

目 录

前言

绪论

| | |
|--------------------------|---|
| 第一节 地质学的研究对象、分科和任务 | 1 |
|--------------------------|---|

| | |
|------------------------|---|
| 第二节 地质学的特点及其研究方法 | 2 |
|------------------------|---|

| | |
|----------------|---|
| 一、地质学的特点 | 2 |
|----------------|---|

| | |
|------------------|---|
| 二、地质学的研究方法 | 3 |
|------------------|---|

| | |
|---------------------|---|
| (一) 地质研究的一般程序 | 3 |
|---------------------|---|

| | |
|--------------------------|---|
| (二) 现实主义原则——“将今论古” | 4 |
|--------------------------|---|

| | |
|-----------------|---|
| 第一章 矿物和岩石 | 6 |
|-----------------|---|

| | |
|------------------|---|
| 第一节 地质作用概述 | 6 |
|------------------|---|

| | |
|-----------------|---|
| 一、地质作用的概念 | 6 |
|-----------------|---|

| | |
|-------------------|---|
| 二、地球上的能及其来源 | 7 |
|-------------------|---|

| | |
|---------------|---|
| (一) 内部能 | 7 |
|---------------|---|

| | |
|---------------|---|
| (二) 外部能 | 7 |
|---------------|---|

| | |
|-------------------|---|
| 三、地质作用的基本类型 | 8 |
|-------------------|---|

| | |
|-------------------|---|
| (一) 内动力地质作用 | 8 |
|-------------------|---|

| | |
|-------------------|---|
| (二) 外动力地质作用 | 8 |
|-------------------|---|

| | |
|--------------|---|
| 第二节 矿物 | 9 |
|--------------|---|

| | |
|---------------|---|
| 一、矿物的概念 | 9 |
|---------------|---|

| | |
|-----------------|----|
| 二、矿物的化学成分 | 11 |
|-----------------|----|

| | |
|-----------------|----|
| 三、矿物的物理性质 | 11 |
|-----------------|----|

| | |
|--------------|----|
| 四、常见矿物 | 13 |
|--------------|----|

| | |
|--------------|----|
| 第三节 岩石 | 15 |
|--------------|----|

| | |
|-------------|----|
| 一、岩浆岩 | 15 |
|-------------|----|

| | |
|--------------|----|
| (一) 概述 | 15 |
|--------------|----|

| | |
|------------------|----|
| (二) 岩浆岩的组构 | 15 |
|------------------|----|

| | |
|-------------------|----|
| (三) 最主要的岩浆岩 | 16 |
|-------------------|----|

| | |
|-------------|----|
| 二、沉积岩 | 18 |
|-------------|----|

| | |
|--------------|----|
| (一) 概述 | 18 |
|--------------|----|

| | |
|---------------------|----|
| (二) 沉积岩的结构和构造 | 18 |
|---------------------|----|

| | |
|-------------------|----|
| (三) 最主要的沉积岩 | 19 |
|-------------------|----|

| | |
|-------------|----|
| 三、变质岩 | 20 |
|-------------|----|

| | |
|--------------|----|
| (一) 概述 | 20 |
|--------------|----|

| | |
|---------------------|----|
| (二) 变质岩的结构和构造 | 20 |
|---------------------|----|

| | |
|-------------------|----|
| (三) 最主要的变质岩 | 21 |
|-------------------|----|

| | |
|---------------|----|
| 四、矿产的概念 | 22 |
|---------------|----|

| | |
|--------------------------|----|
| 第四节 地质年代 | 22 |
| 一、相对年代 | 22 |
| (一) 基本原理 | 22 |
| (二) 相对地质年代和地层单位 | 24 |
| 二、绝对年代 | 24 |
| 第二章 地球的外部层圈和地表形态 | 27 |
| 第一节 大气圈、水圈和生物圈 | 27 |
| 一、大气圈和大气环流 | 27 |
| 二、水圈和水的循环 | 28 |
| 三、生物圈 | 28 |
| 第二节 固体地球的形状和表面形态特征 | 29 |
| 一、地球的形状和大小 | 29 |
| 二、固体地球表面的一般特征 | 30 |
| 三、大陆的地势特征 | 30 |
| (一) 山地 | 30 |
| (二) 平原 | 31 |
| (三) 高原 | 33 |
| (四) 裂谷系 | 33 |
| (五) 丘陵 | 33 |
| 四、海底的地势特征 | 33 |
| (一) 洋脊 (或洋中脊) | 33 |
| (二) 海沟 | 34 |
| (三) 大洋盆地 | 35 |
| (四) 岛屿和海山 | 35 |
| (五) 大陆边缘 | 35 |
| 第三章 固体地球的物理性质和构造 | 35 |
| 第一节 地球的物理性质 | 38 |
| 一、地球的重力 | 38 |
| (一) 地球重力场的一般特征 | 38 |
| (二) 重力异常 | 38 |
| 二、地磁 | 39 |
| (一) 地磁场的基本特征 | 39 |
| (二) 古地磁场的研究 | 41 |
| 三、地热 | 41 |
| (一) 地热增温率和地热流的基本特征 | 41 |
| (二) 地热的起因 | 43 |
| 四、地球的弹性和塑性 | 43 |
| (一) 地震波的性质 | 43 |
| (二) 固体地球的层圈构造 | 44 |
| (三) 固体流变问题 | 45 |
| 第二节 固体地球的构造 | 46 |
| 一、研究地球内部状况的依据 | 47 |

IV

| | |
|---------------------------|----|
| (一) 宇宙地质的依据 | 46 |
| (二) 地质学及地球化学依据 | 47 |
| (三) 地球物理依据 | 47 |
| 二、地球内部的构造和物质成分 | 48 |
| (一) 地壳 | 49 |
| (二) 地幔或称中间层 | 49 |
| (三) 地核 | 50 |
| (四) 关于软流圈和岩石圈 | 51 |
| 第三节 岩石圈的基本特征 | 51 |
| 一、大陆和海洋的岩石圈 | 51 |
| (一) 洋壳 | 51 |
| (二) 陆壳 | 52 |
| (三) 大陆边缘的地壳 | 54 |
| 二、重力均衡 | 55 |
| 三、岩石圈板块的概念 | 58 |
| 第四章 风化作用 | 60 |
| 第一节 概述 | 60 |
| 第二节 物理风化作用 | 60 |
| 一、物理风化作用的概念和方式 | 60 |
| (一) 温差风化 | 60 |
| (二) 冰冻风化 | 61 |
| (三) 层裂 | 61 |
| 二、物理风化作用的产物 | 62 |
| 第三节 化学风化作用 | 62 |
| 一、化学风化作用的概念和方式 | 62 |
| (一) 溶解作用 | 62 |
| (二) 水化作用 | 63 |
| (三) 水解作用 | 63 |
| (四) 碳酸化作用 | 63 |
| (五) 氧化作用 | 63 |
| 二、化学风化作用的产物 | 64 |
| 第四节 生物风化作用 | 65 |
| 一、生物风化作用的概念和方式 | 65 |
| (一) 生物的物理风化作用 | 65 |
| (二) 生物的化学风化作用 | 65 |
| 二、生物风化作用的产物 | 66 |
| 第五节 各种风化作用的关系及其影响因素 | 66 |
| 一、各种风化作用的关系 | 66 |
| 二、影响风化作用的因素 | 67 |
| (一) 岩石性质 | 67 |
| (二) 气候 | 68 |
| (三) 地形 | 68 |

| | |
|--------------------------|----|
| 第六节 残积物、风化壳及其研究意义 | 68 |
| 一、残积物 | 68 |
| 二、风化壳及其研究意义 | 68 |
| (一) 风化壳 | 68 |
| (二) 风化壳的类型 | 69 |
| (三) 研究风化壳的意义 | 70 |
| 第五章 地面流水的地质作用 | 71 |
| 第一节 概述 | 71 |
| 一、地面流水的概念 | 71 |
| 二、地面流水的运动方式 | 71 |
| 三、流水的动能与地质作用 | 73 |
| 第二节 暂时性流水的地质作用 | 74 |
| 一、片流的地质作用 | 74 |
| 二、洪流的地质作用 | 74 |
| 第三节 河流的地质作用 | 75 |
| 一、河流的侵蚀作用 | 75 |
| (一) 河流侵蚀作用的方式 | 75 |
| (二) 河流侵蚀作用的类型 | 76 |
| 二、河流的搬运作用 | 78 |
| (一) 河流的搬运力和搬运量 | 79 |
| (二) 河流对碎屑物质的搬运方式 | 81 |
| 三、河流的沉积作用 | 83 |
| (一) 冲积物的特点 | 83 |
| (二) 冲积物的类型 | 83 |
| 第四节 构造运动对河流地质作用的影响 | 85 |
| 第五节 地面流水地质作用的研究意义 | 87 |
| 第六章 地下水的地质作用 | 88 |
| 第一节 概述 | 88 |
| 一、地下水的来源及其存在状态 | 88 |
| 二、地下水的贮存、运动及水质特征 | 88 |
| 三、地下水的基本类型 | 89 |
| 四、泉水 | 91 |
| 第二节 地下水的剥蚀作用 | 91 |
| 一、地下水的冲蚀作用 | 92 |
| 二、地下水的溶蚀作用及岩溶地形 | 92 |
| (一) 溶蚀作用的特点 | 92 |
| (二) 岩溶地形 | 92 |
| 第三节 地下水的搬运和沉积作用 | 95 |
| 一、地下水的搬运作用 | 95 |
| 二、地下水的沉积作用 | 95 |
| 第四节 地下水地质作用的研究意义 | 97 |

| | |
|------------------------|-----|
| 第七章 冰川的地质作用 | 98 |
| 第一节 概述 | 98 |
| 一、冰川的形成及其类型 | 98 |
| (一) 冰川的形成 | 98 |
| (二) 冰川的类型 | 99 |
| 二、冰川的运动 | 100 |
| 第二节 冰川的剥蚀作用 | 101 |
| 一、冰蚀作用的方式 | 102 |
| (一) 挖掘作用 | 102 |
| (二) 磨蚀作用 | 102 |
| 二、冰蚀作用的产物 | 103 |
| 第三节 冰川的搬运和沉积作用 | 104 |
| 一、冰川的搬运作用 | 104 |
| 二、冰川的沉积作用 | 105 |
| (一) 冰川的沉积及冰碛地形 | 105 |
| (二) 冰水堆积物及其组成的地形 | 106 |
| 第四节 冰川地质作用的研究意义 | 107 |
| 一、古冰川和冰期、间冰期的概念 | 107 |
| 二、中国第四纪冰川 | 108 |
| 三、冰川对其它地质作用的影响 | 108 |
| 第八章 风的地质作用 | 111 |
| 第一节 概述 | 111 |
| 第二节 风的剥蚀作用 | 111 |
| 一、风蚀作用的方式 | 111 |
| (一) 吹蚀作用 | 111 |
| (二) 磨蚀作用 | 112 |
| 二、风蚀作用的产物 | 112 |
| 第三节 风的搬运作用 | 114 |
| 第四节 风的沉积作用 | 115 |
| 一、沉积的原因和分带性 | 115 |
| 二、风成沙及沙丘 | 116 |
| (一) 风成沙 | 116 |
| (二) 沙丘及其形成 | 116 |
| (三) 沙丘的移动及防治 | 117 |
| 三、风成黄土 | 118 |
| 第五节 荒漠概况 | 119 |
| 第九章 下坡运动 | 121 |
| 第一节 概述 | 121 |
| 第二节 崩落、潜移和滑动作用 | 121 |
| 一、崩落作用 | 112 |
| 二、潜移作用 | 123 |
| 三、滑动作用 | 123 |

| | |
|-------------------------|-----|
| 第三节 流动作用 | 125 |
| 一、流动体的基本类型 | 125 |
| 二、地质作用过程 | 126 |
| 三、形成条件 | 126 |
| 第十章 海洋的地质作用 | 128 |
| 第一节 概述 | 128 |
| 一、海水的运动 | 128 |
| (一) 波浪 | 128 |
| (二) 潮汐 | 131 |
| (三) 洋流 | 132 |
| (四) 浊流 | 133 |
| 二、海洋环境的分带 | 134 |
| (一) 海洋环境的分带 | 134 |
| (二) 海洋各带的水动力条件 | 134 |
| (三) 海洋各带的生物分布 | 135 |
| 第二节 滨海带的地质作用 | 135 |
| 一、滨海带的海蚀作用及其产物 | 136 |
| (一) 海蚀作用的方式和特点 | 136 |
| (二) 海蚀作用的过程及其产物 | 136 |
| 二、滨海带的搬运作用 | 137 |
| 三、滨海带的沉积作用 | 138 |
| 四、海岸线的演化和分类 | 140 |
| (一) 海岸线的演化 | 140 |
| (二) 海岸的类型 | 141 |
| 第三节 浅海带的地质作用 | 142 |
| 一、浅海带的环境特征 | 142 |
| 二、浅海带的沉积作用 | 142 |
| (一) 陆源碎屑沉积 | 142 |
| (二) 碳酸盐沉积 | 144 |
| (三) 珊瑚礁 | 144 |
| (四) 化学沉积 | 144 |
| 三、浅海带地质作用的基本特点 | 145 |
| 四、全球性海水面升降对大陆架的影响 | 146 |
| 第四节 半深海——深海带的地质作用 | 147 |
| 一、半深海——深海带的环境特征 | 147 |
| 二、半深海带的地质作用 | 148 |
| (一) 海底滑坡作用 | 148 |
| (二) 海底峡谷和海扇的形成 | 149 |
| (三) 半深海带的沉积作用 | 150 |
| 三、深海带的地质作用 | 150 |
| (一) 深海带的沉积类型 | 150 |
| (二) 深海沉积的速率和分布 | 152 |

| | |
|------------------------------|------------|
| 四、半深海——深海带地质作用的基本特点 | 153 |
| 第十一章 湖泊和沼泽的地质作用 | 154 |
| 第一节 概述 | 154 |
| 一、湖泊的概念 | 154 |
| 二、湖泊的成因 | 154 |
| (一) 湖盆的成因 | 154 |
| (二) 湖水的来源及其成分 | 155 |
| 三、湖水的运动 | 155 |
| 第二节 湖泊的地质作用 | 156 |
| 一、潮湿气候区湖泊的沉积作用 | 156 |
| (一) 机械沉积作用 | 156 |
| (二) 化学沉积作用 | 157 |
| (三) 生物沉积作用 | 157 |
| 二、干旱气候区湖泊的沉积作用 | 158 |
| 第三节 沼泽的地质作用 | 160 |
| 一、沼泽及其成因 | 160 |
| 二、沼泽的沉积作用及其产物 | 161 |
| 第十二章 岩石变形和构造运动 | 162 |
| 第一节 应力和岩石变形 | 162 |
| 第二节 岩石变形的类型——褶皱和断裂 | 163 |
| 一、倾斜岩层的产状要素 | 163 |
| 二、褶皱构造 | 165 |
| (一) 褶皱的各部分名称 | 165 |
| (二) 常见的褶皱类型 | 165 |
| 三、断裂构造 | 167 |
| (一) 断层的各部分名称 | 167 |
| (二) 常见的断层类型 | 168 |
| (三) 断层的组合类型 | 169 |
| (四) 全球性深断裂 | 170 |
| (五) 断层存在的证据 | 171 |
| 第三节 构造运动 | 172 |
| 一、现代构造运动的表现 | 173 |
| 二、古代构造运动的证据 | 174 |
| (一) 岩相和地层厚度 | 175 |
| (二) 构造变形 | 175 |
| (三) 地层接触关系 | 175 |
| 三、构造运动的起因问题 | 177 |
| 四、构造运动的研究意义 | 179 |
| 第十三章 地震作用 | 180 |
| 第一节 地震及其地质作用的表现 | 180 |
| 一、地震的概念 | 180 |
| 二、地震的震级和烈度 | 180 |

| | |
|-------------------------|-----|
| 三、地震作用的表现 | 181 |
| 第二节 地震的成因类型 | 184 |
| 第三节 世界地震的分布 | 184 |
| 第四节 地震的预报、预防和控制问题 | 186 |
| 一、地震预报 | 186 |
| 二、地震预防 | 187 |
| 三、地震控制问题 | 187 |
| 第十四章 岩浆作用 | 188 |
| 第一节 概述 | 188 |
| 一、岩浆的概念 | 188 |
| 二、岩浆作用的概念 | 189 |
| 第二节 喷出作用 | 189 |
| 一、喷发现象 | 189 |
| 二、喷发产物 | 190 |
| (一) 火山气体 | 190 |
| (二) 火山碎屑物质 | 191 |
| (三) 熔浆 | 192 |
| 三、火山机构 | 194 |
| (一) 火山通道 | 194 |
| (二) 火山锥 | 195 |
| (三) 火山口 | 196 |
| 四、火山喷发类型 | 196 |
| (一) 裂隙式喷发 | 196 |
| (二) 中心式喷发 | 197 |
| 五、火山期后现象 | 198 |
| 六、世界活火山的分布 | 198 |
| (一) 环太平洋火山带 | 198 |
| (二) 阿尔卑斯—喜马拉雅火山带 | 198 |
| 七、海山和平顶海山 | 200 |
| 八、火山活动的预测 | 200 |
| 第三节 侵入作用 | 201 |
| 一、侵入岩体的产状 | 201 |
| (一) 谐和岩体 | 201 |
| (二) 不谐合岩体 | 201 |
| 二、侵入岩浆的凝结过程及演化 | 202 |
| (一) 岩浆冷凝过程的阶段性 | 203 |
| (二) 岩浆的演化 | 203 |
| 第四节 岩浆起源问题 | 205 |
| 第十五章 变质作用 | 209 |
| 第一节 变质作用的概念及其影响因素 | 209 |
| 一、变质作用的概念 | 209 |
| 二、变质作用的因素 | 211 |

| | |
|-----------------------------|-----|
| (一) 温度 | 211 |
| (二) 压力 | 211 |
| (三) 具化学活动性的流体 | 212 |
| 第二节 变质作用的主要类型 | 212 |
| 一、区域变质作用 | 212 |
| 二、混合岩化作用 | 213 |
| 三、接触变质作用 | 214 |
| 四、气—液变质作用 | 215 |
| 五、碎裂(动力)变质作用 | 215 |
| 六、变质强度的概念 | 215 |
| 第三节 变质作用与地壳演化 | 217 |
| 一、变质作用的时空分布特点 | 217 |
| 二、变质作用与岩浆作用的关系 | 217 |
| 三、双变质带 | 218 |
| 第十六章 海底扩张 | 219 |
| 第一节 洋脊的地质和地球物理特征 | 219 |
| 一、地热的排泄口 | 219 |
| 二、地质及地球物理特征的对称性 | 220 |
| 第二节 海沟的地质和地球物理特征 | 221 |
| 一、海沟是另一类切穿岩石圈的巨型断裂 | 221 |
| 二、海沟是强制下陷的地区 | 222 |
| 三、海沟是不对称的地热流异常区 | 222 |
| 第三节 海底扩张说的基本概念 | 223 |
| 第四节 海底扩张说的证实 | 225 |
| 一、海洋磁条带成因的证实 | 225 |
| (一) 地磁极的反转和古地磁年表 | 225 |
| (二) 海洋磁条带成因的推断和证实 | 225 |
| 二、深海钻探和洋底年龄的证实 | 227 |
| 三、转换断层的推断和证实 | 228 |
| 第十七章 大陆漂移和板块构造 | 230 |
| 第一节 大陆漂移 | 230 |
| 一、大陆边界的拼合 | 231 |
| 二、岩石和构造的拼合 | 231 |
| 三、生物学证据 | 232 |
| 四、古地磁学证据 | 233 |
| 五、古气候证据 | 235 |
| 第二节 板块构造 | 236 |
| 一、板块构造说的基本概念 | 236 |
| (一) 概述 | 236 |
| (二) 板块边界的基本类型 | 236 |
| (三) 板块运动的几何学规律 | 237 |

| | |
|---------------------------------|-----|
| (四) 大陆地质构造问题 | 239 |
| 二、板块碰撞带的地质记录 | 240 |
| 三、大陆裂谷 | 242 |
| (一) 地质及地球物理特征 | 242 |
| (二) 裂谷的发展和海洋的演化旋回 | 243 |
| 四、热点的概念和板块运动的驱动力 | 244 |
| (一) 热点和地幔柱 | 244 |
| (二) 板块运动的驱动力 | 246 |
| 五、板块构造说存在的问题 | 247 |
| 第十八章 地球的起源和演化 | 249 |
| 第一节 太阳系和地球起源问题 | 249 |
| 一、太阳系的组成 | 249 |
| 二、太阳系的主要特征 | 249 |
| 三、地球的起源问题 | 250 |
| 第二节 地球层圈构造的形成 | 252 |
| 一、地球内热的演化问题 | 252 |
| 二、固体地球内部各圈的形成 | 254 |
| (一) 非激变模式 | 254 |
| (二) 激变模式 | 255 |
| 三、地球外部水圈和大气圈的形成 | 255 |
| 四、生命的起源问题 | 256 |
| 第三节 陆壳的起源和演化 | 258 |
| 一、原始陆壳的形成 | 258 |
| 二、显生宙的大陆漂移 | 260 |
| (一) 在联合古陆出现之前 | 260 |
| (二) 在联合古陆形成之后 | 261 |
| 第四节 中国大陆的演化和古板块的划分 | 263 |
| 一、隐生宙 | 264 |
| 二、显生宙 | 264 |
| (一) 塔里木——中朝板块 | 266 |
| (二) 扬子板块 | 266 |
| (三) 藏北板块 | 266 |
| (四) 印度板块(北缘) | 267 |
| 第五节 古生物的演化 | 268 |
| 结束语——地质学的回顾与展望 | 272 |
| 第一节 古代的地质思想 | 272 |
| 一、我国古代的地质思想 | 272 |
| 二、国外古代的地质思想 | 273 |
| 第二节 地质学的创立和重要论战 | 276 |
| 一、火成论对水成论的论战 | 277 |
| 二、进化论对灾变论的论战 | 277 |
| 三、活动论对固定论的论战 | 278 |

XI

| | |
|--------------------------------|------------|
| 第三节 现代地质学及其发展远景 | 279 |
| 一、本世纪七十年代地质学的发展梗概 | 279 |
| 二、地质学的未来 | 280 |
| 主要参考文献 | 282 |

绪 论

第一节 地质学的研究对象、分科和任务

地质学 (geology) 是研究地球的一门自然科学, 它主要研究固体地球的组成、构造、形成和演化规律。当前研究的重点是地壳和与它有密切关系的部分。

自然科学的基础科学分为数学、物理学、化学、天文学、地学和生物学六大门类。地学即地球科学, 地质学和地理学等均属于地学范畴。

地球的外部层圈有大气圈、水圈和生物圈。固体地球部分则分为地壳、地幔和地核三个层圈, 其中地壳是与人类生产和生活最有直接关系的部分, 也是相对较易于观测研究的部分, 因此是当前研究的重点。然而, 地壳的发展演化与其下面的地幔和地核以及其外部的大气、水和生物等均有密切的关系, 因此, 随着科学技术的发展, 地质学的研究领域在不断地深入和扩大。

按照研究的内容和性质, 地质学进一步建立和划分为许多分支学科。包括:

1. 研究地球 (以地壳为主) 的物质组成及其转化关系方面的有: 结晶学、矿物学、岩石学等。
2. 研究地壳运动和形变方面的有: 构造地质学、地貌学、大地构造学等。
3. 研究地壳演变历史方面的有: 古生物学、地层学、地史学、第四纪地质学等。

许多与地质学密切相关的边缘科学, 已经成为地质学的重要分支, 如地球化学、地球物理学、地质力学、数学地质学、行星地质学等。古生物学按其性质也属于边缘学科, 但早已成为地质学的基本分支学科之一。许多边缘学科正是当代地质学的发展重点, 对推动地质学的研究起着极为重要的作用。实验岩石学、遥感地质学等近年来有很大发展, 在地质学中的重要性日益明显。

此外, 还有一些综合性分支学科, 运用上述学科的原理, 进行地区或全球性地质问题的综合研究, 如区域地质学、海洋地质学、动力地球学、板块构造学等。后三个分科, 近年来有重大发展, 对整个地学产生了深远的影响。

以上均属地质学中基础性的分支学科。地质学的应用分支学科可分两类:

1. 与资源开发有关的分支学科, 如关于矿产资源的矿床学、找矿及勘探学、地球物理探矿、地球化学探矿等; 关于能源方面的石油地质学、煤田地质学、放射性矿产地质学、地热勘查等。
2. 与人类生活环境和灾害防护有关的分支学科, 如工程地质学、环境地质学、地震地质学等。

水文地质学则兼有上述两类性质。

地质学与人类生活和生产有密切的关系, 地球是人类生活和活动的舞台, 是生产和科学研究的基地, 了解并掌握地球, 特别是地壳的状况和特点及其活动的规律性是极其重要

的。

为了发展地质科学事业，地质工作者的足迹从内地到边疆，从高山到海洋，从沙漠到极地，遍布全球。地质工作者在火山口旁测量熔岩的温度，收集地球深部奥秘的资料；在岩层中采集古猿、恐龙、鱼、蚌、昆虫、藻类和珊瑚的化石，研究出现人类之前的古生物的演化和生命的起源。地质学家研究冰、风、雨、露对岩石的侵袭剥蚀，江、河、湖、海中泥砂、砾石的运动；研究桑田变沧海、深谷变高山的道理；不仅研究路基和坝基的稳固性，而且研究大陆的增长和海底的扩张。地质学研究的内容丰富、领域广阔，是严谨而奥妙的科学。地质事业是艰苦而壮丽的事业。在我国社会主义建设中，地质工作是先行的基础工作。冶金工业需要矿石，化学工业需要原料，农业需要化肥和农药，基建需要建筑材料，这些都要求提前进行地质调查和勘探，提供矿产原料的开发基地；大庆油田的发现，摘掉了我国贫油的帽子，解决了我国的能源危机；江河大桥、铁路、公路、以及水库水坝等重大工程项目，必须在工程地质勘察的基础上进行设计和施工；1975年2月4日海城发生的强烈地震，由于及时而准确的预报，使灾害损失减小到最低程度。这些都表明了地质工作的重要性，地质工作必须走在工农业建设的前面。我国幅员辽阔，地质情况复杂多变，青藏高原的地质研究，是检验和发展现代地质学理论的重要关键之一，已经成为世界瞩目的研究课题。广袤的边区和海洋的地质调查都还处在开始的阶段，我国辽阔地区的大量研究课题，正在等待着广大的地质工作者们去付出辛勤的劳动。

本课程是地质学教学中的第一门专业基础课，它不属于某一分支学科。它的任务是使学生明瞭地质学的内容和研究方法；学习和了解现代地质学的一般原理和基本知识，培养学生的地质科学思维能力，并开始训练学生掌握一些最重要的地质学基本技能。它既是地质启蒙课，又是学习任何地质分支学科的专业基础。在本课程中将讲授有关地球的基本知识；地质作用的类型、作用过程、产物和基本原理；在此基础上讨论地壳演化发展的基本规律；结合这些内容，阐述地质科学思维的特点和研究方法。以板块构造为代表的现代（地壳）活动论的兴起，是当代自然科学的重大突破之一，对地质学各分支学科的发展均有深远的影响，在本课程中将结合有关内容，给予适当介绍。

第二节 地质学的特点及其研究方法

一、地质学的特点

由于研究对象和内容不同，地质学较之数、理、化等学科，具有很大的特殊性：

第一，地质学研究领域所涉及的时间及空间，远远超出人的生存时间和能够直接接触的空间。地壳自形成以来，至少已经历了38亿年，在这漫长的时间里，发生过许多地质事件，在地壳中遗留下形形色色的岩石记录和古生物记录。人们不可能直接经历和观察地质时代中过去曾经发生过的地质事件，只能根据岩石和古生物记录，恢复古代地质事件的情况。这一特点与考古等学科有类似之处。此外，地质事件持续的时间常以百万年甚至亿年为单位，它所造成的后果常远远超出人们的一般想象。

目前，人类活动还只限于地壳表层，尚不能直接进入深达数十公里的地壳深部，更不能到达数百乃至上千公里深的地幔。只能根据在地表或浅部所能得到的信息和标志来分

析、推测深部物质及其运动方式。

第二，地质学是复杂的自然科学。地质学是研究地球物质运动的科学，所研究的内容包括从原子和离子的自然行为，到矿物和岩石的形成和变化，直到地壳各部分的活动、地核—地幔—地壳的相互作用和物质的转化等等；从无机界到有机界、从常温常压到高温（数百至数千度）高压（数万至数百万大气压）条件下的物理变化和化学反应。控制和影响这些变化和反应的因素是极其复杂多样的，有光、热等各种能量的相互作用和转化，有地球本身的特性，也有宇宙因素的影响。此外，还要考虑到特定的时间因素和空间因素。所有这些，在某一地质过程中，主导和从属关系还可能发生转化，即从属的因素在一定条件下可以转化为主导的因素；反之亦然。

任何地质过程都很少是单纯的物理或化学过程。地质学与生物学和天文学相似，既要引用数学、物理和化学等基础科学的原理，又 不限于 这些原理，既要进行必要的数理推导，而又不能单纯依靠数理推导。例如关于古生物的进化、关于大陆漂移、关于岩石的破裂和弯曲蠕变等等，都不是单纯数理推导所能解决的。地质学在某些情况下类似社会科学，定性的分析往往是关键性的；问题的分析过程，逻辑推理极为重要，而问题的答案或结论，常常具有相对性。因此，对于地质科学工作者，学习哲学，运用唯物辩证法特别重要，而地质学的发展，也丰富和发展了自然辩证法。

第三，地质学是实践性很强的科学。任何科学理论的建立，无不以一定的实际材料为基础，并受到实践的检验。自然科学的实践包括两个方面：一是到自然界去调查研究；一是在实验室进行实验。对于地质学来说，前者是最基本的，也是最主要的实践。由于前述第一和第二两个特点，一般地说，地质作用的过程和原理，不可能在实验室内简单地模拟再现。例如，火山爆发、古生物演化、海陆变迁、山脉的生成等等，这些在时间上、规模上、内容和条件上，都不可能在实验室重复再现。即使看来比较简单的地质现象，如岩石经过风化作用碎裂分解，在野外可以大量观察到这种过程，而目前室内却不能重复，因为这个过程仍然是在自然条件下多因素（气温和温差、地形、水、植被等）长时间（至少数百一若干万年以上）的变化过程。因此，地质学只能把地球作为“自然的大实验室”。野外调查研究，是地质科学工作者的首要任务。

由于科学技术的发展，地质学中的某些理论，越来越多地可以通过实验室工作进行检验，但是一般多限于微观现象和简单过程方面的实验。对于较复杂的过程，虽然有时可以进行近似的模拟实验，但其结果仍有一定的局限性和相对性。尽管如此，在当前地质科学研究中的这种实践仍是不可缺少的。

二、地质学的研究方法

由于上述三方面的特点，地质学的基本研究方法是在实践的基础上进行推理论证，推理的基本方法是演绎和归纳，两者是紧密联系的。地质学中通常以归纳法为主。

（一）地质研究的一般程序

地质学中许多原理和学说以及对某个课题的认识，一般是按下述程序建立起来的，这个程序也就是地质科学思维形成和发展的过程。

第一步 调查研究 所谓调查包括野外考察、室内实验以及前人研究资料的搜集等，而研究则是对调查所获资料的分析对比，归纳分类。使原始资料经过加工，去伪存真，去

粗取精并使之系统化。显然,调查和研究一般是紧密联系、交叉进行的。前面已经指出,地质学以大自然作为最主要的实验室,因此,野外观察通常是地质学的最基本工作。

第二步 推断解释 将各种原始资料经过综合归纳和推理,查明其内在的规律,建立理性认识。回答“什么”、“何时”、“何地”、“为什么”等基本问题。由于地质学的复杂性,地质逻辑推理特别注意论证依据的全面性和综合性,要求创造性思维,并经常以历史主义的比较方法作为基本方法。

第三步 实践实验 各种推断解释只有经过实践检验证明其正确,才能确立。在某些情况下,可以直接观察自然界重现的地质事件是否符合预期的推断,进行检验,如地震预报的检验等。但在更多的情况下,主要是根据以后发现的地质事实是否与此一致来判断原来的认识是否正确。例如根据某些岩石学特征,可以推断某一地区曾经是海洋,这种推断不可能直接检验,但是可以根据当时该区的古生物是海洋或淡水湖泊甚至陆生的种属等以及更多的岩石学特征进行检验。地质检验还包括可能条件下的模拟实验,考察是否与推断的情况吻合。用一定实物材料在规定条件下进行模拟称为物理模拟。按照岩石有关参数和已知的物理、化学原理进行模拟计算,考察是否会产生预期的结果,称为数学模拟。理想的模拟实验是比较有力的检验和论证依据,有时会对地质理论的发展产生重大影响,但其可靠性仍然是相对比较的,取决于模拟条件与真实情况的相似程度。

在地质学研究中,各种认识正确与否的相对性比较明显,并随着科学实践的发展而不断发展,而绝对真理正存在于这种不断发展的相对真理之中。因此,应当明确假说、学说和定律的区别:

假说 (hypothesis) 用来说明某种现象、但未经实践证实的论题。

学说 (theory) 在学术上自成系统的主张或理论。

定律 (law) 通过大量具体事实归纳而成的结论,能正确反映客观事物的发展规律。

地质学中有许多假说和学说,它们对于推动地质学的发展起着十分重要的作用。恩格斯指出:“只要自然科学在思维着,它的发展形式就是假说。……进一步的观察材料会使这些假说纯化,取消一些,修正一些,直到最后纯粹地构成定律。如果要等待构成定律的材料纯粹化起来,那末就是在此以前要把运用思维的研究停下来,而定律也就永远不会出现”(《自然辩证法》1971年,中译本,第218页)。

(二) 现实主义原则——“将今论古”

在用归纳法研究问题时,经常使用比较的方法。例如作为科学研究的基础工作,必须对所研究的对象进行分类,而分类是通过互相比较异同而得出的,各种鉴定工作则是这一过程的继续。所谓逻辑推理主要是对比事物的已知规律去推断未知。在地质学中,影响最为深远的是“将今论古”或“推今及古”的比较方法,即根据研究现代地质作用得出的规律,认识和恢复古代的地质事件。早在北宋时期,我国学者沈括(1031—1095)就曾应用这一方法,根据太行山麓岩石中有螺蚌化石和砾石层等推定该地区在古代曾经是海滨,以及其它类似的科学论断。直到现在,这一方法仍然是地质学研究中最基本的方法。

