

面向 21 世纪课程教材
Textbook Series for 21st Century

中国及其邻区 区域大地构造学

车自成 刘 良 罗金海 编著

科学出版社

2 0 0 2

内 容 简 介

本书分总论、各论两部分。总论部分扼要介绍了大地构造学的基本理论和研究现状,详细论述了地壳的形成和演化、壳幔结构与动力学、造山带、盆地及板块区划等,系统地总结了大地构造基本问题,同时又侧重于研究方法与分析方法的介绍,有利于初学者的学习及有关人员的参考。各论部分以中国为重点概略地介绍了中国区域构造特征,对重点地区、有争议地区,特别是各大含油气盆地均有较为系统的介绍。对一些与中国有关的国际性造山带和盆地也有简略介绍和图示,其中涉及到十多个国家近期研究概况。

本书内容新颖,反映了20世纪90年代以来的研究现状;归纳总结简明扼要,文字流畅,加之大量图示,便于有关人员学习和了解中国及周边国家区域构造。

本书可作为大学高年级学生、硕士生、博士生学习大地构造学的教材或教学参考书,也广泛适用于地质、石油、冶金、水文、工程等有关专业人员研究工作参考。

图书在版编目(CIP)数据

中国及其邻区区域大地构造学/车自成,刘良,罗金海编著. —北京:科学出版社,2002

(面向21世纪课程教材)

ISBN 7-03-009800-5

I. 中… II. ①车…②刘…③罗… III. ①大地构造学—中国②大地构造学—亚洲 IV. P548.2

中国版本图书馆CIP数据核字(2002)第073335号

科学出版社 出版

北京东黄城根北街16号

邮政编码:100717

<http://www.sciencep.com>

印刷

科学出版社发行 各地新华书店经销

*

2002年9月第一版 开本:720×1000 1/16

2002年9月第一次印刷 印张:33 1/4 插页:5

印数:1—2 000 字数:550 000

定价:50.00元

(如有印装质量问题,我社负责调换(北燕))

前 言

本书是以中国为主要研究对象的区域大地构造学著作,全书分总论、各论两部分,共十一章。总论部分初步总结了近 20 年来大地构造理论的进展和大地构造基本问题。各论部分简单介绍了以中国为主的最新区域研究成果,扼要总结了最基本构造单元的区域构造特征。文中涉及周边国家的一些材料,一是为了使一些国际性的造山带或地质单元具有完整性,同时也是为了把中国放到一个更大的范围内去认识。

本书的编写,首先是从教学出发,为适应不同程度学生的学习,力求理论系统完整,叙述深入浅出,并配有 257 幅插图,以便于阅读和理解。考虑到不同的需要,本书编排的内容既可以作为单独的大地构造学教材,又可以作为区域地质学教材;既可以作为盆地大地构造学的教材,又可以作为造山带地质学的教材。其次是为便于各类专业人员一般了解或深入研究的参考,内容力求新颖,既有实际材料的全面客观介绍,也有深入的理论分析与一些独立见解,基本反映了 20 世纪 90 年代研究水平。为此,书中有不少材料都是第一次公开发表,是作者与合作者及西北大学地质系部分师生近 20 年研究工作的总结。

尽管初衷很好,但由于受作者学术水平和精力的限制,不足及错误之处在所难免,很多部分未能尽如人意,希望能在各方面读者的批评和指正中逐渐成熟和完善。

本书是西北大学地质系面向 21 世纪教材建设的一部分,是在校、系领导和有关教师的大力支持下完成的。书中涉及百余位专家学者的大量研究成果,这是本书能够完成的最基本保证。其中不少材料解决了以往研究中的许多疑点,有些材料则使一些零碎的认识得以系统化;不少见解启发了作者的深入思考,有些见解甚至起到了发聋振聩的作用。感激之情无法一一表达,只能在这里说声感谢!

作 者

2001 年 5 月于西北大学地质学系

目 录

前 言	
绪 论	(1)

第一部分 总 论

第 1 章 地壳的形成与演化	11
一、地壳的形成	11
二、太古宙地壳的性质和演化	15
1. 岩石组合及其形成环境	15
2. 地壳的早期演化	19
三、地壳的克拉通化和边缘增生	23
1. 基本概念	24
2. 古裂陷与克拉通化	25
3. 陆壳的侧向增生	29
四、华北古陆的形成与演化	31
1. 古陆核的形成	31
2. 克拉通化过程	35
3. 刚性板块的形成	37
五、西域古陆的形成与演化	38
1. 概述	38
2. 早前寒武纪构造特征	41
3. 晚前寒武纪构造特征	50
六、威尔逊旋回与联合古陆	53
第 2 章 岩石圈结构与动力学	57
一、岩石圈速度结构	57
1. 地震波	57
2. 壳幔速度分层	59
3. 中国壳幔结构特征	61
4. 壳幔磁电结构	66
二、岩石圈温压结构	70
1. 壳幔热结构与热异常	70

2. 岩石圈力学结构	72
三、岩石圈化学结构	79
1. 壳幔岩石、矿物成分与化学成分	79
2. 壳幔的化学过程	80
四、岩石圈动力学	88
1. 地球动力学概述	88
2. 重力异常与壳幔均衡作用	90
3. 壳幔非均一性与对流	94
第3章 造山作用与造山带	105
一、基本概念	105
二、全球造山带的分布	106
1. 环太平洋造山带	106
2. 特提斯造山带	110
3. 乌拉尔-蒙古造山带	111
4. 北大西洋造山带	112
5. 北冰洋造山带	112
6. 中国造山带的分布	112
三、造山带的基本类型和结构	114
1. 弧前体系	115
2. 弧后体系	117
3. 被动陆缘体系	122
四、俯冲造山带的类型和结构	124
1. 日本岛弧型俯冲造山带	125
2. 新西兰北岛型俯冲造山带	126
3. 科迪勒拉型俯冲造山带	129
4. 安第斯型俯冲造山带	131
5. 莫克兰型俯冲造山带	134
五、碰撞造山带的类型和结构	137
1. 概述	137
2. 上驮型(阿尔卑斯型)与挤出型(喜马拉雅型)碰撞造山带	139
3. 穹隆型(秦祁型)碰撞造山带	145
4. 底辟型(天山型)碰撞造山带	147
六、克拉通内造山作用	149
七、晚或后造山作用	152

1. 变形机制	152
2. 前缘逆冲推覆	153
3. 伸展变形与根带深变质杂岩的上隆	155
八、地体增生与造山作用	159
第 4 章 沉积盆地	159
一、概述	159
二、伸展型盆地	160
1. 变形方式与基本特征	161
2. 裂谷型盆地	164
3. 被动陆缘盆地(陆缘伸展型盆地)	168
4. 陆内伸展型盆地	171
5. 克拉通盆地	172
三、挠曲型盆地	175
1. 前陆盆地	176
2. 山前凹陷盆地	183
四、走滑型盆地	186
1. 走滑拉分盆地	186
2. 滑脱型盆地	189
五、盆地基本构造样式	191
1. 张性构造样式	191
2. 挤压构造样式	192
3. 反转构造样式	195
4. 扭动构造样式	197
六、全球海平面升降幕的同步性	199
1. 全球海平面变化的主要控制因素	199
2. 海平面变化的识别	200
第 5 章 板块结构与区划	204
一、板块类型	204
二、板块边缘与板块边界类型	206
1. 板块边缘类型	206
2. 板块边界类型	206
三、板块结合带与构造混杂带	207
1. 板块结合带的同位素体系	208
2. 板块结合带的结构特征	209

