



## 对鞍山群和辽河群同位素地质年龄的讨论

辽宁省冶金地质勘探公司研究所 申永治

辽东半岛是我国同位素地质年代学研究程度较深的地区之一,单是采自该区辽河群和鞍山群样品的K—Ar法年龄数据就有160多个,占全省现有各种年龄数据的三分之一以上。随着同位素地质年代学的发展和野外地质研究程度的提高,人们对这些古老地层的沉积和变质历史的认识愈来愈趋一致。

然而,在辽东鞍山群和辽河群同位素年龄数据中,还存在许多难于解释的问题:

1. 旅大地区大片鞍山群的K—Ar法年龄数据(100~200百万年)与野外观察不相符,与其他地区年龄值(2200~2400百万年)相差十分悬殊;

2. 营口县建一公社一带辽河群的K—Ar法年龄值也比其它地区特别偏低;

3. 鞍山地区鞍山群K—Ar法年龄数据最老样品是采自鞍山群最上部樱桃园组,而不是底部层;

4. 辽河群中最老年龄值的样品,也是靠上部层位中的,而不是最底部层位;

5. 鞍本地区遭受同期区域变质作用的鞍山群和辽河群的年龄值相比,前者似乎小于后者,据K—Ar等时年龄,鞍山群为1660~1700百万年,辽河群则为1800百万年左右。

对这些疑难问题,许多人习惯于用K—Ar年龄容易偏低来解释,有的归结为后期地质作用的影响,或者认为是辽东地区多期变质作用的产物。

笔者认为在讨论古老变质岩系的年代问题时,应该分析地质体所处的大地构造位置,并根据各种计时方法的特点和各种数据所包含的地质意义做出合理的解释。

近十几年来,在K—Ar法的研究中提出了“缓慢冷却说”和放射时钟启动的“临界阻隔温度”等概念,认为地质体中的各种含钾矿物,必须冷却到一定温度,使放射成因氩停止向外扩散,K—Ar时钟才开始启动。

例如黑云母低于100~150°C、白云母低于200~300°C时才停止氩的扩散,它们的放射时钟这时才开始计时。可以联想到一种矿物从高温冷却到低温开始计时的过程,实际上是含有此种矿物的地质体从地壳深部高温处上升到浅部散发热量而冷却的过程。遵循地热增温规律的地质体在上升过程中,只要达到侵蚀面下一定深度,就能冷却到某种矿物的“临界阻隔温度”,显然此时也有一个与临界阻隔温度相应的临界深度。为了把放射时钟和地壳运动形象地联系起来,笔者把这个深度称为“计时临界深度”。在同一地质体中不同矿物的K—Ar时钟有不同的计时临界深度,同一种矿物时钟在不同地质构造环境中,由于地热增温率的差异也具有不同的计时临界深度。例如,设黑云母K—Ar时钟的临界阻隔温度为100°C,白云母的临界阻隔温度为200°C,在地热增温率 $M=30$ 米的地方,前者的计时临界深度为3000米,后者的计时临界深度为6000米;而在 $M=40$ 米的地方黑云母的计时临界深度为4000米,白云母的计时临界深度是8000米。由埋藏深度所引起的静压力对阻止氩扩散丢失的效应,在地质体受构造运动影响上升、静压力逐渐减小的情况下,温度对氩的扩散起主导作用。因此主要以温度与深度的关系定性地讨论计时临界深度,仍可说明问题。由此可见,K—Ar法年龄数据含有一个很重要的地质信息,即地质体上升的时代信息。

U—Th—Pb法中由于铀、钍的放射衰变系列有中间产物射气,所以该法在长期高温作用下也受影响。但是它们的射气多数具有较短的半衰期和最终产物是固体铅,所以其放射体系达到封闭的温度较高,计时的临界深度也比K—Ar法深,故U—Th—Pb法年龄数据更接近于矿物结晶的年龄。

