

# 亚洲地质构造发展的主要阶段\*

王 鸿 祯

(武汉地质学院北京研究生部)

## 摘 要

亚洲地壳根据地层沉积类型和生物区系可分六大区:三个稳定区是北亚大陆区、中轴大陆区和南亚大陆区,基底固结都在距今1,800百万年前。三个活动区是北亚陆间区、南亚陆间区和环太平洋陆缘区,都由不同时代的褶皱区和前古生代中间地块组成。地壳构造发展根据运动强化期分为5个阶段:前阜平阶段(陆核形成)、阜平吕梁阶段(原地台形成)、吕梁晋宁阶段(地台形成)、晋宁印支阶段(大陆主体形成)和后印支阶段(现大陆轮廓形成)。文中并简单讨论了地下不同深度的滑移运动与地表不同类型构造之间的可能关系。

## 一、亚洲地壳的地质分区与构造阶段

根据地层发育、基底形成与构造发展以及生物区系,可将亚洲地壳分为六个大区。三个稳定区是:1)北亚大陆区;2)中轴大陆区和3)南亚大陆区。三个活动区是:4)北亚陆间区;5)南亚陆间区和6)环太平洋陆缘区。大陆区是前古生代形成的稳定地块,基底包括太古代陆核与早元古代褶皱区,古生代及更新的地层属陆棚海、陆表海、宽缓内陆盆地与近海盆地沉积盖层。陆间区的特征是相对稳定的中间地块与活动的褶皱区相间列,中间地块的固结往往为晚元古代(1,000—800百万年前),褶皱区的形成属于不同褶皱期<sup>[1]</sup>。陆缘区指亚洲东部长期发展的面对太平洋海盆的大陆边缘,以边缘海、岛弧海及小型陆块的出现为特征,地层沉积以活动类型为主(图1)。

构造阶段的划分是以构造格局的重要变革为依据的。现采用中国和亚洲习用的地壳运动期作为阶段的命名,分为(1)前阜平阶段,结束于太古代末;(2)阜平吕梁阶段,结束于早元古代末;(3)吕梁晋宁阶段,结束于晚元古代早期;(4)晋宁印支阶段,结束于三叠纪中晚期;(5)后印支阶段,自晚三叠世至今(表1)。几个稳定大陆区在太古代末形成相互隔离的陆核,在早元古代末都基本形成原地台,所以吕梁运动(1,800百万年前)在地壳发展中具有重要意义,而地台区的最后形成则在1,000—600百万年前。印支运动的重要性在于它标志着地壳各大陆块大规模易位的开始。

本文1979年6月26日收到。

\* 本文是作者在参加编制1:500万亚洲地质图和编写“亚洲地质”的基础上写成的。

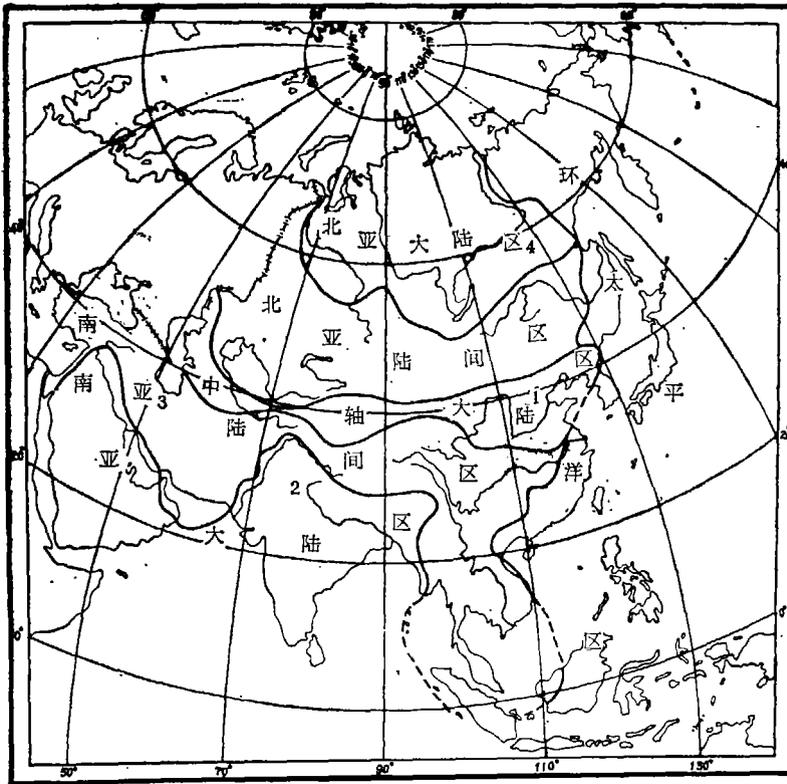


图1 亚洲地质分区简图

1.北京, 2.德里, 3.德黑兰, 4.阿尔丹

## 二、亚洲各区构造发展的主要历程

### 1. 前阜平阶段——太古代

在亚洲范围内, 三个大陆区都发现有老于31亿年的下太古界。如将早太古代形成的小型地块称为原陆核, 太古代末形成的稳定地块则可称为陆核, 它们构成大陆区的骨架。这个阶段可称为陆核形成期。