3. 板块结合带的演化	210
四、板块构造单元划分	210
1. 西伯利亚板块	211
2. 巴尔喀什-准噶尔-南蒙古-松辽-佳木斯联合板块	211
3. 卡拉库姆-塔里木-中朝板块	213
4. 华南板块	214
5. 伊朗-藏滇-印支联合板块	215
6. 东亚岛弧-边缘海	216

第二部分 各 论

第 6 章 亚洲北部(北亚)地区	219
一、西伯利亚板块	221
1. 西伯利亚台块	222
2. 乌拉尔—西西伯利亚地区	224
3. 叶尼塞—贝加尔地区	226
4. 萨彦岭—北蒙古地区	226
5. 阿尔泰—西蒙古地区	228
6. 斋桑—额尔齐斯—图尔根板块结合带	230
二、巴尔喀什—南蒙古—佳木斯联合板块	231
1. 巴尔喀什微板块	231
2. 西准噶尔弧盆体系	233
3. 北准与东准弧盆体系	233
4. 准噶尔台块与准噶尔盆地	235
5. 吐哈地台与吐哈盆地	245
6. 蒙古南戈壁省—雅干微板块	250
7. 蒙古东戈壁省—中国东北地区	250
8. 松辽微板块与松辽盆地	255
三、天山地区	261
1. 北天山	261
2. 中天山	264
3. 南天山	273
4. 天山及其邻区构造演化阶段	275
第 7 章 卡拉库姆—塔里木—中朝地区	278

一、中朝板块	278
1. 基底构造	279
2. 构造演化	279
3. 区域构造特征概述	286
4. 北华北台块与北华北盆地	290
5. 南华北盆地	294
6. 鄂尔多斯台块与鄂尔多斯盆地	296
7. 郯庐裂谷和环鄂尔多斯新生代地槽系	302
8. 辽冀蒙板块结合带与北山、敦煌构造楔	305
二、塔里木板块与塔里木盆地	315
1. 基底构造	315
2. 构造与沉积演化	320
3. 区域构造	324
三、卡拉库姆板块与盆地	327
1. 基底构造	327
2. 构造演化	329
3. 区域构造特征	331
第 8 章 秦岭(秦)-祁连(祁)-阿尔金(阿)-昆仑山(昆)地区	335
一、东秦岭地区	335
1. 区域构造特征	336
2. 洛栾被动陆缘	341
3. 北秦岭板块结合带	342
4. 中南秦岭被动陆缘	344
5. 武当隆起	345
6. 南襄盆地	347
7. 大别-苏鲁隆起	349
8. 南韩地区	351
二、祁连-阿尔金-东昆仑地区	354
1. 基底构造	355
2. 构造演化	356
3. 区域构造特征概述	361
4. 走廊被动陆缘拗陷带	363
5. 北祁连板块结合带	364
6. 阿尔金板块结合带	366

7. 东昆南—阿尼玛卿—康略勉板块结合带·····	369
8. 中南祁连—西秦岭微板块·····	374
9. 柴达木微板块与柴达木盆地·····	379
三、西昆仑—喀喇昆仑板块活动边缘·····	386
1. 概述·····	386
2. 构造演化·····	388
3. 区域构造特征·····	390
第9章 华南地区 ·····	395
一、概述·····	395
二、扬子板块·····	398
1. 基底构造·····	398
2. 构造演化·····	398
3. 区域构造·····	400
三、上扬子台块与四川盆地·····	403
1. 基底构造·····	403
2. 构造与沉积演化·····	406
3. 区域构造·····	410
四、下扬子台块与苏北盆地·····	411
1. 基底构造·····	411
2. 区域构造与演化·····	413
五、松潘—甘孜—右江古裂陷·····	416
1. 构造轮廓·····	416
2. 主要结构特征·····	418
3. 中生代构造古地理·····	420
4. 区域构造特征·····	422
5. 右江古裂陷·····	426
六、华夏岛弧系·····	428
1. 基底结构·····	429
2. 构造演化·····	429
3. 区域构造特征·····	431
第10章 伊朗—藏滇—印支地区 ·····	436
一、特提斯构造域·····	436
二、新特提斯洋的形成与演化·····	438
1. 洋盆形成的构造背景与基本特征·····	438

2. 高加索洋盆的形成与演化	439
3. 科佩特洋盆的形成与演化	442
4. 帕米尔—羌塘洋盆的形成与演化	444
三、构造与沉积演化	447
1. 伊朗—阿富汗地区	447
2. 藏滇地区	447
3. 印支地区	454
四、区域构造特征	455
1. 伊朗—帕米尔地区	455
2. 藏北—滇西地区	458
3. 喜马拉雅地区	465
4. 印支地区	469
第 11 章 东亚岛弧—边缘海	477
一、概述	477
二、东北亚地区	481
1. 维尔霍扬被动陆缘	481
2. 科累马(奥尔卓依—因亚尔—捷宾)板块结合带	483
3. 科累马微板块	483
4. 楚科奇微板块	484
5. 堪察加岛弧与鄂霍次克海	484
三、那丹哈达岭—锡霍特	487
四、日本岛弧与日本海	488
1. 四国海盆	490
2. 西南日本	491
3. 日本海	494
五、台湾岛弧	495
1. 构造演化	495
2. 区域构造	497
六、黄海—东海盆地	498
七、马里亚纳—菲律宾岛弧	502
1. 马里亚纳沟弧系	502
2. 西菲律宾海盆地	504
3. 吕宋岛弧	505

八、南中国海盆地	509
1. 地壳结构	509
2. 前新生代基底与新生界沉积	512
3. 构造演化	512
主要参考文献	514

绪 论

一、基本概念

大地构造学(Geotectonics)是研究地壳及岩石圈形成演化的一门地质学分支。由于采用的理论和研究方法的不同,大地构造学分为不同的体系,如地槽地台学、板块构造学、地质力学等,其主要区别在于各自以不同的地球动力作为自己的立论基础。其中板块构造学就是以地幔对流作为自己的动力来源,主要研究板块间的分裂、漂移、俯冲、碰撞等过程,这也是贯穿本书的基本思想。

由于研究对象的不同,大地构造学又细分为许多学科,如有按地壳构造分区开展研究的大洋地质、大陆边缘地质、岛弧地质、克拉通地质、造山带与盆地等分支学科;有按地理或行政区划为主要研究对象的东亚地质、非洲地质、北美地质及中国区域地质等。因为地质构造分区并不受行政区划限制,所以本书采用了“中国及其邻区”这样一种称谓,意思是以中国为主体,为使概念完整,也简单叙述了延伸到国外的部分。

研究地壳形成演化基本动力的大地构造学分支统称“地球动力学”(Geodynamics),因它是各种学说的立论基础,故是当今地质学中最热门的话题。地球动力总的来讲可归结为五大系统:重力、膨胀收缩与脉动、地幔分异与对流、地球自转与星际作用等,它们又可细分为若干个不同的学派或假说,而且新的学说仍在不断涌现。

二、发展简史

直到 18 世纪后期,大地构造学才逐渐形成一个独立的学科,在此之前,大地构造学思想仅仅限于对一些自然现象的感悟。就其发展阶段而言,可分为四个时期。

1. 感知时期

人们对于海陆变迁的感悟早在公元前就有了,但直至中世纪及其以前的数千年期间,学者们对地质现象的认识都停留在感性阶段,例如我国《诗经》上的“高岸为谷,深谷为陵”的记载;古埃及和古希腊学者(公元前 500 年前后)从贝壳化石得到的海陆变迁的认识;我国唐、宋时期颜真卿(709~784)、沈括(1031~1095)、朱熹(1130~1200)等“沧海桑田”的思想等。