现根据鞍山群和辽河群同位素年龄数据,对鞍、辽两群的时代问题讨论如下。

辽东鞍山群的同位素年龄数据主要分布在抚顺、鞍山(辽阳)、旅大三个地区,各区的K—Ar法年龄值有明显区别(表1)。

由表1可见,抚顺地区鞍山群平均年龄大于鞍山地区,最大的云母年龄值2818百万年(汇编05—301,两个数据的平均值,冶金部地质所测),最小的数据为1568百万年。这些数据说明,该区鞍山群的沉积和变质年龄要大于2800百万年,这里的地壳上升很早,吕梁运动以后基本保持稳定,后期也没有区域性改造和岩浆活动的影响。

鞍山、辽阳地区鞍山群的年龄数据较多,但最高只有2413百万年(汇编05—018,櫻桃园组混合岩中伟晶岩的云母K—Ar年龄,科学院地化所测,未列入表1)。据此笔者认为,鞍山地区地壳上升也较早,在2400百万年前就上升过,后来又下降,其东部接受大面积辽河群沉积,到吕梁期重新上升稳定下来,后来可能又经历了东安、澄江、加里东期构造运动和岩浆岩的干扰,但所受影响明显减弱,涉及范围越来越小,到燕山期几乎未受扰动。最近肖仲洋用该区鞍山群5个全岩铅同位素数据作Pb—Pb等时线处理得到 $3186 \pm 5\%$ 百万年的等时年龄,为该

区变质和沉积年龄上限提供了又一个依据。对本区鞍山群的区域变质年龄,根据现有同位素年龄数据的综合分析和区域地质情况,笔者同意这样的看法:第一次区域变质结束于25~24亿年前,第二次区域变质结束于距今18~17亿年。

旅大地区鞍山群的同位素年龄分布较广,而K—Ar法年龄普遍严重偏低,绝大多数在207~76百万年。这些年龄值与其他地区鞍山群的沉积、变质年龄相差十分悬殊,与当地野外地质观察也不相符。出现这种情况并不是

采样和实验室测试误差造成的。在新金海滨一带和城子疃—皮口镇海滨一线见到强烈绿泥石化和燕山期年轻花岗岩的侵入,有理由说这里鞍山群几个年龄值是受燕山期构造作用和花岗岩影响而偏低了。但是还有那么多远离断裂带,附近没有岩体出露,本身又没有任何蚀变与风化痕迹的样品也普遍偏低怎么解释呢?从哈特研究美国前寒武纪变质岩的K—Ar年龄的结果中不难看出,离开火成岩体2公里,云母的K—Ar年龄基本不受岩体的热力影响。那么是不是说明燕山期辽南有一期区域变质作用?旅大地区鞍山群中还有8个U—Th—Pb法年龄值,都是与上述偏低的K—Ar法数据是同一样品中共生的锆石年龄。这8个数据明显分为近23亿年和17亿年两个组,与鞍山地区区域变质年龄基本一致,说明吕梁期以后旅大地区鞍山群再也没有遭受区域性重结晶作用。旅大地区大面积K—Ar年龄偏低,主要反映古老地层大幅度上升的时代。从大地构造的分析中可知,辽东半岛西侧有北北东向金州大断裂,东南侧海滨有北东向庄河断裂,两个断裂所夹的楔子形地块是受燕山期构造运动影响而大幅度上升的。一个构造单元的下降运动,总是与相邻另一个构造单元的上升伴随,这是众所周知的。在辽宁中生代下辽河断

辽东鞍山群K—Ar法年龄值分部概况

表1

构造运动区	早太古代	五台—吕梁	东安—蓟县	加里东—华力西	印支—燕山
抚顺	80%				
	2041 1627 1771 1568				
鞍山(辽阳)	20%				
	2818				
旅大	60%				
	2360 1818 1667 2221 1795 * 1667 2202 1780 1649 2059 1777 1593 1941 1761 1506 1824 1708 1563 1822 1619 1536				
旅大	29%				
	1381 1330 888 1362 1203 808 1330 913 667				
旅大	9%				
	371 389 233				
旅大	2%				
	204				
旅大	85%				
	207 140 119 175 133 107 167 129 98 160 128 79 157 126 76 152 123				
旅大	5%				
	2272				
旅大	5%				
	1309				
旅大	5%				
	261				

