 125 S., 14 Abb., 4 Tab., 2 Taf.
- Wolfart, R. 1974, Die Fauna (Brachiopoda, Mollusca, Trilobita) aus dem Unter-Kambrium von Kerman, Südost-Iran. Geol. Jb., B. 8, S. 5-70, Abb. 1-8, Tab. 1, Taf. 1-9.