2. 萌芽时期

从 17 世纪中期开始,人们已经从对孤立地质现象的感悟迈进到对地球及山脉形成的探讨。但由于资料不足,又受到理论水平的限制,因此大多具有猜测的性质,不过却为近代大地构造理论的产生奠定了基础。笛卡儿(R. Descartes, 1595~1650)于 1644 年在其名著《哲学原理》一书中提出,组成地球的粒子按密度大小聚集,从而形成层状结构的地球。莱布尼兹(G. W. V. Leibniz, 1646~1716)则提出地球是由发光的熔融体冷却收缩而成,并认为当海水漏入地下孔穴时,引起水位下降,山脉就是这样形成的。德国学者帕拉斯(P. S. Pallas, 1741~1811)通过对乌拉尔等地的考察,提出山脉是由于地下扰动引起轴部隆起而成,因而轴部地层陡倾侧方地层缓倾,这就是早期的“隆起说”。

18 世纪末至 19 世纪初的“水”、“火”之争,以魏纳(A. G. Verner, 1749~1817)为代表的水成论者主张山脉是水中结晶物质长期积累而成,以郝顿(J. Hutton, 1726~1797)为代表的火成学派则首次提出山脉是由于地下岩浆上涌形成的。

3. 历史大地构造学时期

19 世纪后半期,霍尔(J. Hall, 1859)和丹纳(J. D. Dana, 1873)通过对沉积岩层岩相、厚度的分析提出了地槽理论,徐士(E. Suess, 1885)提出了“地台”的概念。槽台理论的建立才使大地构造学开始成为一个独立的研究领域,开创以地

层分析的方法研究地球构造发展史的崭新途径。后来,地槽理论又得到舒克特(C. Schuchert, 1923)、施蒂勒(H. Stille, 1941)、黄汲清(1945, 1962, 1977)、凯伊(M. Kay, 1955)、别洛乌索夫(Б. Б. Белоусов, 1954, 1978)和哈茵(В. Е. Хаин, 1954, 1972)等人的发展。虽然这一时期魏格纳(A. L. Wegener, 1912)的“大陆漂移说”也影响很大,地质力学在我国也有一定影响,但占统治地位的是槽台学说。关于地球动力问题,虽曾提出收缩、膨胀、变速自转、放射性迁移等假说,但大都侧重对构造特征和构造发展史研究,地球动力问题尚未引起足够地重视。

4. 地球动力学时期

20世纪50年代中期(1955年前后),英国古地磁学家布莱克特(P. M. S. Blackett)及后来的兰康(S. K. Runcorn)根据古地磁资料再次提出大陆漂移的可能性,1960年赫斯(H. H. Hess)提出海底扩张假说,1968年勒皮雄(X. Lepichon)等根据海底扩张、地幔对流的设想提出板块构造假说,开始了大地构造研究的新纪元。

这一时期的主要特点是,已摆脱了单纯构造发育史的分析,各个大地构造理论都以某种地球动力作为自己的立论基础。例如,板块构造以地幔对流为主要依据;地质力学以地球变速自转为前提;槽台理论也努力从深层分异与板块运动中去探讨地槽、地台的形成和演化。它们都把某种地球动力制约下的构造运动、岩浆活动和变质作用等作为一个整体来考虑。研究方法上也普遍把地球物理、地球化学的研究与构造研究密切结合起来。

由于把地球动力学提到了一个重要位置,从而大大促进了大地构造理论的发展。

三、中国近现代大地构造学

中国近代地质学开始于国外一些地质学家的工作。李希霍芬(F. F. von Richthofen, 1868~1882)建立了五台系和震旦系;维理士(B. Willis, 1903~1904)建立了华北先震旦系剖面;李希霍芬(1882)、奥布鲁切夫(В. А. Обручев, 1894)、洛川(L. von Loczy, 1893)、维理士(1907)等先后描述了北京西山、五台山、秦岭和祁连山的构造变形,葛利普(A. W. Grabau, 1922, 1924)建立了北方奥陶系剖面,并于1924年描述了亚洲的地槽迁移(孙荣圭, 1984)。

20世纪初,我国学者丁文江(1914)、章鸿钊和翁文灏(1913~1916)开中国人野外填图之先河,并提出了“燕山运动”的概念(翁文灏, 1929);丁文江(指导赵

亚曾)与黄汲清(1929)穿越秦岭,研究了那里的加里东运动、海西运动和燕山运动;孙运铸(1923)、李四光(1924)在地层研究基础上也开始了构造运动研究;1939年在伦敦出版的《中国地质学》一书中李四光系统总结了中国的造山运动;黄汲清在《中国主要地质单位》(1945)一书中更系统地全面描述了中国大地构造特征,并提出了构造运动多旋回的概念。

20世纪50年代至60年代初是我国大地构造学蓬勃发展时期,这一阶段早期全盘接受了地槽地台学说,这与前苏联学者谢因曼(Ю. М. Шейнмайн)、别洛乌索夫(В. В. Белоусов)、裴伟(А. В. Пейве)、西尼村(В. М. Синицин)等纷纷关注中国地质或来华考察有关,在此基础上,黄汲清等于1959年出版了《1:300万中国大地构造图》。

20世纪50年代后期至60年代初,强调中国地质特殊性的大地构造学说大批涌现,李四光以构造体系为基本内容的地质力学、张文佑的断块构造、张伯声的波浪镶嵌构造、陈国达的地台活化至地洼学说等均是这一时期的典型代表。

虽然20世纪60年代初,以谢家荣为代表的一些学者已将沟弧盆理论应用于我国东南地区的构造分析中,遗憾的是当时并未引起多大反响。1973年尹赞勋《板块构造述评》一文的出现,在我国地质界具有划时代的意义。对长期封闭的大多数中国地质工作者来说,是从这篇文章中了解到国际地质界20世纪50年代以来在大洋地质、古地磁研究等方面的丰硕成果;另一方面知道了一个崭新的现实主义的大地构造学说,它不仅着眼于全球构造分析,而且把地质学科各个方面有机地结合在一起,使大家耳目一新。同时,思想方法上也被一种新的哲学思想所取代,克服了构造体系概念中形而上学的思想束缚,开始比较客观、全面地去研究各种地质问题,李春昱等(1982)亚洲板块构造图的出版是这一阶段我国大地构造研究的全面回顾和总结。

从1984年起,南岭项目、东南沿海项目、秦巴项目、新疆三〇五项目、中法青藏项目、北方板块项目、三江项目和秦岭项目等相继开展,海洋及各大盆地的专项研究全面启动,我国第一口地壳深钻也开始实施,各省地质志、各地石油地质志先后出版,加之1:250万中国地质图、1:500万欧亚地质图和1:500万中国及邻区大地构造图均于近期问世,使我国大地构造研究进入到一个前所未有的深度和广度。新资料、新思想纷至沓来,应接不暇。在此基础上,崭新的学说正在酝酿之中,普遍感到以大洋动力学体系建立的传统板块构造学已不完全适应大陆地质,可以预料以大陆动力学体系为主要依据的新学说的诞生已是指日可待。