“将今论古”的理论基础是“均变说”(uniformitarianism),均变说由赫顿(J. Hutton 1788)提出,并由莱伊尔(C. Lyell 1830)发展和确立。均变说认为现在作用于地壳的地质过程和自然规律的基本原则,在整个地质时期也以同一的方式和大体相同的强度在起作用。因此,过去的地质事件可以用今天所观察到的现象和力量来解释,研究“现

在”是了解“过去”的关键。均变论并不排除局部的小灾变,也不意味着任何变化都具有固定的速率,但是强调地壳的演化和发展是渐进的,在各个方面,“古”、“今”都是基本一致的。

与均变说相对立是灾变说(cataclysm theory,即catastrophism),或称激变说。灾变说将地壳的演化和发展归结于某些可以超出现在经验和知识范畴的短暂猛烈、多少具世界性规模的激变事件。早期有影响的灾变论多带有神学的色彩,例如地球被认为是上帝在6天内创造出来的,古生物某些种属的绝灭是《圣经》中创世纪大洪水等灾变事件的结果,新物种的出现是上帝的创造等,因此被称为灾变论。如果去掉神学的色彩,称激变论更合适些(cataclysm原意是指大变动)。

均变论的提出使地质学脱离了神学的影响,明确了通过对自然界本身的研究寻找自然界事物发展的规律,而不存在不可知的外在原因,使地质学走上了唯物主义的道路,成为一门现代科学,在地质学历史上有重大的意义。一般认为,莱伊尔以将今论古作为立论基础的《地质学原理》是现代地质学奠基著作。但是,科学的长期实践与发展已经表明,均变论很难原封不动地继承下来,必须作某些重要修正。因为:

第一、地球的发展有一定的阶段性,这些阶段是不可逆的,现在不可能是过去的简单重复。例如,根据许多方面的研究,可以确信地壳形成早期,地温远比现在高,这必然导致早期地质作用具有一系列与今不同的特点。因此,在运用“将今论古”这一原则时必须遵循历史唯物主义的观点,确认地球发展的阶段性,注意“古”、“今”的差别。

第二,不能排除灾变或激变的可能性。地球发展到一定阶段是否会发生大规模的、有全球影响的激变事件?尚需具体研究,不能简单地否定。因为,不论对于地球和宇宙,目前知道的都还很少。地球上所发生的任一偶然事件,都可能是无限的宇宙中某种必然过程的表现形式。这里甚至包括地球的起源、其它星球上有无生命甚至高等生物等问题在内。宇宙飞船登月考察证明,月球在早期曾遭受大量陨石撞击,形成目前所见的许多陨石坑。当时这些陨石更有可能撞击体积较月球大得多的地球。如果简单地根据现在没有大量陨石撞击地球来否定过去也没有过,显然是不合适的。距今6000万年恐龙等大型爬行动物的突然绝灭问题,就一直是个谜。最近有人论证这是由于当时有一颗特大陨石撞击地球的结果。这些问题都有待进一步研究。即使不考虑外来因素,仅就地球本身而言,已经确证地质历史上曾有数次冰期,地磁极曾经多次反转,诸如此类的许多问题都不是简单地将今论古所能解决的。

近来,在地学研究中,监测地球获得了大量的数据,为了从复杂的背景噪音^①中筛分出有意义的讯号,出现了“研究过去是了解现在的关键”,即“将古论今”的观点。认为时间是将意义不大的地质事件及其结果筛去的最佳过滤器。所以,“通过某些作用结果的观测来了解某些(地质)过程,比通过显然不连续或微弱的信息直接监测地球的一般动力学演化,可能更为明确”(《国际固体地球科学研究规划》1979)。从而补充了古、今的辩证关系。

总之,在地质学的研究中,必须正确地理解“古”与“今”的关系,才能正确地研究现在,了解过去,预测未来。

① 泛指因各种干扰而造成偏离正常数值的无规则杂乱讯号。

第一章 矿物和岩石

岩石 (rock) 是自然形成的矿物集合体, 它构成了地壳及其以下的固体部分。大多数岩石是由若干种矿物组成, 也有的主要是由一种矿物组成。

岩石是地质作用的产物, 同时又是地质作用的对象。它记录了过去发生的地质事件, 提供了地球历史的资料。许多地质学的事实以及原理的建立, 都是根据对岩石所构成的记录进行考察研究的结果。因此, 在学习地质学时, 首先必须对矿物、岩石有一定的了解, 包括形成岩石所记录的各种地质作用和研究岩石记录时必然要涉及的地质时间问题。

第一节 地质作用概述

一、地质作用的概念

“整个自然界, 从最小的东西到最大的东西, 从砂粒到太阳, 从原生生物到人, 都处于永久的产生和消灭中, 处于不断地流动中, 处于无休止的运动和变化之中”(恩格斯《自然辩证法》1971年中译本, 18页)。无数地质资料都说明自地球形成以来, 地面上的山山水水和地下各种物质都经过了许多变化, 没有任何东西能永久保持原来的状况而一成不变。改变了的东西再也不能倒退恢复成老样子, 而是在不断地向前变化和发展, 任何事物的演化都是不可逆的。

在自然界所发生的一切可以改变固体地球物质组成、构造和地表形态的作用, 称为地质作用 (geological process)。地质作用在自然界随时随地普遍存在, 只不过有的作用短暂而猛烈, 如地震、火山爆发、山洪等, 易于觉察; 有的作用长期持续缓慢进行, 在短期内不易觉察, 如岩石风化、海陆变迁、山脉隆起等。就最终结果而言, 猛烈的地质作用固然可以立即产生明显的后果, 而缓慢的地质作用只要长期持续进行, 同样可以产生甚至更为显著的后果。世界上最强烈的地震造成地面最大位移不过数米, 而喜马拉雅山脉原来是海洋, 三千万年以来平均以每年不超过几毫米的速度持续上升, 已变成了今日最雄伟的高山。河流入海, 所携泥沙逐渐在河口附近淤积, 短期内后果并不明显。但是, 正是黄河、淮河和海河长期淤积的结果, 形成了今日广阔的华北平原。甚至仅仅在七千多年以前, 华北平原的许多地方尚位于水下, 当时的山东省大部还是一个四面为水所包围的岛屿。如果注意到地质历史一般是以百万年为计时单位这一事实, 就可明确华北平原的形成过程实际上是非常迅速的 (图1—1)。因此, 在地质学的研究中, 除了注意作用的猛烈程度之外, 还必须注意时间因素的影响。

在漫长的地质时代里, 各种地质作用不断地改变着地表面貌和地下的岩石。一方面, 在不断地破坏着地壳中已有的岩石记录; 另一方面, 又在不断地产生新的岩石记录, 我们的地球就是在各种地质作用的不断作用下, 向前发展着。

二、地球上的能及其来源

任何地质作用都涉及能的消耗和转换,如果不考虑物质运动过程中能的转换,按照地球上能的初史来源可分内部能和外部能两大类:

(一) 内部能

即来自地球本身的能,包括:

1. **重力能** 指地心引力给予物体的位能(势能)。重力能使组成地球的物质重者下沉,轻者上浮,造成密度不同的物质重新分配,导致火山爆发和地壳运动。在地表它使水自高处流向低处。地球的重力(即地心引力)在地表约为 978厘米/秒^2 。如果地球原来密度是均匀的,则因重物质下沉、轻物质上浮造成目前地核、地幔和地壳等不同层圈,有人估计其所放出的能约为 10^{38} 尔格,如转换为热能,可使整个地球提高温度约 1500°C 。

2. **地热能** 由于岩石中的放射性元素蜕变等原因,地球内部具有很高的温度。如果温度不均匀,则因物质热胀冷缩,从而导致密度不均匀,引起对流。地热和由地热不均匀引起的对流,都可以成为岩浆和构造运动等的起因。据研究,地下100公里深处温度可达 $1100\sim 1200^\circ\text{C}$,可见,地热能是十分巨大的。

3. **地球的旋转能** 主要指地球自转的离心力给予地球表层物质的能。地球表层的离心力在两极为零,赤道最大,因此构成表层物质向赤道运动的离极力。当地球自转速度加快或减慢时,这种力所派生的分力的大小、方向均可发生变化,使其作用复杂化。关于这种力的实际意义目前尚有某些争论。据某些地球物理学家计算,这种力很小,只有1达因/厘米²数量级,由日月引力造成的引潮力比它要大上一万倍,目前还没有证据表明引潮力可以导致发生地震和构造运动。这个问题十分复杂,涉及一些地球物理学上未解决的问题,如地壳深部的物理状态、应力^①的积累等。有些地质学家强调这种力的重要意义,并成为某些学派的重要特色之一。

除上述三种能以外,地球内部物质的相变、各种化学反应都可以产生一定的能量,目前还缺少系统的研究,不过一般认为,这些能是比较次要的。

(二) 外部能

主要指来自地球以外的太阳辐射能和日、月引力能。

1. **太阳辐射能** 是地球表面最主要的能源,太阳发出的光和热到达地球以后,还可以转换为其它能,导致一系列的地质作用。到达地球的太阳能的40%被反射回太空,20%为大气圈所吸收,其余40%为海洋和陆地吸收,它可以使地表水和岩石增温。太阳能的绝大部分被地表水吸收,主要是使水蒸发,水蒸气进入大气形成云,云可以凝结为雨、雪重新降到地表,汇成江河,奔流入海。这涉及大气圈和重力的能量转换和传递,但其原始能量为太阳能。太阳能的另一部分被植物吸收用于光合作用,植物的生长必然伴随着某些元

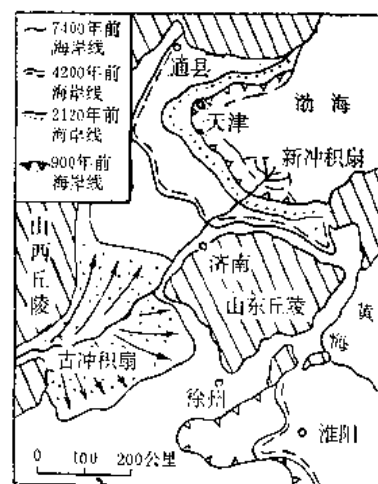


图 1—1 华北平原变迁示意图
(据陈述彭)

① 应力定义见第十二章。

素的迁移和固定，并通过复杂的食物链将这些能量转入动物，动植物死后可以转变为煤、石油，将能储存于地下。简言之，太阳能是地表水、空气循环运动的主要动力，到达地球表面的太阳能约为 1.8×10^{24} 尔格/秒，是地表水和大气有关地质作用的基本能源。

2. 日、月引力能 日、月的引力在地球上有明显影响，其它星球因距离太远或太小，其引力的影响可忽略不计。日、月引力可使海水形成潮汐，产生有关的地质作用。日、月引力对固体地球也有影响，但很微弱。

三、地质作用的基本类型

地质作用根据其动力能的来源和作用的主要部位，分为以下两大类：

（一）内动力地质作用（简称内力地质作用 **endogenous processes**）

即以地球内部能为能源而产生的地质作用，主要在地下深处进行，并可波及地表。内力地质作用包括：

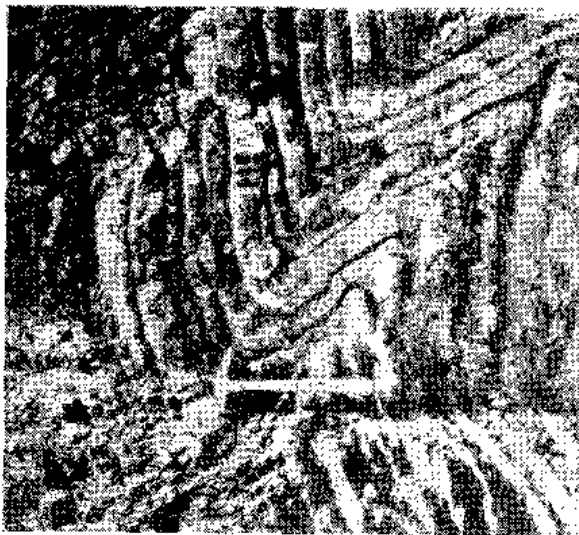


图 1—2 岩层因构造运动而形成的小型褶皱

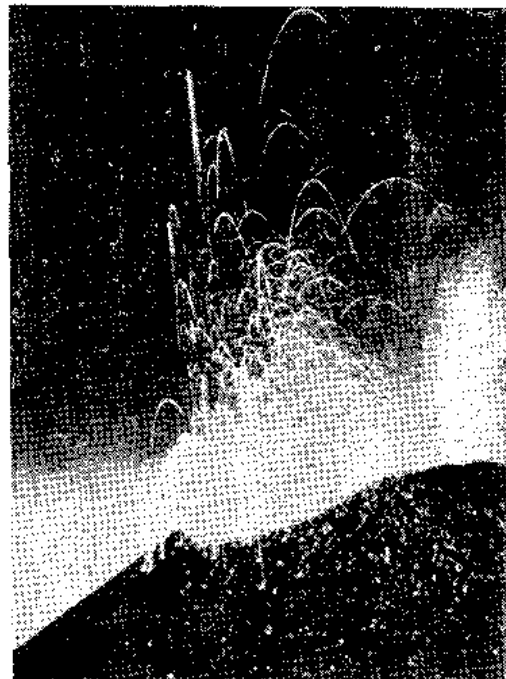


图 1—3 1969年意大利埃特纳火山爆发的近景

构造运动 是由内部能引起的地壳变形、变位。可使一定的地区发生水平或垂直的位移，造成海陆变迁，使岩石褶曲、断裂；

地震作用 因构造运动等使地壳发生快速的颤动；

岩浆作用 岩浆是在地下深处，主要由硅酸盐组成的高温熔融体。岩浆可以侵入地壳或喷出地表（火山）。岩浆的形成、运动直至凝固结成为岩石的过程，称为岩浆作用；

变质作用 因内力使温度、压力、化学成分等条件改变，地壳中的岩石将发生变化（不包括风化作用），转化为新的岩石，这种转化过程称为变质作用。

（二）外动力地质作用（简称外力作用，**exogenous processes**）

以外部能为主要能源并在地表或地表附近进行的地质作用，称为外力作用。几乎所有

外力作用均有重力能参加，并起着重要作用。这些重力能主要为外部能转换成的位能，如大气中的水，但有些也包括了原来固有的位能，如岩石的塌落等。地壳表层被水（包括海洋、地表流水、地下水、冰川和湖泊等）与大气包围着，到处存在着生物。外力作用的实质是各种形式的水、大气和生物以外部能为能源，改造雕塑地壳（主要是地壳表面）的过程。外力作用的主要类型有：

风化作用 岩石受大气、水和生物的作用以及地表温度变化的影响，在原地被破坏、分解，称为风化作用。风化作用使岩石逐渐碎裂，转变为碎石、砂和泥等。

剥蚀作用 地面流水、地下水、风、冰川、湖泊、海洋等在运动过程中对地表岩石、土壤等的破坏过程，统称为剥蚀作用。剥蚀的产物一般不再停留原地。

搬运作用 剥蚀产物被流水、风、冰川地下水、海洋等搬走离开原地，迁移到其它地方。

沉积作用 被搬运的物质到达适当场所因条件变化而发生沉淀、堆积，统称沉积作用。

沉积成岩作用 沉积物逐层堆积，下面的沉积物被长期压固、脱水、胶结而变成坚硬岩石的过程，叫作沉积成岩作用。

下坡运动 地表的松散堆积物或基岩在重力作用下崩落或沿斜坡下移，称为下坡运动。

上述各种内力作用和外力作用，尽管能源、作用部位不同，但在促使地壳演化中所起的作用，是相互联系、紧密配合的。在地壳演化过程中，内力作用起着主导作用，通过岩浆作用、变质作用和构造运动不断地改造地壳，并使地表产生大陆、海洋、山脉、平原等巨型地形起伏。外力作用则是进一步加工塑造，起着削低高地、填平低洼的作用，力求使地表夷平。地壳就是这样地在内、外力的共同作用下而不断地向前发展。

第二节 矿 物

一、矿物的概念

矿物 (mineral) 是天然形成的无机化合物或元素单质，其化学成分和物理性质是相对均一和固定的，一般为结晶质，极少数为胶体。

结晶质 (crystalline substance) 为原子（或离子、离子团）按严格规律排列的固体。胶体为由水（或其它介质）“粘结”的微粒（ $1-100\text{m}\mu$ ， $1\text{m}\mu=10^{-6}\text{mm}$ ）。胶体矿物如褐铁矿，为微量水粘结的氢氧化铁微粒，这些微粒本身仍然是结晶质。

已知矿物约有2500多种，但最常见的不过数十种，即组成常见岩石的“造岩矿物”。它们占地壳重量约99%。其余矿物虽然种类很多，但数量很少，总共只占地壳重量的1%左右。造岩矿物以硅酸盐为主。

元素在矿物晶体中一般以离子形式按一定规律排列，相互之间由静电吸引，即离子键相联结，有时具有部分共价键的性质，特别是在 $[\text{SiO}_4]$ 、 $[\text{CO}_3]$ 等各种络阴离子内部，少数矿物以共价键、金属键、分子键联结。

为了使晶体内部的位能较小（位能高的晶体不稳定），离子等质点一般尽量按紧密的

原则排列。如果把各种离子看成具有一定半径和电价的球体，则因为阴离子通常较大，所以实际上相当于阴离子尽量按最紧密原则排列，而阳离子则规律地分布于阴离子球体间的空隙中，而其数量应使晶体中之正、负电价总数相等。显然，只有阴、阳离子有适宜的半径和电价才能构成较紧密的排列，形成相对稳定的晶体。这也就是为什么自然界矿物种类有限的原因。

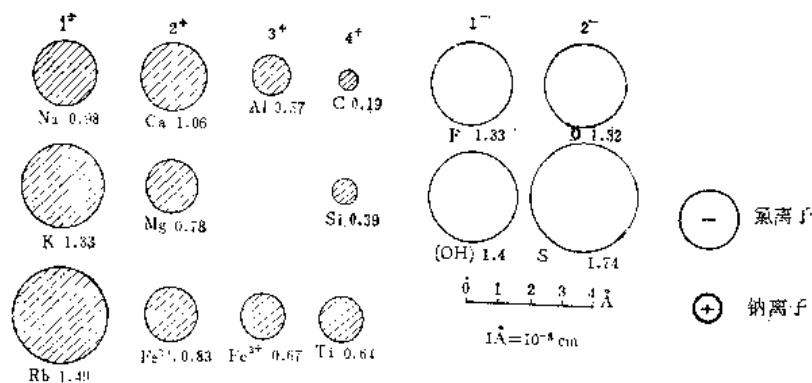


图 1—4 造岩矿物中主要阳离子和阴离子的半径和电价示意图

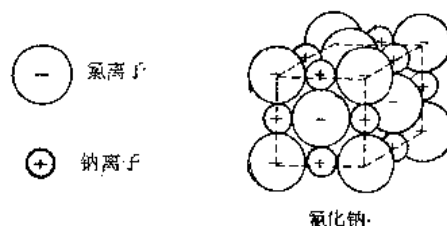


图 1—5 NaCl的晶体构造示意图
+ Na, - Cl

晶形 (crystal form) 和 **晶体格架 (crystal lattice)** 晶体中离子等排列的格式称为晶体格架或泛称晶体构造。由于每种矿物均有一定的晶体构造，反映在外形上均具有一定的晶体形状，即**晶形**。理想的晶体为规则的几何多面体，晶面一般相当于晶体格架中质点较密或质点间联结力较强的面，如石盐—天然氯化钠，其晶体格架按立方体规律排列，所以其晶形也为立方体。晶形和晶体格架的参数（如质点间距等）都是区分矿物的重要依据，前者肉眼即可作初步观察，并可用仪器精确测定晶面的夹角等；后者则可用X射线技术进行测定。

在岩石中，矿物的晶形常因晶体生长时互相阻挡，不能很好地显示出来，最后都成为不规则粒状（图1—6）。如果不同矿物结晶有先有后，则先结晶的矿物晶形较好，称为“自形”；后结晶的矿物只能“充填”在已品出的矿物晶体间空隙中，完全不能呈现自己的晶形，称为“它形”。如果各种矿物基本上同时结晶，则质点间联结力较强的矿物往往自形较好。一般将自形良好的颗粒称为**结晶体 (crystal)**，如石英 (SiO₂) 在花岗岩中多呈

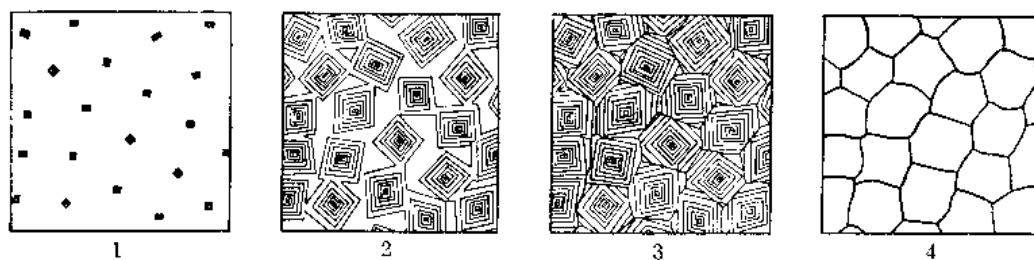


图 1—6 晶体结晶过程中生长空间对晶形的影响，由于互相阻挡，最终不能保持各自的晶形

它形，而在某些岩石洞穴（品洞）中，因有良好的自由生长空间，可以长成六方锥柱状的结晶体，一般称为“水晶”。

二、矿物的化学成分

每种矿物都有一定的化学成分，但是自然界的矿物由于各种原因，经常含有一定杂质，因此，矿物的化学成分只能是相对固定的，可在一定范围内波动。有些矿物，成分的波动范围很大，与相近的矿物失去了严格的界线，例如镁橄榄石 $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$ 和铁橄榄石 $\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$ 是两种矿物，但在自然界可以发现一系列中间成分的矿物，从近于纯 $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$ 到含有一定数量比的 $\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$ ，直到接近纯的 $\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$ 。这种情况在硅酸盐等具复杂络阴离子的矿物中是相当普遍的现象。因为在结晶过程中，电价和半径相近的离子可以同时进入晶体格架，占据同样类型的位置，结果使矿物成为具有过渡成分的化合物。在上述例子中， Mg^{2+} 、 Fe^{2+} 都是二价，半径分别为 0.78 \AA 和 0.83 \AA ，相差很小，晶体格架中 Fe^{2+} 的位置， Mg^{2+} 可以去占据，可以互相顶替，最终晶体中 Mg^{2+} 和 Fe^{2+} 的数量比决定于反应系统的总化学成分等结晶条件。这种现象称为类质同象。对于类质同象系列的矿物，只能人为地规定一定区间来划分矿物亚种，例如把含 $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$ 90% 以上的称镁橄榄石，90~70% 者（相应含 $\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$ 10—30%）称贵橄榄石等等。

在矿物的分子式中，一般将类质同象互相顶替的元素用括弧括在一起，中间隔以逗点，含量高的放在前面。络阴离子等离子团用方括号括出。如贵橄榄石的分子式记为 $(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{SiO}_4]$ ，称为结构式。或不加括弧，写成笼统的一般化学式。

三、矿物的物理性质

矿物的物理性质决定于其化学成分和晶体格架的特点，因此，是鉴别矿物的重要依据。特别是在野外，用肉眼测验物理性质的方法来鉴别矿物，是地质工作者最重要的基本技能之一。

矿物的物理性质涉及内容较广，这里只介绍肉眼鉴定所经常涉及到的一些物理性质。

1. 解理 (cleavage) 矿物晶体受力后常沿一定方向的平面破裂，这种性质称为解理。在标本的破裂面（一般岩石手标本的表面都是敲击的破裂面）上如看到晶粒的断裂面为闪光的平面，即解理面。解理面一般平行晶体格架中质点最紧密联结力最强的面，因为垂直这种面的联结力较弱，所以晶粒易于平行这种面破裂。如石盐和其它具氯化钠型格架的矿物，都有平行立方体格架的三组解理，因为格架中沿这种方向的面 Na、Cl 离子间耗费静电引力最多，联结力最强，相对说来，则面与面之间的联结力最弱。解理是反映晶体构造的重要特征之一，且较晶形具有更为普遍的意义，不论矿物自形程度高低，解理的特征不变，所以是鉴定矿物的重要依据。一般可依据解理的有无、发育完全程度（以解理面的完整程度为标志）以及组数和各组交角来区分矿物。

2. 硬度 (hardness) 矿物抵抗刻划、磨擦的能力称硬度。测定硬度的绝对值需用特殊装置，以矿物磨光面抵抗金刚石角锥压入的能力（按对角锥需施加的压力计算）为标志。一般应用较普遍的是相对硬度，以实际矿物为标准，共分十度：1. 滑石；2. 石膏；3. 方解石；4. 萤石；5. 磷灰石；6. 长石；7. 石英；8. 黄玉；9. 刚玉；10. 金刚石。一般小刀为 5.25—5.5，指甲为 2—2.5，是野外经常用的测试依据。用已知硬度的矿物晶体等刻划未知矿物的平面，根据是否留下刻痕，即可定出硬度。如果未知矿物易碎，则可反过来，以它刻划已知矿物平面来测试。

矿物的硬度决定于其内部质点间的联结力，由电价高、半径小的离子组成的矿物较硬。

3. 透明度(transparency)和光泽(luster) 透明度分为透明、半透明(尖棱透明)和不透明三级。半透明实际也是透明的，只是肉眼观察时有差别。透明度决定于晶体中阳离子类型和键性。

光泽为矿物的反射光感，决定于其折光率，折光率愈大，反射率愈高，光泽愈强。一般按强弱分为玻璃光泽、金刚光泽、半金属(如铸铁断口呈现的光泽)和金属光泽四级。光泽强度以晶面或解理面等平面为准。反射面不平时，玻璃、金刚石和半金属光泽可分别转为油脂、松脂和沥青光泽。光泽主要受离子类型、原子量和键性影响，重元素矿物照例光泽较强。此外，金属光泽的矿物不透明。

4. 颜色(color) 和条痕(streak) 矿物的颜色是一种最易引人注意的物理性质，但是，只有金属光泽的矿物由于不透明而颜色比较固定，透明矿物常因含微量杂质(特别是铁、锰、铬等色素离子)和其它原因而呈现不同颜色，不能成为鉴定依据，如石英可以呈无色、乳白、淡紫、粉红、以至黄、褐、灰黑等各种颜色。但在另一些情况下，颜色又可以成为某些透明矿物的特征，如橄榄石的橄榄绿，绿帘石的草绿色等，有经验的鉴定工作者可以根据微小的色调差别，立即将相似矿物区分开。

条痕为矿物的粉末色，透明矿物的粉末多因光的全反射而近白色，鉴定意义不大。条痕常常可作为鉴定不透明矿物的特征，它可以矿物在素瓷板上划下的粉痕色、或将矿物研成粉末所呈现的颜色加以识别。

5. 比重(specific gravity)和密度(density) 比重(重量/体积)和密度(质量/体积)是有联系而又有区别的两个概念。但在不特别要求精确的情况下，常被混用。矿物的比重主要决定于组成元素的原子量，一般硅酸盐造岩矿物的比重为2.6—3.5。矿物晶体格架的紧密程度也影响比重，同样成分，在高压下形成的矿物常常具较紧密之晶体格架，比重较大。在硅酸盐中，当阳离子类似时，按酸根由 $[\text{Si}_4\text{O}_{10}] \rightarrow [\text{Si}_4\text{O}_{11}] \rightarrow [\text{Si}_2\text{O}_6] \rightarrow [\text{SiO}_4]$ 比重依次增高。

6. 磁性(magnetic properties) 矿物的磁性是现代地学，特别是古地磁学涉及较多的概念。

矿物按其磁性特征可分为逆磁性、顺磁性和铁磁性三大类。逆磁性矿物如岩盐等，其磁化率 $K < 0$ ，为负值，数量级一般为 10^{-6}CGSM ；顺磁性矿物 $K = n(10^{-4} \rightarrow 10^{-6})\text{CGSM}$ ，如大多数含铁的硅酸盐。这两类矿物实际上因磁化率很小，可以认为“无磁性”，只有少数磁化率较高的顺磁性矿物属弱磁性矿物，用强力的电磁铁才能吸引。铁磁性矿物磁化率较高，有的可用普通磁铁吸引，而更可作为特征的是可以具有“剩磁”。铁磁性物质置于外磁场中即被感应磁化，其磁化强度称为感磁，方向平行于外磁场。当除去外磁场后，感磁可部分地被保留下来，成为“剩磁”，剩磁方向仍平行原磁场。顺磁性和逆磁性矿物则无剩磁。

铁磁性矿物的感应磁化率随温度增高而加大(可加大几十倍)，但当温度高到一定值时，由于热扰动过大，矿物的铁磁性突然消失，转为顺磁性，这一温度称为居里点。

铁磁性是来源于矿物晶体格架中的离子或原子有未被互相抵消的电子自转和绕核公转而产生的磁距，所以只有铁、钴等外层电子不对称的元素及其化合物，才能有铁磁性。

7. 熔点 (fusion point) 熔点对鉴定矿物的实际意义较小,但在讨论矿物成因及地球内部特点时是经常涉及的概念。显然,必须在低于熔点的温度条件下,矿物才能结晶出来。一般由半径小,电价高的离子所组成的矿物熔点较高,在硅酸盐中,熔点大致按阳离子Al、Mg、Fe、Ca、Na、K的顺序降低。此外,当有水和挥发性成分(F、Cl等)时,矿物的熔点常明显下降,岩石中几种矿物在一起,熔点也会互有影响。

四、常见矿物

一种矿物之所以不同于别的矿物,是由于在化学成分、晶体构造和物理性质三个方面有别于其它矿物。物理性质主要决定于前两者,所以矿物的分类一般首先按化学成分,进一步细分时则结合考虑晶体构造,而物理性质则因测试相对较简单,常常是主要的鉴定依据,只在一般物性不能区分时,再作化学成分或晶体构造的测定。下面介绍一些最重要的常见矿物。

长石 (feldspar) 是地壳最主要的矿物,占地壳物质50%以上,所以是大多数岩石的主要矿物组分,长石种属的测定是许多岩石命名最主要的依据之一。长石分为两大亚族:

碱长石 (alkali feldspar) 为钾长石 $K[AlSi_3O_8]$ 与钠长石 $Na[AlSi_3O_8]$ 的类质同象系列,一般以钾长石或含一定量钠长石分子的钾长石较为常见。钠长石和钾长石只在高温时可以形成连续的类质同象,温度降低时互相能“溶解”的数量很有限,于是多余的就会在固体状态下“脱溶”析出,呈弯曲的微细条纹等分布于主晶之中。

斜长石 (plagioclase) 为钠长石与钙长石 $Ca[Al_2Si_2O_8]$ 的类质同象系列, Ca^{++} 与 Na^{+} 互相置换,其电价差由 Al^{3+} 替代 Si^{4+} 补偿。斜长石按钠、钙长石分子比进一步划分亚种。

长石以有两组近直交的完全解理区别于石英,同时透明度常较石英差。大多数斜长石在解理面上有平行的、直的细纹,碱长石则没有,但有时有前述脱溶造成的弯曲细纹。如果找到了细纹,可以准确区分斜长石和碱长石。此外,斜长石多呈白色,钾长石常带粉红色,但长石颜色常有变化,所以只能作为参考。长石如有晶形则多呈板柱状,比重2.54—2.76。

石英 (quartz) SiO_2 , 无色,有时因杂质等可有各种颜色。以无解理、高硬度和透明度较好为其特征。石英如有晶形则为六方柱、锥状,比重2.65。

云母 (mica) 云母为含钾和(OH)根的硅酸盐,其硅酸根为 $[Si_4O_{10}]$ (一般为 $[(Si, Al)_4O_{10}]$, 通常记为 $[AlSi_3O_{10}]$)。云母的最大特征是有一组极完全解理(可以裂成薄片),且薄片有弹性。硬度2—3。云母按其阳离子分为:

黑云母 (biotite) $K(Mg, Fe)_3[AlSi_3O_{10}][OH]_2$, 棕褐—黑或绿—黑色,比重3.02—3.12;

金云母 (flogopite) $KMg_3[AlSi_3O_{10}][OH]_2$, 各种褐色,薄片近无色,比重2.70—2.85;

白云母 (muscovite) $KAl_3[AlSi_3O_{10}][OH]_2$, 白色或微带绿色,比重2.76—3.10。

角闪石 (amphibole) 为具 $[Si_4O_{11}]$ 型硅酸根的硅酸盐,阳离子多以Mg、Fe为主,一般分子式为 $(Ca, Na)_{2-3}(Mg, Fe, Al)_3[(Si, Al)_4Si_3O_{11}]_2[OH]_2$ 。按阳离子分为许多亚种,如透闪石 $(Ca_2Mg_5\sim)$ 、阳起石 $(Ca_2(Mg, Fe)_5\sim)$ 、蓝闪石 $(Na, Mg, Al\text{质})$ 等。其共同特征是多少呈长柱状、针状等拉长的晶形,平行延长方向有两组解理,交角近60°。根据铁的含量多寡,颜色由黑绿、黑褐、深褐、深绿、浅绿至近无色,比重3.46—2.90,硬度5.5—6.0。最常见者为普通角闪石(成分见前述一般分子式),色深,比重3.1—3.3。

辉石 (pyroxene) 其一般化学式为 $R^{++}[Si_2O_6]$, Si 可部分为Al置换, R 为Mg、Fe、Ca、Al和Na,总电价为4,不含(OH)。按阳离子分为若干亚种,如透辉石 $(Ca, Mg\sim)$ 、硬玉 $(NaAl\sim)$ 、顽火辉石 $(Mg_2\sim)$ 、紫苏辉石 $(Mg, Fe\sim)$ 等。其共同特征为多呈短柱状或粒状,横断面可呈八边形或近方形,

有两组近直交的解理, 根据铁的含量呈绿黑、褐黑→近无色, 比重 $3.60 \rightarrow 3.20$, 硬度 $5.5 \sim 6$ 。常见者为普通辉石 $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$, 绿→黑色, 少数褐→黑色。

橄榄石 (olivine) 其化学式一般为 $(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{SiO}_4]$ 。常呈粒状, 有时可见很不完整的解理, 一般断口呈贝壳状, 在岩石中多为棕—黄绿—橄榄绿色颗粒, 硬度 7, 比重 $3.3 \sim 3.5$ 。