注: 1) 格内横线高度及其上部百分数(%)代表该期年龄数据在该区所占比例;  
2) 横线下数字为未经选择的年龄值(百万年), 除有星号(\*)者外均据《全国同位素年龄数据汇编》资料;  
3) 本文使用常数:  $\lambda_1 = 0.585 \times 10^{-11}$ 年,  $\lambda_2 = 4.72 \times 10^{-11}$ 年。

陷就是与其东侧古陆的隆起伴随。而下辽河断陷沉降幅度南北不均，南大北小，南部盘锦地区中生代以来下沉3000多米。断陷东侧以金州大断裂为界与营口—宽甸古隆起相接。分析下辽河断陷的特点和古隆起沉积物的分布情况，不难发现两者的一降一升非常对称，东边古隆起中生代上升幅度也是南大北小，营口东南那些低年龄值分布地区中生代以来也应该上升3000多米，这里现在地表出露的岩石在中生代初是埋藏在3000多米以下的。据此粗略计算，城子疃地区近1.5亿年平均每年上升0.02毫米以上。据地震工作者的大地水准观测结果，近几十年庄河—城子疃一带比营口—鞍山地区上升120毫米，平均每年上升3~4毫米。这些资料告诉我们，该区现代仍在上升，而且幅度很大。在古生代以后辽东半岛西北部相对稳定，东南部大幅度上升，造成了半岛向西倾斜的趋势。这是近代辽东渤海湾地震多的重要原因之一。总之，旅大地区金州断裂以东鞍山群经历了鞍山、吕梁期区域变质作用以后，基本脱离深变质环境；在后来的几次升降中再也没有遭受区域变质作用。最后一次大幅度上升穿过（云母的）计时临界深度的时代是印支期以后，那些偏低的K—Ar年龄正是反映这个时间。两个年龄值较大的样品（均为角闪岩全岩），笔者认为由于岩石以角闪石为主，它们有较高的临界阻隔温度和较大的计时临界深度，并且抗热力干扰性能好，局部保持较好的封闭系统，因而开始计时也是较早的，年龄值比较接近于区域变质年龄。

## 二

辽河群是不整合覆盖于鞍山群之上的另一套老地层，两者的沉积建造和变质特征都有明显区别。辽河群的同位素年龄与鞍山群相比，至少差一个完整的构造旋回，这也间接地说明辽河群与鞍山群之间的不整合关系。