四、当前的主要任务

大地构造学当前的主要任务是：全球及大陆动力学研究，为矿产资源、地质灾害和环境评价建立动力学模型。

人类要生存和发展就离不开地球资源，各种资源都赋存在一定地球动力学背景下。例如可燃性有机矿产，无论是海相还是陆相，都赋存在稳定下沉的盆地中，这就必定要从盆地基底性质以及它与造山旋回的耦合关系中去寻找规律。我国已发现的含油气盆地，绝大多数都以克拉通地块为基底，显然这是保证其稳定下沉的先决条件；我国盆地的生油生气高峰几乎毫无例外地都从晚三叠世开始，原因可能就是中国大陆上区域性的普遍而强烈的造山作用大都结束于中三叠世末（晚印支运动），此后，多以块断活动为主，且集中于有限的范围内，显然紧接着造山作用之后的构造环境有利于油气的转化与保存。

金属矿源于地壳或地幔深处，它们由内向外的运移必然与强烈造山作用相伴随，产出位置必定在那些与深部相沟通的地区，或为构造活动强烈的造山带或为克拉通内的深大断裂带。金属物质是从深源岩浆或流体中分异出来的，也需要适当的储集条件和封盖条件，这又要求较为稳定的构造环境，所以紧接着强烈造山作用之后的晚造山作用期也是金属矿产形成的有利时期。

上述这些都要求全球及大陆动力学作为自己的指导思想。同时，人类社会无论什么都在增长，但惟独地球只有一个，这就要求我们在开发的同时必须精心地加以保护。以能源为例，人类目前还离不开地下能源；但从地球演化角度看，有些资源的开发利用可能要尽早停步。例如 CO_2 在大气中含量曾经一度超过 10%，经数十亿年的演化，绝大部分已被以矿物的形式埋入地下，形成今天不超过 0.1% 含量的适宜人类生存的环境，若无止境地开采这些资源，使 CO_2 气体再次回归大气圈，受到污染的大气要想恢复根本是不可能的，所以人类必须尽早地停止对这类资源的开发。而直至今日，地球每时每刻都在不断以 $65 \text{ mW}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ [毫瓦/(米²·秒)] 的平均速度向外释放热能，利用或不利用都是如此，可惜这项巨大的不违背地球演化规律的能源尚未得到有效地开发利用。

火山、地震、陷落、崩塌等这类对人类威胁极大的自然灾害，是无法避免的地壳运动的表现，只能在掌握其规律的情况下有效地预防预报，这也是大陆动力学不容辞的艰巨任务之一。

五、研究内容和途径

大地构造学是一门综合性极强的学科,可以说是地质学的概括和总结,主要研究内容和方法可粗略地归纳为四个方面。

1. 变形研究

当前首要任务是对大陆动力学研究,以寻求地壳或岩石圈运动的力源问题。研究运动,追踪古地壳运动原因,当然首先是研究这些运动留下的形迹,通过成因研究探讨其形成的力学过程。褶皱、断裂、面理、线理、变质结构与变质矿物等构造形迹的研究,是实现这一目的的主要途径。造山带和盆地则是地壳运动留下的更大尺度的构造形迹,它们是地壳运动的综合表现,对它们的成因研究自然也是地球动力学研究的主要任务之一。

地球物理方法也是研究地球动力的重要手段,古地磁方法是研究古板块运动的重要途径,地震、重力、磁法、电法和地热等手段,不仅是现代地壳运动量化的最有效方法,而且也能为古地壳运动提供许多重要数据。

2. 地质体成因研究

地壳由各类地质体组成,有地层地体、变质地体、岩浆岩地体和火山岩地体等,这些地质体的形成演化及构造成位过程,几乎包含了地质学的全部内容。近几十年来特殊沉积作用、变质作用,特殊岩浆岩体、火山岩体的研究成果,是近代大地构造学的基本依据。最明显的如蛇绿岩的研究是板块构造学的支柱之一;浊流沉积的发现否定了长期流行的地壳振荡运动之说;人们对下地壳、地幔的认识也是通过对一些地质体的研究逐步提高的。随着地质体成因研究的深入,一些错误的认识将得到纠正,新的理论将从中诞生。显然岩石学、地球化学与生物地层学等手段是实现这一目标的主要途径。

3. 壳幔结构和动力学研究

目前能作为我们立论基础的地球动力主要是重力均衡与壳幔分异对流,这就要求我们对壳幔组成和结构作深入研究,方能了解其动力学机理和运动学规律。这方面要求地球物理与地质学、地球化学密切配合,后者是了解地球组成及温压状态的主要手段,前者是查明其空间分布及性状的惟一途径。近些年已取得许多可喜的成绩。例如深俯冲证明表壳岩石能进入地幔深处;地震层析成像

技术成果表明,俯冲带和古老克拉通之下的深地幔中存在高密度地质体,两者都为壳幔对流提供了真实可信的证据,在对地球动力学的认识上迈进了一大步。

4. 地球演化史研究

我们居住的地球是如何演化到今天的,将朝什么方向演化等问题不能不引起人们的关注。早期的地球演化史建立在地层古生物的基础之上,现代的同位素年代学已成为重要支柱之一,未来地球演化史研究仍主要依赖于这方面的研究成果。天体科学可能会愈来愈多地为我们提供一些可以对比的材料,20世纪70年代以来,由于人类实现了登月计划,通过与月壳的对比,人们才对地壳的年龄与形成过程有了比较清楚的认识;近些年,随着对火星表面的研究,人们对原始大气圈等也才有了更深入的了解。可以预料,随着宇宙灾变事件和生物大爆发研究的进展,将带来地球演化史研究的重大变革。

第一部分 总 论

第 1 章 地壳的形成与演化

一、地壳的形成

地壳的早期演化几乎都是围绕着板块形成于何时这一问题展开。板块构造主张新的地壳大多是在离散或会聚板块边缘产生,这就形成了以克拉通地壳为核心的,被新生边缘环绕的板块。这些克拉通(Craton)地壳在构造上相对稳定,一般称之为地台(platform)、地块(massive)、台块(глыб,类似于 шит 地盾)或陆块(block),它们都稳定于前寒武纪。至于最老的陆块出现于何时现在还不十分清楚,众所周知的最老地壳残体是位于格陵兰 Isua 的地壳,年龄为 $3.7\sim 3.8\text{Ga}$,在明尼苏达河谷和密执安北部分布着稍年轻的岩石($3.5\sim 3.6\text{Ga}$)。我国的迁西地区也发现与 Isua 岩石同样古老的地壳残体(刘敦一,1992,1994;陆松年等,1996)报道,在迁西群下部曹庄组绿云母石英岩中含 3.8Ga 的锆石)。尽管在澳大利亚伊尔冈地块的石英岩中曾发现 $4.1\sim 4.2\text{Ga}$ 的碎屑锆石(Froud et al., 1983),也许能找到这一年龄的地壳残体,但一般认为在 3.8Ga 以前地球尚未形成使硅铝壳足够稳定的构造环境。

这种认识起源于理论上的推断及与月球的对比。一般认为地球与月球都形成于 4.6Ga 或 4.5Ga 前后,它们是通过微星(planetesimal)冷却凝聚形成,随后由于重力势能和放射性热能释放使其经历了全部或部分的熔融,大约在 4.2Ga (或 4.0Ga)前后才出现原始地壳。后者与现在所观察到的月壳辉长岩+苏长岩+斜长岩($4.0\sim 4.4\text{Ga}$)高地类似,高地间则是 $3.7\sim 3.3\text{Ga}$ 的月海玄武岩。可能的过程是:由于小行星和陨石的撞击,月球最初形成的几亿年中外部曾完全熔融达几百千米深, 4.2Ga 前后当外壳冷却以后,撞击作用的继续进行使其表面布