石榴子石 (garnet) 也是 $[\text{SiO}_4]$ 的硅酸盐, 化学式为 $\text{A}_3\text{B}_2[\text{SiO}_4]_3$, $\text{A} = \text{Fe}^{2+}, \text{Mg}^{2+}, \text{Ca}^{2+}$ 等, $\text{B} = \text{Fe}^{3+}, \text{Al}^{3+}$ 等。晶形良好者似石榴籽, 故名。强玻璃或油脂光泽, 无解理, 硬度 7。常见者为铁铝石榴子石 $(\text{Fe}_3\text{Al}_2 \sim)$ 红褐→黑色, 比重 4.25; 钙铝石榴子石 $(\text{Ca}_3\text{Al}_2 \sim)$ 黄、绿→褐、红色, 比重 3.53; 钙铁石榴子石 $(\text{Ca}_3\text{Fe}_2^{3+} \sim)$ 黄、绿→黑色, 比重 3.75; 镁铝石榴子石 $(\text{Mg}_3\text{Al}_2 \sim)$ 浅紫、玫瑰色, 比重 3.51。

绿泥石 (chlorite) 为 $\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al}$ 的含 $[\text{OH}]$ 硅酸盐, 硅酸根为 $[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ 型, 分子式较复杂。一般呈片状或不规则状, 各种绿色, 极完全解理一组, 硬度 $2 \pm$, 用指甲可刻划, 捻之成微细的绿色小片。

蛇纹石 (serpentine) $\text{Mg}_3[\text{Si}_2\text{O}_5][\text{OH}]_4$, 常因含一定量的 Fe 而呈绿色, 形状多不规则, 硬度 $2.5 \sim 3$, 在岩石中按色泽极似黄→绿色的香皂, 配合硬度极易识别。

蓝晶石 (kyanite)、红柱石 (andalusite) 和夕 (矽) 线石 (sillimanite) 这三种矿物化学成分相同, 均为 $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$, 为不同温度、压力下形成的不同矿物。蓝晶石 $\text{Al}_2(\text{SiO}_4)\text{O}$, 多呈长板状, 常呈不均匀的蓝白、青白色, 平行延长方向硬度 4.5, 垂直延长方向则为 6, 比重 $3.56 \sim 3.68$, 在压力较高条件下形成。红柱石 $\text{Al}_2(\text{SiO}_4)\text{O}$ 常呈横断面近方形的柱状晶体, 色白, 或微带红, 柱心有时有黑色炭质包裹物, 平行延长方向有不很好的两组近直交的解理, 硬度 $7 \sim 7.5$, 在压力较低条件下形成。夕线石 $\text{Al}[\text{AlSiO}_5]$ 常呈细长针状, 无色或微带灰、白, 平行延长方向有一组解理, 硬度 7, 比重 $3.23 \sim 3.25$, 在温度较高条件下形成。

粘土矿物 (clay minerals) 泛指各种形成粘土的矿物, 主要是含 $[\text{OH}]$ 的铝硅酸盐, 其硅酸根为 $[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ 型。通常为胶体, 一般只在电子显微镜下可看到晶形。粘土矿物中最主要的是高岭土 $\text{Al}_2(\text{Si}_2\text{O}_5)_2[\text{OH}]_4$, 白色的瓷土多为近纯的高岭土, 一般均因含氢氧化铁等染成各种颜色。

方解石 (calcite) CaCO_3 , 晶形呈菱面体或六方柱, 以白色最常见, 但可因含杂质而呈黄、红、灰等多种颜色, 以其三组互相斜交的完全解理和低硬度 (3) 为其特征, 比重 $2.6 \sim 2.8$, 遇稀盐酸剧烈起泡 (放出 CO_2)。

白云石 (dolomite) $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, 类似方解石, 但硬度稍高 ($3.5 \sim 4$), 比重 $2.8 \sim 2.9$, 粉末遇稀盐酸起泡。

黄铁矿 (pyrite) $\text{Fe}^{2+}[\text{S}_2]^{2-}$, 常呈立方体或五角十二面体, 有时无自形, 晶面有平直条纹, 浅黄铜色, 条痕绿黑色, 金属光泽, 硬度 $6 \sim 6.5$ 分布广泛, 为还原条件下有硫参与作用的产物, 黄铁矿富集时可作制硫或硫酸原料, 不能炼铁。

铁的氧化物 (包括氢氧化物) 是构成铁矿石的主要矿物。但一般岩石中常含微量铁的氧化物, 是岩石中最常见的“副矿物” (含量 $< 3 \sim 5\%$ 的矿物), 最重要者为以下三种

磁铁矿 (magnetite) $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{O}_4$, 晶形呈八面体或菱形十二面体, 或他形粒状, 铁黑色, 条痕黑色, 不透明, 半金属光泽, 无解理, 比重 $4.9 \sim 5.2$; 为强磁性矿物, 居里点 $580^\circ\text{C} \pm$, 是影响岩石磁性的主要矿物, 也是最重要的铁矿石矿物。

赤铁矿 (hematite) Fe_2O_3 , 晶体少见, 呈片状, 一般为土状、块状或肾状等。晶体呈铁黑—钢灰色, 而土状等呈红色, 条痕红色, 半金属或土状光泽, 极薄片微透明, 无解理, 硬度 $5.5 \sim 6$, 土状者可大大降低; 以红色条痕为其主要特征。赤铁矿的胶体微粒是许多岩石的色素, 只要有 $3\% \pm$ 的赤铁矿, 即可将整个岩石染成红色。赤铁矿具微弱的铁磁性, 需要精密仪器才能测出, 但其剩磁极稳定, 是古地磁研究中效果最好的矿物。

褐铁矿 (limonite) $3\text{HFeO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, 为胶体氢氧化铁, 实际是“天然的铁锈”, 常呈土状、肾状, 黄、

褐至褐黑色，以黄褐——褐色条痕为其特征，硬度致密块状者可达4，土状者1，比重3.4—4.4。褐铁矿主要为各种含铁矿物的风化产物，常将岩石染成黄、褐等铁锈色。褐铁矿也有微弱的铁磁性。

石膏 (gypsum) $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ，良好自形者少见，呈板状，常见为粒块状、纤维状，无色、白色、灰色，玻璃光泽，以低硬度(2)，有解理为其特征。

黄铜矿 (chalcopyrite) CuFeS_2 ，多呈块状，晶形罕见，深黄铜色，条痕绿黑色，金属光泽，以色较深和硬度较低(3.5—4)区别于晶形不好的黄铁矿，比重4.1—4.3。为最重要的铜矿石矿物。

方铅矿 (galena) PbS ，常呈粒状、块状，铅灰色，条痕灰黑色，金属光泽，硬度3，比重大(7.5)，以有三组相直交的完全解理为特征(晶体构造NaCl型)，最重要的铅矿石矿物。

闪锌矿 (sphalerite) ZnS ，常呈粒块状，松脂黄—褐黑色，金刚光泽，以浅色(黄白—褐)条痕及多组(六组)完全解理为其特征，硬度3.4—4，比重3.9—4.2。

第三节 岩石

上一节已经谈过，岩石为自然形成的矿物集合体，它构成了地球的固体部分。按成因岩石分成岩浆岩、沉积岩和变质岩三大类。

一、岩浆岩(magmatic rock)

(一) 概述

由岩浆(magma)凝结形成的岩石称为岩浆岩或火成岩(igneous rock)。岩浆岩主要由硅酸盐矿物组成，此外，还常含微量磁铁矿等副矿物。

组成岩浆岩的矿物主要为长石、石英、黑云母、角闪石、辉石和橄榄石，前两者属浅色矿物，后四种属暗色矿物或铁镁矿物。参照上一节有关矿物的化学成分，即可得出组成岩浆岩的元素主要为氧、硅、铝、铁、镁、钙、钾、钠八种元素，实际上这八种元素在岩浆岩中可占98%，其余许多元素总量不超过2%。

各种岩浆岩因所含矿物及其比例不同，所以化学成分上也有不同。一般按岩石中 SiO_2 的含量将其分为酸性、中性、基性等几大类，这里所谓基性、酸性只是岩石学中的习惯用语，反映含硅酸根 SiO_2 相对高低，并不具通常化学上的涵义。

酸性岩浆岩 SiO_2 含量大于65%，以浅色矿物为主；

中性岩浆岩 含 SiO_2 52—65%，一般浅色矿物稍多于暗色矿物，或大致相等；

基性岩浆岩 含 SiO_2 45—52%，一般暗色矿物与浅色矿物大致相等或前者稍多；

超基性岩浆岩 SiO_2 含量小于45%，一般无浅色矿物或极少，主要由暗色矿物组成。

随着岩石中 SiO_2 含量降低，钾、钠一般也相应降低，而镁、铁、钙则相应增高。少数岩石钾、钠含量特高，称碱性岩，大多数碱性岩的 SiO_2 含量与中性岩相当。

按照岩浆岩的产状，岩浆喷出地表后冷凝形成的岩石为喷出岩(extrusive rock)；未喷出地表，在地下一定深处凝固固结的岩石，为侵入岩(intrusive rocks)。

(二) 岩浆岩的组构

同样成分的岩浆，由于冷凝固晶条件不同，所形成的岩石虽然矿物成分相差不多，但在岩貌和组构上却可有明显区别，成为不同的岩石。例如岩浆喷出地表时，温度、压力突然下降，水蒸气等挥发分大量逸失，岩浆很快冷却，矿物迅速结晶，晶体还来不及充分长大，岩浆已经固化。所以喷出岩一般粒度较细，甚至根本来不及结晶，成为玻璃质。侵入

岩，特别是在地下很深的部位，在相对密封的条件下冷凝的岩浆，由于周围岩石导热性差，岩浆冷凝缓慢，且压力高，挥发分逸散慢，矿物结晶一般较粗。据研究，一些大侵入岩体冷却时间可达若干万—百万年以上，在漫长的地质时间里，矿物晶体可以充分发育成长，形成的岩石与喷出者迥然有别。所以岩石组构反映其形成条件，是研究和区分岩石的重要内容之一。一般将岩石组构分为结构和构造两个方面。

1. 结构 (texture) 主要指岩石中矿物颗粒本身的特点及颗粒之间的相互关系。与沉积岩和变质岩相比，岩浆岩总的结构特点是矿物颗粒互相严密咬合，边界蜿蜒曲折，同时由于不同矿物结晶可以有先有后和结晶能力、条件等的差别，其自形程度也可以有差别 (图1—4)。岩浆岩的主要结构有以下几种：

显晶质结构 (粒状结晶结构) 粒度较粗，肉眼即可辨别不同颗粒。可进一步分为粗粒 (颗粒直径 >5 毫米)、中粒 (5—2毫米) 和细粒 (2—0.2毫米) 结构。



图 1—7 花岗岩的结构 (显微镜下) 黑云母 (b)、角闪石 (h) 和斜长石 (p) 多少保持部分自形，钾长石 (k) 次之，石英 (q) 它形

(转引自 P. Niggli, 1948)

隐晶质结构 致密状，晶粒细小 (<0.2 毫米) 肉眼不能辨认。

玻璃质结构 非品质，玻璃状。

斑状结构 在玻璃质、隐晶质或细粒的“基质”中散布有较大且自形较好的晶体。这些晶体称“斑晶”。斑晶先结晶，所以晶形较好，粒较大。

似斑状结构 类似斑状结构，但基质为中—粗粒，斑晶则更粗大。一般在斑晶中可发现基质矿物的包裹体，说明斑晶形成较晚。

2. 构造 (structure) 构造主要指岩石中不同颗粒集合体分布与排列的特点，即某一部分颗粒与其它部分颗粒的关系，是比结构较为宏观的组构。岩浆岩的主要构造有：

块状构造 各部分均匀展布，无定向排列，为岩浆岩最常见的构造。

流动构造 部分 (先结晶的) 矿物颗粒定向排列，反映岩浆在已结晶出部分晶体，是粥状时，曾有过流动。在喷出岩中，有时可见不同成分的隐晶质或玻璃质构成大致平行的弯曲细纹，也是岩浆半凝固时流动造成，称流纹构造。

气孔构造 岩石中有圆形或拉长圆形的空洞，洞壁较圆滑，为岩浆迅速减压冷凝时，气体析出，在粘稠的岩浆中成为气泡。气孔如被后来形成的矿物充填，则称为“杏仁构造”。

(三) 最主要的岩浆岩

岩浆岩一般按成分、产状及组构分类。表1—1为主要岩浆岩分类及其一般特征。

花岗岩 (granite) 肉红、浅灰、灰白等色，一般为中粗粒等粒结构，有时为似斑状结构，块状构造。以钾长石及富钠斜长石为主，大多数情况下钾长石多于斜长石，并以含较多石英 ($>20\%$) 为其特征，此外可含少量黑云母、角闪石等暗色矿物。

流纹岩 (rhyolite) 肉红、灰白、黄白色，以隐晶质及斑状结构较常见，多具流纹构造。斑晶为钾长石或石英，偶为钠质斜长石，石英斑晶常被熔蚀成浑圆状，时代新的流纹岩中钾长石无色透明，称透

主要岩浆岩分类简表

表 1—1

| 主要矿物成分 结构特征 | 岩类 | 超基性岩 | 基性岩 | 中性岩 | 酸性岩 |
|---------------------|---------------------|-------------------|--------|--------|--------|
| | SiO ₂ 含量 | <45% | 45—52% | 52—65% | 65—75% |
| | | | | | 钾长石 |
| | | | | | 石英 |
| | | | 富钙斜长石 | | 富钠斜长石 |
| | | | | | 黑云母 |
| | | | | 角闪石 | |
| | | | 辉石 | | |
| | | 橄榄石 | | | |
| 喷出岩体 | 玻璃质结构 | 黑曜岩、珍珠岩、橙玄玻璃等火山玻璃 | | | |
| | 斑状、隐晶质、细粒结构 | 苦橄玢岩 金伯利岩 | 玄武岩 | 安山岩 | 流纹岩 |
| 浅成小侵入体及 部分大侵入体边缘 | 斑状、细粒、 隐晶质结构 | 青橄玢岩 | 辉绿岩 | 闪长玢岩 | 花岗斑岩 |
| 大侵入体及深部 形成的岩石 | 粒状结晶结构、 似斑状结构 | 橄榄岩 辉岩 | 辉长岩 | 闪长岩 | 花岗岩 |

① 碱性岩无石英，浅色矿物以钾长石为主，以富含钠的角闪石、辉石及霞石(NaAlSi₃O₈)等为特征，较常见者为正长岩(侵入岩)和粗面岩(喷出岩)，主要矿物成分为钾长石；②习惯上玢岩的斑晶为富钙或含钙中等的斜长石，斑岩的斑晶为钾长石、石英或富钠斜长石；③粗线表示主要矿物，断线表示次要矿物

长石，基质为隐晶质长石、石英。岩石断面细微似瓷状。

闪长岩(diorite) 浅灰—绿色，等粒结构，块状构造。以普通角闪石和斜长石为主，基本上没有石英。当有明显数量石英(>10%)时，称石英闪长岩，如钾长石增多，称正长闪长岩；如钾长石、石英均增多，斜长石多于钾长石，石英>20%时，为花岗闪长岩，钾长石多于斜长石，即为典型的花岗岩。

安山岩(andesite) 以带灰的绿色或紫红色最常见，隐晶质结构，有时有斜长石或辉石、角闪石的斑晶。此外，有时有气孔构造。深色的安山岩与玄武岩肉眼常不易区分，如果斑晶为角闪石，则一般可定为安山岩，安山岩中有时可找到黑云母，玄武岩一般极少见黑云母，此外安山岩中斜长石多较短，断面呈近方形的矩形。

辉长岩(gabbro) 灰黑、暗绿色，等粒结构，斑状等很少见，主要由富钙斜长石和普通辉石构成，可有少量角闪石和橄榄石，肉眼可根据暗色矿物与闪长岩区别。

玄武岩(basalt) 灰黑、绿黑等色，有时带紫红色。细粒或隐晶质结构，粒度常较其它喷出岩粗，有时在放大镜下可以辨认出长石等矿物颗粒。常有斑晶，为斜长石、辉石、橄榄石等。玄武岩的特征是气孔构造常较发育，斑晶的斜长石多为长条板状，解理面上条纹较宽，当发现有橄榄石或其蚀变矿物如蛇纹石、伊丁石(红色皂状，有解理)时，可较有把握地定为玄武岩。玄武岩含磁铁矿等较多，一般有强的剩磁。

橄榄岩(peridotite) 灰黑、褐至绿色，中、粗粒等粒结构，块状构造，主要由橄榄石、镁质辉石等组成，一般无浅色矿物，橄榄石和镁质辉石常因受后期变化，部分或全部变为蛇纹石等，使岩石成为蛇纹石化橄榄岩或蛇纹岩，易于辨认，新鲜的橄榄岩极少见。

除了各种典型的岩浆岩外，还有些过渡性质的岩石，如火山碎屑岩是由火山爆发产生的岩石碎屑积

集而形成的岩石。火山碎屑来源于在空中凝固的岩浆屑、团块和火山口原有的岩石。火山碎屑在地面可以经过滚动,甚至有流水搬运聚集,形成岩浆岩—沉积岩过渡类型的岩石。一般将含火山碎屑占50%以上的岩石称为火山碎屑岩,其中碎屑粒径 >100 毫米者为火山集块,2—100毫米为火山角砾岩, <2 毫米为凝灰岩。火山碎屑岩中碎屑之间可以是岩浆形成的物质到一般泥、砂等,决定于其形成过程。

二、沉积岩 (sedimentary rock)

(一) 概 述

各种由外力作用形成的岩石,都属于沉积岩。其中以经海、河、湖等流水剥蚀、搬运、沉积而形成的岩石为主。

各种沉积物一般原来是松散的,在地质时代里,沉积物逐层堆积,较老的沉积物被较新的覆盖掩埋,上覆的沉积物逐渐加厚,原来的沉积物逐渐被深埋,由于上覆沉积物的压力,原来松散的沉积物逐渐脱水、被压实,同时由于粒间水的溶解、沉淀作用,使颗粒互相胶结而固化成岩。

沉积岩在地表分布最广,约占地表面积 $3/4$,是最常见的岩石。

沉积岩按其沉积成因分为碎屑沉积、化学沉积(如岩盐)、生物沉积(如煤及某些灰岩)。

沉积岩是一种次生岩石,其物质成分除了岩浆岩等原来岩石、矿物的碎屑外,还有一些外生条件下形成的矿物,如粘土和其它一些胶体矿物、易溶盐类、来自生物遗体的硬体(骨骼、甲壳等)碎片和有机质等。这些外生组分是沉积岩所特有的。

沉积岩的颜色主要受沉积环境影响、且较直观易于辨认,是观察和研究沉积岩的重要内容之一。沉积岩的颜色主要是分散的微粒“色素”物质将整个岩石染色的结果。铁是最普通的“色素”, Fe^{3+} (Fe_2O_3 微粒)使岩石呈红色; Fe^{2+} 则使岩石呈绿色,并且因 Fe^{3+} 、 Fe^{2+} 不同而呈混色紫红、黄褐等。有机炭等使岩石呈灰—黑色,锰使岩石呈褐—黑色。百分之几的铁即可使岩石具较浓的颜色。

(二) 沉积岩的结构和构造

沉积岩最重要的特点是成层产出。因此,沉积岩都有层理构造。层理表现为成分或结



图 1—8 沉积岩的层理

由于后期构造运动,原来近水平的层理已经倾斜,
浅色为灰岩、深色为泥岩

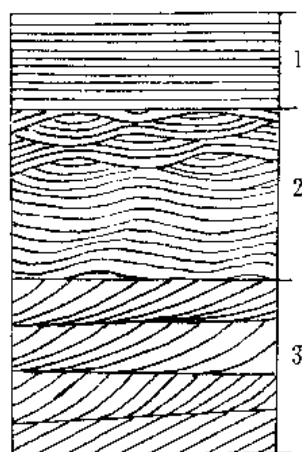


图 1—9 沉积岩层理的形态类型

1—水平层理; 2—波状层理;
3—斜层理

构、颜色等不同的物质呈层状分布。有时两层岩石相同，但中间有一极薄的物理或化学界面将其分为两层，每一层的顶、底面称为层面。层理的特点在很大程度上是决定沉积岩构造的主要因素。

按照单层的厚薄，沉积岩分为块状（层厚 >1 米）、厚层（ $0.5-1$ 米）、中厚层（ $0.5-0.1$ 米）和薄层（ <0.1 米）等构造类型。层的厚薄及其变化反映沉积环境的变化频率。按照层理的形态（图1—9），可分为水平层理、波状层理和斜层理。前者为水动力条件微弱，平静环境下形成；后两者为波浪震荡摆动及流动介质作用形成。

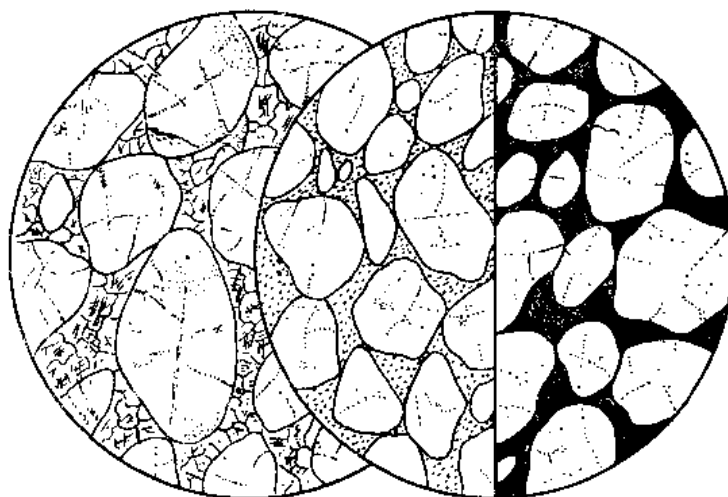


图 1—10 碎屑结构
(显微镜下, $\times 30$ 倍)

层面上的构造标志称为层面构造，以波痕、泥裂较为常见。

结构 绝大多数沉积岩均具碎屑结构，由岩石或矿物等的碎屑与胶结物两部分组成。按照碎屑的粒度分为砾状（ >2 毫米）、砂状（ $2-0.05$ 毫米。其中： $2-0.5$ 毫米为粗砂； $0.5-0.25$ 毫米为中砂； $0.25-0.05$ 毫米为细砂）；粉砂状（ $0.05-0.005$ 毫米）结构和泥质（ <0.005 毫米）结构。碎屑的分选和磨圆程度及其与胶结物的比例，反映搬运距离和沉积时动力学特点。胶结物的成分等反映沉积和成岩作用的特点。

除碎屑结构外，部分沉积岩还可有化学结构和生物结构，化学结构为盐类等化学沉积的特征，由于各晶粒同时结晶，形成自形程度一致的等粒（它形）结构，其本质与变晶结构（见后）相同，但范围可更广泛，生物结构以含有大量生物遗体或其碎片（多已石化）为特征。

从以上简单的介绍中，可见不论是构造和结构，沉积岩与岩浆岩都有明显区别。

（三）最主要的沉积岩

砾岩 (conglomerate) 砾石（粒径 $>2\text{mm}$ ） $>50\%$ ，砾间通常为砂或泥砂质充填，胶结物可为泥质、铁质、铁的氧化物和氢氧化物、钙质（ CaCO_3 ）、硅质（ SiO_2 ）等。砾石一般均有一定磨圆，如保持原来尖棱者称角砾和角砾岩。

砂岩 (sandstone) 碎屑主要为砂，且 $>50\%$ ，其成分一般以石英为主，常占砂粒的 70% 以上，胶结物 $<50\%$ ，一般为泥质，有时为钙质、硅质，胶结物中有时还含有一些细粒碎屑（一般 $<0.03\text{mm}$ ），总称为基质。基质含量 $>15\%$ 的砂岩称杂砂岩，代表分选不佳的沉积。基质少，碎屑中石英砂粒 $>95\%$ 。

者称**石英砂岩**；碎屑中**长石** $> 25\%$ 者为**长石砂岩**；杂砂岩中，如碎屑成分复杂，而且其中岩石碎屑较多时称**硬砂岩**。

粉砂岩 (siltstone) 与砂岩类似，碎屑粒度更细。与泥岩的区别是岩石断面粗糙、放大镜下一般可以勉强看出为颗粒状集合体，有时可认出石英微粒等。

砾岩、砂岩和粉砂岩是典型的碎屑岩，是砾、砂层经固结成岩形成。

页岩 (shale) 泥质结构，由粘土矿物组成，断口细腻，手摸之无粗糙感，放大镜下均一块状，看不出颗粒。典型的页岩层理薄如纸页；若层理较厚，则为泥岩。统称粘土岩。

粘土岩相当于成岩的淤泥，是水流平静条件下的沉积物。其中至少部分是胶体沉积。由河流带入海洋的铝质及硅质胶体，因所吸附的电荷被海水中电解质离子中和，成为凝胶沉积下来，与明矾使污水中泥质沉积的情况类似。故粘土岩部分具有化学沉积的特点。

石灰岩 (limestone) 简称灰岩，一般呈灰色、灰白色，并可因杂质染成其它颜色。风化面干净圆滑，一般断口致密，由微粒方解石组成，故硬度高于泥岩，且遇稀盐酸起泡。许多灰岩具特殊的碎屑结构，碎屑本身仍为生物或化学成因的 CaCO_3 物质，或者是原来灰岩质的碎屑，称为内碎屑，并可根据其粒度分为砾屑、砂屑、泥晶灰岩等。灰岩成因较复杂（见第十章），多为海洋中生物化学和机械综合作用形成。干旱的内陆湖泊中，有时也可有少量 CaCO_3 化学沉淀，但多不纯。

白云岩 (dolomite) 由白云石组成的岩石。外观与灰岩相似，但风化面常呈污浊的黄、黑等色，具刀砍状溶沟为其特征。且常呈结晶粒状结构，硬度较灰岩稍高。用稀盐酸试之（粉末起泡，晶粒微起泡）可以较准确地与灰岩区别。

沉积岩除上列典型岩石外，常常有过渡性的岩石，如砂质泥岩、钙质页岩等。

沉积岩一般按颜色、构造、结构、成分顺序命名，如“黄白色厚层中粒长石砂岩”等。

三、变质岩 (metamorphic rock)

（一）概述

变质岩是变质作用形成的岩石，是原来已存在的各种岩石，在特定的地质和物理化学条件下，矿物成分和组构发生变化，转化再造形成的岩石。这一形成过程一般是在温度和压力升高条件下进行的，在变质作用过程中，岩石基本上仍保持固态。变质作用的产生，可以是因为构造运动、岩石被深埋或岩浆侵入等引起。它是地壳演化的一定阶段，某些地段温度、压力增高的结果。在变质作用过程中，原有矿物会重新结晶成较大的晶体，或者被分解重新组合、形成新的矿物，如粘土矿物在温度、压力增高时，可变为云母等。

变质岩的矿物成分和组构都受原岩的影响，常有各种残余的标志。例如某些矿物在变质条件下仍然是稳定的，可以保存下来。某些组构也常可保留下来，例如原有的钙质斜长石斑晶可以变为较细的钠长石等矿物集合体，但仍保持原斑晶外形轮廓。另一方面，变质作用会产生一些新的变质矿物，如红柱石、蓝晶石、矽线石等，是岩浆岩中所没有的。并形成一些变质岩特有的结构构造。

（二）变质岩的结构和构造

变质岩以普遍具有**变晶结构**为其特点。在变质过程中，各种新生矿物基本上同时结晶生长，自形程度相等，岩石表现为半自形——它形等粒结构（图1—8），称变晶结构。由于不同矿物结晶能力的差异，变晶结构中，某些矿物可能自形较好，但不像岩浆岩中常见的那样，自形好的先结晶，变晶结构中各种矿物可以互相包裹嵌入，表明它们是同时结晶的。只有在交代作用发生时，某些新生矿物按等体积原则逐步蚕食替换其它矿物，在第十五章中，将进一步阐述。

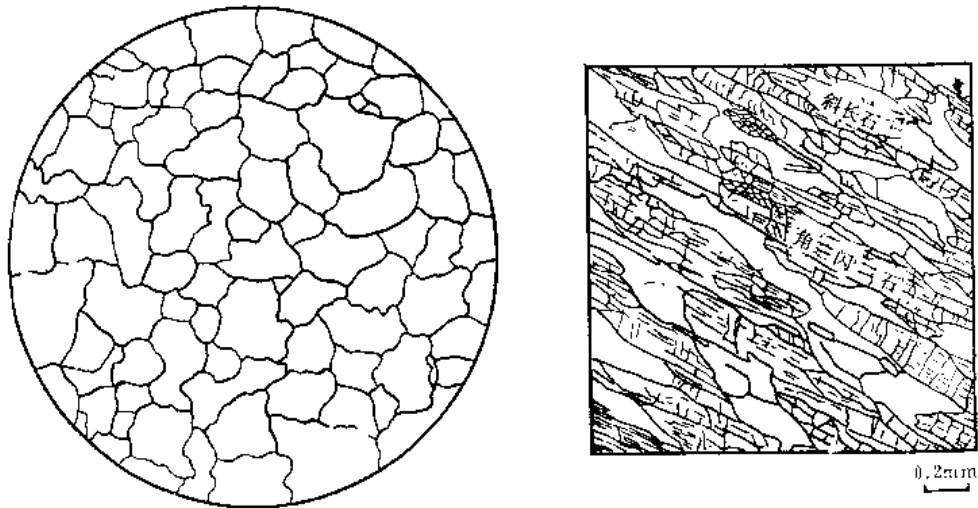


图 1—11 变晶结构（显微镜下）

左为等粒状变晶结构，（石英岩中石英呈它形粒状，显微镜视域=2.5mm）；右为纤维变晶结构（斜长角闪岩）

变质岩结构中粒度的划分，一般以 1、3 毫米为标准，> 3 毫米为粗粒，1—3 毫米为中粒，<1 毫米为细粒。

变质岩在构造方面最大的特点是大多数具有片理构造，表现为片状矿物（如云母等）或柱状矿物（如角闪石等）按一定平面，即片理面定向排列，片理的成因较复杂，受压力条件、原岩层理等控制，可以平行原岩层理，也可以与原岩层理斜交，也有些变质岩无片理。

（三）最主要的变质岩

角岩（hornfels） 为富泥质岩石在温度增高，压力不高条件下变成的岩石，一般为致密块状，岩性坚韧，灰黑、褐黑等色，有时可见有新生的黑云母、红柱石等矿物。

大理岩（marble） 为灰岩在温度或温度、压力同时增高条件下变质形成。原来微粒的方解石重结晶成显晶质粗晶，岩石呈等粒变晶结构，多种颜色，以白色最常见。大理岩中因原岩中含杂质可出现透闪石等变质矿物。

石英岩（quartzite） 由石英砂岩在温度或温度和压力同时增高时形成。在变质时，原来石英颗粒长大、互相连成变晶结构。一般色浅，岩性坚硬，大致仍保持砂岩外貌。

板岩（slate） 是富泥质岩石经浅变质形成，原岩矿物成分还没有明显重结晶变粗，新生矿物很少，仍以隐晶质为主，偶见一些细小的绢云母、绿泥石等，但岩性已较致密脆硬，通常有密集的劈理，沿劈理方向易裂成板状碎块。

千枚岩（phyllite） 为富泥质（包括凝灰质）岩石经浅变质形成，主要由新生的绢云母（微晶白云母）、石英组成，并可有绿泥石等，粒极细，具片理（千枚理），岩石因含绢云母较高，呈丝绸状光泽。

片岩（schist） 变质时温度、压力较高，新生矿物均呈显晶质，含大量（>30%）云母（白云母或黑云母）、绿泥石、角闪石等片、柱状矿物，具明显片理。浅色矿物常以石英为主，含量超过长石。

片麻岩（gneiss） 较片岩粒度稍粗，一般为中、粗粒，片状矿物略少，因此，片理较断续，称为片麻理，出现等粒状矿物较多，浅色矿物中长石含量超过石英。也是温度、压力较高条件下变质形成。

变粒岩（granulite） 成分近于片麻岩，长石多于石英，片状、柱状矿物少、细粒。

斜长角闪岩 (amphibolite) 主要由普通角闪石和斜长石组成, 具片理。

上述各种岩石还可以其中特征矿物参加命名, 进一步细分, 如黑云母片岩、蓝晶石黑云母片岩等等。

四、矿产的概念

岩石有时含有用矿物, 如果含量达到了可以为工业利用时, 则称为**矿石 (ore)**。例如一般岩浆岩中都含微量磁铁矿, 但含量不超过百分之几, 只作为副矿物存在。如果岩浆冷凝时经过一定的分异作用, 使岩石中磁铁矿达30—65%以上, 则成为**铁矿石**, 含铁 $>20-27\%$ 为**贫矿**, $>45-50\%$ 为**富矿**, 富矿可直接入炉冶炼, 贫矿需经选矿富集后才能冶炼。我国四川渡口的铁矿石, 就是一种富含磁铁矿的辉长岩。所以, 矿石是一种富含有用矿物的特殊岩石。矿石与岩石的概念是相对的, 当工艺技术水平提高时, 某些含有用矿物较低, 原来不能利用的岩石, 可以变得能够利用, 成为矿石。有的岩石因具某些物理工艺特性, 可直接为工业利用, 如优质白云岩可作耐火材料, 也是广义的“矿石”。

有矿石发现的地段, 一般称为**矿产地**或**矿点**。并非所有矿点都可以开采, 有的量太小, 只有地质理论意义。必须有足够数量 (储量) 的矿石, 建立矿山企业 (包括交通) 进行开采才是合算的。这样的矿点称为**矿床**或**工业矿床**。**矿床**可定义为由地质作用形成的有用矿物堆积体, 其质量和数量能够满足工业开采利用的要求。一般已知矿点中只有几十乃至几百分之一属于矿床。

矿床的形成, 实质上是一种特殊的岩石形成过程。不论是某一种岩浆作用、沉积作用或变质作用, 只要作用过程中能够导致有用组分富集, 即为**成矿作用**, 所以成矿作用是地质作用在某一方面突出发展的结果, 其原理还是地质作用的基本原理。

第四节 地质年代

在漫长的地质历史中, 地壳经历了许多地质事件, 搞清各个地质事件发生的时间, 查明有关岩石记录的年龄是十分重要的基础工作。而且, 为了便于对比, 必须有统一的时间系统, 包括统一的方法和标准, 确立地质时代的统一概念, 以便对不同地区予以对比。

地质时间系统最初主要是根据各种岩石的相对新老关系、即形成的先后顺序建立起来的, 称为**相对地质年代**。它只表示顺序, 不表示各个时代单位的长短。本世纪初, 开始用测定岩石中放射性同位素蜕变产物的方法确定岩石形成的地质年代。这样求得的为岩石绝对年龄, 即**绝对地质年代**。现在已经根据大量已知相对年代岩石的绝对年龄, 明确了各相对年代的具体时间长短, 使地质时间的概念更为完善。目前在地质学研究和实际工作中, 同时使用相对年代和绝对年代, 而且仍以前者运用更为方便而较普遍。