西伯利亚地台区包括阿尔丹、阿纳巴尔和通古斯等陆核<sup>[2]</sup>, 共同特征是常见紫苏片麻岩和斜长片麻岩。阿尔丹南部富含角闪片麻岩和角闪片岩, 可能代表太古代绿岩带(图2和表1)。中轴大陆区太古界的研究限于中朝地台区<sup>[3]</sup>, 近年资料表明<sup>1)</sup>, 以紫苏斜长麻粒岩和斜长角闪岩为主的下太古界(3100—3600 百万年)迁西群分布于冀东和吉南, 一般不含大理岩。上太古界分布很广, 形成东部冀鲁陆核和西部陕甘宁陆核(图2), 一般的岩性标志是东部不含或少含大理岩, 西部大理岩夹层较为普遍。

印度地块的特点是太古代末陆核固结的范围较大。在比哈尔—奥里萨邦, 老于27亿年的上太古界铁矿群(Iron Ore gr.), 中浅变质, 不整覆于下太古界基底杂岩之上。但在半岛南部

1) 1978年6月中国科学院地质研究所“华北断块区”专题会议资料。

表 1 亚洲稳定大陆区地台发展简表

| 时代<br>年令值*                    | 西方地壳运动期   | 亚洲构造阶段     | 中朝地台区     |             | 印度地台区 |                    | 西伯利亚地台区 |                    |
|-------------------------------|-----------|------------|-----------|-------------|-------|--------------------|---------|--------------------|
|                               |           |            | 沉积类型      | 岩浆活动        | 沉积类型  | 岩浆活动               | 沉积类型    | 岩浆活动               |
| N <sub>1</sub>                | 阿尔卑斯运动    | V 后印支阶段    | CV        | VCB         | 上迭序列  | VCB <sup>xxx</sup> | C       | 盖层序列               |
| K <sub>2</sub> E              | 太平洋运动     |            | VCB       | VCB         | 盖层序列  | VCB <sup>xx</sup>  | E M PA  | VCB <sup>xxx</sup> |
| K <sub>1</sub>                | 海西运动      | IV 晋宁印支阶段  | 东部活化      | VCB         | 盖层序列  | VCB                | E M PA  | VCB                |
| M <sub>2</sub> J              | 加里东运动     |            | PA C      | VCB         | 盖层序列  | VCB                | E M PA  | VCB                |
| P <sub>2</sub> z <sub>2</sub> | 加里东运动     | 晋宁运动 II    | E M       | VCB         | 盖层序列  | VCB                | 盖层序列    | VCB                |
| P <sub>2</sub> z <sub>1</sub> | 阿森提运动     |            | 藏旦系 E M T | VCB         | 似盖层序列 | VCB                | 盖层序列    | VCB                |
| Z                             | 晚元古代      | 晋宁运动 I     | 青白口群      | VCB         | 盖层序列  | VCB                | 盖层序列    | VCB                |
| P <sub>1</sub> 3800           | 格林威尔运动    | III 吕梁晋宁阶段 | 地台形成      | VCB         | 盖层序列  | VCB                | 盖层序列    | VCB                |
| P <sub>1</sub> 2              | 中元古代      |            | 蓟县群 E M   | 库达前群 E M    | VCB   | 盖层序列               | VCB     | 盖层序列               |
| 1800                          | 卡德里运动     | II 阜平吕梁阶段  | 南口群 MT    | VCB         | 盖层序列  | VCB                | 盖层序列    | VCB                |
| P <sub>1</sub> 1 <sup>2</sup> | 早元古代 (晚期) |            | 长城群       | 库达前群 E M    | VCB   | 盖层序列               | VCB     | 盖层序列               |
| 2200                          | 早元古代 (早期) | I 前阜平阶段    | 原台形成      | VA          | 褶皱基底  | VA                 | 褶皱基底    | VA                 |
| P <sub>1</sub> 1              | 青浦尔运动     |            | 清沱群 P M L | 地台形成 德里运动   | VA    | 褶皱基底               | VA      | 褶皱基底               |
| 2600                          | 晚太古代      | I 前阜平阶段    | 五台运动      | VB          | 褶皱基底  | VB                 | 褶皱基底    | VB                 |
| A <sub>2</sub>                | 特兰士瓦运动    |            | 五台群 G F   | 阿拉瓦里群 F M T | VB    | 褶皱基底               | VB      | 褶皱基底               |
| 3100                          | 早太古代      | I 前阜平阶段    | 单塔子群 G F  | VB          | 褶皱基底  | VB                 | 褶皱基底    | VB                 |
| A <sub>1</sub>                | 早太古代      |            | 陆核形成      | 陆核形成        | VB    | 褶皱基底               | VB      | 褶皱基底               |
| 3800                          | 冥古代       | I 前阜平阶段    | 辽西群 G G N | ×           | 结晶基底  | ×                  | 结晶基底    | ×                  |
| H                             | 冥古代       |            | 前阜平阶段     | 单塔子群 G G N  | ×     | 结晶基底               | ×       | 结晶基底               |