满了被高地隔开的陨石坑,在 3.7~3.5Ga 间,由于放射性衰变,200km 深处大规模熔融形成玄武岩浆,并向上喷溢充填了陨石坑,因此形成今天所看到的月海玄武岩。由于 3.9Ga 以后月球上的陨石撞击率迅速下降到十分低,因此上述作用形成的月亮能保存至今。推测地球早期应经历过类似过程,只是因为后来的地质作用将早期的现象基本上都抹掉了。

上述模式称为地球形成的均匀生长模式。也有人(Anderson, 1984)主张伴随微星凝聚,因挥发分和难熔元素不同程度地分离,星云的不同部分按不同比例混合,故一开始就不是均匀的,伴随着金属质的核与地壳的早期分离。

不管地球以何种方式凝聚,原始地壳应如月亮那样是硅镁质壳,这与当时陨石撞击率高、地温梯度高所引起的熔融程度高有关。原始硅镁壳没有保存下来的原因应与地球环境下它不稳定,已全部沉没于地幔之中,直到 3.8Ga 左右才有原始硅铝壳保存下来。

至于原始硅铝壳何时演化成刚性较大的能独立漂移的岩石圈板块也尚无定论,但可以肯定地讲,地球的不同部分因演化过程的差异应有早有晚。太古宙地壳总的来说以低级变质的花岗-绿岩带和高级片麻岩区为特征,有人(如 Kroner, 1981; Hargraves, 1981)认为地球早期历史的高热流妨碍了现代大洋式的板块构造。但另一些人(如 Burke et al., 1976)则认为,板块构造自古太古代以来就存在于地球表层。

北美地质学家以北美为依据大多认为至少从古元古代开始,大陆壳就主要通过板块增生而演化。通过区域锆石年龄填图, Hoffman 等(1984, 1988)认为 1 900~1 800Ma 是北美克拉通拼接时期,由强烈变形的火山岩、与之相关的不成熟的沉积岩和侵入岩组成的线性造山带环绕太古宙克拉通发育(图 1-1, 表 1-1),代表古元古代期间洋壳消减的产物。典型的造山带有北密执安、威斯康星、明尼苏达、潘诺克(安大略南部)、沃普迈(Wopman, 加拿大西北)及横断哈得孙(Trans-Hudson)造山带。中元古代时期,广泛发育流纹岩-英安岩和类似成分的浅成岩,高硅质的岩石并未变形,大多未变质或仅达到低绿片岩相,镁铁质和中性成分的岩石少见。花岗-流纹岩区岩石的锆石 U-Pb 年龄多介于 1 480~1 340 Ma 之间,起自 1 750 Ma(威斯康星中部),少数延至 1 100 Ma(富兰克林山,德克萨斯)。Bickford(1988)认为北美中元古代的花岗-流纹岩产生在 1 600~1 800 Ma 造山作用之后(100 Ma)地壳广泛伸展情况下的深熔作用,其依据的主要事实是缺乏同一时期钙碱性火山岩组合和 Nd 模式年龄、无透入性变形作用及没有或最低的变质作用。因此总的情况应该是:元古宙以前是古陆核形成时期,此后地壳既表现为边缘增生,也显示为穿插改造,即新生陆缘的相当部分来自对古陆核的改造重组。这些过程是否都是通过板块作用完成的尚存疑义。

表 1-1 造山带的年代对比(误差近 5Ma)

事 件	横断哈得孙造山带 ^①	沃普迈造山带 ^②	潘诺克造山带 ^③	瑞芬系造山带 ^④
早期火山活动	约 1910?	1895~1905	约 1910?	?
早期侵入活动	?	1885~1895	?	1900~1940
弧火山活动	1875~1865	1845~1875	1860~1888	1860~1900
同火山期侵入岩	?	1845~1875	1860~1888	1860~1900
后火山侵入岩	1850~1865	?	1840~1860	1850~1860
晚期侵入岩	1830~1840	?	1830~1840	约 1840

注:表源自 Van Schmus et al. (1987)。①Van Schmus et al. (1987), Baldwin et al. (1985);

②Hoffman and Bowring (1984), Bowring (1985); ③Van Schmus (1980, 1984), 未公开资料;

④Welln (1986)。

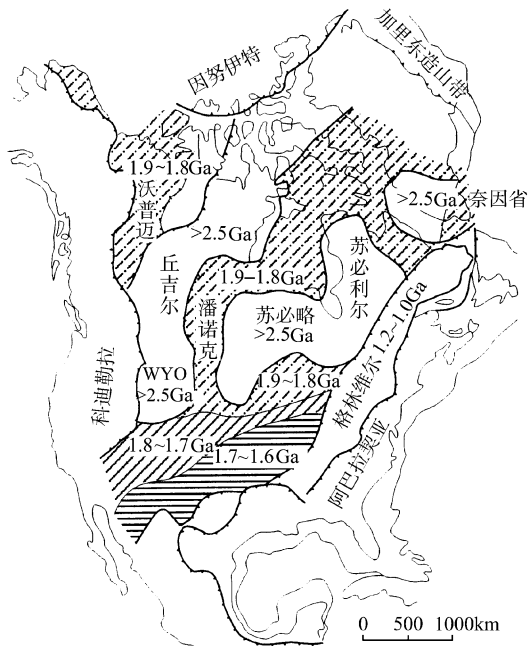


图 1-1 北美主要前寒武纪造山带的年龄区分布图

(最初为 P. F. Hoffman 绘制; Karlstrom et al., 1987 改编)

冈瓦纳大陆的稳定时间可能比北大陆要早。南非的卡普瓦尔 (Kaapvaal) 盆地被认为是惟一的一个太古宙克拉通盆地, 其中充填的主要是大陆架近岸沉积,

岩层只受到轻微的变形和很低级的变质,原始结构和构造保存得很好。卡普瓦尔与津巴布韦两个克拉通之间被林波波(limpopo)造山带(3.2~2.0Ga)所分割(图 1-2),后者主要活动于 3.2Ga 前,基底由多期变质变形的英云闪长质片麻岩组成,基性麻粒岩呈残留体形式出现;上覆年龄为 2.7~2.5Ga 的林波波群上亚群,主要为页岩、磁铁石英岩、白云岩和纯净石英岩等稳定组分;在 2.0Ga 前又被剪切作用和裂谷作用所复杂化。虽然冈瓦纳大陆形成较早,但一般认为板块的增生体制在泛非事件(1 100~600 Ma)中才建立,因为真正的蛇绿岩和席状岩墙大约出现在 900~500 Ma 以前。巴西法卢斯带、西刚果带、莫桑比克带、加丹加-达马拉兰带、阿德莱德及横断南极带等都被认为属于泛非事件中的造山带,年龄为 800 Ma 左右的蛇绿岩和钙碱性火山岩出现在摩洛哥的 Bou Azzer、埃及及沙特阿拉伯等地。