一、相对年代

许多地质事件, 如火山喷发、河谷切割、沉积物的形成、岩层的变形等, 都可以根据最简单的原理, 确定其有关岩石记录的相对新老。主要根据以下三条基本原理和定律:

(一) 基本原理

1. **地层层序律** 沉积岩和喷出岩等成层产出的岩石, 其原始产状是水平或接近水平的, 沉积或喷发物质层层迭置, 较老的岩层一定在下面, 较新的岩层一定在上面。即使以

后受构造运动影响，岩层发生变形变位，只要二者未分开，未倒转，上面的岩层一定比下面的新。

2. **生物群世系原理** 岩石中的生物遗体（多已石化）和遗迹称为“化石”（fossil），骨骼、甲壳等硬体部分被沉积物掩埋后，可以形成良好的化石，并保持原来生物组织的特点；肌肉等软体一般只能形成印痕，或在未被掩埋前已经腐烂，不留下痕迹。凡是初次到海滨的人一定会对海滩上丰富的贝壳留下深刻的印象。这些贝壳被泥砂掩埋以后，以沉积物中的水作为介质，被 CaCO_3 、 SiO_2 等矿物质逐步将其交代、充填，即逐步转变成石质的化石。化石是岩层中保留下来的古生物记录。早在达尔文以前，英国的测量员威廉·史密斯（W. Smith 1769—1839）就发现，可以根据化石是否相同来对比不同地区的岩层是否属于同一时代，这一方法一直沿用至今，仍然是确定沉积岩年代的主要方法。根据进化论和大量化石资料的研究，现在对这一方法的原理已经了解得更为详细。生物进化总是由低级向高级发展，这种演化规律是不可逆的，因此可利用一些演化较快、存在时间短、分布较广泛、特征较明显的生物化石种或生物化石组合，作为划分相对地质年代的依据。每一地质时代以某种标准化石或化石组合作为标志。

3. **地质体和地质界面的相互关系** 这一原理主要用于岩浆岩，一种岩浆岩穿插、贯入另一种岩石，则显然被穿插的岩石形成较早。岩浆岩周围的“围岩”如在接触带附近有受烘烤、变质等现象，也表明围岩形成在先，岩浆侵入在后。捕虏体为岩浆岩中捕获的周围岩石碎块，也可以帮助解决相对时代关系。类似的还有沉积岩中砾岩的砾石，显然砾石所代表的岩石一定比砾岩生成在先。这一原则同样可推广用于一般地质界面，如根据断裂面切割关系确定不同断裂形成顺序等。

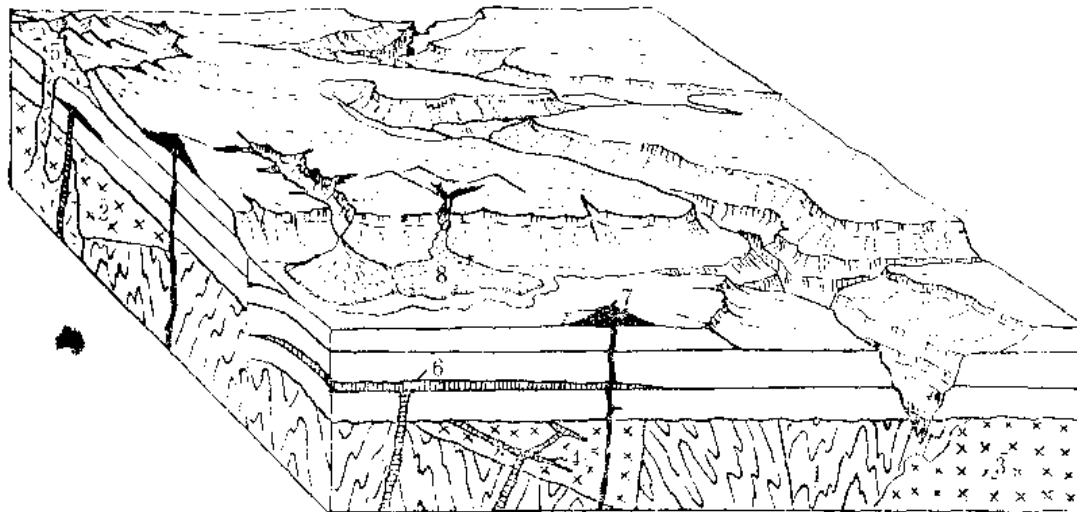


图 1—12 根据地层层序律和穿插关系确定各种岩石形成顺序示意图

数字示形成顺序：1~4—为一套老地层，其上覆盖了一套水平地层；5~7—皆穿插岩层；8—为近代沉积
（据 W. K. Hamblin, 1975, 修改）

上述地层层序律和生物世系原理主要适用于沉积岩，加上地质体的相互关系就可以推广到确定其它岩石和地质事件的相对顺序。在实际地质工作中，也总是首先将各种沉积岩的相对年代确定下来，然后以其作为时间的已知标志，去分析判别其它岩石和地质事件的相对年代。所以，划分和确定地层时代绝非只是为了研究沉积作用和沉积岩，同时也是为

了得到一套能够度量构造运动、岩浆作用等地质事件时间的“标尺”，后者常常比沉积岩时代问题本身的意义更为重要。

(二) 相对地质年代和地层单位

相对地质年代把整个地质时代划分为若干个“纪”，每个纪根据最早研究的标准地区等给以命名，这个名称是国际通用的，以有一定的古生物为标准。因为英国的地层古生物研究工作进行较早，不少纪的命名源自英国。每一个纪可进一步按早、中、晚分为三个“世”（只有二叠纪、白垩纪和第三纪按早、晚二分）。每个世还可以按照区域古生物等特点，进一步分为几个“期”，每个期又可分为几个“时”。此外几个纪合为一个“代”，代还可以进一步合并为宙（见表1—2）。

主要地质时代单位自老至新划分如下：

前寒武纪（pre-Cambrian）这一时期只有极少量原始生物，特别是早期阶段以广泛发育一系列复杂的变质作用和岩浆作用为特征。前寒武纪早期为**太古代**（Archaean），太古代岩石一般均为变质岩，前寒武纪晚期为**元古代**（proterozoic），其岩石通常具较明显的沉积特点。

古生代（Palaeozoic）意指古老生物的时代，它标志着生物已开始大量发育，主要为原始海生无脊椎动物、原始鱼类和两栖类，植物则开始有蕨类等孢子植物。古生物包括：

寒武纪（Cambrian）源于Cambrian，是英国威尔士西部山名，寒武是音译；

奥陶纪（Ordovician）源于Ordovices，是威尔士古代的一个民族；

志留纪（Silurian）源于Silures，也是威尔士的一个古代部族；

泥盆纪（Devonian）由标准地区英格兰的泥盆郡（Devonshire）而得名；

石炭纪（Carboniferous）在英国主要是含煤地层，故名；

二叠纪（Permian）Perm是乌拉尔西坡的一个地名。我国译二叠纪，源自德国Dyas一词，表示地层明显具二分特点，沿用日本译法，与Perm本意无关。

中生代（Mesozoic）其含意是“中期生物”的时代，以爬行动物繁盛为特点，爬行动物主要生活在陆上，而在此以前的动物，主要生活于水中。中生代包括：

三叠纪（Triassic）以在德国该时代地层具明显三分特点而命名；

侏罗纪（Jurassic）源于瑞士与德国交界附近的侏罗（Jura）山；

白垩纪（Cretaceous）源自英法海峡出露的白垩层（白垩为白色土状 CaCO_3 ，为微体生物钙质壳堆积而成）。Creta为拉丁文白垩之意。

新生代（Cenozoic）是“近代生物”的时代，其生物种属与现代生物紧密相关，哺乳类大量繁衍。新生代包括第三纪（Tertiary）和第四纪（Quaternary）。第三纪一般二分为老第三纪和新第三纪，第四纪以含有大量现生种类的生物为特点。

地层为一定地质时代形成的成层岩石组合，包括沉积岩、喷出岩和它们的变质岩。地层也按其形成时代单位划分为界、系、统等不同级别的单元。界、系、统与代、纪、世对应，是国际统一的，以一定的古生物特征为标准。称为国际性地层单位。在较小地区的范围内，常常因古生物依据不足，研究程度不够等原因，只能主要根据岩石特征和构造运动特点等划分地层单位，这些地层单位只适用于较小地区，称为地方性地层单位，按级别大小分为群、组、段，每一个段内岩石具相同特征，群大致相当于统或更大的地层单元。群、组一般以标准地点的地名命名，段按新老顺序或岩性命名。

二、绝对年代

许多岩石中含有微量的放射性元素，除一般熟知的铀、钍等外，还有某些元素的同位

地质年代表

表 1—2

| 相 对 年 代 (地层单位) | | | | 同位素年龄 |
|----------------|-----------------------------|---------------|---------------------------------|-------|
| 宙 (宇) | 代 (界) | 纪 (系) | 世 (统) | (亿年) |
| 显生宙 (宇) | 新生代 (界) Cz | 第四纪 (系) Q | 全新世 更新世 (统) | |
| | | 第三纪 (系) R | 上新世 中新世 (统) | 0.02 |
| | | | | 0.05 |
| | | | | 0.225 |
| | | 老第三纪 (系) E | 渐新世 始新世 (统) | 0.375 |
| | | | | 0.50 |
| | | | 古新世 | 0.65 |
| | 中生代 (界) Ms | 白垩纪 (系) K | 晚 (上) 早 (下) 白垩世 (统) | |
| | | | | 1.37 |
| | | 侏罗纪 (系) J | 晚 (上) 中 (中) 侏罗世 (统) 早 (下) | |
| | | | | 1.95 |
| | | 三叠纪 (系) T | 晚 (上) 中 (中) 三叠世 (统) 早 (下) | |
| | | | | 2.30 |
| | 古生代 (界) Pz ₂ | 二叠纪 (系) P | 晚 (上) 早 (下) 二叠世 (统) | |
| | | | | 2.80 |
| | | 石炭纪 (系) C | 晚 (上) 中 (中) 石炭世 (统) 早 (下) | |
| | | | | 3.50 |
| | | 泥盆纪 (系) D | 晚 (上) 中 (中) 泥盆世 (统) 早 (下) | |
| | | | | 4.00 |
| | 早古生代 (界) Pz ₁ | 志留纪 (系) S | 晚 (上) 中 (中) 志留世 (统) 早 (下) | |
| | | | | 4.40 |
| | | 奥陶纪 (系) O | 晚 (上) 中 (中) 奥陶世 (统) 早 (下) | |
| | | | | 5.00 |
| | | 寒武纪 (系) E | 晚 (上) 中 (中) 寒武世 (统) 早 (下) | |
| | | | | 6.00 |
| 隐生宙 (宇) | 元古代 (界) Pt | 震旦纪 (系) Z | | |
| | | | | 8.00 |
| | | | | 10.00 |
| | | | | 18.00 |
| | 太古代 (界) Ar | | | 27.00 |
| | | | | 38.00 |

同位素年龄据王鸿祯等《地史学教程》，1979；Q、R等字母为地层和地质时代代号

素,如一般钾是原子量为39的 K^{39} ,无放射性,而其同位素 K^{40} 是放射性的,可蜕变为 Ar^{40} ;还有铷的同位素 Rb^{87} 等也是放射性的。自然界中各种元素的同位素不论是稳定的还是放射性的,其原始相对含量比(丰度)是比较固定的,有一定的比值。任何一种岩石及其中的矿物,从其形成开始,其所含放射性同位素(称母体)即开始蜕变,如无特殊的地质作用影响,蜕变产物(子体)仍保存于岩石的矿物晶体格架之中。用精密的方法测定岩石和矿物中放射性同位素(母体)和蜕变产物(子体)的含量,即可推算该岩石和矿物已经形成了多少年。这个数值如果没有各种原因引起的误差,即为岩石和矿物的绝对年龄或绝对年代。所谓“绝对”,主要是指以具体时间长短表示新老,不同于相对年代只着重表示新老顺序。由于实测时各种原因可能引起误差,所以并非绝对准确,一般称为“同位素年龄”。

放射性同位素衰变的规律是在任一瞬间,总是有固定比例的母体变为子体。因此,在整个衰变过程中,蜕变的绝对数量随着母体数量的变化而不断改变。其关系可用下列基本公式表示:

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

式中 N_0 为母体原始数量(按原子数计,下同); t 为衰变经历的时间(即岩石年龄); N_t 为 N_0 经 t 时间衰变后剩下的数量,即母体现存数量; e 为自然对数底; λ 为该同位素的衰变常数,可根据物理或地球化学方法求得,是已知数。由于 N_0 是未知数,但现存子体数(M)可以测定,是已知数,因衰变时一个母体原子蜕变为一个子体原子,所以 $M = N_0 - N_t$ 。因此实际应用的公式为 $M = N_t(e^{\lambda t} - 1)$ 。例如 Sr^{87} 为放射性同位素,蜕变后变为 Rb^{87} ,测出岩石中现存 Sr^{87} 和 Rb^{87} 的含量,即可按公式 $Sr^{87} = Rb^{87}(e^{\lambda t} - 1)$ 求出 t 值。

放射性同位素很多,但大多数衰变速度很快,甚至几天、几年就基本蜕变“完毕”,不能用于地质年代测定。一般用半衰期表示衰变速度,半衰期即母体减少到一半所需时间。常用的同位素如表1—3所示。其中铀、钍、铷在一般岩石含量都很低(百万分之一数量级),要求测定技术较高;炭-14半衰期太短,只适用于第四纪地质及考古,应用较广的是钾—氩法,因为钾是常见元素,云母等许多矿物都含钾,而且可以从岩石中选出富钾的矿物,使测定难度降低。但其子体氩是气体,易于丢失,特别是增温或风化时更是如此。如果岩石形成后又经历了变质作用,则测得的K-Ar年龄代表变质年龄,即变质作用发生的时间。

用于测定地质年代的放射性同位素

表 1—3

| 同 位 素 母 体 | 蜕 变 产 生 的 子 体 | 半 衰 期 |
|---------------------|---------------------|--------|
| 铀—238(U^{238}) | 铅—206(Pb^{206}) | 45亿年 |
| 铀—235(U^{235}) | 铅—207(Pb^{207}) | 7.13亿年 |
| 钍—232(Th^{232}) | 铅—208(Pb^{208}) | 139亿年 |
| 铷—87(Rb^{87}) | 锶—87(Sr^{87}) | 500亿年 |
| 钾—40(K^{40}) | 氩—40(Ar^{40}) | 15亿年 |
| 炭—14(C^{14}) | 氮—14(N^{14}) | 5692年 |

对大量已知相对年代的岩石测定同位素年龄,已经基本查明各相对年代的绝对年代,如表1—2中所列。显然,各相对年代单位的实际时间长短很不一致,越新的单位,时间越短。由于相对年代主要是根据古生物世系原理得出的,所以这一现象反映了生物进化速度逐步加快的特点。此外,这一现象也反映了目前对前寒武纪的地质历史研究程度较低。

第二章 地球的外部层圈和地表形态

第一节 大气圈、水圈和生物圈

一、大气圈和大气环流

空气是地球自然物质组成中最轻的物质，它包围着固体地球，成为地球最外面的一个层圈，称为大气圈。土壤及某些岩石中也含有少量空气，是大气圈的地下部分，其深度一般不超过 3 公里。

空气主要为氮、氧，其次为二氧化碳、水蒸气及微量惰性气体的混合物。100 公里以上空气渐稀薄，同时成分开始变化，并发生电离，氢、氦渐多，逐渐过渡为星际空间。大气圈没有明显的上界，在赤道上方高 42,000 公里和两极上方高 28,000 公里的低空仍有大气存在的痕迹。

由于地心引力而使大气圈 97% 的质量聚集在距地表 29 公里以内。与地质作用关系最密切的是距地表约 10 公里以内的大气层，称**对流层**。对流层的温度主要受地面辐射影响，越高温度越低，并因纬度的差别，各地气温不同，形成对流，即大气环流。对流层以上至 50 公里高度为平流层，温度来源于太阳的直接辐射，向高空气温逐步回升，不形成明显的环流。对流层顶面在赤道为 17 公里，两极为 9 公里左右。

对流层的气温和湿度是各地气候最重要的标志，直接影响各种外力作用的发生和发展。同时，风本身也是产生地质作用的外动力之一。

除了受局部和区域的影响外，大气环流的基本格局如图 2—1 所示，它表明了全球性风向和冷、热气团运移的基本规律。赤道地区空气增温最快，因温度高，密度变轻，上升到对流层顶部在高空分向南北极流动。极区空气冷而重，下沉沿地面向赤道流动。这样就构成了垂直方向全球性总的环流趋势，并因地球自转等使之进一步复杂化。

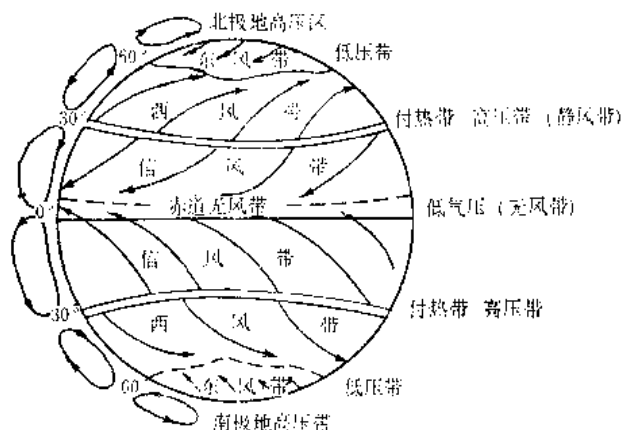


图 2—1 大气环流示意图

注意除侧面的剖面外，其余箭头均为低空风向，它们与高空风向正好相反

地球以高速度自西向东自转，在赤道的线速度达 1600 公里/小时，随着纬度增高，逐渐减小，至两极为零。空气随着固体地球一起转动，“静止的”空气同样具有上述运动速度。当空气由赤道向正北移动时，随着移动距离增加，其下面的地面自转线速度愈来愈小于移动着的空气，因此，在地面观测，风

向就不是吹向正北，而是吹向北东；当空气自北向南移动时，风向同样发生偏斜。此外，由于地球表面与空间坐标系统的差别，也造成类似的效果。总的说来，因地球自转而产生的偏向效应（或偏向力，又称科里奥利力）在北半球使风偏向前进方向右侧，在南半球则偏向左侧。

另一方面，由于地球表面为球面，经度间距向两极逐渐减小，从赤道高空向两极流动的热空气到达较高纬度时，所占有的空间逐渐变小，空气被压缩，密度增高。到了南、北纬 $30-35^\circ$ 左右，加上前述因地球自转的偏向效应使风向已偏斜很大，大量空气壅积，挤压，下沉到地表附近，因地面阻挡，分成两股。一股向北沿低空流动，同样体积被逐渐压缩，并因遇到自极地沿低空流来的冷空气，在中、高纬度再次壅积被“挤”向高空，又形成两个次一级的环流圈。向南的一股则沿低空流向赤道，由于本来是热空气，沿途又不断增温，空气愈来愈干燥，因而很少降雨，使这一带成为世界上最主要的沙漠分布地带。

上述各带的位置可因季节不同而有一定偏移。同时，区域的地理特点更使大气环流进一步复杂化和具体化。其中首先是海陆分布的影响，因为水的热容较土壤、岩石大，所以海洋的季节和昼夜温差较大，大陆小。我国冬季寒流多来自西伯利亚，是西北风，而不是图2-1的东北或西南风，就是因为该地位于欧亚大陆腹部，冬季易形成冷（因而密度大）的气团。

二、水圈和水的循环

行星地球最重要的特色之一是有水，地表的广大面积被水所覆盖，主体是海洋，占地表面积70.9%。此外，还有大陆上的湖泊、河流和冰川；土壤和浅部岩石的孔隙也含有一定数量的“地下水”。这样就构成了一个不甚规整而基本上连续的水圈。

水在塑造地表形态的作用中占有极为重要的地位。如果没有水，地球表面将完全成为无生命的荒漠；各种内力作用如火山、构造运动造成的形迹将长久保留下来，出现类似今天月球表面的景观。整个外力作用，主要也就是各种状态的水在起作用。空气作为另一类型的流体，在改造地表形态中的独立意义，是比较次要的。实际上，大气圈的最大意义在于它是完成自然界水的循环必不可少的媒介。如果没有大气圈，水也不可能有大規模循环，不可能在塑造地表中起如此重大的作用。

不论是地表水或地下水以及冰川，都自高处向低处流动。因此，除了极少数在特殊条件下封闭贮存的地下水和内陆湖泊外，绝大部分水最终将流入海洋，并在流动过程中通过冲刷、淤积、溶解、沉淀等作用改造地球表面。大陆和海洋的水经过直接蒸发，或经植物蒸发，使部分水成为水蒸气进入大气圈，由大气环流带到各处，再以雨、雪等形式返回地面。如此反复，使大陆常年有水流入海洋，构成了水的循环。水圈总体积约为 1.395×10^9 立方公里，包括海洋水 1.37×10^9 立方公里、大陆上的冰川等约 2.5×10^7 立方公里。有人计算认为：每年蒸发进入大气圈参与循环的水约为 0.4×10^6 立方公里，即大致3500年整个水圈的水全部循环一遍。假如水循环中断，大陆的水不能流回海洋，则海水面每年下降1米左右。目前已查明，约在二万年前，地球曾经历一次冰期，大陆上许多地方水结成冰，使流回海洋的水大为减少，海水面曾比现在低一百多米。

在水循环过程中，溶于水中的盐类进入海洋后不能再经蒸发返回大陆，经长期积累，使现在的海水成为含盐达0.3%左右的咸水，并且溶有许多其它元素。

三、生物圈

生物圈系指有机体所分布和活动的地球外圈，包括接近地表的大气圈和地壳表层，以

生物生存的最大高度和最大深度为其上下界线。绝大部分生物生存于地表及水圈。

生物包括动物、植物和微生物。其中尤其是微生物，有很强的生命力和繁殖能力。已经证实，在超过10公里深的深海中仍然有鱼类、海葵等；在大庆、高加索等油田都证实地下几百米至1公里以下仍生存有细菌群。一般认为，生物圈的底部界线至少应包括充有水蒸气而温度不高于100℃的地带以上，即平均在大地水平面以下3—4公里的地方。

地球上生物的总质量仅及水圈的几万分之一，但在外动力地质作用中却具有十分重要的意义。生物的活动直接关系到大气中 O_2 和 CO_2 的含量，而这两种成分是影响大气化学活性最重要的因素。 CO_2 过高还会影响气温变化。许多学者认为，在地质历史早期，空气中并没有现在这么多的 O_2 ，而只有大量 CO_2 。直到大量植物出现后，由于植物的光合作用消耗了大部分 CO_2 ，并产生大量 O_2 ，空气中才有较多的 O_2 。生物的活动还影响到水的酸碱度、氧化还原能力。腐植质作为胶体的保护剂，使 Al^{3+} 、 Fe^{3+} 、Si等难溶元素可以作为胶体被迁移搬运。生物还直接参与许多地质作用，生命的过程就是不断地直接或间接（通过食物链）将太阳能转为化学能。生物生长、死亡都使有关元素集中或分散。煤和石油都是生物遗体堆积演化而成。已经证实，现在深海海底的沉积物主要是一些微体生物的遗骸，岩石的风化、土壤的形成，都有生物的积极参与。

第二节 固体地球的形状和表面形态特征

一、地球的形状和大小

地球大小的精确数据用常规的测量方法不易得到，通常是与重力测量结合求得。目前利用人造卫星轨道的变化，已经可求得相当精确的数据。地球形状和大小的主要数据如下：

赤道半径(a) 6,378.160公里

两极半径(c) 6,356.755公里

扁率($\frac{a-c}{a}$) $1/298.25$

赤道周长 40,075.24公里

子午线周长 40,008.08公里

表面积 510,070,100平方公里

体积 1,083,137,900,000立方公里

由上述数字所勾绘出的地球形状是一个表面到处都居海平面高度的理想球体，特称之为地球体或大地水准球体(Geoid)，其形状十分接近于旋转椭球体（即扁球体）。而地球的真实形状与之稍有出入，略呈梨形（图2—2）。

地球的外形是内部状况的反映，总的来看，地球十分接近于正圆球体，扁率很小，表面起伏也不大。然而，正是这样“微小的”

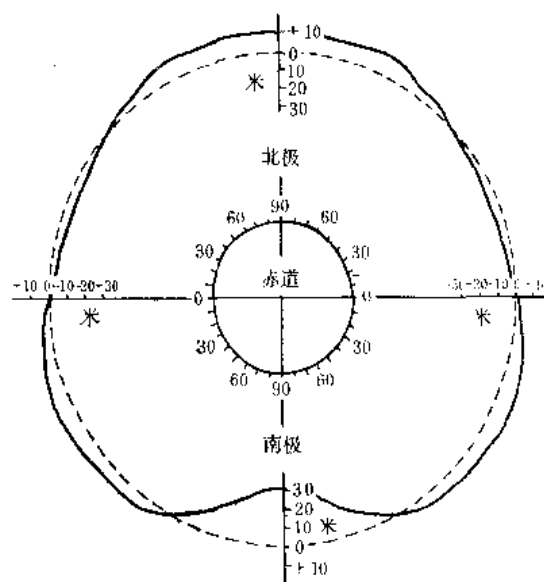


图 2—2 大地水准面的平均子午线剖面（实线）与扁率为1/298.25的理想扁球体（虚线）的关系

（据D. G. King-Hele等 1969）

偏差却表明了在地球物理方面的一些重要问题:

第一、地球为扁球体(旋转椭球体),显然是自转离心力造成的。这一事实的存在,表明地球具有一定塑性,同时也表明了自转离心力对地球内部物质运动产生明显的影响。

第二、地球表面并不与理想的扁球体重合,质量增亏产生的应力,必须由内部某种不均匀性所支持,或者表明地球内部有大范围物质对流。因为,目前还没有证据说明地球将保持梨形不变。

二、固体地球表面的一般特征

现代陆地大地测量和海洋测深已经积累了相当丰富的数据,可以提供有关全球地势的基本情况。大陆平均高875米,珠穆朗玛峰最高,为8,848米;海洋平均深3,729米,最深为马里亚纳海沟,深度超过11,000米。封1、2、3图是三大洋的海底地势图,为了醒目,垂直比例已适当放大,这些图表明了占地表十分之七左右的海底形态特征,配合大陆的类似图封4,可以看出地表形态在宏观上最重要的两个特点:

第一、地表最大的地形区划是海、陆的划分。大陆和海底不仅仅是高度不同,从宏观上看,都具有平面的特点,分别代表了两个高低不同的平台。大陆平台大致高800米左右,海底则以深四千多米的深海底为平面主体。两者相差约五千米左右。这个高差远远超过海、陆内部的一般相对高差。这一宏观的特征表明大陆和海洋的深部地质一定有着重要的区别。

陆、海两个平面交界处有一个明显的台阶。这个台阶顶面一般位于海平面以下130米左右,台阶底则位于海平面以下1,400—3,200米左右。按形态特点,应以这个台阶的底作为陆、海的分界线,这条界线以上直到海平面,是被海水淹没的大陆。上一节已经指出,由于地球气候的周期性变化等原因,海平面可以有明显变化。因此,作为海水边界的海岸线,不一定与这个台阶吻合。从水圈的形成过程来看,海岸线的位置与这个台阶的位置之间,也并不存在严密的内在联系。

第二、不论海底或陆地,都有许多线状的特殊地形,如大陆和水下的山脉、海底的深沟等。它们之间的地带,则是相对较平坦的地块。可以说,地表形态是由特高或特低的“条条”与相对平坦的“块块”镶嵌而成。这种“条条块块”实际上反映了地下地质情况的基本格局。在以后有关章节中还将证实,正是这些线状地带,是地质构造最复杂、地壳最不稳定的地带,而它们之间的地块则相对较稳定,地质构造也较简单。

此外,从宏观上看,大陆地形的规律性较海底差,“条条块块”不象海底那样清晰,这是由于两者地质历史背景不同及塑造地表形态的地质作用有重要区别所致。

三、大陆的地势特征

大陆上按形态和成因最具典型意义的地形单元为呈线状延展的山脉和呈面状展布的平原、高原等。

(一) 山地

海拔较高(>500米),地形起伏较大的地区称为山地。一般海拔500—1000米者为低山;1000—3500米者为中山;>3500米者为高山。

除了个别孤立的火山外,绝大多数山地呈线状延展,称为山脉。山脉主要是地壳运动

使地表隆起的结果，大致可分为：

褶皱山 岩层剧烈褶曲（图2—3），一般认为是地壳受挤压、缩短的部位，如喜马拉雅山、秦岭、祁连山等以及阿尔卑斯山等都是著名的山脉。



图 2—3 褶皱山脉的航空照片
(北美落基山)

断块山 山脉两侧或一侧为高角度大断裂，使整个山脉作为断块抬升形成，如沂蒙山、太行山等山脉。

上述划分只是相对的，任何山脉都极少是单一成因。事实上，褶皱山通常也存在较为发育的断裂。此外，不论是那一种山脉，都可以有火山叠加，并且有时可以占据显著的地位，如南美的安第斯山脉。

大多数山脉属于褶皱山。

山脉是地壳活动性较大的地带，根据山脉中有关地层的时代，可以确定山脉是什么时候形成的，其近代地震的频率则表明这一造山作用是否仍在持续进行或再次活动。大陆上的山脉有的形成较早，有的较晚，但一般不早于古生代，更古老的山脉在现代地形上已很少保留。现代活动性较强，且具有全球意义的山脉有两条：一是南、北美洲西缘的安第斯山脉和科迪勒拉山系；一是由阿尔卑斯山脉向东经中亚北部诸山至我国的喜马拉雅山转横断山脉，并南延至印尼的苏门答腊一带。它们都是地势高峻、地震频繁的年青山脉。

（二）平原

平原是较大的平坦地区，一般海拔 <200 米，其内部相对起伏多不超过数十米。

典型的平原一般为冲积平原，如华北平原、松辽平原等。主要为巨厚的松散沉积物覆盖，其下伏基岩表面有时有较大起伏，表明原来是个低洼下沉的地区，以后被沉积物填平成平原。

还有少数不很典型的平原，其上面的松散层很薄，许多地方基岩直接出露。这些地区不像冲积平原那样平，常有低丘。典型的实例为加拿大东部广阔的低地，在几百万平方公里内，地表海拔都大致低于200米，表现为辽阔的低平地面。仅有的突出地形是相对高30—120米，由较坚固基岩构成的小丘。这个地区的基岩都是25亿年以前的古老岩石，许多证据表明，这个地区曾长期遭受风化剥蚀，所有较高地形都被破坏夷平了。我国淮河中下

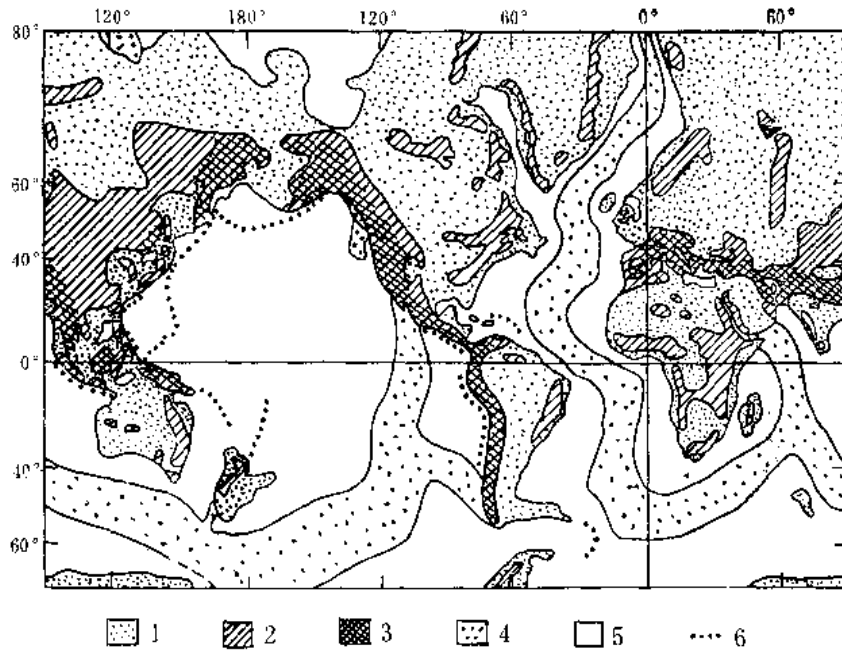


图 2—4 地球表面的主要地势特征

1—平原、高原、丘陵为主；2—山地为主；3—现代活动性较强的年青山脉；
4—洋脊；5—大洋盆地；6—海沟
(据P. J. Wyllie等，多种来源)



图 2—5 加拿大东部低地景观，线状排列的湖泊反映了基底岩石较软弱的地段和冰川剥蚀的结果
(转引自A. Holmes 1798)

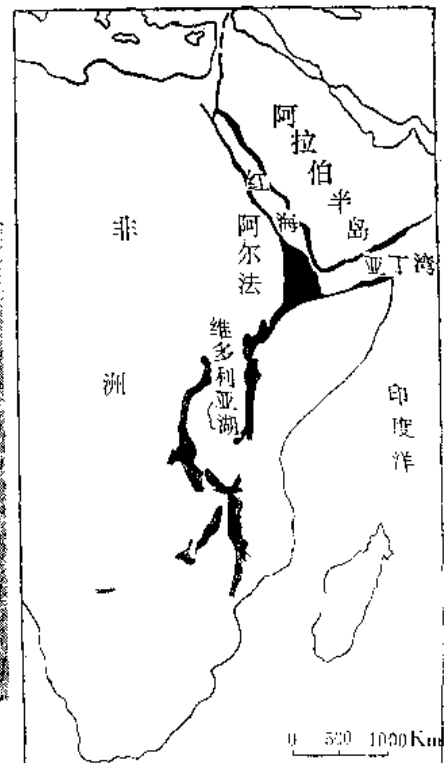


图 2—6 东非裂谷示意图黑色为低洼地段
(据A. Holmes等，已简化)

游有类似地形。

不论上述那一种情况，大面积平坦地形的出现表示这一地区内部是比较稳定的。如果其内部有较大活动性差异，就不可能形成一个统一的地形单元，而将分化为几个不同的地形单元。所谓稳定当然只是相对的，如华北平原近期还有地震，表明基底还有构造运动。但其产生的后果小于地表水系沉积淤平的效果，所以仍保持为一个平原。