辽河群的近60个K—Ar法年龄数据主要分布在营口—宽甸古隆起的北部，这里有由辽河群地层构成的近东西向巨大褶皱带，

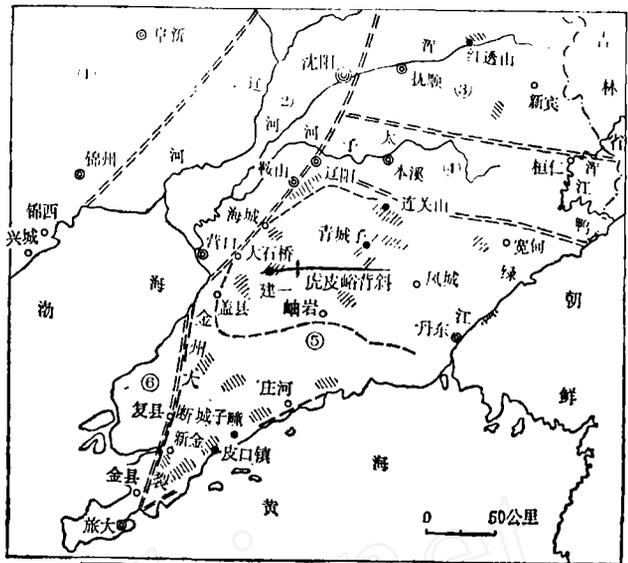


图1 辽宁半岛古老变质岩同位素年龄样品分布示意图

其中央是辽东有名的虎皮峪背斜。上述年龄值的分布，又可大致分为：①连山关，②宽甸，③海城，④青城子（凤城），⑤营口县建一公社，⑥岫岩，⑦盖县等区（图1、表2）。

从两个图表中可以看到，海城—连山关—青城子—宽甸一带年龄数值都比较大，而较小的数值主要集中在建一公社地区，少数分散在岫岩等地。这种分布反映到地质构造中，老的数据多数分布在东西向褶皱带（复背斜）的北翼，偏低的数据则分布在复背斜的轴部和偏向南翼，尤其集中在虎皮峪背斜的轴部。背斜轴部往往发育辽河群下部层，背斜轴部甚至有鞍山群混合岩出露。建一两个鞍山群混合岩K—Ar年龄为397百万年（汇编05—173）、263百万年（汇编05—176）。为了解释这种“反常现象”，笔者根据地壳

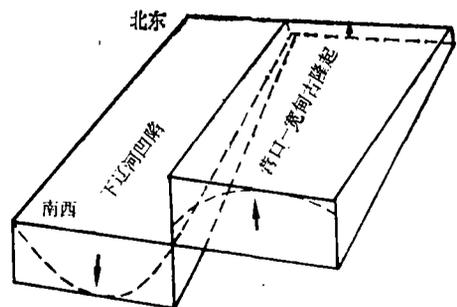


图2 中生代辽东南部大地构造升降运动示意图

下降—沉积岩进入区域变质环境—发生褶皱—变质岩上升计时暴露的一系列过程，提出一组简化的理想剖面图（图3）。

图3—(1)表示随着地壳下沉和沉积物的加厚，厚度很大(几百—几千米)的①、②、③三组地层陆续进入高温、高压的区域变质环境，遭受强烈的区域变质；图3—(2)表示后来的一次构造运动中，发生褶皱同时部分上升，最先进入冷却、计时临界深度的是最上部第③组层，然后是第②组层、第①组层；图3—(3)表示全部地层构成一个背斜(或向斜)暴露在侵蚀面上，三组地层开始计时的顺序是③→②→①，因此它们的年龄值必然是①<②<③。背斜轴部常有走向裂隙，是后期岩浆热液侵入的良好通道，这也增添了背斜轴部围岩的K—Ar年龄值偏低的可能性。然而这种影响的范围是局限的。当然实际情况比这些简化图复杂得多，但通过剖面图再看古老变质岩的年龄数据的复杂问题，就容易得到比较清楚的轮廓。笔者分析表2的数据和野外地质情况，认为大面积辽河群地层发生褶皱上升运动大约是19亿年以前开始，到16~15亿

年基本定形，但复背斜轴部和南翼等大部分地区继续缓慢上升，到12~10亿年基本转为稳定，只有西部建一地区上升活动结束较晚。不难理解，在辽河群中一大片偏低的K—Ar法年龄数据，并不是受后期区域变质作用，而主要是这里地壳缓慢上升，在构成复背斜时造成了一系列几乎渐变而偏低的年龄值。另外，背斜轴部发育燕山期花岗岩也是使K—Ar年龄值偏低的一个原因。那些分散而孤立的偏低的年龄值，基本上都是受后期岩浆活动的影响而被扰动的年龄，如青城