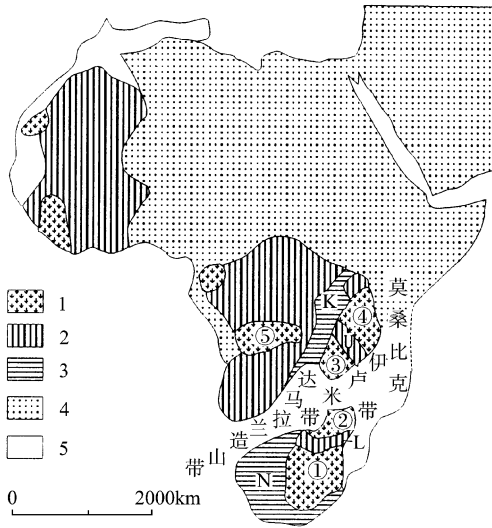


图 1-2 非洲造山带

(据都城秋穗,1986)

介于新元古代到早古生代间的造山运动叫做泛非造山运动。太古宙克拉通的名称:1. 太古宙(>2 500Ma), 2. 古元古代(2 100~1 800 Ma), 3. 中元古代(1 300~1 100 Ma), 4. 新元古代和早古生代(900~450 Ma), 5. 中古生代及以后。①德兰士瓦或卡普瓦尔,②津巴布韦、罗得西亚,③赞比亚,④坦桑尼亚,⑤开赛。元古宙造山带包括(L)林波波带,(U)乌本德造山带,(K)基巴里造山带,(N)纳马卡兰带>Namaqualand belt)

二、太古宙地壳的性质和演化

对太古宙地壳演化的认识主要是从太古宙绿岩带的研究中得到一些启示。至于 38 亿年以前的时代,即前太古宙或原太古宙[有人称为冥古宙(Hadean)、有人称为无宙(Azoic)],当时还没有生命活动,大气圈、水圈的性质也不具备产生风化侵蚀等地质作用的条件,没有沉积物形成,其演化特征尚不清楚。

1. 岩石组合及其形成环境

目前所知,太古宙有三类岩石组合(Condie, 1981):花岗岩-绿岩组合、高级组合及克拉通盆地组合。花岗岩-绿岩组合在北美、南非及澳大利亚的太古省(Archean Province)中占优势。高级组合主要分布在中非、北非、格陵兰及原苏联的太古省中。克拉通盆地组合至今只发现一处,即南非的卡普瓦尔盆地。这三类岩石组合,实际上主要是前两类构成了两种不同构造类型的古老地壳:一类是十分古老的、稳定的、包含有绿岩带的古陆核;另一类是穿过或围绕古陆核分布的前寒武纪活动带(或称高级区;Anheusser, 1969),后者变质程度较高,花岗岩化普遍,常为多期构造变动的产物。

(1) 花岗岩-绿岩带

多数绿岩带的宽度为 10~50km,长度介于 100~300km 之间。出露的地层厚度从 10~20km 不等。绿岩带在平面上呈线状到不规则形状(图 1-3),剖面上多数是一些被断层破坏的向斜,主要断层平行于向斜轴,因挤入和深成侵入作用而成脊状轮廓(图 1-4)。已知最古老的绿岩带为 35 亿~38 亿年,但大多数绿岩形成在 26 亿~27 亿年。绿岩带典型的变质相为绿片岩相,在深成岩的接触带附近,变质程度可能增加。岩层中原始的结构和构造保存得很好。

绿岩层主要由具有枕状构造的镁铁质火山岩组成,在有些绿岩层中钙碱性火山岩的丰度向上部层位增加。在某些绿岩带的下部层位中含有丰富的超镁铁质岩和科马提熔岩。沉积岩含量较少,一般在上部层位中最丰富,主要是杂砂岩和杂砂质泥岩,含有少量燧石和其他碎屑沉积。主要矿产是铜、镍、铁、金和铬。

按火山岩的丰度,可将绿岩层序划分为两种类型:双峰式,主要由超镁铁质和与其有关的镁铁质岩石及少量燧石和长英质火山岩组成,安山岩很少或缺失;钙碱类型,主要由镁铁质经安山岩到长英质火山岩及成分类似的碎屑沉积(杂砂岩)组成。双峰式层序可不整合地下伏于钙碱序列之下(如罗得西亚的 Sahm-

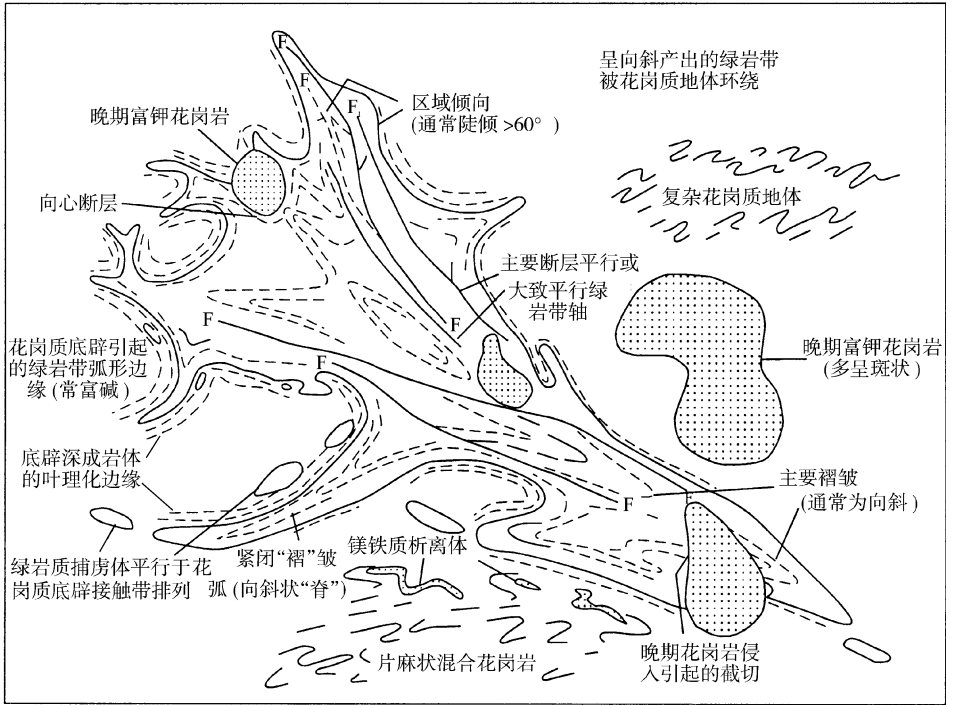


图 1-3 典型太古宙绿岩带示意图[格陵兰的伊苏(Isua),南非的巴贝顿(Barberton)和罗得西亚]
(据 Anheusser et al., 1969)

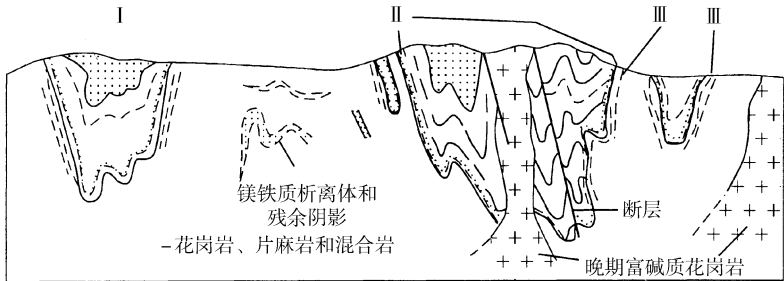


图 1-4 穿过部分花岗岩-绿岩带的示意剖面

(据 Anheusser et al., 1969)