GN: 结晶片岩麻岩;  
 C: 陆相沉积;  
 PA: 海陆交互沉积;  
 ML: 磨拉石类磨拉石;  
 F: 复理石类复理石;  
 VCA: 陆上中酸性火山岩;  
 VCA: 陆上基性火山岩;  
 E: 陆表海沉积;  
 VA: 海底中酸性火山岩;  
 MT: 海槽沉积;  
 xx: 同位素年龄高峰期;  
 VB: 海底酸性火山岩;  
 M: 陆相海沉积;  
 G: 绿岩;  
 \*: 百万年

和西部,则广泛发育深变质的紫苏片麻岩及花岗岩类。达尔瓦尔群(Dharwar gr.)下部(上太古界)具有典型的绿岩组合<sup>[4]</sup>。

总的说来,太古界主要形成稳定大陆区的陆核结晶基底。超基性岩浆组合的广布,反映了当时地块规模较小,地壳较薄的构造条件,与有限分布的现代岛弧是有区别的。这种构造条件反映在变动形式方面就是褶皱轴和断层线延伸不远,构造方向在小范围内多变。西伯利亚的阿尔丹区和中国的五台太行区<sup>[5]</sup>都有这种情况。

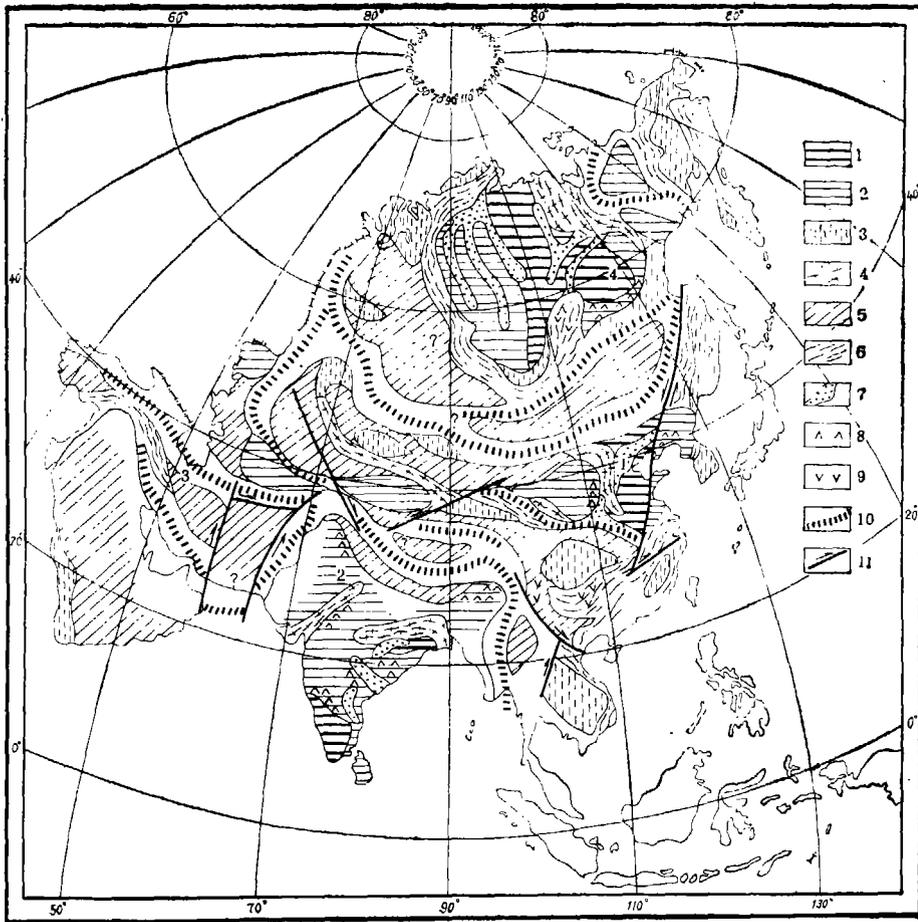


图2 亚洲前震旦纪基底构造略图

- 1—2 太古界(>2,600 百万年): 1. 结晶基底,不含碳酸盐沉积, 2. 结晶基底,含碳酸盐;  
 3—4 下元古界(2,600—1,800 百万年): 3. 变质基底, 4. 褶皱带;  
 5—7 中上元古界(1,800—800 百万年): 5. 变质基底, 6. 褶皱区, 7. 地台内部断槽与盆地;  
 8. 晚太古代绿岩带; 9. 中上元古界火山沉积;  
 10. 重要地壳结合带; 11. 同生断裂及后生平移断裂