辽河群K—Ar法年龄值分分布概况

表2

地区	昌 梁	东安—鹤县	加里东—华力西	印支—燕山
连山关	80% 1927 1715 1611 1885▲ 1705 1607 1763 1616 1561		20% 1447 635▲	
宽甸	100% 1513 1498 1431 1216			
海城(辽阳)	30% 1715 1654		70% 1512 1115 1499 1062 1117 1021	
青城子(凤城)	40% (1982)* 1747▲* 1821* 1745		40% 1434* 1218 1403 1207	
营建公社	50% 1429 1159 (1033)* 1292 1157 (980)* 1250 1079 934		30% 544 415 322 514 397 244	
岩	40% (1721) (1672)		60% 232 221 120	
盖县	66% (1346)* (1108)* (1247)* 674		17% 490	
			17% 127	

注：括号内是侵入辽河群的伟晶岩年龄，带三角号者(▲)为角闪岩数据，其余为云母和全岩数据，其他同表1。

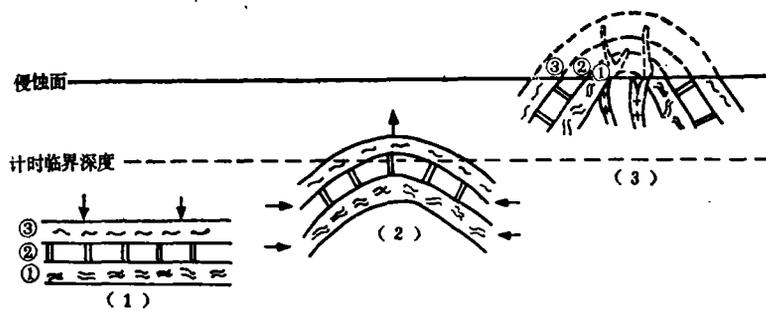


图3 古老区域变质岩的沉积—变质—计时的示意图

于地区辽河群年龄受华力西期花岗岩影响而偏低到254、238百万年。

辽河群沉积年龄的下限可以从鞍山群的年龄数据中推算。鞍山群作为辽河群的基底，在25~24亿年前大规模上升，普遍结束了它的第一次区域变质。基底大幅度上升，它的上部不可能有大面积辽河群沉积，就是说辽河群沉积不能早于24亿年，即辽河群沉积年龄下限应该是24亿年左右。根据青城子矿区辽河群大石桥组内伟晶岩的白云母K—Ar年龄值(1982百万年)，辽河群沉积年

龄上限可放在 $20 \pm$ 亿年。辽河群的变质年龄，参考辽阳、铁岭辽河群中独居石的U—Th—Pb年龄（1866百万年、北京三所测）和长春地质学院与辽宁冶勘一〇三队所取得的辽河群Pb—Pb等时线年龄（ $1800 \pm 50$ 百万年），以及上述K—Ar数据的综合资料，认为 $18 \pm 0.5$ 亿年是恰当的。辽河群普遍结束区域变质作用是18~17亿年，这与鞍山群地层的第二次区域变质结束时间吻合。

### 三

K—Ar法年龄数据容易受后期地质作用干扰而偏低，这时研究岩石的原生年龄来说是很大的不足，但是K—Ar法数据含有后期地质作用信息，对研究一个地区地质发展史来说确是非常突出的优点。这就要求我们地质工作者，不应该轻易地抛弃一个被认

为是偏低的年龄数据，应该多做实验室和野外相结合的综合研究，尽可能搞清那些年龄值所具有的地质信息。

古老区域变质岩中的大多数K—Ar法年龄数据，主要反映地层在大地构造活动中上升的年龄，而且在几次升降运动的地区只能反映最后一次超出计时临界深度的时间，另外只能在某些情况下近似地反映变质作用结束的时间。区域深变质岩不同层位中的K—Ar法年龄值，往往反映岩层上升冷却的顺序，并不反映原始沉积和变质顺序。因此K—Ar年龄值可帮助我们了解古老地层褶皱上升的时间。