（三）高原

高原是海拔较高（ $>500-600$ 米），表面较平坦或有一定起伏的广阔地区。高原为近期大面积整体隆起上升的地区。如我国西北的黄土高原，东、南、西三面均为地震较多、活动性较强的地带，地表被新生代的黄土覆盖，表面平坦，但由于地势高，被地表水系冲刷出许多很深的沟谷，实际上是个上升了的平原。不过高原这个术语在地形和成因上有时不十分严格，需具体分析，如青藏高原内部还有唐古拉、念青唐古拉等山脉，实际上是密集并排的活动带。

（四）裂谷系

大陆上有一些宏伟的线状低地，许多地质和地球物理证据表明，这些地带是地球表面的巨型裂隙，地壳在这些地方被拉张而裂开，称为裂谷（rift valley）或大陆裂谷系。裂谷一般宽30—50公里，两壁或一壁多为陡峻的断崖，中间为低凹下陷的谷地。最著名的为东非大裂谷，为一系列湖泊和峡谷，从莫桑比克附近向北经尼亚萨湖、坦噶尼喀湖、维多利亚湖、阿法尔、红海、卡巴湾至死海附近，全长约6500公里。两侧为高出谷底数百至一、二千米的大断崖，平面上呈开阔的“之”字形曲折延展，且有分枝合并现象，其两侧的地形凸凹互为消长，可以很好地拼合，就像被撕裂的纸，两边的裂口可以互相拼接，很早就被地学界公认为巨型张裂，两侧拉开，中间呈断块陷落。除了东非裂谷系以外，还有一些裂谷，但多较老或较小，特色明显而且规模巨大的较少。

（五）丘陵

丘陵为有一定起伏的低矮地区，一般海拔在500米以下，相对高差只有几十米而不超过200米。如我国中、南部的许多地区。丘陵的特点介于山地和平原之间。从成因上看，可以是山地发展的晚期，向平原方向转化；或者是正在向山地转化的平原。总之，是山地——平原的过渡产物。

四、海底的地势特征

大量海洋考察证实，海底同样具有广阔的平原、高峻的山脉和深陡的裂谷，而且比大陆更为宏伟壮观。最重要的地形单元有以下几种（参阅封1—3图）：

（一）洋脊（oceanic ridge或洋中脊mid-oceanic ridge）

海底的山脉泛称海岭（range），其中最主要的是那些现在经常有地震、正在活动的海岭，称为洋脊或洋中脊。

洋脊在地形上为一列平行的鱼鳍状山脉，两侧较低，中间最高，而且在中心最高部位常有一条巨大的裂谷。裂谷的两壁陡削，宽数十公里，深可达1—2公里。洋脊总宽可达1000—2000公里，高出深海底2,000—4,000米，各大洋都有分布，而且互相连接（图2—4），全长近65,000公里，是地球上最大的地形和地质单元。太平洋的洋脊中央裂谷不明显，又称为洋隆（rise）。

洋脊经常被一系列断裂错开，这些断裂在地形上表现为深沟。已知洋脊错开的距离，最大累计可达4,000公里，表明海底有大规模的水平运动。但是，到目前为止，从宏观上看，还没有发现有褶皱山，这是海底与大陆不同的地方，根据海底取样的结果，洋脊的基岩都是玄武岩，表明它们是火山作用形成的海底山脉。

洋脊的中央裂谷在形态上与大陆裂谷极为相似，而且有些地方互相连接，构成了全球的裂谷系统。红海的洋脊实际上是东非裂谷系的一段。大西洋洋脊到了冰岛，转为陆上的裂谷。

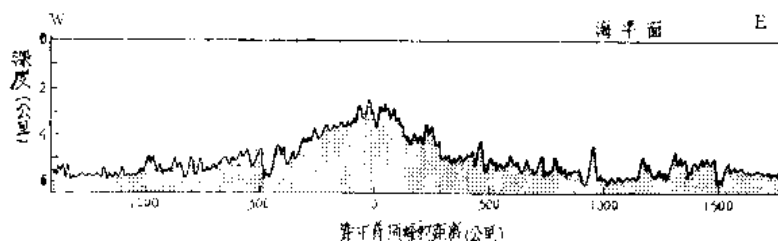


图 2—7 大西洋脊地形剖面
(据B. C. Heezen)



图 2—8 大西洋脊经过冰岛，在陆地表现为裂谷
(航空照片)

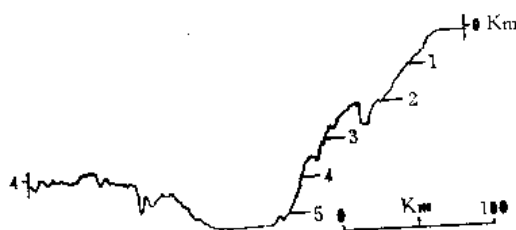


图 2—9 智利海沟的地形剖面
(据Shor 和 Fisner 1962)

(二) 海沟 (trench)

海底的长条形洼地，泛称海槽 (Trough)，其中较深且边坡较陡者称海沟。海沟的深度一般超过 6,000 米，是地球表面最低的地段，也是地表规模仅次于洋脊的地形和地质单元。海沟一般较其附近的海底深几千米，延长可达数千公里，但宽度通常不超过100公里。汤加海沟深度大于 9,000 米的部分只有 3—7 公里宽，但延长达700多公里；中美海沟超过 4000米深的部分只有10—50公里宽，但延伸长达 2,300公里。海沟多位于深海边部，其横断面多呈不对称的V形，陆侧坡度较陡，洋侧较缓。如汤加海沟陆侧坡度为8—15°，洋侧为3—8°；中美海沟北段陆侧为5—24°，大多为10—14°，洋侧为0.5—10°，大多为2—3°，南段分别为4—8°和2—6°。

海沟显然是另一类型的巨型裂隙，大多数海沟的两壁是不平整的，有一系列平行主沟的次级槽和脊，从地形上看，很象是次一级平行的裂隙 (图2—9)。

(三) 大洋盆地 (ocean basin)

大洋盆地是海底的主体, 约占海底面积 45%, 由洋脊两侧向外展布, 一般深 4,000—5,000 米。大洋盆地比较平坦, 有一些低缓起伏。分为深海丘陵和深海平原两种单元。

深海丘陵一般分布于靠近洋脊的部位, 在太平洋最为发育, 占深洋底的 80—85%。深海丘陵的特点是在低平的海底有许多馒头状小丘 (图 2—10), 这些小丘高 50—1000 米, 底宽 1—10 公里, 为圆形或椭圆形穹丘。一般认为是火山成因。

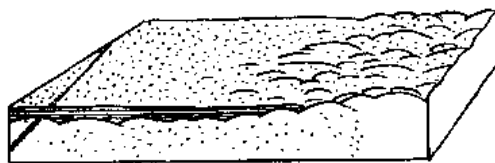


图 2—10 深海丘陵及深海平原示意图

(据 W. K. Hamblin 1975)

深海丘陵向大陆方向逐渐转为平原, 即深海平原, 在大西洋比较发育。深海平原的表面极平, 其坡度只有万分之几, 最多不超过千分之一, 是固体地球表面最平的平面。深海平原表层均为松散沉积物。一般认为, 深海平原是被来自大陆的沉积物填平的, 而深海丘陵则代表了洋底的本来面目。从深海丘陵只出现于深海平原洋侧或有海底高地、海沟等与大陆隔开的地段, 便证明了这一点。

(四) 岛屿和海山 (seamount)

海洋中的岛屿有的是微型的大陆, 如日本列岛; 有的则是被海水淹没的大陆露在水上的残留部分, 如海南岛及许多大陆架上的岛屿; 然而为数众多的还是在大洋盆地, 即深海里的岛屿, 如夏威夷群岛等, 这些岛屿几无例外都是火山岛, 是大洋中的火山出露水面的部分, 有的上面还覆有珊瑚礁 (见第十章)。

大洋底还有许多比较孤立的水下山丘, 称为海山, 一般高度大于 1000 米, 多呈圆锥状, 边坡较陡, 峰顶区较小。精密的测量证实, 不少海山顶部有浅缓的凹坑。已经取样的海山都是玄武岩构成, 根据形态和取样结果, 如果不是全部至少绝大部分海山是水下火山。

有的海山顶部为较宽的平台, 称平顶海山或盖约特 (Guyot), 一般认为是被海水冲刷夷平的岛屿, 因区域性海底下沉, 没入水下而成。已知海山有数千个以上, 以太平洋最多。还有许多小的海山, 与深海丘陵很难区分。

岛屿和海山有的没有明显的分布规律, 有的则显然呈线状排列。例如在图 1 中, 可以明显看出太平洋中有几条作北北西—北西方向线状排列的岛屿和海山, 称为岛链, 有的岛屿排列很密, 成为海岭。夏威夷群岛—天皇海岭总长达 5000 多公里, 是最长的岛链。靠近大陆边缘, 在海沟的陆侧也经常有线状排列的岛屿和海山, 这是另一类型的岛链, 一般呈凸向海洋的弧形排列, 称岛弧 (island arc), 岛弧总是与海沟伴生, 所以通常总称之为岛弧—海沟系。

(五) 大陆边缘

前面已经指出, 只有深 4,000—5,000 米以上的深海底才是典型的洋底。海洋边部的浅海, 是被海水覆盖的大陆。这一部分海底称为大陆边缘, 大陆边缘占海洋总面积 15.3%, 其主体为大陆架。

1. 大陆架 (continental shelf) 和大陆坡 (continental slope) 大陆架是围绕大陆分布的浅水台地, 是大陆在水下自然延伸的部分, 其表面平坦, 平均坡度为 $0^{\circ}07'$, 靠近大陆的部分坡度稍大, 平均达 $0^{\circ}12.4'$ 。大陆架还有时有平缓的小丘和洼地, 高差可达 20 米。大陆架外缘有一坡度明显变陡的坡折线, 坡折线的平均深度为 133 米, 最浅几十米, 最深

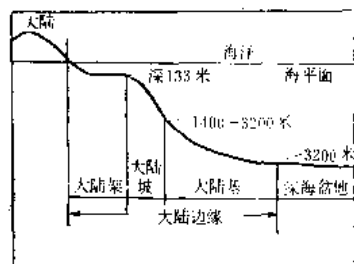


图 2—11 大陆架和大陆坡示意图

大陆架是海底地形最复杂的地段,常常有许多通向大洋方向的深峡谷,这些峡谷深可达数百米,两壁很陡,可达 45° 以上,是真正的海底峡谷,在形态上与大陆山区的峡谷没有什么区别。

大陆坡脚坡度逐渐变缓,过渡为大洋盆地。这一过渡地带称为大陆基 (continental rise) 或大陆麓。

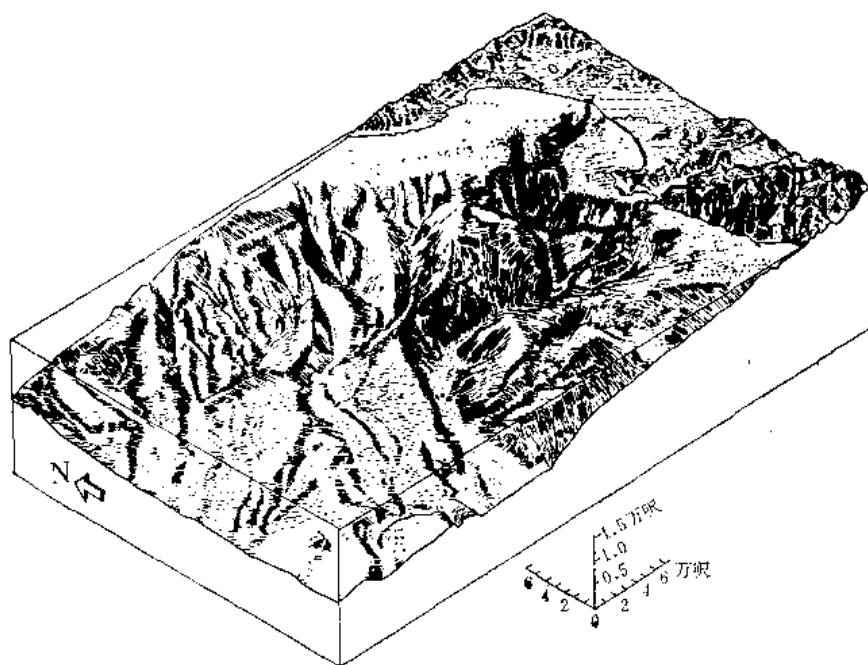


图 2—12 加利福尼亚中部大陆坡的部分地形,垂直比例尺放大 4 倍

(转引自 F. P. Shepard 1973)

2. 大陆边缘的类型

大陆边缘的构造是研究大陆与海底关系的重要依据。按照目前实际存在的地形特点,一般将大陆边缘分为以下三种类型:

(1) 大西洋型大陆边缘 以大西洋为代表,由大陆——大陆架——大陆坡——大陆基——大洋盆地而没有海沟为其特点。

(2) 安第斯型大陆边缘 以南美洲西缘为典型,有海沟,并在大陆上有与之并行的山脉。即由大陆——大陆边缘山脉——大陆架和大陆坡——海沟——大洋盆地。大陆架很窄。

(3) 日本海型大陆边缘 与安第斯类似,不同的是由岛弧代替了大陆边缘山脉,岛

弧与大陆之间还有一片海域，称为弧后盆地，即由大陆——>弧后盆地——>岛弧（包括其旁侧很窄的大陆架和大陆坡）——>海沟——>大洋盆地。弧后盆地可以是深海或浅海，或过渡类型的海（称边缘海）。

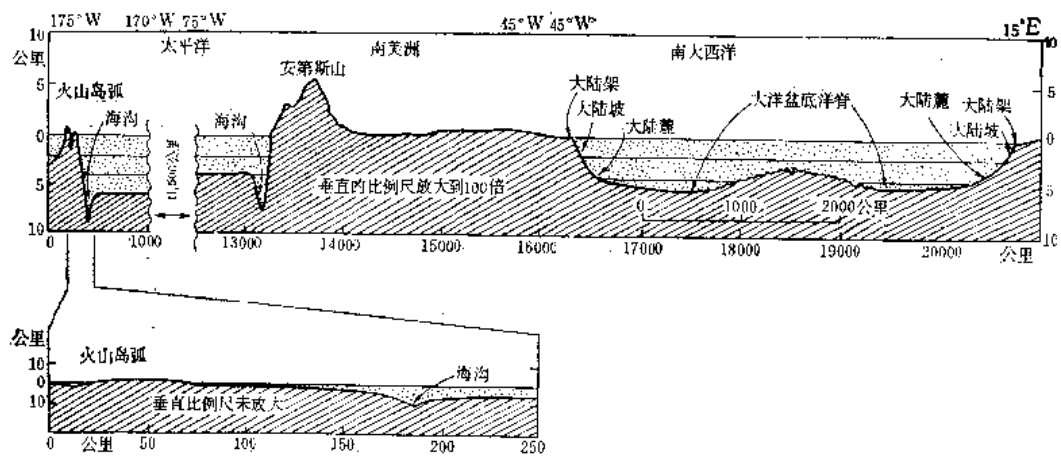


图 2—13 地球表面沿南纬20—25°间的地势剖面
上图的垂直比例尺放大100倍，下图按实际比例
(据 P. J. Wyllie 1975)

第三章 固体地球的物理性质和构造

第一节 地球的物理性质

一、地球的重力

(一) 地球重力场的一般特征

地球的重力主要指地球对地表附近和地内物质的吸引力。在地学中重点研究的是重力加速度（单位质量所受的重力），简称为重力。

由于地球不是正球体，并有自转，所以地表的重力除主要受地球质量的影响外，还受自转产生的离心力和各点与地心距离的影响。根据实测和计算，在赤道的重力为 978.0318 伽（1 伽=1 厘米/秒²），两极为 983.2177 伽。自转离心力和至地心的距离均随纬度而变化，因此，重力也随纬度而变化，若纬度为 ϕ ，则重力 g 按下式变化：

$$g = 978.0318(1 + 0.0053024 \sin^2 \phi - 0.0000059 \sin^2 2\phi)$$

根据万有引力定律，并考虑了地球为扁球体和自转的影响，可按重力求得地球的质量为 5.976×10^{27} 克，并可按照地球体积，求出地球的平均密度为 5.517 克/厘米³。

在地表实际见到的岩石，如花岗岩、玄武岩等的密度一般为 2.6—2.9 克/厘米³。因此，地球内部物质应有较高的密度，才能使地球的平均密度达到 5.517 克/厘米³。如果假定愈往深处物质密度愈大，则采用逐步逼近的算法，可以求出地球内部密度变化的模式，但结果显然是多解的，必须配合其他方面的证据，才能得出合理的结果。

(二) 重力异常

按上述①式求得的重力值实际是在海平面（海拔为 0 米）高度的理论值，即相当于地球为理想扁球体（扁平率为 1/298.25 的旋转椭球体），并且内部密度无横向变化时的理论重力值。在具体地区实际测量时，由于地形高度、周围地形以及地下局部岩石密度差异，都使重力偏离正常理论值，形成区域或局部的重力异常。根据重力异常，可以了解地下某些地质情况。例如，地下如有金属矿床，因矿石一般较重，则地表重力也较高，形成正异常。异常的大小取决于矿石与周围岩石的密度差、矿体大小和矿体距地面的距离。如果条件适宜，即可形成实际测得出来的异常。同理，可以用重力了解大陆与海洋、山脉与平原等更大范围的地质情况。地球物理勘探方法中的重力勘探就是利用这一原理进行找矿和区域地质调查。

显然，必须清除地表地形对实测重力值的影响，才能利用重力异常研究地下地质和地球物理情况。地形影响包括以下两方面：

第一、测点高度 因其直接影响测点与地心距离，高差每增减 1 米，重力差为 0.3083 毫伽。可根据测点海拔计算予以消除，一律校正至海平面高度，经这样校正后的重力值与理论重力值之差，称为自由空气异常。

第二，测点周围地形的侧向影响 测点周围高于海平面的山体的质量对测点有引力，其垂直分量影响重力值；低于海平面则产生引力亏损。必须根据实际周围地形及岩石密度（一般地表附近取平均值2.67克/厘米³）计算扣除。自由空气异常经这样校正后得出的异常称为布格重力异常。它相当于将海平面以上岩石全部除去，同时将低于海平面的部分全部用密度为2.67克/厘米³的岩石填平后，测点的重力异常值。

地学研究通常多采用布格重力值，文献中如不注明，都是布格重力值。但在海洋研究中，自由空气异常反映海底地形较明显（水与岩石密度差较大），所以应用较多。我国大陆部分的重力值如图 3—1 所示，青藏高原边缘和大兴安岭、太行东缘均有明显的“重力台阶”，这是我国大陆地壳最突出的特征之一。

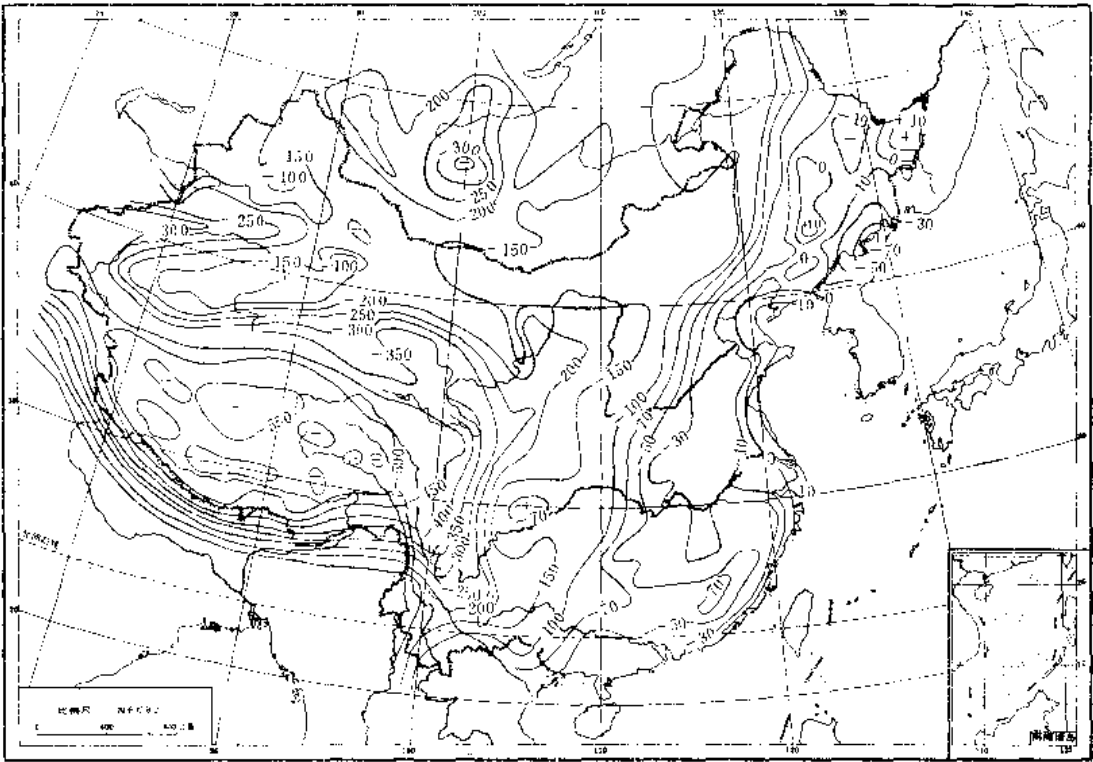


图 3—1 我国大陆部分（不包括海洋及岛屿部分）的布格重力异常图。

等值线上数字单位为毫伽
(据中国科学院地球物理研究所)

二、地 磁

(一) 地磁场的基本特征

地球有磁性，如同一个巨大的磁铁，使周围的空间成为地磁场。如果用磁针在地表测量地磁场的磁力线方向，则可以发现，地磁极与地理极位置接近但并不重合。而且磁力线经常不水平，其倾角随纬度而变化。地磁场很弱，但它占据的空间很大，对地球附近空间宇宙线等带电粒子的运行是有很影响的。

地磁场强度 T 是个矢量, 在南、北磁极为 $0.6-0.7$ 奥斯特^① (Oe), 到赤道上则大约减少一半。 T 在水平面上的投影 H 为水平强度 (图 3—2); Z 为垂直强度; H 与正北方向的夹角 D 为磁偏角; T 与水平面的夹角 I 为磁倾角。在南、北磁极, I 为 90° , Z 最大 ($=T$), H 为 0; 在磁赤道 I 为 0° , H 最大 ($=T$), $Z=0$ 。

地磁场由于太阳、地球关系的变化而有日、月、年等短周期变化。太阳黑子的出现会引起磁暴。这些周期变化通过长期观察, 均可予以校正。但校正后的实测数值仍由于地磁起因及地壳物质的不均匀性而表现得十分不规律, 主要是:

第一, 地磁南北极不但与地理极不重合, 而且其连线并不通过地心, 磁经度与磁纬度也不是严格的大圆和小圆。但是, 约 90% 的现代磁场可借助于地球中心的磁偶极场加以解释。该磁偶极的轴称为地磁轴, 与地轴的交角为 11.5° , 磁矩为 8×10^{25} 高斯/厘米³ (图 3—3)。

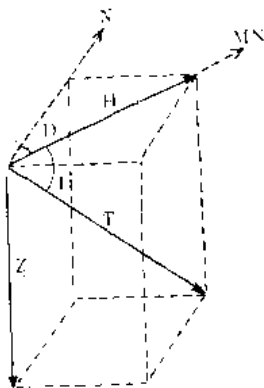


图 3—2 地磁场要素示意图
N 指向地理北极; MN 指向磁北

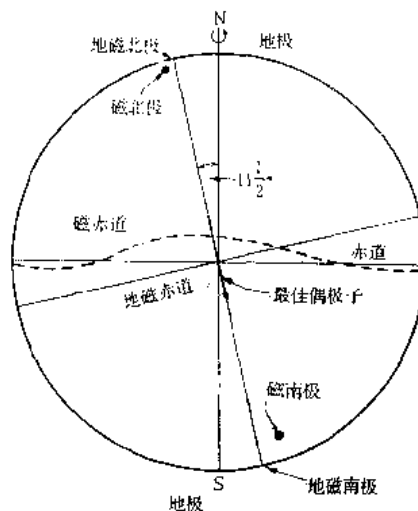


图 3—3 地磁极与地理极关系示意图: 地磁南北极为地心磁偶极子轴与地表交点, 磁南北极为实测的磁极位置

(据 M. W. McElhinny, 1973)

其余偏离的部分可视为区域的地磁异常背景。这种偏离与地表地形、地质均无明显关系, 显然是由地球深部因素引起的。在此总背景上, 还可以有局部的偏离, 即一般所说的磁异常, 主要由地下岩石磁性差异引起。磁法勘探即据此来寻找有磁性的矿床和研究地下地质情况。

第二, 长期观测证实, 整个地磁场有向西漂移的现象, 漂移速度大致为每年几分之一度。此外, 一定区域还会有速度更快的长期变化。如地磁北极和地磁南极^②在 1961 年分别位于 $74^\circ 54' N$ 、 $101^\circ W$ 和 $70^\circ S$ 、 $148^\circ E$; 1970 年则位于 $76^\circ N$ 、 $101^\circ W$ 和 $66^\circ S$ 、 $140^\circ E$ 。地磁场向西漂移为地磁偶极子的变化, 区域变化则主要为非偶极部分磁场的变化。从各地磁台编制的地磁图可以查得一定时期各区域地磁场的有关数据。

① 为磁场强度单位, 将一个 C. G. S. M. 制的磁量单位 (“单位磁荷”) 置于磁场中, 若受的磁力为一达因, 则该点的磁场强度为 1 奥斯特。两个磁量相同的 “磁荷” 距离 1 厘米, 其作用力为 1 达因时, 其磁量为一个 C. G. S. M. 磁量单位, 或 1 电磁单位 $= 10^3$ 安培·米², 1 奥斯特 $= (10^3/4\pi)$ 安培·米⁻¹。

② 此为一般习惯用语, 按物理学北极附近的磁极为地磁南极, 而南极附近的磁极为地磁北极。

除去局部的磁异常外，地磁场显然不是由于地球岩石的磁性所引起的，因为已知地球愈往深部温度越高，在深度20公里左右，温度可达 500°C — 600°C ，已经达到一般铁磁性矿物的居里点。所以仅仅地表很薄的一层岩石可以有铁磁性，据计算，这远远达不到地磁场强度的数量级。还有些学者曾推测巨大质量物体的转动会导出电磁效应，经过精密的实验，也被否定了。目前一般认为，地磁是由于地核外层液态金属铁镍（见后）等导体的对流，经感应自激，乃产生地磁场，并且已经推导出一些可能的对流模式。这一认识与由其他方法所获得的对地球内部的认识比较一致，并较好地解释了地磁场漂移等长期变化的原因。

（二）古地磁场的研究

地壳的岩石是在地磁场中形成的，所以在一开始就被地磁场磁化，获得原始剩磁，其方向平行于当时地磁场方向。因此，对于某些保存剩磁较好的岩石（主要是含微粒氧化铁的岩石），只要消除后期地壳运动的影响，恢复岩石生成时的原始位置；采取严格的技术处理，除去后期叠加剩磁的影响，就可以求得原始剩磁的方向，从而求得该地在岩石形成时古地磁场（ I ）的方向和倾角。

由于磁倾角与磁纬度的关系为：

$2\text{tg } \lambda = \text{tg } I$ （ λ 为磁纬度， I 为磁倾角），原始剩磁的倾角即为当时的 I 。所以，据此可求出该地区当时所处的磁纬度，并可进一步根据原始剩磁的方位求出当时磁极的位置。

对于全世界二千万年以来各个时期岩石剩磁研究的结果中发现，地磁极的漂移轨迹虽然没有规律，但是，它是以地极为中心和极密点（图 3—4），即以地极位置为平均值。因此足够长时间（ $>10^3$ — 10^4 年）的古地磁极平均位置等于地理极位置，这就确定了地磁极与地理极的关系。

对岩石剩磁的研究，还发现地磁场曾多次反转，可按反转周

期确定岩石的地质时代；岩石剩磁还用于研究古地磁场强度、地磁起因、古地热及大陆漂移等问题，其原理都是通过剩磁来研究古地磁场的特征，统称为古地磁学。古地磁学是现代新兴的边缘学科，对推动现代地学发展有十分重要的意义。在第十六章中还将进一步讨论。

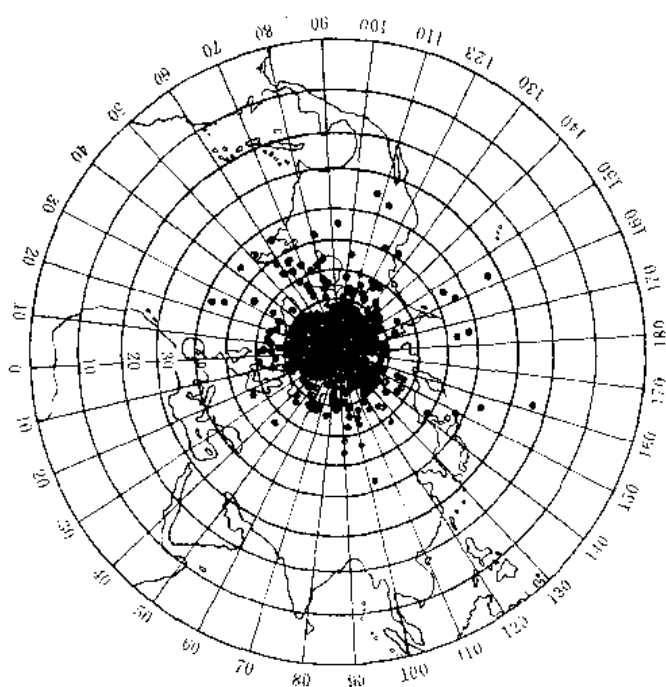


图 3—4 2000 万年以来的地磁极位置

（据 D. H. Tarling, 1971）

三、地 热

（一）地热增温率和地热流的基本特征

根据火山现象,很早人们就推测地下深处温度较高,所以能形成岩浆。在一些深矿井和钻孔中,有可能直接测量地温的变化。印度的金矿井有的深达5公里,目前世界上最深的钻孔可达9—10公里,这些深度对于研究地球内部虽然远远不够,但毕竟可以取得一些重要的第一手资料。实际测量发现,地温除地表几十米(一般<70米)以内受气温影响外,深部地温与地表气温无关,并无例外地随深度增加而增高。地热增温率(即地温梯度,通常记为 ∇T , $\nabla T = \frac{dT}{dZ}$, T 为温度, Z 为深度)在不同地区仍有一定差异,如亚洲不少地区约为2—3℃/100米;北美约为2℃/100米;我国华北平原一般为1—2℃/100米,安徽庐江为4℃/100米,大庆则高达5℃/100米。总的看来,大陆上一般为0.9—5℃/100米,多数地区约为2—3℃/100米。有些火山地热异常区则特高,如西藏羊八井65米深处即达165℃,已经成为地热资源。

地热增温率是早期地热研究中常用的概念,是比较直观的数据。但是,研究地热的主要问题是查明热源及地热的传导分配,探索其规律和原因。假定地下有两个发热量相同的热源,如果这两个地方岩石导热性能不同,则地温也就会不同。所以目前多采用地热流的概念,把岩石的导热率考虑在内,以热传导方式由地球内部传到地表的热称为地热流。其物理意义为单位时间内通过岩石单位截面积的热量,单位为微卡/厘米²·秒,简记为HFU。地热流总是由高温向低温处传导,方向与地温梯度相反,但大小成正比。以下式表示:

$$q = -k \frac{dT}{dZ}$$

q 为地热流; k 为岩石的热导率(单位为毫卡/厘米·秒·度); $\frac{dT}{dZ}$ 为地温梯度。

全球已测得地热流数据,其平均值为1.47HFU,地热流主要有以下两点规律:

1. 地球表层活动带一般地热较高
所谓活动带,包括年青的山脉、大陆裂谷、洋脊、海沟陆侧的岛弧或海岸山脉(海沟本身为低热流区)以及某些深大断裂。这些地区的地热流较一般地区偏高10—40%以上。郯—庐大断裂(位于山东郯城和安徽庐江一线)是我国东部一条区域性的深大断裂,其附近地温明显增高,地热流达1.80—1.88HFU。

2. 大陆与海底的地热流平均值基本相等。据李(Lee, 1970)等人测算,大陆和海洋区的算数平均热流值分别为1.46和1.47 HFU,基本无巨大差别,可以认为是相等的。

地热的研究在理论和技术上都还有些问题,特别是定量方面。热的传递可以是

传导、辐射、对流或其它形式的物质迁移。地热流只考虑了传导。但是从地表所见火山

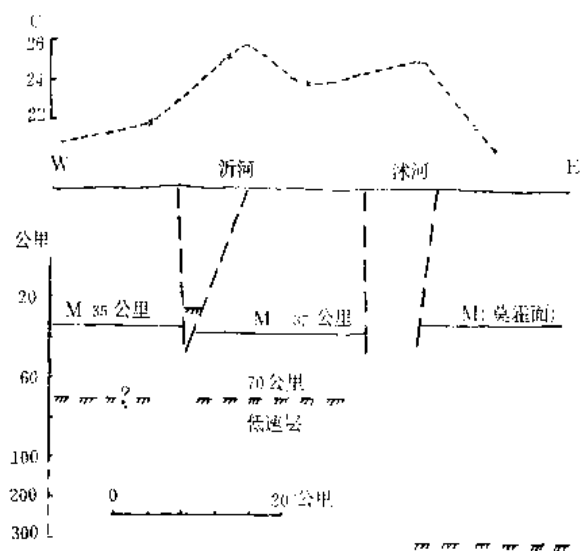


图 3—5 郯庐大断裂地温剖面及其地质背景,
上方曲线为300米深处地温

(据科学院地质所地热组, 1978)

喷发时炽热的岩浆直接把热量带到空中或水下散发；在裂谷、洋脊、火山区常有温泉、高温卤水等热水析出，这些热的散播很难定量，仍然是值得研究的问题。

(二) 地热的起因

为什么地球内部温度较高？热量来源是什么？这是个涉及到地球起源等方面的复杂问题。在早期的地学中，曾经假设地球是由炽热的星云冷凝而成。这样，地球内部尚未冷透，自然温度较高。不过近代许多研究都否定了这种假设，必须寻求更完善的答案。