## 2. 阜平吕梁阶段——早元古代

下元古界在大陆区常构成陆核之间的褶皱带,在陆间区和陆缘区则形成中间地块基底的较老部分(图2)。这一阶段地壳发展的结果在大陆区是原地台的形成,在陆间区是大型中间地

块锥型的形成。

西伯利亚地台区的特点是发育稳定型的下元古界,阿尔丹地块上的哈宁组(Hanin fm.)可为代表。活动类型的下元古界见于贝加尔褶皱区和叶尼赛山系(表1)。原地台形成的主要标志是1700—1800百万年前广泛发生的岩浆活动和热变质作用。

中朝地台区下元古界褶皱带成南北向纵贯中部,由五台群和滹沱群组成,其间有不整合面。早元古代末的褶皱运动首先形成磨拉石(郭家寨群),后者再度褶皱变质,即使中朝地台区全部固结。这两次运动可称为吕梁运动早期和晚期。

印度地台的下元古界组成北东向的阿拉瓦里带和东西向的萨特普拉带。印度地块的重要特点之一是从中元古代起即出现真正的盖层沉积,其后长期处于相对稳定状态。

北亚陆间区的下元古界分布于西段哈萨克斯坦及其东延部分。南亚陆间区的下元古界出现于东段的上扬子地块和柴达木地块的核心部分,代表岩系是柴达木的金水口群,上扬子的崆岭群和康定群,还可能有印支地块的拜林群(Bailin gr.)。从构造发展阶段说,这些地块有类似于大陆区的陆核,整个稳定地块的形成则在晚元古代。环太平洋陆缘区东北亚有较老的中间地块。由于在日本飞驒山地发现变质年龄1,700—1,800百万年的砾石<sup>[6]</sup>,因此可能朝鲜南部和闽浙沿海存在下元古界,出现形式可能是陆缘破碎地块(图2)。

### 3. 吕梁晋宁阶段——中晚元古代

中元古代和晚元古代前期,地壳构造发展的主要过程是大陆区和中间地块的整体固结。晋宁运动命名出自上扬子地块,分早(1,000百万年前)、晚(800百万年前)两期,与北亚的贝加尔运动大致相当。晋宁运动后,一些大型中间地块都已稳定,所以采用晋宁运动作为阶段命名。

西伯利亚地台区中上元古界形成狭长带状分布,苏联学者称为断槽(aulacogen)沉积(图2)。稳定的盖层见于阿纳巴尔和阿尔丹。阿尔丹区以层序界面清晰及以海绿石为代表的沉积年龄值较全著称(1,600—1,900百万年)。仅在朱格楚尔山前形成上元古界磨拉石沉积,是贝加尔早期运动的产物(表1)。中上元古界的活动类型沉积见于贝加尔区和叶尼赛区,形成贝加尔褶皱带。前已指出,叶尼赛河以西的西西伯利亚有广大的贝加尔褶皱区(图2)。

在中朝地台区北部,中元古界长城群、南口群和蓟县群,上元古界青白口群共同组成燕山断槽中厚达万米的连续剖面,即所谓“震旦亚界”。断槽外围则形成以南口群为主的陆表海似盖层超复。地台区南部有向西南开展的陆棚海,早期发育大规模裂隙基性喷发岩(熊耳群)。中元古代末,地台区上隆,青白口群仅限于断槽及边缘海区,震旦纪前,再度抬升,沉积区则限于东缘胶辽徐淮一带。自内蒙向西,中上元古界都是浅变质的碎屑及碳酸盐沉积,中天山断槽中厚度近万米,也以碳酸盐沉积为主(图2)。

南亚大陆区在这一阶段的发展特征是较新基底的固结。印度半岛古基底上出现以库达帕群(Cuddapah gr.)为代表的陆表内海沉积,整个北部边缘则形成以“中区浅变质岩群”为代表的喜马拉雅褶皱带。阿拉伯半岛属中元古代的地层,北部为麦地纳群(Medina gr.),南部为哈里群(Hali gr.),其上的哈拉板群(Halaban gr.)以硬砂岩火山岩为主,属上元古界,主要褶皱为晋宁期。

从中晚元古代起,陆间区与陆缘区的沉积轮廓逐渐清楚。一个关键问题是有蛇绿岩套伴随的巨大断裂带的构造意义。

北亚陆间区最重要的蛇绿岩带贯穿亚洲中北部,由额尔济斯到大兴安岭东侧的弧形带,大

约与海西期的海槽和地壳消减带相合(图2)。此外还有两个分支,西段是南支中南乌拉尔南天山带,也属海西期,东段是北支西萨彦至鄂霍次克海,时代尚待研讨。西段的哈萨克斯坦地块介于额尔齐斯主带与南支南天山带之间,东段北蒙古地块则介于蒙古兴安主带与北支之间。