- I. 与绿岩和超镁铁质岩一起褶皱的沉积岩群;
- II. 接触带附近角闪岩相变质作用带;
- III. 接触带附近的片理化花岗岩

vaina 群和西澳大利亚的 Kurrawang 层), 或者可演变为钙碱序列。而钙碱序列未见到下伏于双峰式序列之下的情况。双峰式层序可形成于整个太古宙 (37 亿~26 亿年), 而钙碱类型则主要形成在 26 亿~27 亿年间。

绿岩层序有岩区的特征。南非和澳大利亚的绿岩带是典型的双峰式层序, 含有较大量的超镁铁质岩石, 向上往往过渡为钙碱系列。北美的许多绿岩带是典型的钙碱系列 (超镁铁质岩含量 $\leq 20\%$, 镁铁质岩含量 50% , 安山岩含量 30%), 不含早期双峰式岩石组合。

大部分绿岩带沉积物为碎屑状, 似乎反映这是在构造活动盆地中通过滑塌和浊流活动而沉积的。当燧石、碳酸盐岩和石英岩沉积时, 大概存在局部比较稳定的环境。沉积盆地的有些地方是相当深的, 以致于浊积物未被上部的波浪活动所瓦解和破坏。但浅水沉积是广泛的, 甚至有蒸发岩, 如澳大利亚皮尔巴拉 (pilbara) 的 Warrawoona 群 (约 35 亿年)。叠层石碳酸盐岩和块状交错层石英岩代表盆地边缘小型台地和火山喷发中心周围的沉积。惟一广泛的台地沉积是南非的卡普瓦尔盆地。至于燧石和含铁建造既可以形成在深水中, 也可以形成在浅水中。所以, 正如克列拉 (1982) 所指出的, 太古宙绿岩带主要形成在浅水盆地中。

绿岩带的变质作用表现为两种情况:

- (1) 区域性的接触变质, 其变质级向边缘增高;
- (2) 变质级在数百至上千平方千米内变化。

前一种情况被认为变质作用与同构造期深成岩体侵入有关; 后一种情况则被认为与热背斜或热穹隆有关。

花岗-绿岩带中的花岗质岩石主要有三类: 片麻杂岩和底辟侵入体; 大的席状岩基; 晚期花岗质深成岩。

片麻杂岩 这类岩石约占花岗-绿岩地体的 $50\% \sim 70\%$, 主要由英云闪长-奥长花岗岩组成, 其中有镁铁质包裹体与其共生, 而中间成分的岩石相当贫乏, 故将其划归双峰式组合; 微弱至强烈叶理化, 通常在包裹体处发育最好; 呈现为多期变形。富含表壳岩石包裹体 (某些包裹体可能代表早期绿岩带的残块), 并且向绿岩带接触处增多。包裹体主要是闪岩、超镁铁质岩和石英岩, 三者依次递增。此外, 在包裹体中还有少量钙硅酸盐岩石、云母片岩、含铁建造和长英质火山岩。

岩基 岩基是面积大于 $1\ 000\text{km}^2$ 的花岗质深成杂岩体。可以是一个侵入体, 也可以由一系列成分上类似的侵入体组成; 成分上介于英云闪长岩-奥长花岗岩之间。现有的资料指出, 主要的是垂直力作用下的多期复杂变形; 许多岩基具有典型的底辟特征, 由多期穹隆伏底辟组成; 底辟侵入体都已叶理化, 叶理化

的程度和倾角靠近边缘地带增加,并明显地与相邻绿岩带的叶理一致(图 1-3)。

晚期小型深成岩体 是一系列富钾的、粗粒的、常常是斑状的花岗岩类侵入体。侵入并切断了所有比较早期的走向和构造(图 1-3),一般认为它们是英云闪长片麻杂岩基底部分活化的产物。

(2) 太古宙高级地体

高级地体主要由石英长石片麻状混合岩(>80%)组成,不同程度地含有麻粒岩相岩石。另外还有一些数量不等的少量表壳岩石、层状侵入杂岩和镁铁质岩。变质程度从中角闪岩相到高麻粒岩相。火山和沉积的原始结构保存很少。变质矿物组合变质时的埋藏深度在 30~40km。构造上为复杂的多期变形,优势应力为近水平的剪切应力,主要产生逆冲和伏卧褶皱。虽然有些高级地体(格陵兰西南和拉布拉多(labrador),约 38 亿年)显然比大多数绿岩地体老,但总的来看,其年龄范围可贯穿太古宙始末,在中国就发现一些年龄在 25 亿年左右的高级地体(上太华群)。

高级片麻状混合岩体不同于绿岩地体中的同类岩体,后者更富 K_2O 。

典型的表壳残留体是石英-钙质云母片岩层序,与其共生的是角闪岩、斜长岩和变质的超镁铁质岩石。

高级地体中的层状侵入体不同于绿岩地体中的层状侵入体,前者存在原生角闪石和广泛的混合岩,缺少在晚期溶液中碱的富集,并且钙长石($^{80}An-^{100}An$)也普遍存在,反映是在富水情况下结晶的。而绿岩地体中的层状火成杂岩的特征是在相对干燥条件下的结晶。

绿岩带与高级地体的关系

关于花岗岩-绿岩带与高级地体的关系有三种意见:①两者是不同时代、不同构造环境的产物;②高级地体是花岗岩-绿岩地体的深部等位体;③两者是同时代但不同构造环境的产物。目前的放射性年龄资料尚未对上述任何一种意见给予支持。

虽然某些高级地体比低级地体老,但有些情况并不是这样,如南非的卡普瓦尔和罗得西亚两个绿岩带及介于其间的林波波高级带的年龄资料表明,林波波带中麻粒岩相变质和花岗岩侵入的主要时期在 26 亿~27 亿年,这类似于罗得西亚带中花岗岩-绿岩建造形成的主要时期。因此,这里的高级带和低级带发育在同一时期,而变质级别一般是从卡普瓦尔和罗得西亚省的中心朝林波波带递增,说明这三个带有着同一的热源。

持第二种意见的人(Windley et al., 1971; Goodwin, 1977)认为,高级地体与低级地体只是剥蚀深浅不同,剖面上部为绿岩带,向下则转变为高级组合的英云

闪长-奥长花岗岩。但这种模式有三个问题难以解释:①高级地体显示高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比,这表示高级地体与花岗-绿岩地体产出的幔源不同,或者表示它们在地壳中停留的时间有着明显的差异。②两者沉积组合不同,高级地体中的高级变质岩石是一套克拉通沉积组合的石英岩、泥质片岩及碳酸盐岩。③从构造特征看,花岗-绿岩地体的变形主要反映垂直力的作用,而高级区内占优势的看来是水平力的作用。

所以总的来看,两者应当是不同构造环境下的产物,大致具有同样的演化历史。

(3) 太古宙克拉通盆地

惟一证据是南非的卡普瓦尔盆地。其中的岩石只受到轻微的变形和很低级的变质,原始结构和构造保存得很好,表明是一种稳定大陆架型近岸沉积。这种克拉通层序不同于多数典型的太古层序,后者的火山岩成分比例大。在卡普瓦尔最早沉积的主要是石英岩、页岩和与镁铁质和长英质火山岩共生的碳酸盐岩;后期是石英岩、页岩和砾岩,向上碳酸盐岩数量增加而火山岩数量减少。