地表的地热流都是正值，说明地球正在不断地向外散发热量。用地热流平均值乘以地球面积和时间，即可算出每年发散的热约为 2.4×10^{20} 卡。

第一个有实际依据的热源是岩石中放射性元素的蜕变热，一般岩石多少都含有一定数量的放射性元素。主要是U、Th和K⁴⁰（一般K中含K⁴⁰0.012%），其一般含量列于表3—1，根据目前对地球内部物质成分的推断，可以具体算出整个地球的总生热率。尽管由于有许多不确定的因素，各家推算的结果有出入，但大多与地球发散损失的热量为同一数量级，基本上可以补偿地球向外发散的热量，可以肯定它是十分重要的热源。不过花岗岩含放射性元素较高，玄武岩等较低。大陆上岩石以花岗岩类岩石为主，海底则以玄武岩为主，大陆和海底的地热流却又基本相等。如果地热主要来自岩石中的放射性元素，则大陆与海底热流应有区别。为了解释这一点，必须假设还有其它重要热源使深部物质达到足够的温度，并通过对流等使温度在一定深度内大体均匀化。

第二个可能的重要热源是地球本身的重力能。重力能对地球早期或起始温度具有重要意义。地球内部密度较地表大，无论这种上轻下重的格局是怎样形成的，重力分异肯定起了作用，使重物质下沉，轻物质上浮，总结果是使地球核部具有更大的质量，同时放出位能。释放的位能主要将转为热能，据计算，由此而产生的热能与前述放射性元素热源产生的热总量为同一数量级。许多学者认为地球物质的重力分异现在并未结束。因此，由此而形成的热源将依然存在，但其规模显然要比地球早期小得多。

各类岩石放射性元素含量及生热率 表 3—1

| 岩 类 | 放射性元素含量 (ppm)* | | | 平均总生热率 | | 密 度 |
|------|----------------|------|-------|------------------------|-------------------------|-----|
| | u | Th | K | 10 ⁻⁸ 卡/克·年 | 10 ⁻¹⁴ 卡/克·秒 | |
| 沉积岩 | 3.00 | 5.0 | 20000 | 373.0 | 11.8 | 2.3 |
| 花岗岩 | 4.75 | 18.5 | 37900 | 818.0 | 25.8 | 2.7 |
| 玄武岩 | 0.60 | 2.7 | 8400 | 120.5 | 3.8 | 3.0 |
| 橄榄岩 | 0.015 | 0.05 | 63 | 2.26 | 0.072 | 3.2 |
| 榴辉岩 | 0.048 | 0.18 | 360 | 8.1 | 0.26 | 3.2 |
| 球粒陨石 | 0.012 | 0.04 | 845 | 3.95 | 0.125 | 3.6 |

* 1ppm = 0.0001%，据K. S. Heier等，转引自科学院地质所地热组，《地热研究论文集》，1978

除了上述两种热源比较肯定外，还有潮汐磨擦，地球自转变慢等都可使部分能量转为热能，然而一般估计，即使有这些作用，其影响也是很有限的。

四、地球的弹性和塑性

(一) 地震波的性质

地震波的研究是了解地球内部最重要的方法，目前对地球内部情况的认识，实际上是

以地震波的研究成果为基础, 其他方法只起辅助和配合作用。

地震波是由地震而产生的振动或冲击的弹性波。当一个地方深部发生了突然的运动时, 就形成了地震, 由此产生的地震波向整个地球传播开去。各地的地震台站可以用“地震仪”将震波到达的时间记录下来。通过对许多台站的记录进行综合分析研究, 从而可以了解地球内部的弹塑性变化。

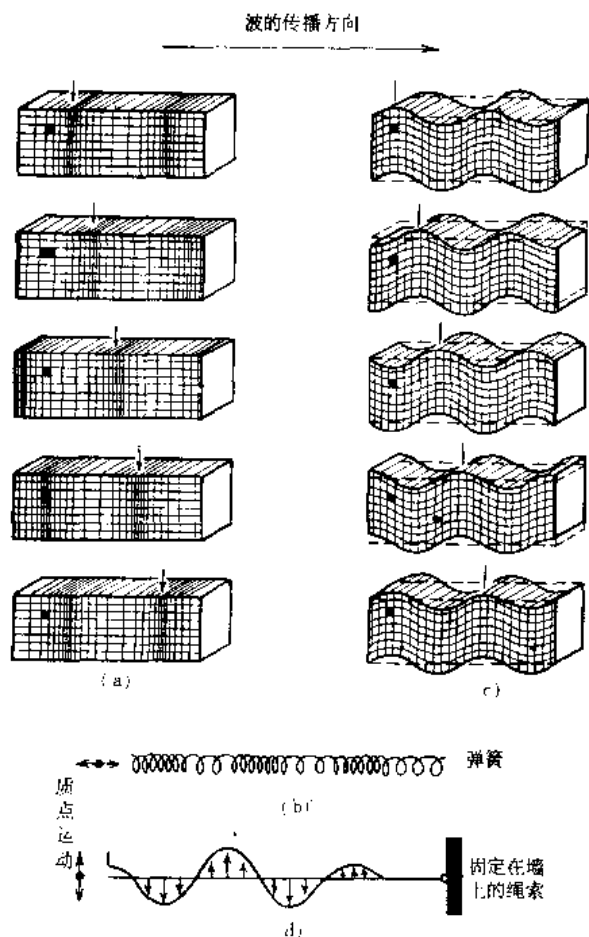


图 3—6 不同震波类型示意图
a、b示纵波特点; c、d示横波特点

程度成正比, 介质愈“硬”, 波速愈高。

当地震波形成后, 其传播的方式与光的传播类似, 并服从光学的有关定律, 在遇到不同波速介质的界面时, 震波射线(震波前进方向)会象光线一样, 发生折射和反射, 并服从入射角及介质中波速与折射角、反射角等有关的光学原理。其较为复杂的是不论原来是单一的P波或S波, 在界面上都会派生出P波和S波两种波, 派生的P波和S波各自按照自己的波速分别折射或反射。例如P波自震源发出, 称P震相, 经地面反射后产生P和S两种波, 分别称为PP和PS震相, PP和PS因速度不同 ($V_{PS} < V_P$, $V_{PP} = V_P$), 反射角也不相同。余此类推。

(二) 固体地球的层圈构造

根据地震发生的时间, 不同震波到达各地震台站的时间和各台站的位置, 经过复杂的

地震波主要包括纵波、横波和面波。

纵波又称P波, 其性质与声波类似, 是一种压缩波或疏密波。横波又称S波, 是一种扭动或摆动波。沿一定方向来回抖动一根绳子, 即可看到类似这种波传导的特点。面波是沿地表面传播的波, 并可按其相当于P波或S波的性质而进一步予以详细划分。

地震波的传播速度与介质的物理性质有关:

$$V_P^2 = \frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}; \quad V_S^2 = \frac{\mu}{\rho}$$

式中 V_P 和 V_S 为P波和S波的速度; K 为介质的容积弹性模, 即体变模量, 反映物体在围压下体 能缩小的程度, K 值越大, 越难缩小。 μ 为介质的刚性系数即切变模量, 反映物体在定向压力下形状能改变的程度, μ 值越大, 刚体特征愈明显; ρ 为介质密度。

由上述关系可看出: 1. $V_P > V_S$, 即P波速度较快; 2. S波不能通过气体和液体, 因其 $\mu = 0$, 故 V_S 也为 0; 3. 波速与介质密度成反比; 4. 波速与介质刚性

计算,可得出地下不同部位的震波波速,并进而可得出震波射线变化的基本情况。如果略去具体计算细节,可以得出以下几点主要概念:

1. 波速在地球内部各部分有显著差别,按照波速变化,地球内部可划分为若干层圈。在每一层圈之内,波速变化较小,并且在宏观上是连续渐变的(实际上是许多微小的突变叠加而成),愈向深部,波速愈大。不同层圈之间,波速有显著区别,各层圈的界面上下,波速明显突变,这些界面是波速不连续面。地球内部为由若干个同心球状波速不连续面构成的层圈构造。如图3—7所示,在各层圈内部,震波射线呈凸向地心的弧形,而到了层圈界面,则突然拐折。

2. 显然,每个层圈应有不同的 μ 、 K 和 ρ 值。因波速与 μ 、 K 成正比,与 ρ 成反比,同时由重力的研究已知地内密度较大,所以波速向深部增快表明,向深部物质变“硬”。

各主要层圈的具体情况将在下一节中讨论,这里先讨论一下固体流变问题,以便更好地理解地球内部有关层圈的某些性质。

(三) 固体流变问题

地震波是一种弹性波,震波在地球内部可以传播,表明地球是个弹性体。按照通常的物理概念,弹性物体在受力变形后,除去外力,则恢复原状。虽然地震波在地下岩层中可以传播很远,但震波一过,岩层仍将保持原状,而不改变形状,也说明这点。

然而,地球自转离心力使赤道半径增大,成为扁球体。这又表明地球具有塑性,受力后可发生塑性变形,不再恢复原状。而且,地球变扁的过程中,内部必然会有物质向赤道转动,这种移动是固体的流动,是塑性变形。

在地学中有许多现象表明在一定条件下,脆性的固体却可以发生塑变,或称蠕变。例如冰是脆性的,但高山和极地的大面积冰体——冰川,却是流动的,虽然流动很慢(每年只有几十米,少数可达几百米),经测量证实,确实在流动。岩石是脆性的,在短



图 3—8 蓝田冰川沉积砾石,其表面为较硬的小石子嵌入,有的石粒已剥落,留下小坑
(据李四光)

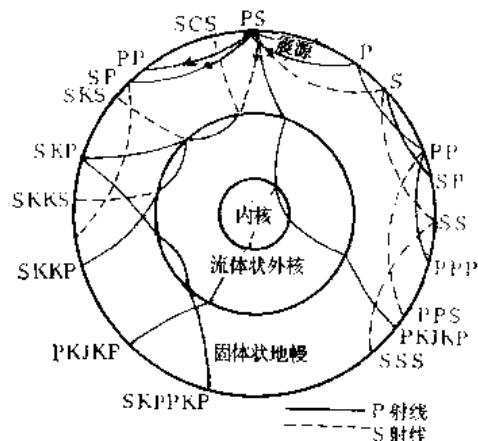


图 3—7 震波穿过地球的一些代表性射线。震相代号中 K 、 I 分别表示穿过外核和内核, C 为自地核界面反射。 P 和 S 自左至右表示开始,途中和最终为 P 波或 S 波

(据 K. E. Bullen, 1954)

时间内受力时,或者是不变形(指没有明显的塑性或弹性变形。实际上可有极微弱的变形);或者当力超过了一定限度,岩石就破裂,这是一般岩石的特点。在普通实验条件下,一般不可能单纯用力来使岩石发生弯曲。但是,在自然界中,却经常可以看到岩层褶曲的现象(图1—2和2—3)。最初人们推测系由于岩石在地下温度压力很高的条件下,塑性增大,乃产生褶曲。然而,有的情况显然是温度、压力都不太大,如图3—8所示我国蓝田冰川沉积中的砾石,砾石本身是白云质灰岩,有许多较硬的小石粒在

冰层的重压下嵌入砾石表层，嵌入部位的砾石并未破裂，属于塑性变形。估算有关冰川的厚度，最多不超过200米，即小石粒当时所受到的压力不到20公斤/厘米²。石灰岩的抗压强度一般为400—2000公斤/厘米²，远超过此数。在冰川中温度也不可能高。所以砾石表面被石粒嵌入造成的塑性变形显然不是高温高压下的作用结果。唯一能解释这种现象的因素是时间。岩石在短期受力条件下表现为脆性。长期受力时，则表现为塑性，即使力较小，也可以引起塑性变形。由于地质时代一般以百万年为单位，所以上述岩层褶皱等塑变就成为很普遍的现象。固体可以蠕变是地学中最基础的概念之一，地质学和地球物理学中的许多概念和理论都以承认这一认识为前提。后面将要讨论的重力均衡、大陆漂移等均与此有关。固体蠕变的状态方式和定量问题是当前地球物理学和物理学中的重要研究课题之一。

第二节 固体地球的构造

一、研究地球内部状况的依据

地球的半径为6371公里，目前最深的钻孔不过10公里左右。人类还不能对地球内部深处进行直接观察，只能根据地表附近能够得到的有关资料进行分析推测，并通过实践检验而使认识逐渐深化。对地球内部的物质成分和物理特点的认识主要是根据以下三方面的综合研究得出的：

（一）宇宙地质的依据

根据光谱分析研究，组成宇宙各种天体的化学元素种类，都没有超出地球上现已发现的种类。这表明宇宙物质成分有其内在的统一性。从空间上看，太阳系半径约为60亿公里，距离太阳系最近的恒星一半人马座 α 星距地球为40万亿公里。如果把太阳系按比例缩小画成半径1厘米的圆圈，则最近的恒星在大致70米以外，所以太阳系是远离其它星体的一个集团。太阳系内各个星体的运行和密度变化等均具一定规律，如此密切的关系表明它们在成因上一定有紧密的联系。因此，太阳系内其它天体的物质成分可以作为推断地球内部物质成分的参考。这方面最有实际意义的是陨石。陨石是其它星体的碎块，当进入地球引力场时，被吸引落在地球上。虽然有经过大气圈摩擦燃烧等许多原因，能够获得的并不多，但毕竟是真正说明星体内部物质的第一手实际资料。根据对各种陨石的研究，其成分不外三类：

铁陨石 为铁镍的天然合金，是含有相当数量镍的铁。有时含硫化铁矿物。铁陨石比重一般为8.0—8.5或更大。

石陨石 主要由橄榄石、辉石等铁镁硅酸盐矿物组成，有时含钙质斜长石，按成分大约相当于超基性岩，但在矿物亚种组合等方面有一定区别。比重为3—3.5或更大。

铁石陨石 为上述两种的过渡类型。

从结构上还可进一步划分。值得注意的是“球粒陨石”，其成分属含铁的石陨石，有许多1—2毫米含玻璃质的小球粒，表明曾经熔化过，以后又急速冷却。球粒陨石中各种重元素含量的相对比值与太阳甚为相像，可能代表太阳系的原始物质。

地球内部应是较重的物质，而陨石的确比一般岩石重。所以在地学中，很早就有人相

信，地球内部物质成分应与铁陨石和石陨石大致相当，为铁镍和接近超基性岩的岩石。

人造卫星登月采得月球表面岩石为玄武岩等，使太阳系物质统一的信念进一步确立。月球表面的玄武岩含铁较高，含钾、钠等较低，可能与月球体积小、重力分异差等有关。

(二) 地质学及地球化学依据

根据地质学研究，地表有些岩石是来自地下较深的部位。如超基性岩，它们常常沿一些很深的断裂分布，因此被认为是深源的。其中含金刚石的金伯利岩是个典型例子，这是一种富钾的超基性岩，原生的金刚石几无例外地产于金伯利岩中。据人工试验，金刚石的生成要求有 1100—2200℃ 的温度和大致 5 万个大气压的高压（否则成为石墨），至少要有 150 公里深，才有这样大的压力。所以金伯利岩肯定源于 150 公里以下。金伯利岩中还可有榴辉岩（由石榴子石和辉石组成）等的包体，显然也是深源岩石。此外，某些玄武岩中含有橄榄岩包体，其中的橄榄石特别富镁，与一般玄武岩中的有一定区别，一般认为是从岩浆源带上来的深部岩石。总之，从地表见到可能是深源的特殊岩石来看，地下深部应是超基性岩或类似的岩石。

一些地球化学的标志可以用来证实上述推断。应用最多也比较有效的是利用某些稳定同位素的比值，其中研究较多的是 O、S、C、Sr 和 H 等。大量陨石的研究发现，其中一些特征性同位素比值十分稳定，例如 $C^{12}/C^{14} = 89.60$ ； $Sr^{87}/Sr^{86} = 0.69899$ ； $S^{32}/S^{34} = 22.20 - 22.24 \pm 0.01$ 等，这一现象一般认为代表了太阳系原始物质的同位素比值。地球内部物质应当也具有同一比值，地球表层物质则因经历了后来的各种地质作用，可能会产生同位素的分异，使比值改变和不稳定，波动范围较大。例如金刚石等的 C^{12}/C^{14} 比值如下：

金刚石 89.24—89.78，平均 89.44；

金伯利岩石中的碳酸盐 89.49—89.69，平均为 89.60；

石陨石 89.60；

石灰岩等海洋沉积的碳酸盐岩石，平均为 88.56。

可见金刚石、金伯利岩与陨石的 C^{12}/C^{14} 比值极相似，而与地表生成的灰岩有明显差别。证明前者是深源岩石，保持太阳系原始物质特征较好。对许多岩石按此原则进行分析，目前的基本结论是：一般沉积岩、酸性岩浆岩是浅源岩石，而基性岩浆岩，特别是超基性岩，是深源岩石。

(三) 地球物理依据

地球物理方法虽然不能直接定出地球内部的物质成分，但是探测深度大，可以定量地确定地球内部结构和物性参数，这是它最突出的优点，因此，成为认识地球内部的主要手段。它们和宇宙地质学及地质学与地球化学方面一些定性的概念结合起来，构成了现代对地球内部认识的基本模式。其中又以地震波对地球内部“透视”得到的图像作为基础。例如上一节已经提到的根据重力推算地球内部密度变化是多解的，但以震波分析划分的各层圈深度为已知条件，则可得出十分接近的基本相同的答案。

地质学的许多理论都以对地球内部情况的认识为基础，了解这些认识的依据，可以更好地理解有关的概念和运用这些概念时应注意的问题。为了初学者了解各种数据由来的梗概，下面仅作一理想化的简介。

1. 首先，震波的研究将地球内部划分成若干层圈，各个层圈的深度和波速数据是准确的，其它参数不能定量。但每个层圈内部波速连续，所以可推断其物理条件和物质成分也是相对均匀和连续的，有固定的变化率。

2. 根据重力和已知的层圈，求出各层圈的密度。并可用地球转动惯量等进行校对。此项结果虽由于个别层圈本身波速变化率不均匀而需参考地质资料来补充某些假设，但总的说，是较严格的。许多人

都计算过各层圈密度分配模式, 结果都差不多。因此, 各层圈的密度不论在理论和实际应用上, 都是可靠的。

3. 根据 S 波能否通过和波速衰减等来推定各层圈的物态是固态或液态。同时, 根据波速和密度可以算出各层圈的弹性数据。按照各个深度, 根据单位面积上覆岩石柱的密度求出其质量, 即可得出各个深度的压力。所有这些结果, 都是可靠的。但应注意高温、高压物理条件的影响。

4. 根据各层圈的密度、波速来考察什么岩石符合这些数据, 结合宇宙和地质资料推定各层圈的物质成分。这方面的结论可以有不同意见, 因为符合上述条件的岩石可能不止一种, 不过目前大体上意见比较一致, 只是在细节上有些争议。人工合成岩石实验和地球化学正在不断丰富这方面的有关知识。

5. 根据各层圈物态 (表明是否熔化) 和推定岩石的熔点和导热性, 结合已知地热流特征, 根据岩石生热率和热的传导, 发散规律推算各层圈温度。显然, 目前关于地球内部温度的认识, 较前述各项的可靠性要差一些。不过作为一级近似 (即结果数量级相同) 和定性的结论, 是可信的。

二、地球内部的构造和物质成分

地球内部有两个最明显, 也是最重要的一级界面 (波速不连续面), 即莫霍洛维奇契不连续面 (Mohorovičić discontinuity), 一般简称为莫霍面 (或莫霍 Moho) 和古滕堡面。按照这两个界面, 地球内部分成地壳、地幔和地核三大层圈, 各层圈还可再进一步细

地球内部圈层和物理数据

表 3-2

| 圈 层 | | | 地震波速度 (公里/秒) | | 弹 性 (10^{12} 达因/厘米 ²) | | 密 度 (克/厘米 ³) | 压 力 (10^8 大气压) | 温 度 (℃) | 附 注 | | |
|------|-----|--------|------------------|------------------|---|------|-----------------------------|----------------------|------------|-----------|-----|-----|
| 名 称 | 代 号 | 深度(公里) | 纵波V _p | 横波V _s | 体变模量 | 切变模量 | | | | | | |
| 地 壳 | A | A' | 0 | 5.6 | 3.4 | 0.44 | 0.26 | 2.6 | 0.00 | 14 | 岩石圈 | |
| | | | 10 | 6.0 | 3.6 | 0.51 | 0.3 | 2.7 | 0.003 | 180~300 | | |
| | | A'' | 10 | 6.6 | 3.8 | 0.68 | 0.4 | 2.9 | | | | |
| | | | 10 | 7.6 | 4.2 | 0.7 | 0.5 | 3.0 | | | | |
| 莫霍面 | | 33 | | | | | | 0.01 | 400~1000 | | | |
| 地 幔 | B | B' | 60 | 8.0 | 4.4 | 1.17 | 0.63 | 3.32 | | | | 软流圈 |
| | | | 100 | 8.2 | 4.6 | 1.2 | 0.68 | 3.34 | 0.019 | 500~1100 | | |
| | | B'' | 150 | 7.8 | 4.2 | 1.25 | 0.67 | 3.4 | 0.031 | 700~1300 | | |
| | | | 150 | 7.7 | 4.0 | 1.36 | 0.64 | 3.5 | 0.049 | 800~1400 | | |
| | | C' | 250 | 8.2 | 4.55 | 1.46 | 0.7 | 3.6 | 0.068 | 1000~1600 | | |
| | | | 400 | 9.0 | 4.98 | 1.87 | 0.92 | 3.85 | 0.14 | 1200~2000 | | |
| | | C'' | 650 | 10.2 | 5.65 | 2.58 | 1.32 | 4.1 | 0.218 | 1300~2250 | | |
| | | | 1000 | 11.43 | 6.35 | 3.53 | 1.87 | 4.6 | 0.4 | 1850~3000 | | |
| | | D' | 2000 | 12.8 | 6.92 | 5.11 | 2.48 | 5.1 | 0.87 | 2500~3900 | | |
| | | | 2752 | 13.63 | 7.31 | 6.5 | 3.0 | 5.6 | 1.34 | 2800~4300 | | |
| 古滕堡面 | | 2898 | 13.32 | 7.11 | 6.45 | 2.96 | 5.7 | | | | | |
| 地 核 | E | 2898 | 8.1 | 0.0 | 5.3 | 0.0 | 9.7 | 1.50 | 2850~4400 | 液 态 | | |
| | | 3500 | 8.9 | 0.0 | 9.2 | 0.0 | 10.4 | 1.93 | 3700~4700 | | | |
| | | 4640 | 10.4 | 2.07 | 12.2 | 0.51 | 12.0 | 2.98 | 4500~5500 | | | |
| | F | 4900 | 10.4 | 1.24 | 12.2 | 0.2 | 12.5 | 3.2 | 4700~5700 | | | |
| | | 5155 | 11.0 | 3.6 | 13.4 | 2.08 | 12.7 | 3.32 | 4720~5720 | | | |
| | G | 5500 | 11.2 | 3.7 | 14.0 | 1.7 | 12.9 | 3.5 | 4900~5900 | | | |
| 6371 | | 11.3 | 3.7 | 14.1 | 1.3 | 13.0 | 3.7 | 5000~6000 | | | | |

(转引自成都地质学院《动力地质学原理》, 1978, 有删节)

分作次一级的层圈。其中特别值得注意的是软流圈，现代地质学的许多新理论与软流圈地发现有关。各主要层圈及其最重要的物理参数列于表3—2，为了解各层圈的物质成分，可结合表3—3和图3—9一并分析阅读。

(一) 地壳 (crust)

固体地球在莫霍面以上的部分为地壳，即A层。一般厚33公里（大陆）或7公里（海洋—主要指深海），大致为地球半径的1/400，所以是地球表部的一层薄壳。地壳虽然只是一个薄壳，但却是地质学研究的重点，是与人类生产和生活关系最密切的一个层圈。

某些岩石的波速和密度参考数据表

表 3—3

| 岩 石 种 类 | P波速度 (公里/秒) | 密度 (克/厘米 ³) |
|------------|------------------|-------------------------|
| 水 | 1.5 | 1.0 |
| 未固结的沉积物 | <2.3 | <2.2 |
| 砂岩、页岩 | 1.8—4.8 | 1.8—2.8 |
| 炭岩、大理石 | 2.5—4.8 | 2.3—3.0 |
| 花岗岩及花岗闪片麻岩 | 5.8—6.5 (1—10Kb) | 2.6—2.7+ |
| 玄武岩 | 4.5—7.3 | 2.7—3.1 |
| 辉长岩 | 6.3—7.3 (1—10Kb) | 2.9—3.1 |
| 角闪岩 | 6.2—7.8 (1—10Kb) | 2.9—3.1± |
| 浅色的麻粒岩 | 6.2—6.8 (1—10Kb) | 2.7—3.1± |
| 暗色的麻粒岩 | 7.8—7.9 (1—10Kb) | 3.2—3.3 |
| 蛇纹岩 | ~5.2 (10Kb) | ~2.5 |
| 橄榄岩 | 8.0—8.3 (10Kb) | 3.2—3.3 |
| 纯橄榄岩 | 8.0—8.3 (10Kb) | 3.2—3.3 |
| 石榴子石橄榄岩 | 8.0—8.4 (10Kb) | 3.3—3.4 |
| 榴辉岩 | 8.1—8.5 (10Kb) | 3.4—3.5 |

括弧内数字表示在该种压力条件下的波速，Kb为千巴，1巴=0.987大气压，温度对波速影响很小，（主要据Birch, 1960, Christen 1965, Kumazawa 1971等）。

地壳分上下两层。其间有一个康拉德波速不连续面，但康拉德面有的地方没有或不明显，不是全球性的。

上部地壳 (A'层) 平均密度2.67, V_p 5.6—6.0左右，只在大陆上有，海洋基本缺失。因大陆地表所见岩石以花岗岩类为主，所有岩石的平均成分也大致与花岗岩差不多，所以一般将这一层称为花岗岩层或硅铝层 (sial)。下部地壳 (A'') 层平均密度2.9左右, V_p 一般为6.8±。在海底直接出露，主要为玄武岩等基性岩，而且密度、波速也相当，故一般称玄武岩层或硅镁层 (sima)。（但此层在大陆地壳中是否也是玄武岩，尚缺乏直接证据）。

(二) 地幔 (Mantle) 或称中间层

即地壳与地核之间的层圈。地幔与地壳以莫霍面为分界面。莫霍面以上, V_p 不超过7.6, 以下突增至8.0。如果从海平面算起，莫霍面的深度在大陆上平均为33公里，在海洋则平均约为11公里（其中4公里左右为海水，地壳为7公里左右）。地幔的下界面为古滕堡面，深度较均一，为2898公里。按体积计算，地幔占整个地球的82.3%；按质量计算，则为67.8%，因此是地球的主体部分。

地幔分上下两层。上地幔 (B层和C层) 的密度最低为3.3，平均约为3.5(±)。顶部 V_p 为8.0（这个数值是目前划分地壳与地幔界面的关键标志）。根据密度、波速以及地质、

陨石等资料, 上地幔的物质成分基本上相当于超基性岩。但是否就是在地表所见到的那种超基性岩? 尚待研究。以往多认为与石陨石相当。以后根据实验, 基性岩在地幔顶部的压力下将变为榴辉岩, 其密度和波速也符合上地幔的数据。因此, 有人提出莫霍面是相变面, 不是化学成分变化的界面。还有些人将某些可能源自地幔的岩石按照岩石学理论适当配方混合, 得出了一些地幔岩石平均成分的可能模式。目前在人工模拟地幔的温、压条件下, 测试矿物混合物的波速和密度, 发现橄榄石 (45+75%) + 辉石 (20—50%) + 石榴子石 (<15%) 混合物的波速、密度与200公里深度地幔的波速、密度一致, 这种岩石如按通常的分类, 基本上属于橄榄岩。因此, 上地幔岩石基本上相当橄榄岩, 但具榴辉岩的许多特点。上地幔下部 (C层) 还有一些次要的波速界面, 根据实验, 主要是矿物相变的界面。

下地幔 (D层) 密度较高达5.1以上。一般认为, 其化学成分仍然相当于镁铁的硅酸盐矿物, 与上地幔没有本质区别。但这里的压力很高, 根据实验和有关理论, 在这样的高压下, 同样的化学成分会形成另外一些晶体结构更紧密的高密度矿物。硅氧以共价键联成的硅酸根将被破坏, 形成硅和镁铁等的复氧化物。这些矿物有的已经由人工合成。因此, 下地幔是化学成分相当于超基性岩的超高压和矿物组成的岩石, 至于具体是那些矿物? 比例如何? 尚不清楚。

(三) 地核 (core)

古滕堡面以下直至地心, 称为地核。震波穿过古滕堡面后, 波速突然大幅度降低, V_P 在古滕堡面以上为13.23公里/秒, 以下为8.1公里/秒; S波不能穿过 ($V_S=0$)。所以地核外圈为液态, 称为外核 (E层); 核心有S波出现, 为固态, 称为内核 (G层); 中间有一过渡区, 称过渡层 (F层)。各层的物理特点、深度等见表3—2。

地核的密度很高, 达9.7—13 克/厘米³。因此虽然按体积只占地球 16.2%, 但按质量却只占31.5%。

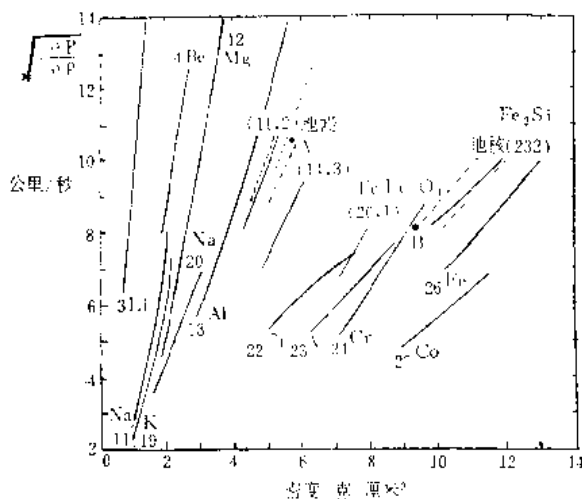


图 3—9 某些金属和岩石密度与波速的关系图
纵坐标为压力 (P) 对密度 (ρ) 的偏导数平方根, 相当于 V_P ; 各线所标数字相当于原子序数; (11.2) 和 (14.3) 分别为铁橄榄石和镁铁橄榄石为主的橄榄岩, 地幔和地核的区间分别用两条点线标出
(据 F. Birch, 1968)

地核的高密度只有铁陨石才可能达到这一数值。因此, 很早就认为地核为铁镍核。曾经有人提出假说, 认为地核的高密度是由于压力太大, 一些原子外面的电子轨道已被摧毁, 转变为自由电子, 原子核被压缩紧密排列而成为高密度矿物。即认为地核主要是物质状态的变化, 不是化学成分的变化。从天文学上已知有些密度异常高的星体, 不能排除这种情况存在的可能性。这类假说曾经风行一时。但始终缺乏证据。目前利用爆炸的冲击波, 已经可以得到相当于地核的瞬间高压 (几百万大气压), 可以求得超高压下物质密度 ρ 与压力 P 的关系, 其偏导数的平方根正是 P 波的速度值。图3—9为实验的结果, 表明地核的波速与铁族金属比较接近; 但与

镁、铝等轻金属相差很远。这就否定了上述假说，进一步肯定了地核主要是由铁镍组成。另外，固体内核的发现，更是上述假说所无法解释的。

纯铁镍地核密度偏大，波速偏小，应当还含有些轻元素。铁陨石中常见的杂质是硅和硫， Fe_2Si 合金的波速曲线与地核也相吻合得很好，具体细节尚有待进一步研究。

(四) 关于软流圈 (asthenosphere) 和岩石圈 (lithosphere)

软流圈是上地幔中发现较晚的一个层圈 (B'' 层)，其深度为 60—400 公里左右，顶界距莫霍面很近。震波在穿过莫霍面后波速突然增高，但到了 60—400 公里深度区间又有下降，在 100—150 公里深度左右下降最多。然后逐渐上升至正常。这一低速带即软流圈。S 波的低速带是全球性的；P 波低速层在个别地区（如一些古老的地块）则不明显（或者在位于 400 公里深度以下，尚未测出）。软流圈的边界不象其它层圈清楚，多少有些渐变的性质。同时界面不平整，有一定起伏，厚度也随之变化。软流圈是个塑性较大的层圈，波速降低已直接表明了这一点。塑性增加的原因，一般认为是由于部分熔融。据计算，只要有 1% 的液态熔融物质散布于矿物晶粒之间，就可能造成相应的波速降低。按照地热增温率估算，软流圈温度可达 700—1300℃ 左右。将压力增高的因素考虑在内（约可使熔点提高几十度），已经接近或达到基性岩石的熔点，可以使地幔中的易熔组分开始分融。即使只有微量水，岩石开始熔融的温度更低。因此，出现部分熔融的可能性是完全存在的，比较一下 P 波和 S 波波速降低的情况，则 S 波波速降低幅度更大。在个别点，S 波不能通过，或被强烈吸收。如日本地震发出的 S 波，不能到达堪察加半岛，表明地下可能有液态的岩浆穴。

软流圈虽然是固态，然而却是液态岩浆的主要发源地，是个较软、较易流动的层圈。如果以地质时代的眼光来看是个很容易流动的层圈。由于莫霍面上下都是同样的固体，其机械力学性质区别不大。所以统称为岩石圈，岩石圈包括地壳和软流圈以上的地幔部分。就“外壳”概念而言，岩石圈才是真正的“地壳”，但由于历史上的传统习惯，地壳一词仍按其原来涵义应用。

第三节 岩石圈的基本特征

一、大陆和海洋的岩石圈

在上一节已经指出，大陆地壳（简称陆壳）与海洋地壳（洋壳）有明显区别，陆壳较厚，平均密度较小，洋壳较薄，平均密度较大。在海洋，软流圈开始于 50—60 公里，大陆则为 100—200 公里或更深。因此，整个岩石圈也是大陆较厚，海洋较薄。目前对于岩石圈下部，了解还较差，下面将着重介绍岩石圈上部，即关于地壳的基本情况。

(一) 洋壳

洋壳以大洋盆地为典型。一般厚 11.6 公里，如不包括海水，固体部分厚仅 7 公里左右。洋壳的进一步分层，由于不同地区，统计方法等的出入，各家数据及标准略有出入，但相差很小，基本上都分为三层，而且习惯上分别称为海洋层 1、层 2 和层 3。其划分如下：

| | 深度 (公里) | 厚度 (公里) | V_p (公里/秒) | ρ (克/厘米 ³) |
|-----|---------|---------|---------------|-----------------------------|
| 海水 | 4.5 ± | 4.5 ± | 1.5 | 1.03 |
| 层 1 | 4.8 ± | 0—2.0 | 2.0 (1.5—2.4) | 2.2 (1.7—2.7) |
| 层 2 | 6.9 ± | 0.5—2.0 | 5.1 (3.4—6.0) | 2.55—2.65 |
| 层 3 | 11.6 ± | 4.7 ± | 6.8 (6.6—6.9) | 2.86—3.0 |