在南亚陆间区,自土耳其、伊朗直到我国藏南、缅甸,突出发育南北两条断续的晚中生代至早第三纪蛇绿岩带。西段伊朗和阿富汗等地块基底具有 950—750 百万年的变质年龄<sup>[7]</sup>,其上为非变质的震旦系(始寒武系)所覆。东段的柴达木和上扬子地块都在晚元古代进一步固结扩大(图3)。

在环太平洋区北段,介于科累马与奥莫隆地块间的褶皱带,中上元古界厚度不大。在南段



图3 亚洲震旦纪古构造古地理略图

- 1. 古陆剥蚀区;
- 2—5 稳定类型沉积: 2. 碎屑泥质沉积组合; 3. 同上, 下统缺失或不全; 4. 碳酸盐沉积为主; 5. 同上, 下统缺失或不全;
- 6—8 活动类型沉积: 6. 碎屑泥质复理石、类复理石沉积; 7a. 富含硅质沉积; 7b. 碳酸盐沉积为主; 8. 粗碎屑类磨拉石沉积;
- 9. 火山岩; 10. 膏盐沉积; 11. 冰成沉积; 12. 重要地壳接合带;
- 13. 同生断裂及后生平移断裂; 14. 海岸线或地层超覆界线; 15. 沉积类型界线

中国的江南区和华南区,中上元古界四堡群、板溪群等是一系列岛弧海火山沉积组合。

#### 4. 晋宁印支阶段——震旦纪至中三迭世

本阶段的总特征是大陆区和大型地块的沉积(以稳定类型为主),不同程度的活动沉积限于陆间区的海槽盆地。陆间区在晚志留世至早泥盆世经历重要变化,所以这一阶段也可再分为晋宁-加里东和加里东-印支两个阶段。

近年来我国学者提出以李四光的三峡剖面作层型剖面正式建立震旦系。苏联学者对西伯利亚和中亚的震旦系作了大量研究<sup>[9]</sup>。据此,作者试作了亚洲震旦纪古构造古地理略图(图 3)。

西伯利亚地台区在震旦纪时,叶尼赛、贝加尔等边缘区下陷,下统厚度大而分布局限(坎迪克组 Kandik fm. 与伊兹鲁钦组 Izluchin fm.),上统则超覆于地台区内部。早古生代在地台区南部多为陆表内海的膏盐沉积及滨岸礁状沉积。泥盆纪起,地台区大规模抬升,海相沉积限于东西两侧凹陷与北部低地。泥盆纪和二迭纪末三迭纪初都有基性岩浆的裂隙喷溢(图 3),断裂方向有北西和北东两组。

中轴大陆区的震旦系完整发育于塔里木北缘库鲁克塔格,中朝地台区仅在东部有胶辽徐淮残余海槽沉积。下古生界仅见寒武奥陶纪陆表海及广布的滨海碳酸盐沉积。塔里木北缘下古生界发育较全,通过祁连海槽与中国南方关系较密。卡拉库姆地块在早古生代大部时间是供应岩屑的古陆<sup>[9]</sup>。中朝地台区的上古生界仅有海陆交互的石炭二迭系。塔里木北缘的晚古生代海侵持续到二迭纪中期,主要海侵来自中亚<sup>[10]</sup>。

南亚大陆区印度地块在震旦纪后长期为陆地,半岛北部晚石炭世起才有海水内泛,形成海陆交互沉积,自晚二迭世全变为陆相。北缘喜马拉雅区则有断续的稳定型海相沉积<sup>[11,12]</sup>。阿拉伯地块的基底约形成于 600 百万年前,震旦系是变质的补偿充填断槽火山沉积组合,古生界及三迭系则是断续沉积的稳定盖层。

北亚陆间区的主要地壳接合带是额尔齐斯蒙古兴安接合带(图 3)。西段哈萨克斯坦等地区在接合带之南,地层发育与生物区系和中轴大陆相近。自北而南,哈萨克斯坦地块外围寒武奥陶系属岛弧型硬砂岩及基性火山沉积组合,其后上升为加里东褶皱区,而乌拉尔南天山等海槽则在志留纪连续下陷,直到中石炭世褶皱成陆,形成海西褶皱区。东段中北蒙古以至大兴安岭北段,位于主要接合带之北,与北亚大陆区相近。在接合带之南,在蒙古南部及中国内蒙,则见志留泥盆纪岛弧及蛇绿岩套组合,有时上延到早石炭世,构造上均属海西褶皱区。作者认为西段南带(哈萨克斯坦等地)代表中轴大陆北缘的复杂陆缘区,西段北带以及东段大部地区(西萨彦、蒙古兴安),则代北亚大陆南缘的陆缘区。当时主要接合带代表的海区可能较现在为宽,到二迭纪后期,海槽消失,北亚大陆与中轴大陆逐渐连为一体。