辽宁古老区域变质岩中大面积偏低的K—Ar年龄值，不是后期区域变质所造成的，它们代表该区最后一次大幅度上升的时间。

《全国同位素年龄数据汇编》之外本文所引用的钾—氩法同位素年龄数据

附表

编号	实验室编号	标本号	测定对象	采样地点及地质特征	采样单位	K (%)	Ar <sup>40</sup> (10 <sup>-6</sup> g/g)	大气氩 (%)	Ar <sup>40</sup> /K <sup>40</sup>	年龄值 (百万年) $\lambda_k = 0.585 \times 10^{-10}$	测定年月
1	76-262 长春地院	103-30	白云母	青城子矿区榛子沟路边，侵入大石桥组的白色伟晶岩	长春地院 103队	7.66	1.919	2.3	0.2054	1982	1976.8
2	76-255 长春地院	103-51	黑云母	青城子矿区甸南7326孔，浪子山组黑云母片岩	"	5.07	0.6178	2.8	0.0999	1218	"
8	76-256 长春地院	103-52	"	青城子矿区头道沟7539孔，盖县组黑云母片岩	"	4.61	0.5552	4.4	0.0870	1207	"
4	76-257 长春地院	103-53	"	青城子矿区东窝铺7542孔，大石桥组二段石榴黑云母片岩	"	6.51	0.1177	7.4	0.0148	238	"
5	76-258	103-55	"	青城子矿区石家北沟，盖县组硅线石黑云母片岩	"	6.29	0.1221	2.5	0.0159	254	"
6	76-259	103-56	"	青城子矿区石家北沟，盖县组黑云母片岩	"	6.48	1.0257	9.6	0.1297	1468	"
7	A7559 北京三所	ABDY 7406-10	角闪石	凤城县通远堡卢家沟北，斜长角闪岩	沈阳地质矿产所	0.61	0.1250	8.9	0.1680	1747	
8	A7519 北京三所	ABDY 7406-5	金云母	凤城林家台，金云大理岩	"	6.69	1.52	1.0	(0.1861) 0.179	(1866) 1821	
9	A7552 北京三所	ABDY 7406-8	黑云母	凤城通远堡卢家沟南，黑云母变粒岩	"	7.48	1.1470 1.1450	1.4 0.7	0.1257 0.1255	1438 1430	>1434

对辽宁古老地层, 根据现有年龄和地质资料, 能够确定两期区域变质作用, 但其沉积时代还不很清楚。要恢复辽东古陆的沉积、变质的全部历史, 还需做大量同位素地

质年代学和其它地质学科的综合研究工作。

本文得到刘志海、周宝璆和刘宏英、伍勤生等同志的热情帮助, 原稿经肖仲洋、陈民扬同志审阅、修改, 谨致深切谢意。



石炭纪 (Carboniferous) 是根据这个时期典型的炭质岩的特性而命名的。因为这个时期是世界各国大陆地区大煤田形成的时代, 英国最初把石炭纪叫“成煤时代”, 后来根据国际统一规定叫石炭纪。在北美沿着密西西比河与宾夕法尼亚州的阿立盖尼山脉分布着古生代地层, 因此, 美国、加拿大等国在地质表中以密西西比纪和宾夕法尼亚纪代替石炭纪。1822年 B·康尼比尔和 B·费力浦斯确立了石炭系 (“石炭系”为1900年在巴黎举行的第八次国际地质会议所承认)。我国早在1914年, 丁文江在滇东、黔西对威宁地区石炭纪地层进行了划分, 叶良辅等人在1919~1920年对河北山海关石炭纪南山砂岩和北京西山杨家屯煤系作了调查研究, 1925年李四光等确立了山东淄博中、晚石炭世黑山石炭岩。以后不少地质工作者先后作了系统工作, 建立了我国石炭纪比较完整的地层系统。

石炭纪距今2.7~3.5亿年 (石炭纪下限苏联定为340百万年和360百万年, 英国 Q. J. G. S. 年表定为345百万年, 其下限年龄目前趋向定为360百万年)。那个时期, 陆地面积比泥盆纪更加扩大。生物界的主要特点是陆生生物大发展, 植物空前繁盛。早期的植物多是大型石松类 (如鳞木), 中、晚期石松类极度繁荣, 还有种子