根据海底打捞取样和深海钻探结果,层1是未固结的沉积物,有的地方(洋脊)没有这一层。层2基本上是玄武岩,夹有少量已固结的沉积岩。层2厚度变化较大,表面起伏不平。深海丘陵之所以地形不平,主要是由于层2表面不平所致。层3又称“大洋层”,厚度较稳定,即所谓“玄武岩层”的主体。其波速、密度相当于基性岩,至于具体是什么岩石,则还不十分了解。一般认为是玄武岩或辉长岩,并且很可能已经变质,成为绿片岩、斜长角闪岩等。也有人认为是橄榄岩(地幔岩石)经水化后形成的蛇纹岩或蛇纹石化橄榄岩。

洋壳以下的地幔,根据从海沟壁打捞出的岩石经常有橄榄岩,得知应当是超基性岩。

总的看来,洋壳的厚度变化较小,成分主要相当于基性岩,所以称硅镁层。其平均化学成分的估计见表3—4(层3按基性岩折算)。根据对层1和层2已经取得的大量标本,洋壳岩石的生成时间最老不超过中生代,即2亿年左右。

(二) 陆壳

陆壳分上、下两层。上部陆壳的岩石可以直接观察。由于构造运动,有些原来10—20公里深处的岩石可以因褶皱断裂,受侵蚀后出露地表。总结地表岩石所提供的资料可以较准确地得出上部陆壳岩石类型的基本情况。地表见到的岩石很大一部分为沉积岩,其余则为岩浆岩和变质岩。不论地质学或地球物理学的研究都证实沉积岩虽然分布面积较大,但厚度都不大,一般不超过3公里,其下则是岩浆岩和变质岩等结晶质岩石组成的“基底”,或称“结晶基底”。所以按体积,岩浆岩和变质岩是陆壳的主体,其中以花岗岩和成分与其相当的片麻岩等为主。按照各种岩石的比例折算,上部陆壳的成分大致与花岗岩差不多,但稍偏基性一些,接近于花岗闪长岩(见表3—4)。

下部陆壳的波速和密度相当于玄武岩或辉长岩,所以以往将它与洋壳都统称为“玄武岩层”。但是近代实验表明,在大陆下部地壳的温压条件下,辉长岩或玄武岩是不稳定的,将要变为榴辉岩,而榴辉岩的密度和波速较下部陆壳的实际数据高得多(参见表3—3)。因此,下部陆壳的成分应偏酸性一些。已经证实,随着深度增加,地壳中的岩石将发生变质。地表已经发现某些麻粒岩(一种变质很深的岩石,参见第十五章),根据实验及有关资料,其形成的温、压条件相当于地下25—30公里深的温压条件,相当于下部陆壳,这些岩石的平均化学成分比较接近中性岩。此外,目前一般认为花岗岩浆起源于陆壳深处,因此,认为下部陆壳成分是中性而比基性更为恰当。所以现在大多认为下部陆壳是化学成分接近中性、变质程度较深的变质岩。这一问题还有不少地方有待进一步研究,但可以肯定不应仅仅根据波速、密度就将下部陆壳与洋壳等同起来,它们可能有着重要的区别。

陆壳的平均化学成分可根据上述认识进行估算,假定下部陆壳酸性岩和基性岩各占50%,其结果列于表3—4,主要为硅、氧、铝、铁、镁、钙、钾和钠八种元素。

各种元素在地壳中的平均百分比含量称为克拉克值,或称之为在地壳中的丰度。准确求得克拉克值对于阐明元素在地壳中迁移富集的规律,特别是成矿作用有十分重要的意

地壳的平均化学成分 (重量%)

表 3-4

| 成 分 | 大 陆 | | | | 海 洋 (平均) | 安 山 岩 的一般成分 |
|--------------------------------|------|------|------|------|-------------|----------------|
| | 沉积岩层 | 上部陆壳 | 下部陆壳 | 平 均 | | |
| SiO ₂ | 50.0 | 63.9 | 58.2 | 60.2 | 48.8 | 58.1—58.7 |
| TiO ₂ | 0.7 | 0.6 | 0.9 | 0.7 | 1.4 | 0.7—0.8 |
| Al ₂ O ₃ | 13.0 | 15.2 | 15.6 | 15.2 | 16.3 | 17.1—17.4 |
| Fe ₂ O ₃ | 3.0 | 2.0 | 2.9 | 2.6 | 2.0 | 3.0—3.4 |
| FeO | 2.8 | 2.9 | 4.8 | 3.8 | 6.6 | 3.5—4.1 |
| MnO | 0.1 | 0.1 | 0.2 | 0.1 | | 0.1 |
| MgO | 3.1 | 2.2 | 3.9 | 3.1 | 7.0 | 3.1—4.4 |
| CaO | 11.7 | 4.0 | 6.1 | 5.5 | 11.9 | 6.3—7.1 |
| Na ₂ O | 1.6 | 3.1 | 3.1 | 3.0 | 2.7 | 2.8—3.8 |
| K ₂ O | 2.0 | 3.3 | 2.6 | 2.9 | 0.2 | 1.2—2.0 |
| P ₂ O ₅ | 0.2 | 0.2 | 0.3 | 0.2 | | 0—0.2 |
| C | 0.5 | 0.2 | 0.1 | 0.2 | | |
| CO ₂ | 8.3 | 0.8 | 0.5 | 1.2 | | |
| S | 0.2 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | | |
| Cl | 0.2 | 0.1 | 0.0 | 0.1 | | |
| H ₂ O | 2.9 | 1.5 | 1.0 | 1.4 | 1.0 | |

表中列入了中性岩(安山岩)的一般成分供对比参考。(大陆据 A. B. Ronov和A. A. Yaroshevsky 1969, 海洋据 K. C. Condie, 1973)

部分元素在岩石圈(上部)的克拉克值

表 3-5

| 元 素 | 克 拉 克 值 | 元 素 | 克 拉 克 值 | 元 素 | 克 拉 克 值 |
|-----|---------|-----|---------|-----|---------|
| 氧 | 47.23 | 钛 | 0.60 | 铷 | 0.031 |
| 硅 | 27.60 | 碳 | 0.10 | 氟 | 0.027 |
| 铝 | 8.80 | 锰 | 0.09 | 钒 | 0.015 |
| 铁 | 5.10 | 磷 | 0.08 | 铬 | 0.02 |
| 钙 | 3.60 | 硫 | 0.05 | 钴 | 0.02 |
| 钠 | 2.64 | 钡 | 0.05 | 铜 | 0.01 |
| 钾 | 2.60 | 氯 | 0.045 | 氮 | 0.01 |
| 镁 | 2.10 | 铈 | 0.04 | | |

克拉克值<0.01%者未列入(摘自A. И. 维诺格拉多夫)

义。许多地球化学家根据大量实际岩石标本的化学分析结果进行了统计整理,其结果大同小异。表3-5列出了维诺格拉多夫的部分结论。

作为克拉克值最高的几种元素,与前面估计是一致的。应当注意这两种从不同途径得出的数据的区别,前者是根据一定理论认识而作出的估计,后者是按照实际存在的客观现实统计的结果,它们的意义显然不同。不过值得指出的是后者所依据的标本主要取自大陆,所以更多地反映了陆壳上层的成分特点。

综上所述,陆壳与洋壳不仅在密度,厚度上有明显差别,而且在物质成分上也有重要区别。此外,陆壳还有以下几个特点:

1. 厚度变化较大,莫霍面起伏较剧。陆壳的正常厚度一般为30—40公里,山区可达50—60公里,被称为世界屋脊的青藏高原,是地壳最厚的地方,厚达70公里以上。大陆裂谷的地壳一般较薄,常常只有20公里左右。

2. 陆壳的结构较为复杂, 被许多断裂切割, 特别在相邻断块上不同波速的分层有时不能相互对应吻合。地质观察也证实, 不同断块常有不同的地质发展历史。

3. 组成陆壳的岩层常发育着程度不同的褶皱, 而在洋壳岩石中则尚未发现褶皱现象。

4. 已知陆壳岩石最老的年龄为 38 亿年, 洋壳仅 2 亿年, 陆壳是古老的, 洋壳是年青的。陆壳经历了长期的地质发展历史, 这是陆壳较洋壳复杂的根本原因之一。

(三) 大陆边缘的地壳

在洋壳与陆壳的接触部位, 即大陆边缘地区, 地壳怎样由洋壳转为陆壳? 这是研究地壳形成与演化的重要问题之一。

上一章已经指出, 大陆架虽然为海水覆盖, 但从地形上分析, 应属大陆, 不属于海洋。从地壳特点来看, 大陆架的地壳也属于陆壳, 与大陆的地壳是一个整体, 只是上面覆盖一层海洋沉积物。

根据目前已知的资料, 不论是大西洋型, 安第斯型或日本海型大陆边缘, 陆壳与洋壳都是突变的, 没有逐渐过渡的现象。在大西洋型的大陆边缘, 大陆边缘陆壳向海洋虽稍有逐渐变薄的趋势, 但仍很厚, 一直到大陆坡脚附近, 才突然变薄为洋壳 (图3—11)。由于技术上的困难, 目前还不能测准分界面的产状。

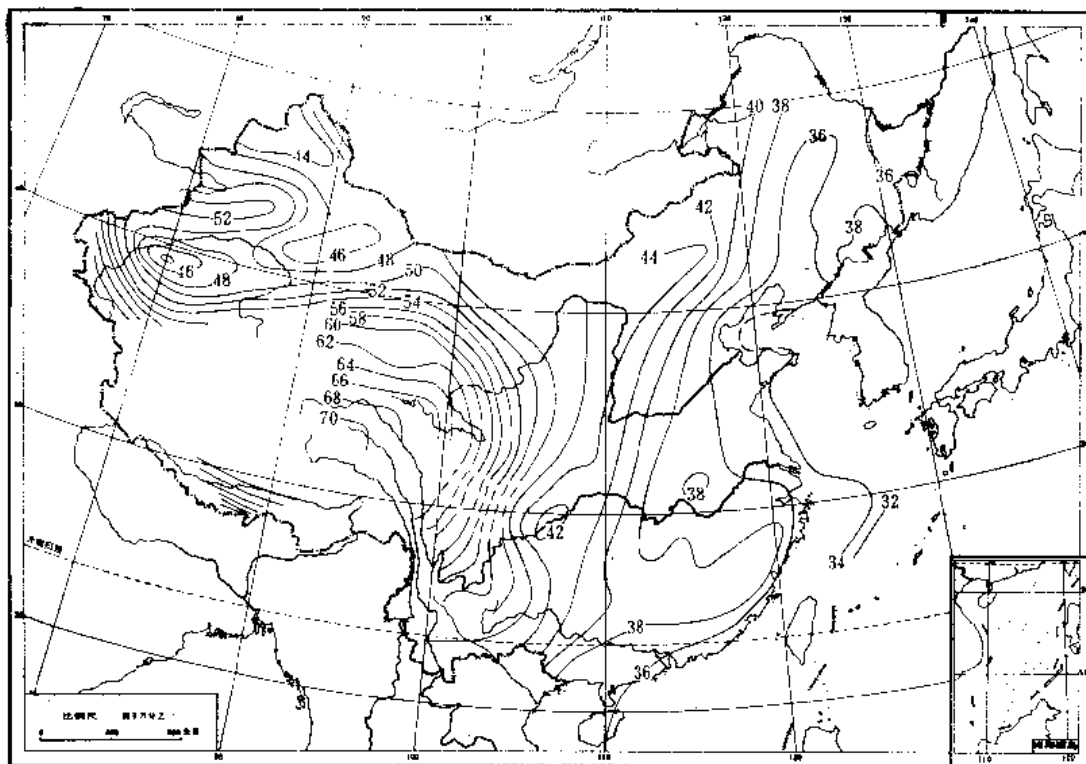


图 3—10 我国大陆部分的地壳厚度等厚线图

(据中国科学院地球物理所)

安第斯型和日本海型大陆边缘一般以海沟所标示的断裂带为洋壳与陆壳的接触面, 沿这个断裂带经常发生地震, 成为一个震源带, 易于鉴别。而且, 根据震源面的倾斜方向判断, 洋壳向陆壳下方斜插下去, 进入地幔。但紧靠其两旁的莫霍面, 目前尚缺乏较精确的资料。

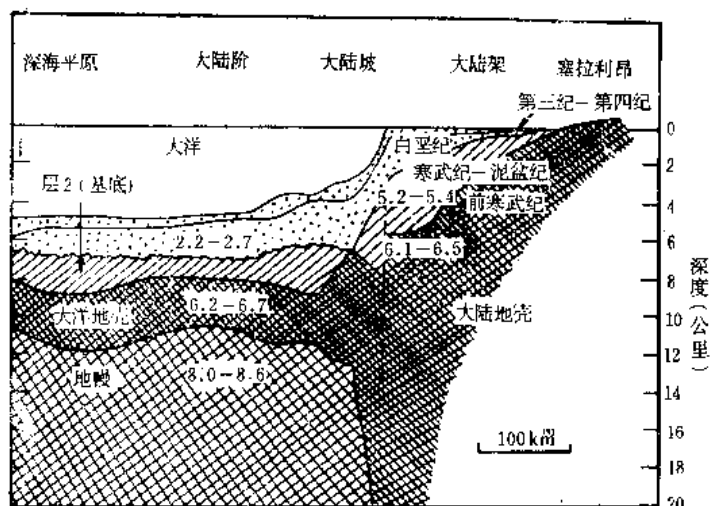


图 3-11 大西洋型大陆边缘的地壳结构垂直比例尺放大20倍，图中数字为 V_P
(据科斯敏斯卡娅等1969)

岛弧地壳有的比较接近陆壳，有的则差别较大。总的看来，厚度比一般陆壳薄一些，弧后盆地有的为陆壳，有的为洋壳，有的则比正常洋壳厚一些。岛弧和弧后盆地都是多少带有过渡性质的地壳。

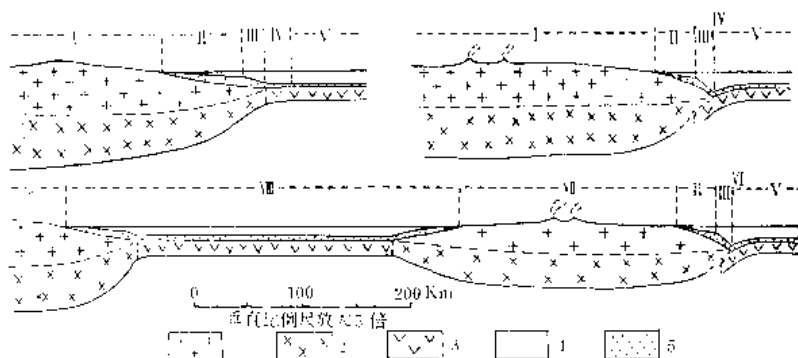


图 3-12 不同大陆边缘地壳结构示意图

I—上部陆壳，2—下部陆壳，3—海洋层 2 和层 3，4—海水，5—未固结沉积物（海洋层 1）。
I—大陆；II—大陆架；III—大陆坡；IV—大陆基；V—大洋盆地；VI—海沟；VII—岛弧；VIII—弧后盆地（日本海型）。

二、重力均衡

十九世纪已发现，在喜马拉雅等大山脉附近进行测量时，测量仪器的铅垂线并不正指向地心，而是稍偏向山一侧。这种偏差虽然很小，但经精确研究，可以查出，并可求出准确的偏离值。显然，山比一般地区高，多出了一个山的质量，多出的山从侧面吸引铅锤，使之偏斜。根据山的体积及其岩石的密度，可以按照万有引力定律算出铅锤应当偏离的数

值。但是，计算的结果总是大于实际偏离的数据。这表明，山脉的深部（因浅部密度已知，是定值）密度较其它地区低，质量有亏损。所以山旁的侧面引力达不到预期的数值，山有一个密度较轻的“山根”。

现在已经有大量地形和重力的实测结果，证明随着地势增高，布格重力值降低是一种普遍现象。反之则升高。例如大洋盆地都有+250—350毫伽的正异常，大陆则为-10~50毫伽的负异常，山区达-200~300毫伽，青藏高原达-500毫伽以上。由于布格重力值已经按照“削高填低”校正了地形的影响，如果海、陆、山地、平原深部质量分布情况一致，则不应当出现异常。

为了解释为什么山根密度较低，提出了重力均衡的理论。即认为地球表层密度较低，“浮”在深部较重的物质之上。按照现代的术语，即较轻的地壳“浮”在较重的地幔之上，或者是岩石圈浮在软流圈之上。由于固体可以发生蠕变和流动，所以浮在上面的地块应该象浮在液体上面的木块似的按照阿基米德原理达到重力均衡，即在地下一定深度以上，单位面积内岩石柱的总重量相等。这个深度称补偿基准面，一般是以莫霍面或软流圈顶面作为这个界面最深深度。具体如何达到均衡？曾提出两种不同的模式：一是普拉特模式，他假定不论山地或平原，地块的底面深度都相同，低密度的地块地势较高。好象密度大小不同的木块都可以浮在水上，但密度较小的木块必然露出水面要高一些。他认为由于地壳或岩石圈（地壳中某些岩体、岩层）的横向密度不均匀，于是在重力均衡作用下造成了地表的高低差别；另一是艾礼模式，他认为：各个地块的密度并无差别，只是厚度不同，较厚的地块下面浸入地幔的深度较大，上面高出地表也较多。好象厚薄不等的同种木块浮在水上，厚木块浸入水中较深，露出水面的高度也高。

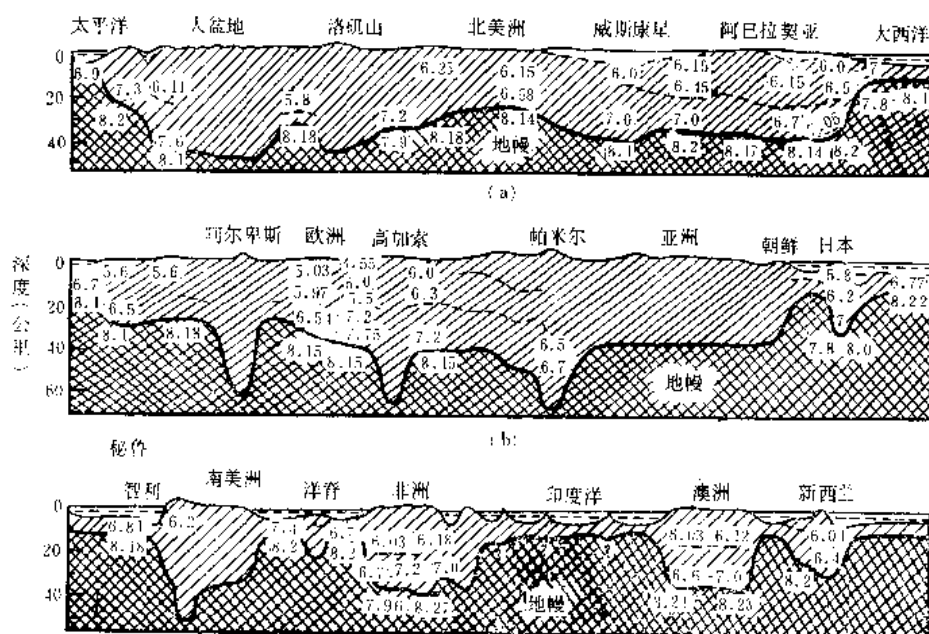


图 3—13 通过大陆和大洋的地壳剖面图中数字为 V_p （公里/秒），根据1962年底以前已有的资料编制

（据霍姆斯，1965）

根据现在运用地震波速等对地壳的研究，艾礼模式比较具有普遍意义，因为莫霍面的

深度总是同地形高低起伏相反，即地势越高，莫霍面越深，地壳越厚。在前面陆壳一节已经指出了这一点。但是在某些地区，可以看到普拉特模式也在起作用，主要是在洋脊和某些裂谷的下方，地幔密度低于一般地区，确实有横向不均匀在补偿重力均衡（参见十六章有关重力剖面）。

按照重力均衡原理，如果在地表增加或移去部分物质，则会引起原地面的下沉或上升。许多实际资料证明确系如此。如美国胡佛水库建成于1935年，有240亿吨水和若干沉积物蓄积在水库里，多年来，由于水库地面增加了这些重量，在周围形成一个圆形的下沉地区，下沉最大达1.7米。南极洲和格陵兰岛上大量冰层（厚达3—4公里）的重量，把陆块中部压到海平面以下（图3—15）。北欧斯堪的纳维亚和北美的哈得逊湾，由于原有冰盖的消融，正以1—1.5厘米/年的速度回升。这些现象都证实，随着地表物质的增减，地壳深部将调整其浸入地幔的深度。

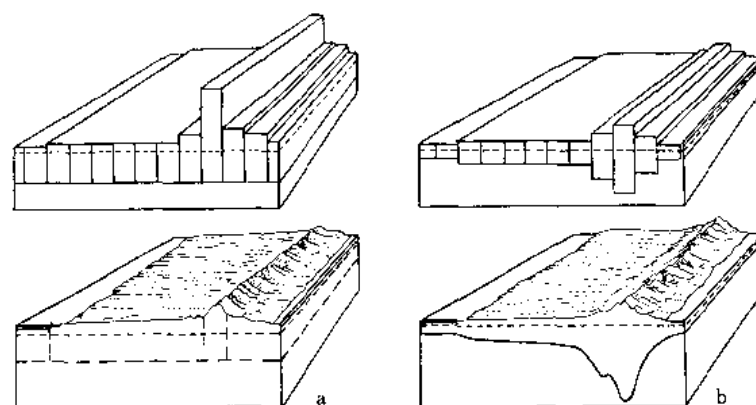


图 3—14 重力均衡模式示意图

a 普拉特模式；b 艾礼模式

重力均衡现象的存在有力地支持了固体流变的概念，是证实固体流动的重要证据。

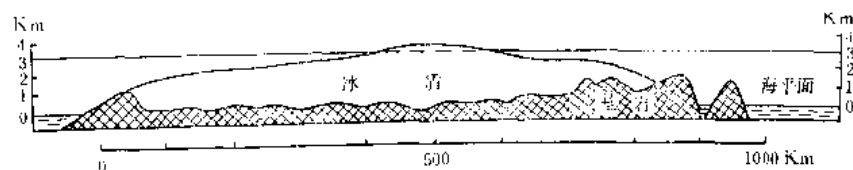


图 3—15 格陵兰冰盖及其基底的下沉

（据霍姆斯，1978）

一个山脉如果已经完全达到重力均衡，则海平面以下的质量亏损应当正好等于海平面上多出的质量。按照这一原理，可以计算这个山脉是否已经均衡，并可算出未均衡部分所造成的重力差值，这个差值称为**重力均衡异常**。山脉边部和海沟等不少地区都有重力均衡异常，这表明重力均衡的形成和破坏都有一个过程，需要经历一段时间。显然，查明那些地段尚未达到重力均衡并查明其原因是研究地球动力学，搞清地壳运动起因的重要依据。

通过重力均衡，外力和内力可以互相转化，上述冰川消融等对地表升降的影响已充分

说明了这一点。所以，外力和内力互相约制，有密切关系，并可在一定条件下互相转化。

三、岩石圈板块的概念

岩石圈是“浮”在软流圈上相对刚性的薄壳，它的总体结构和运动规律必然受软流圈和地幔运动状态的影响，同时，又对其内部及表层的地质作用具有根本性的影响和控制作用。

在上一章中已经指出地表地形具有“条条块块”的特点。这是岩石圈结构格局的表面征象。从地质上看，岩石圈正是由许多“板块”嵌拼而成，每个板块内部是相对刚性的稳定整体，板块之间则是软弱易活动的接缝地带，也是内力地质作用最集中的地带。这种总体格局最直观和最合理的证据是地震的分布规律。产生地震的地方一定是岩石圈内有错动破裂的地方。海沟、洋脊和一些巨型断裂以及年青的山脉构成了很明显的地震带。根据图 3—16（同时参阅图 1—3 及图 2—4）所表明的全球震中分布的情况，可以看出岩石圈板块结构的清晰图象。以主要的地震带，也就是以岩石圈活动带为界，可以把整个岩石圈分成

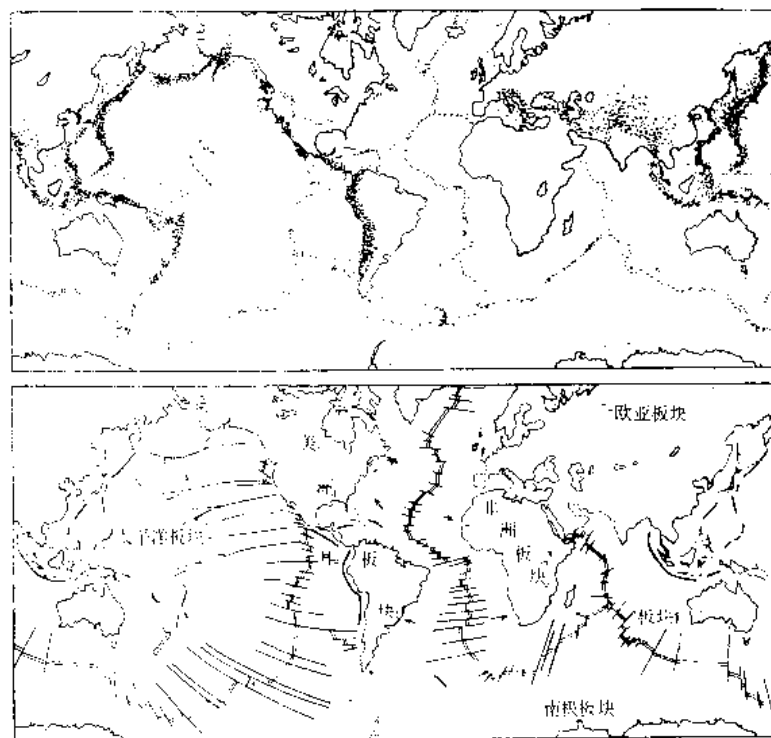


图 3—16 地震活动带和岩石圈的六大板块

上图为 1961—67 年三万个地震记录以计算机绘制的震源分布图
下图示六大板块的划分，欧亚南美板块之间为印度板块，双线为洋脊，粗线为海沟
(据 W. K. 汉布林, 1975)

六大板块 (Plate)，并可进一步详细划分出一些较小的次级板块。这六大板块是：

欧亚板块 以欧亚大陆为主体；

太平洋板块 太平洋脊以西至日本列岛外侧的海沟以东；

印度板块 包括印度洋脊以北，以南亚边缘的海沟和横断山脉及雅鲁藏布江等与欧亚板块分界；

美洲板块 大西洋脊和太平洋东侧海沟之间的广大地区，主要包括南、北美洲和大西洋西部；

南极洲板块 包括印度洋脊和太平洋脊以南的海底和南极洲；

非洲板块 包括大西洋脊以东和印度洋脊以西地区，以亚丁海、红海的洋脊至阿尔卑斯山脉与欧亚板块和印度板块为界。

岩石圈板块的形成显然与软流圈和地幔的活动有关。已经证实，上地幔存在着横向不均一的现象。例如洋脊和裂谷下方的地幔波速和密度都较正常地区偏低，这意味着温度可能较高，塑性较大。通过对一些地区较详细的研究，也发现地幔顶部波速在不同地段存在着一些差异。这种差别反映了地幔密度存在着不均匀性，密度不均匀将可能引起地幔物质的对流，特别是在易流动的软流圈。另外，这也可能标志着地球未曾经历全熔的阶段，只是部分的熔融，所以地幔物质未充分均一化。

岩石圈的运动方式是以上下垂直的运动为主，还是以水平运动为主，目前还有分歧意见。大多数人认为水平运动是第一位的，并且认为，“浮”在软流圈上面的岩石圈板块不是静止不动，是可以漂移的。板块自洋脊向两侧漂移，拉开的空隙由从软流圈上来的岩浆充填，这些岩浆冷凝后成为岩石圈新长出来的部分。由洋脊向两侧漂移的板块到了海沟向下

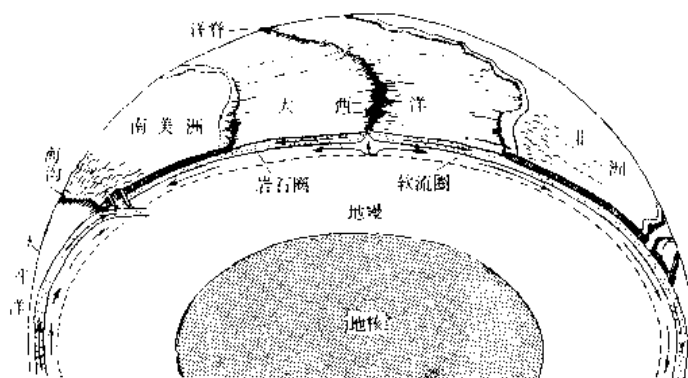


图 3-17 岩石圈板块运动示意图

俯冲；进入地幔，重熔消失。在没有海沟的大西洋型边缘，大陆和海洋的岩石圈结成一个板块，一起漂移。板块漂移的速度，可达每年几厘米。板块漂移的原因，一般推测是因为软流圈或地幔因温差不均匀而导致的对流。缓慢流动的软流圈带着驮在它上面的岩石圈板块一起移动。其基本模式可参阅图 3-17。由于岩石圈板块的漂移、分裂、碰撞导致了火山、地震、山脉隆起等一系列地质作用，是岩石圈运动和演化的主导因素。这种观点称为板块构造学说。其具体论证将在后面有关章节中进行讨论。

在地学中，大陆究竟是固定不动、只有垂直运动（“固定论”）？还是有大规模的水平漂移（“活动论”）？曾有过长期激烈的论战，目前以活动论观点占上风，但是论战仍在进行，问题并未取得最后解决。活动论对地学的基本理论有着重大影响，将涉及各分支学科的发展。

第四章 风 化 作 用

第一节 概 述

在日常生活中，常可看到一些古老建筑物的石材（大理岩、花岗岩）和砖瓦等变得松软；古墓碑文字迹模糊和斑落；在花岗岩（或其他岩石）采石场，可见到出露在地面的岩石一般为松软易碎或变成松散砂土，往下则为破碎的岩块，到一定深度才是新鲜而坚硬的花岗岩体。这都显示出自然界的风化现象。

自然界的岩石之所以发生风化，根本的原因在于岩石所处的环境发生了变化。组成地壳的岩石大多数是在地下一定深度，在温度较高、压力较大和缺少游离氧的环境形成的，并在形成环境中处于相对稳定状态。当岩石一旦出露或接近地表而处于常温、常压条件下，接受太阳的辐射热，并与大气圈、水圈和生物圈相接触的新环境时，由于温度变化、大气、水溶液及生物等因素的影响，岩石为适应这种地表的物理、化学条件的影响，在原地可发生一系列的变化，如崩裂、分解或形成在地表稳定的新矿物。这种使岩石在原地发生物理状态或化学成分变化的破坏作用，称为风化作用（weathering）。风化作用是自然界中极为普遍的一种地质作用。它不仅发生在陆地上，而且也发生于广阔的海底。由于地表的大气、水溶液和生物是从表面往地下逐渐减少的，所以自地面往下风化作用由强变弱乃至停止。人们通常将自地面往下一定深度有风化作用进行的地带，称为风化带。

风化作用与剥蚀作用不同，风化作用只是在原地对岩石破坏，其破坏产物除易溶于水的物质随水流失外，有的可在重力作用下坠落或滚动到陡崖或陡坡脚下堆积，其余大部分都残留于原地。剥蚀作用是各种外动力（如风、流水等）在运动过程中对岩石的破坏，并将破坏产物沿运动的方向从原地搬走。岩石经风化作用后形成松散碎屑物，便有利于各种外动力对岩石进行剥蚀作用，而各种外动力的剥蚀作用将风化产物搬走后，使岩石新鲜面裸露于地面继续遭受风化作用。因此，风化作用与各种外力的剥蚀作用之间是有密切联系的。通常风化作用是外力地质作用破坏岩石、改造地表的先行者。据风化作用的性质，一般分为物理风化作用、化学风化作用和生物风化作用等三种类型。

第二节 物理风化作用

一、物理风化作用的概念和方式

处于地表的岩石，主要是由于温度变化在原地产生机械破碎而不改变其化学成分、不形成新矿物的作用，称为物理风化作用（physical weathering）或机械风化作用（mechanical weathering）。物理风化作用的方式主要有温差风化、冰冻风化及层裂等。

（一）温差风化

由温度变化直接使岩石发生表、里胀缩差异而崩解破碎的作用，称为**温差风化**。

地表气温受太阳辐射热的影响而有昼夜和季节的变化，昼夜的变化对于温差风化则起着重要的作用。地表的岩石，白昼受阳光照射时岩石表面会因受热而体积发生膨胀，因岩石是传热很缓慢的物体，故这时岩石内部受外部热的影响很少；到夜间岩石表面散热而体积发生收缩，但岩石内部可继续保持日间由表面逐渐传来的热而体积发生膨胀。因而岩石的表、里胀缩的步调便不一致。这样的过程持续进行，岩石的表层便在胀、缩时产生的压应力和张应力的作用下发生裂缝而破碎。此外，不同矿物受热的体积膨胀系数各不相同，故由多种矿物组成的岩石在温度变化的影响下，各种矿物的体积胀、缩亦有差异，在它们的接触界面产生应力，从而破坏它们之间的结合能力。这样，岩石便可发生纵横交错的裂缝，有的裂缝平行岩石表面，常形成层状剥离现象，有的裂缝垂直于岩石表面。久之，岩石裂缝可逐渐加大、加深，由表及里地不断崩解、破碎成大大小小的碎块（图4—1）。

温差风化的强弱主要决定于温度变化的速度和幅度，特别是昼夜温度变化的幅度越大，温差风化则愈强烈。例如，我国西北干旱沙漠地区，夏季的白昼气温可达 47°C ，夜间气温可降低到零下 3°C ，温差幅度达 50°C ；非洲北部撒哈拉沙漠地区，八月里的白昼气温达 56°C ，夜间气温可降低到零下 8°C ，昼夜温差达 64°C 。因此，在干旱气候区，温差风化最为强烈。此外，温差风化的强弱还决定于岩石的性质，如矿物成分与岩石结构等。

（二）冰冻风化

充填在岩石裂隙中的水分结冰使岩石破坏的作用，称为**冰冻风化**。这是温度变化间接地使岩石破碎的现象。地表岩石的裂隙中，常有水分充填，当温度下降到 0°C 时会冻结成