南亚陆间区西段伊朗中间地块之上不整合覆盖非变质杂色砂页岩、白云岩、夹酸性火山岩,属震旦系里尼群(Rizu gr.)和苏尔坦尼群(Soltanich gr.)<sup>[13]</sup>,并含膏盐沉积。近年资料说明自土耳其至阿富汗,古生界具有不同的沉积类型和厚度<sup>[14-16]</sup>。如扎格罗斯山区的下古生界急剧增厚,伊朗鲁特地块西侧古生界厚度也远远超过邻区。因此,可以认为南亚陆间区在古生代也是稳定地块与活动海槽相互间列。

南亚陆间区东段地块与海槽间列的情况更为明确。自祁连山到青藏地区依次出现加里东期的祁连海槽、柴达木地块、海西至印支期昆仑海槽及藏北地块,其东南则有三江缅甸海槽,上

扬子地块及印支地块等(图3)。上扬子区的震旦系下统以碎屑为主而分布局限,上统以碳酸盐为主,形成广泛超覆,与西伯利亚地台区相似,差别是含有冰碛层和膏盐沉积。

在古生代,从中轴地台区西南缘(阿拉善区)经祁连海槽、柴达木地块到昆仑海槽,依次出现陆棚海、陆缘海、岛弧海等。这一系列陆缘环境似有随着时代变新向南推移的趋势,它们是中轴大陆南侧不断向南推移的大陆边缘,当时外海可能在青藏一带。至于南亚大陆的北侧陆缘区,仅在珠峰和斯匹提一带见有古生界稳定类型沉积,大陆边缘的沉积系列可能已遭消减<sup>[17]</sup>。由于藏北羌塘地块发现晚古生代华夏植物群,在藏南及冈底斯山则见舌羊齿植物及南大陆型的地层<sup>2)</sup>。可能分隔南亚大陆与中轴大陆的主要界限是在班公湖怒江地壳接合带,而不是在雅鲁藏布江接合带。马来半岛的岛弧沉积组合自晚寒武世断续延至三迭纪<sup>[18]</sup>。

在环太平洋区,震旦系也有两种沉积类型,北段科累马地块上是不厚的碳酸盐沉积科尔科东组(Korkodon fm.)<sup>[19]</sup>。中段中国东北有含伊迪卡拉动物群的中度变质的麻山群<sup>2)</sup>。南段中国的江南华南区则是一系列边缘海和岛弧海沉积组合。中国东南部早古生代有巨厚的复理石,但少见火山活动,晚古生代仅有边缘海沉积而不见岛弧组合,可能当时大陆边缘已在台湾之东,由于后期的地壳消减,今日已不可见。

### 5. 后印支阶段

印支运动发生于三迭纪中晚期,在南亚陆间区东段和环太平洋区中段形成广大的褶皱区(图4)。印支运动后,亚洲的构造格局发生重要的改变,不但北亚大陆与中轴大陆连为一体,南亚陆间区的三江缅甸带和中国华南广大地区也都成为陆地,到燕山(太平洋)运动期以后,环太平洋内带也皱起成山。因此,在后印支阶段,海相活动区仅余下了变窄的古地中海区和环太平洋区(图4)。

在亚洲主体大陆上,北亚大陆构造性质相对稳定,侏罗白垩纪有大规模自北而南的海侵,最大海侵发生于凡兰吟期和赛诺曼期,在西西伯利亚,陆表海与古地中海北进的海水相连通。原北亚陆间区长期发展的弧形山系,控制了一系列内陆盆地的发育。

亚洲东部构造格局的重大变化,是以东西方向为主构造分带和逐步为以南北(北北东)方向为主的构造分带,即所谓新华夏构造体系所取代。中国东部这一阶段发育了两种大型盆地,西带是以晚三迭世至早白垩世为主的陕甘宁和川滇黔内陆盆地,东带是以白垩纪、第三纪为主的松辽、华北及江汉等近海盆地,东部隆起区还有晚中生代至早第三纪火山沉积内陆盆地和山间箕状红层盆地(图4)。

在南亚,阿拉伯地块东部和印度地块西北部都为侏罗白垩纪陆表海所侵漫,印度地块内部则出现东西向和北西南东向两组地堑盆地。白垩纪末第三纪初地块西部喷溢巨厚的德干暗色岩。

后印支阶段活动类型的海相沉积,见于南亚陆间区和环太平洋区外带。在西亚,北部的高加索海槽和科彼得海槽,南部的托罗斯扎格罗斯海槽和苏来曼海槽,都形成细碧岩超基性岩和硬砂岩复理石等组合,中间地块则发生强烈断陷,形成白垩系和下第三系火山沉积组合。在陆间区东段,印支运动后海槽限于巴彦喀拉山以南和金沙江以西。但在念青唐古拉山以西,冈底斯山以北至羌塘地块,侏罗白垩系厚度大减,上白垩统下第三系还有陆相红层。根据超基性岩