2. 地壳的早期演化

虽然花岗-绿岩带现在的分布面积不大,但从元古宙活动带中大量存在的太古宙放射性年龄数据,及一些元古宙活动带中许多太古宙地壳的内窗层(Inliers)的存在说明,太古宙地壳原来要广泛得多。对这样一些太古宙地壳成因的深入研究就能为地壳早期发展和起源提供一些重要信息。主要问题是:①花岗-绿岩带与高级地体间的关系。②大洋和大陆地壳二者在太古宙是否都存在?如果存在,它们所反映的板块构造与今天是否类似?③板块构造究竟是什么时间开始的?有些人主张板块构造与早期地壳的形成同时开始;而另一些人提出,板块构造到10亿年才开始,那时岩石圈才充分冷却而成为一些容易破碎的块体;还有一种可能是,板块构造作用是间歇性的,活跃于25亿年以前,并在约10亿年以后再度活跃。要认真回答这些问题,必须从绿岩带本身特征所反映的成因特点上去进一步讨论。

(1) 太古宙地幔的成分和演化

由于地幔不可能无限地容纳LiL素,这些元素一般在熔融时进入液相而与残余相分开。因此,整个地质时期内,通过岩浆的连续萃取,上地幔中这些元素应当亏损(Jaha et al., 1974);相反,大部分过渡金属在熔融时进入固相而被分离,这样随着时间的推移,地幔源岩中这些元素便越富集。

图 1-5 表示太古宙岩石的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值 (Jaha and Nyguist, 1976) 的上地幔生长曲线。图上表明四点: ①虽然资料很分散, 但许多 25 亿~28 亿年的比值都在 0.7005~0.7020 之间; ②大部分太古宙绿岩带的比值均低; ③大部分太古宙高级地体的比值均高; ④花岗岩-绿岩地体的花岗岩质石变化范围很大。

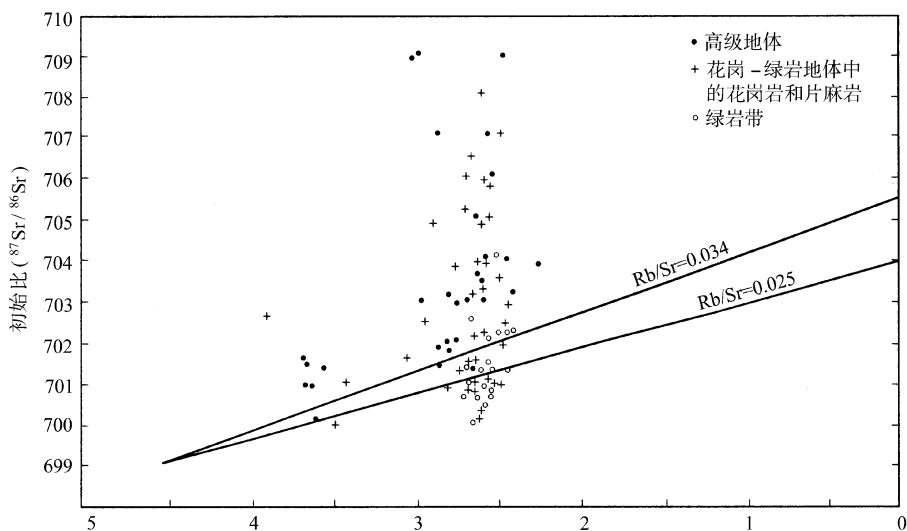


图 1-5 太古宙岩石的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比

(主要依据 Jaha and Nyguist, 1976)

太古宙高级地体 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比高的原因有两方面: ①大部分高级地体比花岗岩-绿岩地体形成早, 它们较高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比反映了地壳环境中的生长; ②大部分高级地体的地幔源岩比低级区更富 Rb (Clifford, 1974)。各地太古宙岩石的初始比是有差异的, 例如苏必利尔低, 罗得西亚地区中等, 伊尔冈略高。因为不存在区域蚀变或变质程度上大的差别, 所以这些结果说明, 太古宙地幔是不均匀的, 并具较低的 Rb/Sr 值。

(2) 太古宙绿岩带成因

正如前面所讲, 太古宙的地壳演化主要是从太古宙绿岩带的研究中得到一些启示。关于绿岩带的成因, 早在 1909 年史金曼就提出, 绿岩带是地槽早期发育的一套岩石组合。20 世纪 70 年代以来, 为了了解地壳早期的演化历史, 广泛开展了对太古宙绿岩带的研究。大量研究成果说明, 绿岩带的地质特征与显生宙造山带显著不同, 表明两者的构造特征及演化历史应有很大差异, 并提出了许

多有关绿岩带成因的模式。

密度逆转模式最早由艾斯科拉(Eskola, 1948)提出,用以解释片麻岩穹隆的成因。后来由穆格拉戈(McGragor, 1951)、拉姆伯格(1973)和哈格罗夫(Hargrabves, 1976)先后用来解释绿岩带的成因。其基本思想是:镁铁质绿岩沉积在由片麻岩构成的硅铝壳之上,由于上面密度大,下面密度小,这种反常现象最终将导致片麻岩呈底辟形式向上侵入,从而引起绿岩带的变形及绿岩带被大量片麻岩穹隆所分割的现象。

安霍伊塞等(1969, 1971)第一个用裂谷模式解释绿岩带成因,温德利(1973)后来发展了这一模式,认为绿岩带发育在大小与红海相似的原大洋盆地中,形成在早裂谷作用时期;裂谷继续发育则形成镁铁质岩浆的侵入和喷出及沉积物在裂谷底部的聚集;继续沉陷则发生变形、变质及英云闪长岩-奥长花岗岩的侵入。亨特(Hunter, 1974, 1976)和康迪(1976)补充说明裂谷是相应于地幔柱上升而出现的。

康迪(1974)、温德利(1977)、伯克(1976)等人都试图用板块构造模式解释绿岩带成因,其中以安霍伊塞(1973)的模式最为完整,他是针对南非巴贝顿(Barberton)地区的绿岩带提出的。他认为大洋地壳就相当于绿岩带的下部层位,当其在俯冲带消减时就在岛弧中生成拉斑玄武岩和钙碱性火山岩及其相应的深成岩。英云闪长岩-奥长花岗岩是地幔镁铁质岩石局部熔融的产物,它以底辟形式向上侵入或下垫在岛弧之下。当岛弧上隆,绿岩和深成岩体就会在地表出露。

康迪和哈里森(Harrison, 1970)曾提出过一个适合于罗得西亚绿岩层序的弧后盆地模式,认为绿岩的下部岩石是在弧后盆地的分裂中心产生的,上覆的钙碱性火山岩是下降板块中榴辉岩局部熔融的产物。泰勒(Taylor, 1976)等也指出绿岩层序更类似于弧后盆地层序而区别于张开的大洋。温德利和史密斯(Smith, 1976)等指出,大洋地壳将通过消减而消失,岛弧也会因剥蚀而仅保留根部带,都不可能完整地保存下来。他们认为,岛弧的根部带相当于太古宙高级区,绿岩带则形成在与其相邻的弧后盆地中。

此外,还有格林等(Green et al., 1975)提出的冲击熔融模式,认为绿岩盆地是冲击作用形成的疤痕。

密度逆转模式和早期的裂谷模式存在的一个共同问题是,不能解释早期硅铝壳的成因,高级地体常常与绿岩带伴生也是这些模式无法解释的现象。与板块构造有关的岛弧和弧后盆地模式也存在不少问题。首先,主要花岗岩-绿岩都具有一个26亿~27亿年的绝对年龄,说明它们的形成时间大致相仿,如果认为这是板块同时俯冲的结果,那就太令人难以置信了。同时,苏必利尔省大带之间年龄类似而岩石组合与变形程度的显著不同也无法用这一模式来解释。另一个