蕨类、裸子植物中的科达树等。这些植物广布于滨海、沼泽及内陆盆地中, 构成了中、晚期沼泽茂密森林, 万木参天的成煤植物景观。以后经地壳运动, 他们被埋在地下, 就变成今天的工业粮食——煤。这个时期两栖类及爬行动物开始出现 (迄今已知史前最大的、两栖动物是和短吻鳄相似的始鳄, 它的长度约4.75米), 珊瑚、腕足、菊石类继续发展, 笔类骤然兴起, 并且演化快、分布广, 成为石炭纪重要的分层化石。下、中石炭统的笔类 (以 Eostaffella, Pseudoendothyra, Millerella 为主)、珊瑚 (以 Pseudoura, Caninia, Lophophyllum 为主)、大长身贝, 中、上石炭统的头足类 (以 Gastroceras, Prouddenites, Eoastiantes 为代表), 上石炭统的腕足类 (以 Choristites 为代表), 笔类 (假希斯笔—Pseudoshwagerina) 是确定时代的重要化石。

我国石炭系是世界上发育最完整的国家之一, 各类化石丰富, 岩相分异显著。早石炭纪南海漫较泥盆纪晚期广泛, 局部地区亦有海退, 中期海浸扩大, 并使北方广阔的隆起剥蚀区也受到海水浸没, 一直延续到晚期。由于地壳运动不均一, 海水动荡的影响, 造成石炭系的沉积岩相丰富多彩。有华南、西南地区沉积了厚而稳定的石灰岩, 是发育良好、层序完整的海相地层。其下统以灰岩为主或以碎屑岩为主, 灰岩次之; 中、上统主要是灰岩及白云质灰岩夹少量砂页岩。内蒙、山西太原、武宁一带为典型陆相沉积; 东北、西北地区为海陆交互相沉积。陆相—海陆交互相地层, 其下统由灰岩、板岩、火山碎屑岩组成; 中统为页岩砂岩夹煤层及灰岩; 上统以砂岩、页岩为主夹煤层及灰岩。我国石炭系均可与国际标准分层对比, 下统相当于杜内、维宪阶

(Visean/Tournasian); 中统相当于纳缪尔、维斯法阶 (Westphalian/Namurian), 上统相当于斯蒂芬阶 (Stephanian)。

我国石炭系的划分最早丁文江、李四光等人持三分观点; 葛利普在《中国地层学》(Stratigraphy of China) 一书中表明二分观点。前者为我国地质界广泛应用至今。目前有人提出二分法, 即: 石炭系下统 (丰宁统一大塘阶/岩关阶)、上统 (壶天统一马平阶/威宁阶)。目前持三分观点的人主要是以石炭系的古生物群的性质为依据, 并常与苏联对比; 而主张二分法的人则是注重与北美、西欧划分方案作对比。关于石炭—泥盆系界线问题, 国际上以德国艾特隆层 (仅24厘米) 为过渡层。在我国则相当于邵东段, 但至今尚未定论。

相当于本纪的岩浆活动属华力西中期 (同位素年龄:  $3.0 \pm$  亿年), 以花岗岩类为主, 广布于天山、阿尔泰山、准噶尔、北山、内蒙及大小兴安岭等地; 而在西北天山东段、阿尔泰山、准噶尔、北山及内蒙北部主要分布为基性、超基性岩。

石炭纪地层是世界各国最重要成煤时期之一。我国华北、东北地区中石炭统“本溪组”和上石炭统“太原组”都蕴藏大量的、具有工业价值的煤矿, 南方含煤层则为下面石炭统。沉积矿产主要有: 煤、铁、锰、铝土矿、黄铁矿、石膏、耐火粘土等。内生矿产主要有: 铁、铜、铅锌、铬、镍、钴、金、钨、钼、钽磁铁矿、菱铁矿、云母、水晶、压电石英等。

(莫杰供稿)