1) 见1978年10月中国科学院综合考察队青藏地质专题会议资料。

2) 见刘效良,东北地质科技情报,1978,3。

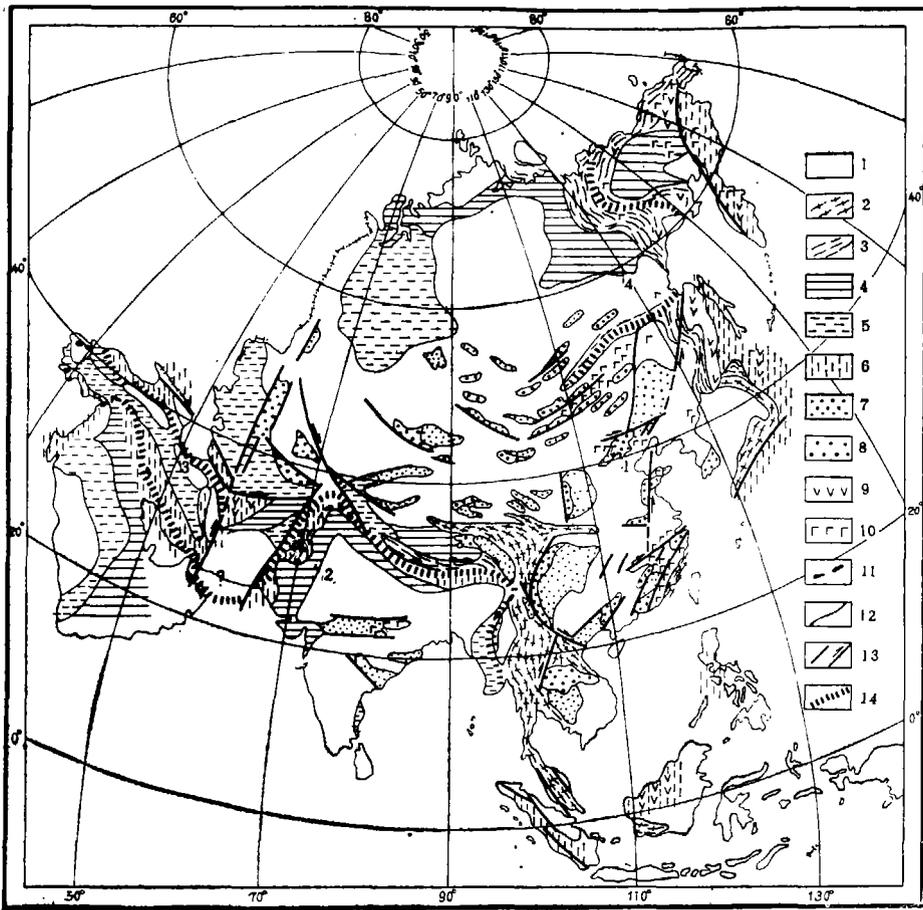


图 4 亚洲晚侏罗—早白垩世古构造古地理略图

1. 古陆剥蚀区, 具前中生界基底; 2. 印支褶皱区; 3. 燕山早期(太平洋)褶皱区;  
 4—5. 海相稳定类型沉积: 4. 晚侏罗世最大海侵沉积区; 5. 早白垩世超覆区; 6. 碎屑泥质复理石, 类复理石沉积; 7. 陆相盆地沉积; 8. 粗碎屑及类磨拉石沉积;  
 9. 海底火山岩; 10. 陆上火山岩; 11. 超基性岩; 12. 沉积区界线或沉积类型界线; 13. 同生断裂及平移断裂; 14. 重要地壳接合带

带和花岗岩的时代分析, 羌塘地块以北是印支褶皱带, 以南是燕山褶皱带, 雅鲁藏布江谷和班公湖怒江带是两个重要的地壳消减接合带。

在环太平洋区内带, 晚侏罗早白垩世陆上火山岩带自东北亚到闽粤沿海延展数千公里, 各段时代有愈北愈新的趋势。外带典型的锡霍特海槽在侏罗白垩纪初有蛇绿岩组合, 于白垩纪末期皱起。位于其东北的阿纳德尔科里亚克海槽和堪察加海槽蛇绿岩组合为白垩纪, 复理石组合为早第三纪, 与撒哈林(库页岛)海槽和日本外带海槽相似。可以认为: 在印支运动以后, 大陆边缘岛弧带在太平洋沿岸逐步向东推移, 形成现在的西太平洋岛弧群。

正如李四光指出的, 亚洲的构造轮廓体系主要是中生代后期以来形成的。长期发育的西伯利亚刚性地块以及沿其南缘发育的贝加尔弧和蒙古弧控制着盆地的分布。

印度刚性地块的大规模北移, 特别是帕米尔和萨地亚两个锐角的突进, 形成了青藏高原一系列巨大的之字型褶皱山系。以帕米尔的北进为中心, 两侧分别形成北东向恰曼左行平移断

裂和北西向的喀喇昆仑右行平移断裂。北西向的赫拉特右行平移断裂和北东东向阿尔金左行平移断裂也大致成两侧对称分布。

另一构造因素是近南北向的张裂带和挤压带。形成于侏罗纪到第三纪的张裂型带有西亚的约旦河谷带和咸海阿曼带,都有岩屑充填和大量岩浆喷溢。挤压带有北亚的维尔霍杨带和东亚的川滇缅甸带,都形成于印支期燕山期。两种类型在地壳总的伸缩方面似乎有补偿关系(图4)。

亚洲东部的构造是新华夏体系,它不独控制着内陆盆地、近海盆地、边缘海和岛弧,同时也控制着断裂体系和岩浆活动的时空分布。滨太平洋的巨大岩浆火山带沿着三条大致东西向的断裂破碎带向大陆内部延伸,自北而南它们是鄂霍次克海石勒河带、内蒙阴山带和下扬子秦岭带,时代都以印支期燕山期为主。延长数千公里的郯庐伊通左行平移断裂影响了二迭系,但白垩系的分布未受影响,其主要的活动时期也应是印支燕山期。

### 三、几点推论和设想

1. 亚洲地壳大陆区的发展在古生代前从陆核形成、原地台形成到地台形成是地块逐渐增大,地壳逐渐加厚的过程。晚元古代后期可能是稳定地块范围最广的时期,也是构造上的相对宁静期。

2. 从古生代以来,大陆地块边缘有时为海槽割切,转变为活动状态,有时则边缘海和岛弧不断褶皱固结,使大陆继续增生。亚洲东部长期处于大陆边缘,总的趋势是向太平洋扩展。南亚和北亚陆间区都具有复杂的、不同时期的岛弧褶皱带。

3. 印支运动标志着地史近期地表海陆大规模位移的开始。印度地块和阿拉伯地块的北进可由各种构造形迹推论说明,也为古地磁资料所证实。但多数学者认为亚洲主体大陆的构造形迹和褶皱形态说明推动力方向主要是自北而南,与古地磁资料恰恰相反。作者设想:这一表面的矛盾可由地下不同深度的滑动面引起地表不同体系构造变位而得到解释。大规模的大陆位移与海底扩张是岩石圈板块在其下软流圈上运动的结果。自两极向赤道的推动力引起的持续的、不均匀的向南滑移变形,其深度限于地壳上部。至于构造上重力滑落和水平辗掩更限于地壳表层,主要是由差异升降运动派生,影响深度可能不超过5公里。地壳大陆作为一个整体的运动方向,对其上已经或正在形成的形变显示的方向并不一定相合,所以不同深度的运动及其形成的不同体系的构造形迹是可以并存的。

### 参 考 文 献

- [1] 黄汲清等,中国大地构造基本轮廓,地质学报,51(1977),2,117—135.
- [2] Kosygin, Yu. A. & Parfenov, L. M., *American Journal of Science*, 275A(1975), 187—208.
- [3] 程裕淇等,中国东北和华北的前寒武系,地质学报,47(1973),1,72—81.
- [4] Sarkar, L. I., *I. G. C. 24th sess. sec. 1. Precambrian*, 1972, 260—272.
- [5] 李四光,地质力学概论,科学出版社,1973.
- [6] Pieve, A. V., et al., *I. G. C., 24th sess. sec. 3 Tectonics*, 1972, 486—493.
- [7] Brinkmann, R., *Geology of Turkey*, Elsevier, 1976, Amsterdam.
- [8] Хоментовский, В. В., Везд. изд. Наука, 1976, Новосибирск.
- [9] Burtman, V. S., *American Journal of Science*, 275A(1975), 157—186.
- [10] 王鸿祯,论中国地层分区,地层学杂志,2(1978),2,81—104.
- [11] Gupta, V. J., *Indian Palaeozoic stratigraphy*, 1973, Delhi.

- [12] Teichert, C., *A. A. P. G. Mem.*, **23**(1974), 361—394.
- [13] Crawford, A. F., *I. G. C., 24th sess. sec. 3. Tectonics*, 1972, 106—112.
- [14] Minato, M., *et al.*, *The geological development of the Japanese Islands*, Tsukiji Shokan Co. Ltd., 1965, Tokyo.
- [15] Алиев, М. М. и др., *Геологические строение и нефти Ирана*, Изд. Недра, 1974, Баку.
- [16] Славин, В. Н., *Тектоника Афганистана*, Изд. Недра, 1976, Москва.
- [17] 常承法, 郑锡阔, *中国科学*, 1973, 2, 190—201.
- [18] Gobett, D. J. & Hutchinson, C. S., *Geology of Malay Peninsula*, Wiley—interscience, Wiley & Sons, Inc., 1973. New York.
- [19] Багданов, Н. А., *Палеозойские геосиклинали обрамления Тихого Океана*, Изд. Наука, 1975, Москва.