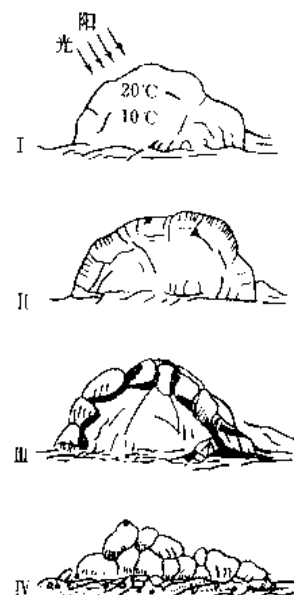


图 4—1 由于温差风化使岩石逐渐崩解的过程示意图



图 4—2 珠穆朗玛峰区海拔8700米处的冰冻风化岩屑堆

（据《中国自然地理》地貌，中国科学院编，1980）

冰。水结成冰时，体积可比原来增大9%左右。由于体积的增大，对岩石的裂隙壁可产生很大的压力（可达 $960\text{—}2000\text{公斤/厘米}^2$ ），使岩石裂隙加宽、加深，故又称冰劈作用。当气温回升大于 0°C 以上，冰体融化，水沿扩大的裂缝更深地渗入岩石内部，同时水可填满裂缝使水量增加。若气温变化在 0°C 上下波动时，充填在岩石裂隙中的水分可时而冻结、时而融化，岩石在这样反复地作用下，裂隙可不断扩大、加深，从而使岩石崩裂成碎块。

在寒冷的高山区，冰冻风化很显著，当岩石裂隙发育时则尤为强烈。在我国西部的高山区，冰冻风化是常见的（图4—2）。

（三）层裂

形成于地下较深处的岩石，因有上覆岩石的重

量而承受着较大的围限压力，当上覆岩石被剥蚀而出露地表时，便解除了原来的围限压力，其体积会发生膨胀。由于体积膨胀的张应力可使岩石产生平行于地面的裂隙，形成层裂现象，从而岩石便发生机械破碎。在花岗岩的采石场，往往可见到岩体中有与地面平行的大裂隙；另外，在我国的南岭花岗岩体中，平行地面的裂隙很发育。这些裂隙可能与层裂现象有关。

二、物理风化作用的产物

物理风化作用的结果，使岩石整体逐渐崩解破碎，形成岩屑、砂粒等碎屑物。这些碎屑物，一部分受重力作用，可从山顶或陡坡处坠落到陡崖下，或沿陡坡滚落到山坡脚下堆积，形成重力堆积物，常组成倒石锥（talus）；大部分则残留于原地而覆盖在基岩（未受风化的母岩）之上，其成分与基岩大体一致，碎屑颗粒常具棱角，且粗细混合在一起。

第三节 化学风化作用

一、化学风化作用的概念和方式

处于地表的岩石，与水溶液和气体等在原地发生化学反应逐渐使岩石破坏，不仅改变其物理状态，同时也改变其化学成分，并可形成新矿物的作用，称为**化学风化作用**（chemical weathering）。

化学风化的化学反应，首先是从组成岩石的矿物中的化学元素开始的。化学风化过程中，起主要作用的是水。水在自然界中常含有 O_2 、 CO_2 等成分，成为水溶液而具有较强的化学活动能力。气体对岩石中的矿物发生作用时，有水的参与，作用才比较显著。化学风化作用的方式主要有溶解作用、水化作用、水解作用、碳酸化作用和氧化作用等。现分述如下：

（一）溶解作用（dissolution）

矿物溶于水的过程就是**溶解作用**。在水与岩石相接触时，溶解作用通常是岩石遭受化学风化作用的第一步。水是一种天然的溶剂，因水分子具偶极性，能与极性型和离子型的分子相互吸引。自然界绝大部分的矿物都是离子键型的化合物，故绝大部分的矿物都能溶于水，只是有难易之分。极易溶的矿物如 K^+ 、 Na^+ 等的氯化物；易溶矿物如 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 等的氯化物和硫酸盐；较难溶矿物如 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 等的碳酸盐；难溶的矿物如 Fe^{3+} 、 Al^{3+} 、 Si^{4+} 等的氧化物和硅酸盐等。矿物溶解的难易程度主要与矿物的溶解度有关，岩石中常见的造岩矿物溶解度大小的顺序为：方解石>白云石>橄榄石>辉石>角闪石>斜长石>钾长石>黑云母>白云母>石英。矿物溶解度的大小除主要决定于组成的元素本身的特性外，还与水的温度、压力、 CO_2 的含量和pH值的大小有关。例如，方解石（ $CaCO_3$ ）的溶解度，在水温 $16^\circ C$ 时为0.013克/公升，在水温 $20^\circ C$ 时为0.015克/公升。又如， Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 的碳酸盐矿物，在纯水中的溶解度很小，但在溶有 CO_2 的水溶液中，它们会形成重碳酸盐，其溶解度可提高十倍至数十倍。

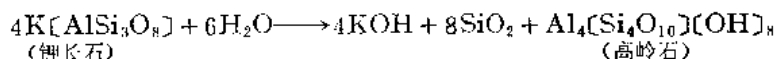
溶解作用的结果，使岩石中的易溶物质被逐渐溶解而随水流失，难溶的物质则残留于原地。由于岩石中可溶物质的被溶解而孔隙增加，削弱了颗粒间的结合力，从而降低岩石的坚实程度，更易遭受物理风化作用而破碎。

(二) 水化作用 (hydration)

有些矿物与水作用时,能够吸取水分作为自己的组成部分(为结晶水或结构水),形成含水的新矿物,称为水化作用。例如,硬石膏(CaSO_4)经水化作用后形成石膏($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)。矿物经水化作用后体积可膨胀而对周围岩石产生压力,可促进物理风化作用的进行,所形成的新矿物其硬度一般较原矿物降低,从而减弱了岩石抵抗风化的能力。

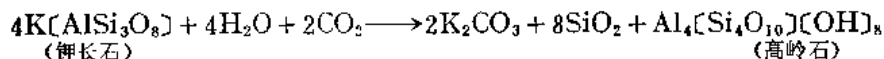
(三) 水解作用 (hydrolysis)

水本身可离解成 H^+ 、 OH^- 离子,使水成为具活泼离子的离解溶液。各种弱酸强碱或强酸弱碱的盐类矿物溶于水后,也出现离解现象,这些离解物可与水中活泼的 H^+ 、 OH^- 离子发生化学反应,形成新矿物,这种复分解反应过程,称为水解作用。地壳中最多的硅酸盐和铝硅酸盐类矿物,它们是弱酸强碱的化合物,易被水解作用而破坏。例如,钾长石遇水可发生水解作用,开始析出的阳离子 K^+ 与水中的 OH^- 离子结合,形成 KOH 随水流失;析出一部分 SiO_2 可呈胶体溶液随水流失,或形成蛋白石($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$)残留于原地;其余部分可形成难溶于水的高岭石而残留于原地。钾长石被水解作用的化学反应为:



(四) 碳酸化作用 (carbonation)

当水中溶有 CO_2 时,与水结合形成碳酸,碳酸根(CO_3^{2-})易与矿物中的阳离子化合成易溶于水的碳酸盐,从而使水溶液对岩石中的矿物离解能力加强,化学反应速度加快,这种化学作用称碳酸化作用。它使钾长石中的 K^+ 化合成 K_2CO_3 随水流失,同样可析出部分 SiO_2 呈胶体状态随水流失,或形成蛋白石和难溶于水的高岭石残留于原地。其化学反应为:



高岭石在地表一般是稳定的,但在湿热气候条件下,由于气温高、水量充足,经长期的风化,它可继续被分解,将其中的 SiO_2 析出,形成铝土矿($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$)而残留于原地。

又如,一些含铁、镁的硅酸盐矿物(黑云母、角闪石、辉石和橄榄石等)在水解作用和碳酸化作用下,这些矿物的阳离子(K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 等)可形成易溶的碳酸盐被带走,部分 SiO_2 呈胶体溶液被带走,而大部分的 SiO_2 形成蛋白石沉淀。在未经彻底风化时,这些矿物可变为含铁镁的粘土矿物。

总之,地壳中分布最多的铝硅酸盐和铁镁硅酸盐矿物,往往可以通过水解作用和碳酸化作用而被彻底风化分解,形成高岭石,蛋白石或铝土矿、褐铁矿等残积物。

(五) 氧化作用 (oxidation)

矿物中的低价元素与大气中的游离氧化合变为高价元素的作用,称为氧化作用。在大气(氧占21%)和水(溶于水的气体中氧占33—35%)中都广泛地分布着氧气,故氧化作用是地表极为普遍的现象。在湿润情况下,氧化作用更为强烈。

地壳表部能够进行氧化作用的地带,称为氧化带。氧化带或游离氧分布的下限面,叫氧界面(相当于地下水的潜水面),在该面以上进行氧化作用,该面以下进行还原作用。氧界面的深度各处不一,主要与地下水的分布和岩石裂隙的发育程度有关。在干燥地区和岩石裂隙发育的地区,氧界面较深可达地面以下1公里;在沼泽地区及冻土地段,氧界面

浅往往就在地面附近。

自然界中许多变价元素在地下缺氧条件下常形成低价元素的矿物，它们在地表环境中是极不稳定的。因此，低价氧化物和硫化物最易发生氧化作用，尤以低价铁易被氧化成高价铁。例如，黄铁矿 (FeS_2) 在含有游离氧的水中可被氧化，首先是其中的 S 由负一价被氧化变为正六价而组成硫酸根 (SO_4^{2-})；其中的铁与硫酸根化合成铁矾 ($\text{FeSO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$)；紧接着不稳定的铁矾被氧化、水解，铁由二价变为三价形成褐铁矿 ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$)。褐铁矿不易溶于水而残留于原地，最后形成“铁帽”，它可作为寻找原生金属硫化物矿床的标志。

此外，岩石中的铁、镁硅酸盐矿物，都含有低价铁易被氧化破坏，并形成赤铁矿或褐铁矿而使矿物表面呈黄、褐或红色。

岩石经氧化作用后，不仅可改变其成分，使之疏松，而且往往使之改变颜色。

岩石遭受化学风化作用破坏的方式是很复杂的，除由水、氧、二氧化碳因素外，还存在有各种酸类溶液，如 HNO_3 、 HCl 、 H_2SO_4 等，它们在化学风化作用中也起着一定的作用；化学作用的各种方式可同时并存，是互相联系和互相促进的。

化学风化作用的方式和强度主要与岩石、矿物的性质及当地的地表自然条件（气温、水溶液等条件）有关。不同矿物对化学风化的反应不同，即抵抗风化作用的能力不同；就同一种矿物来说，在不同的自然条件下，化学风化作用情况也不相同。各种岩石在化学风化作用下，可逐渐被彻底分解破坏，其破坏过程大致分为三个阶段。

早期阶段：岩石中的易溶盐类首先被溶解流失；同时矿物中的 K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 等碱和碱土金属阳离子，可被水溶液逐渐离解析出，并可与溶液中的 Cl^- 、 OH^- 、 CO_3^{2-} 、 SO_4^{2-} 等离子结合，形成易溶于水的化合物（如氯化物、硫酸盐等），其中大部分随水迁移，而较难溶的碳酸盐（ CaCO_3 、 MgCO_3 等），只能在碳酸水溶液中形成易溶于水的重碳酸盐而随水迁移。因此，在早期阶段碳酸钙可相对富集。

中期阶段：岩石经长期的化学风化后，碳酸盐类可大量被迁移；随之，部分 SiO_2 也可从矿物中离解出来而溶于水，形成硅酸 (H_2SiO_3) 的真溶液或胶体溶液，硅酸胶粒带负电荷，当它与水溶液中其他带负电荷胶体（如腐植酸）相遇时，不易凝聚而随水流失，它若与正电荷胶体（如氢氧化铁）相遇，则可中和而凝聚沉淀形成蛋白石堆积；这时，岩石中的铝硅酸盐矿物经化学风化后，可形成难溶于水的各种粘土矿物 ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot m\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) 残留于原地，并可相对富集成粘土矿。

晚期阶段：在湿热气候条件下，高岭石可继续被风化分解， SiO_2 不断被分离析出，一部分随水流失，一部分形成蛋白石堆积于原地；最后可彻底分解，并形成难溶于水的氢氧化铝，其中绝大部分经凝聚沉淀后形成各种含水的氧化铝矿物，并可相对富集而形成铝土矿。

二、化学风化作用的产物

化学风化作用使岩石矿物破坏后，结果形成两部分产物：一部分是能溶于水中的可迁移物质，另一部分是堆积于原地的残积物。

能溶于水的可迁移物质包括各种易溶盐类、 K^+ 、 Na^+ 的氢氧化物和少部分难溶的物质（如 Si^{4+} 、 Al^{3+} 、 Fe^{3+} 等的氧化物）等。易溶物质溶于水，常成真溶液状态随水迁移流失；

难溶物质则要在一定条件下才溶于水,呈胶体状态随水迁移流失。例如, SiO_2 要在碱性溶液($\text{pH}>7$)条件下才能迁移; Al_2O_3 在强碱性或强酸性($\text{pH}>11$ 或 $\text{pH}<4$)条件下才能迁移;三价铁的化合物则要在强酸($\text{pH}<2-3$)介质中才能作较长距离的迁移。因此,当条件不许可时, SiO_2 、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 等常残留于原地。

残积物质主要为难溶的物质,如石英颗粒和硅、铝、铁的化合物如高岭石、蛋白石、铝土矿和褐铁矿等矿物。若残积物中铝质多而铁质少便成为红土。这些残留物都呈疏松状。

第四节 生物风化作用

一、生物风化作用的概念和方式

处于地表的岩石,由于生物的作用使其在原地发生破坏的作用,叫生物风化作用(biologicaction)。在地壳表面的水圈、大气圈和相当深的岩石裂隙里都有生物的存在。生物的生命活动过程,如吸取营养、新陈代谢和生长、死亡等,可以不断地对其周围的岩石产生崩解和分解作用。生物风化作用有物理的和化学的两种方式。

(一) 生物的物理风化作用

生物的物理风化作用是生物的活动对岩石产生机械破坏的作用。例如,穴居动物蚂蚁、蚯蚓等钻洞挖土,可不停地对岩石进行机械破碎。又如,生长在岩石裂隙中的植物,随着植物的长大,其根部生长可撑裂岩石,不断地使岩石裂隙扩大、加深(图4—3)。

(二) 生物的化学风化作用

生物的化学风化作用是生长中新陈代谢、死亡后遗体腐烂分解而与岩石发生化学反应,促使岩石破坏的作用。

植物有机体在生长过程中,依靠太阳能制造化合物时,通常是通过分泌有机酸、碳酸、硝酸和氢氧化铵等溶液,溶解并选择吸收矿物中的某些元素(如P、K、Ca、Fe、Cu、Zn等)作为营养,不能吸收的部分便随水流失。这种作用的持续不断地进行,可使岩石遭受腐蚀破坏。

据调查,每克土壤中可含有几百万个微生物,在它们的生活过程中,可不断地分泌各种酸类(如有些菌类可利用空气中的氮制造硝酸),对岩石进行程度不同的化学反应;有的微生物则吸取岩石中的Fe、Cu、S等元素。因此,微生物的化学风化作用是很强烈的。据统计,微生物对岩石所产生的总分解力远远超过所有动、植物具有的总分解力。

动、植物死后遗体腐烂,可分解出有机酸和气体(CO_2 、 H_2S 等),溶于水后可对岩石腐蚀破坏;遗体在还原环境中,可形成黑色胶胨状、含钾盐、磷盐、氮的化合物和各种碳水化合物的腐植质。腐植质的存在可促进岩石物质的分解。例如,以一克钾长石放入有腐



图 4—3 植物生长对岩石的破坏

植质的10%氨水溶液中，密封后，经2~3天，钾长石可完全分解，并可形成高岭石。由腐植质分解硅酸盐矿物可生成易溶于水的腐植酸盐类，呈胶体状态随水流失；腐植质能使氧化物还原，可使难溶于水的 Fe_2O_3 还原为可溶于水的 FeO ，从而促进岩石的分解。

二、生物风化作用的产物

生物风化作用的结果，使岩石破坏最终形成含有腐植质的松散物质，称为土壤(soil)。土壤是生物腐烂和生长的场所。土壤是由腐植质、矿物质（一般为石英、长石、云母、方解石等细粒物质）、水和空气组成。土壤与一般松散堆积物的区别在于其含有丰富的腐植质，腐植质是农作物的天然肥料。因此，土壤是农作物生长的良好场所。

土壤的垂直剖面，自上而下一般可分为三层（参看图4—6）：

A层（腐植质层）：在土壤层的上部，富含腐植质，常有许多植物根。颜色较深，常为黑或灰黑色。

B层（淋余层）：在A层之下，因下渗水可不断渗透此层，将易溶物质带走，此层主要是矿物质，腐植质很少或没有。颜色较浅，常为黄、灰或白色。

C层（淀积层）：在B层之下为土壤的下部，由上面淋洗带来的物质，一部分在这里沉淀，形成结核体或硬块，主要是Fe、Mn、Si和Al的氧化物。颜色较B层为深。

在C层之下为未发育成土壤的残积物或基岩。

土壤层的厚度各地不一，与当地的气候、植被发育情况和地形有密切的联系。通常在温湿气候、植物生长茂盛和地形起伏不大的地区，土壤层的厚度较大，一般为1~2米。由于各地的气候、岩性的不同，故土壤的类型也较多。例如，我国东北地区，分布含腐植质丰富、深色的黑钙土；华南地区，由于雨量充沛，使腐植质及易溶物质淋洗流失，而形成富含Al、Fe的红壤；西北地区，分布含碳酸盐结核的栗钙土。

第五节 各种风化作用的关系及其影响因素

一、各种风化作用的关系

由于生物对岩石、矿物的破坏及生物风化具有特殊性，故将生物风化作为一种类型来叙述。实质上，风化作用只有物理风化和化学风化两种基本类型，它们之间有着密切的联系。物理风化作用可不断扩大、加深岩石中的裂隙，并使岩石由大块崩解为小碎块，这样不仅有利于水、气体和生物渗进岩石中，而且因岩石碎裂使表面积增大，为化学风化作用提供良好的条件；化学风化作用溶解了岩石中的易溶物质，或水解、氧化后，不仅改变岩石的化学成分，同时也改变了岩石物理性质。另外，据资料介绍，作用于粒径小于0.02毫米颗粒上的大多数应力可以被弹性应变缓和而消除，颗粒不发生机械崩裂。因此，物理风化作用一般只能使岩石破碎到中—细砂粒级（0.5~0.05毫米）之间，然而化学风化作用却能进一步使颗粒分解，最后形成胶体与真溶液，可见化学风化作用是物理风化作用的继续深入，使岩石矿物彻底分解。在自然界物理风化作用和化学风化作用往往是同时进行、互相影响和互相促进的。因此，风化作用是复杂的统一的过程，只是在具体条件下物理风化和化学风化作用才有强弱、主次之分。

二、影响风化作用的因素

影响风化作用的因素主要为岩石性质、气候和地形等。

(一) 岩石性质

在三大类岩石中，因形成的条件不同，抵抗风化的能力也各不相同。岩浆岩和变质岩主要是在高温、高压的条件下形成的，其组成矿物在地表环境中一般都很不稳定，而沉积岩主要是在地表条件下形成的，其组成矿物一般都比较稳定。因此，岩浆岩和变质岩的抵抗风化的能力比沉积岩差。但各类岩石，又因矿物组成、结构、构造和裂隙发育程度的不同，抵抗风化的能力也有所不同。

1. 岩石的矿物组成 由于矿物的物理、化学性质不同，因此它们抵抗风化作用的能力（稳定程度）也有所不同。常见的造岩矿物中，石英是最稳定的矿物，风化作用过程中几乎不分解只产生机械破碎；白云母也较稳定而不易分解；长石类矿物则不稳定易被风化分解，铁镁硅酸盐矿物很不稳定而极易被风化分解。因深色矿物比浅色矿物吸热能力强、散热也快，故含深色矿物多的岩石易被风化破坏。因各种矿物的热胀系数不同，故由多种矿物组成的岩石比由单种矿物组成的岩石易被风化破坏。易溶矿物比难溶矿物组成的岩石抵抗风化能力弱，易被风化破坏。

2. 岩石的结构、构造 岩石中矿物颗粒的如粗细、均匀的程度，胶结的方式和胶结物的成分，层理的厚薄等都影响风化速度，如粗而不均匀的比颗粒较细而均匀的易于温差风化，但后者如透水性好则较易于化学风化。

3. 岩石中节理发育情况 裂隙发育的岩石，其抵抗风化能力降低有利于风化作用的进行。裂隙发育增加岩石出露地表的面积，成为水溶液、气体的通道及生物活动的场所，从而促进风化作用。在砂岩、泥灰岩、辉绿岩和花岗岩等结构较均匀的块状岩石中，若有三组近于正交的裂隙发育时，可将岩体分割成许多大小不等的立方形岩块，岩块中在二组裂隙相交的棱和三组裂隙相交的棱角处，岩石的自由表面最大，易受温度、水溶液、气体等因素的作用而首先风化破坏，经过一段时间后，使岩块的棱角逐渐消失而圆化，形成大大小小的球体或椭球体，这种现象，称为球状风化（spheroidal weathering）（图4—4）。因此，球状风化是自然界



图 4—4 球状风化



图 4—5 球状风化演变简图

a. 岩石被裂隙所切割；b. 球状风化的初期；c. 球状风化晚期（据 W. K. 汉布林 1975）

的厚层或块状岩石遭受风化作用过程中较常出现的现象(图4—5)。

(二) 气候

气候因素主要体现在气温变化、降水和生物(特别是植物)的繁殖情况。它对风化作用的影响是很大的。地表条件下温度增加 10°C , 化学反应速度可增加一倍; 水分充足有利于物质间化学反应等。故气候可控制风化作用的类型和风化速度, 在不同的气候区, 风化作用的类型及其特点有明显的不同。例如, 在寒冷的极地和高山区, 以物理风化作用(冰冻风化强烈)为主, 化学风化作用微弱。岩石遭受风化后, 形成薄层具棱角状的粗碎屑残积物而不易产生粘土矿物。在温湿气候区, 各种类型的风化作用都有, 但化学风化、生物风化作用更为显著, 岩石遭受风化后分解较彻底, 残积层厚度可达70米, 且往往发育较厚的土壤层。在干旱的沙漠区, 以物理风化作用(温差风化强烈)为主, 化学风化作用较弱, 生物风化作用很不明显, 岩石遭风化后, 形成薄层具棱角状的碎屑残积物。

(三) 地形

地形可影响风化作用的速度、深度、风化产物的堆积厚度及分布情况。当地形起伏较大、陡峭、切割较深的地区, 岩石易受风化作用。因岩石表面风化后岩屑可不断崩落, 使新鲜岩石直接露出表面而遭受风化, 但以物理风化作用为主, 只使岩石机械崩解, 且风化产物因不易保存而很薄。在地形起伏较小、流水可缓慢流经的地区, 则以化学风化作用为主, 岩石遭受风化分解较彻底, 且风化产物易保留而较厚。在低洼有沉积物覆盖的地区, 岩石在覆盖物保护下则不易遭受风化。

山地的南、北坡温度变化幅度不同, 从而影响风化作用进行的速度。例如, 山地向阳坡的昼夜温差较阴坡大, 故风化作用较强烈, 风化产物也较厚。

第六节 残积物、风化壳及其研究意义

一、残 积 物

地壳表层的岩石经长期风化作用后, 残留于原地的松散堆积物, 称为**残积物**(residual deposit)。残积物包括物理风化形成的碎屑物、化学风化形成的难溶矿物和生物风化形成的土壤, 即各种风化作用的综合产物。由于风化作用的复杂性, 各地残积物的特点有所不同, 但其共同的特点是: 残积物中的碎屑物大小不均, 棱角明显; 堆积物无分选、无层理; 由表面往深部与风化的基岩是逐渐过渡的关系, 上部风化程度较深, 下部风化程度较浅; 成分上与基岩有密切联系。例如花岗岩经风化后, 长石变成高岭石, 黑云母变成蛭石和褐铁矿, 石英成为细小的砂粒。这些物质残留于原地, 因此通过对残积物的观察分析, 可推测母岩类型。残积物主要分布在山顶和平缓的山坡。

二、风化壳及其研究意义

(一) 风化壳

残积物在地壳表层分布很普遍, 它不连续地覆盖在地壳基岩上, 形成一层薄的外壳, 称为**风化壳**(crust of weathering)。风化作用是由地表逐渐往地下进行的, 地表上部, 风化作用时间较长, 岩石风化分解较彻底, 岩石内部的原有结构消失。若以物理风化为主

时,形成大小不等、具棱角的碎屑,若化学风化盛行时,母岩成分可被彻底分解,并形成新矿物。下部岩石遭受风化时间较短,主要是物理风化使岩石破碎,岩石仍保持原有结构,与下伏母岩是逐渐过渡的。这样,使不同深度的岩石经受着不同程度的物理、化学风化,在垂直剖面上可形成具有分带现象的复杂结构,带与带之间没有明显的分界面,是逐渐过渡。一个发育完全的风化壳剖面结构,一般是上部为风化较彻底的红土或高岭石等粘土矿物,其顶部常有土壤带;下部属半风化的岩石,为角砾状碎屑残积物,往下逐渐过渡为基岩(图4—6)。

风化壳剖面结构各地大体相同。因受气候、岩石性质、地形和风化作用的强度及作用时间长短的影响,风化壳的成分和厚度则因地制宜。在适宜的气候条件下,易风化的岩石分布的地区,风化壳的厚度较大,尤其在有强烈剥蚀和堆积的中等起伏的丘陵地带及剥蚀平原地区,有利于长期进行风化作用,风化壳的厚度可达几十米到百米。

风化壳形成后,如果被后来的堆积物所覆盖而保存下来,称为古风化壳。在漫长的地质历史时期中,保存有不少古风化壳。

(二) 风化壳的类型

形成风化壳的条件有气候、基岩性质、地形等,其中最主要的是气候条件。在不同的气候条件下,风化作用进行的方式、强度不同,因此可形成不同类型的风化壳。依据不同的气候带形成的风化壳,一般可划分为四个主要类型。

1. **岩屑型风化壳** 是寒冷气候带的岩石,经物理风化为主,形成碎屑残积物组成的风化壳。特点是:因气温低,化学风化作用微弱,残积层的碎屑成分与母岩基本相同,碎屑颗粒自上而下由细变粗,逐渐过渡为母岩。

2. **硅铝——硫酸盐和硅铝——碳酸盐型风化壳** 是干旱和半干旱气候带的岩石,在物理风化的基础上,化学风化作用的早期阶段形成的风化壳。特点是:在这种气候条件下,水分稀少,化学风化只对岩石中易溶矿物进行分解而长期处于早期阶段。母岩中的易溶盐类被溶解流失,硫化物经氧化作用形成硫酸盐,硅酸盐矿物中的 K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 等元素在碳酸化作用下被析出,形成碳酸盐。残积物中标志矿物为石膏、方解石。此外,在干旱气候区,可有岩盐、苏打;在半干旱气候区,因水呈碱性,可有水云母粘土矿,但母岩中的铁、铝元素还未析出,碳酸盐矿物也未完全分解。厚度不大。

3. **硅铝粘土型风化壳** 是温湿气候带的岩石,在化学风化作用的中期阶段和生物风化作用下,形成的风化壳。特点是:母岩中的 K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 等元素全部被析出, Si^{4+} 也大量被析出迁走,水溶液中呈酸性,使硅铝酸盐矿物分解,形成高岭石等粘土矿物,故也称为高岭石型风化壳。另外,因水中富含腐植酸,使铁、铝的氧化物易于迁移,可形成含水的氧化铁(褐铁矿)。厚度十余米至几十米。

4. **红土型风化壳** 是湿热气候带的岩石,经长期的化学风化被较彻底地分解后形成的风化壳。特点是:母岩中的硅酸盐矿物全部被分解,可迁移的元素被析出迁走,形成

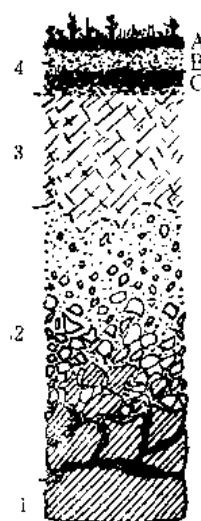


图 4—6 风化壳的剖面示意图
1.基岩; 2.碎屑残积带; 3.粘土(高岭石为主)或红土带; 4.土壤带。A.腐植质层; B.淋余层; C.淀积层

硅、铝、铁(Fe^{3+})的氧化物。标志矿物为铝土矿、褐铁矿、赤铁矿和蛋白石等。因富含铁(Fe^{3+})质,呈红色,故称红土型风化壳。厚度大,可达几十米至百米。

(三) 研究风化壳的意义

土壤对人类种植业发展有密切关系,人们对风化壳表层土壤性质的研究和适当改造,可促进农业增产。寻找与风化壳有关的残积砂矿(金、锡、钨、金刚石)和残余矿(高岭石、铝土矿、褐铁矿和镍、钴等)。利用残积物的分布、元素丰度值的变化和“铁帽”等,可指导寻找原生矿床。风化壳发育的程度,对水利、工程建筑地基的稳固性、透水性和开采矿产的地质条件等都有直接的影响。对古风化壳的研究,可了解古地理、古气候的情况,有助于了解地壳发展的历史。可见,对现代和古代风化壳的研究都具有重要的理论和实际意义。

第五章 地面流水的地质作用

第一节 概 述

一、地面流水的概念

地面流水简称流水 (running water), 系指沿陆地表面流动的水体。水在循环过程中以降水 (降雨、降雪等) 形式降落地上后, 一部分渗入地下, 一部分沿地表流动, 另一部分则形成积雪和冰川。这些类型的水在一定条件下又可以相互转化。例如, 当地面高于地下水面时, 地面水供给地下水; 当地面低于地下水面时, 地下水又可供给地面水。因此, 地面流水的来源, 主要为大气降雨、冰雪融水以及流出地表的地下水。水源的不同对流水的流量和成分都有很大的影响。

根据流动的特点, 地面流水可分为片流、洪流和河流三种类型。沿地面斜坡呈片状流动的水流 (实际上不仅呈片状, 而且呈无数股、无固定流路的网状细流), 叫片流 (laminar flow), 又叫坡流。当片流汇集于沟谷中而形成急速流动的水流, 叫洪流 (flood current)。洪流与片流不同, 它不仅有固定的流路, 而且水量集中, 流速也骤然增大。片流与洪流仅出现在雨后或冰雪融化时短暂的一段时间内, 因此它们都是暂时性流水。沿沟谷流动的经常性流水, 称河流 (stream)。其形成可以是洪流下切谷底至地下水面以下时, 得到地下水补给, 因而成为经常性的流水; 它也可以是由于冰川消融或得到湖水的供给而形成。

许多小溪在向下游流动时, 先后汇合成为较大的支流, 然后再汇合成为干流 (或主流) 而注入湖、海。一条干流和注入它的所有支流连结成的水网叫水系或河系 (drainage system)。一个理想的水系如图 5—1 所示。在水系中, 干流及其支流组成一个统一的流水系统。如果从河流的源头开始顺流而下进行考察, 就会发现, 从小支流到大支流到干流, 河谷坡度逐渐减小, 而河流的长度和宽度则逐渐加大。

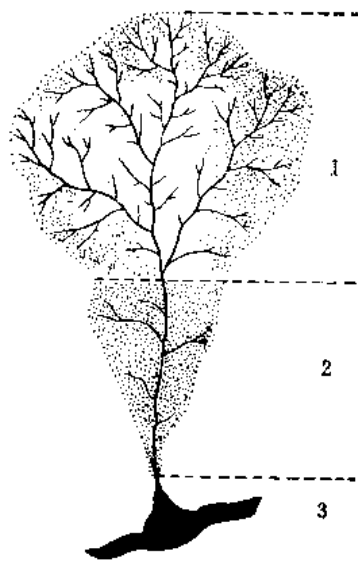


图 5—1 水系的理想图式

1—侵蚀 (支流为主); 2—搬运 (主干河道为主); 3—堆积 (支流为主)

二、地面流水的运动方式

根据实际观察和室内在管道或水槽中的实验得知, 地面流水中水质点具有以下几种运动方式:

1. 层流 (laminellar flow) 在流动过程中水质点的运动迹线彼此平行而互不混合, 保持着一层超覆一层地向前滑动 (图 5—2 之左图)。层流在地面流水中很少存在, 仅出现

在流速很低、地面平滑的片流中或河床平坦的底部及两壁厚度不超过几毫米的水层中。它是由于流水受地面或床底摩擦阻力的影响，流速很小时，上覆流速稍大的水层便在其上滑动前进。层流的流速慢、动能小，但对保护粘土和粉砂级沉积物不易被流水侵蚀起了很大的作用。

2. 紊流 (turbulent flow) 水质点呈不规则的运动，时而向上，时而向下或向两侧，即水质点的运行迹象是紊乱的 (图 5—2 之右图)。紊流是由于流速较快时，水流开始成波状，在剪切力 (作用于流体的力在平行于流体表面的分量叫剪切力) 的作用下，使流动快的水分子进入流动慢的分子层内，从而形成紊流。除部分片流外，紊流几乎存在于一切地面流水中。紊流产生的上举力 (上升流向上的分力) 是使泥砂呈悬浮状态搬运的原因。在靠近底部的地方，由于流水与河床摩擦，使得流速变化最大，故近底部处紊流最强 (图 5—3、17)，河水中悬浮的泥沙也以近底部最多。

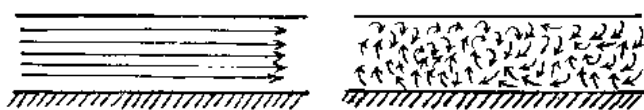


图 5—2 层流 (左) 与紊流 (右) 示意图

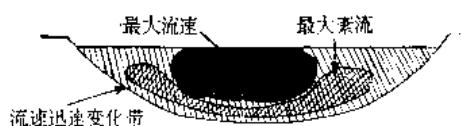


图 5—3 在平直和对称河床中流速与紊流的分布
(据 J. Loighly, 1934)

3. 环流 (ring flow) 水质点作螺旋形运动的水流，它在过水横剖面上的投影为环状，故名环流。环流型式有双向、单向等不同类型的，前者的水质点在过水横剖面上运动轨迹的投影为两个环，两个环上水质点的旋转方向相反 (图 5—21)；后者水质点的运动轨迹在过水横剖面上的投影为一单向的环 (图 5—4)。单向环流普遍存在于河弯处，它主要是由离心力的作用而产生的。水流在转弯处，因惯性而产生离心力^①。由于水流在不同深度处的流速不同 (图 5—17)，一般是上层水体的质点比底层水质点的流速快，所以这种离心力在水面附近最大，向河底迅速减小 (图 5—5a)。在离心力作用下，使水流质点从凸岸

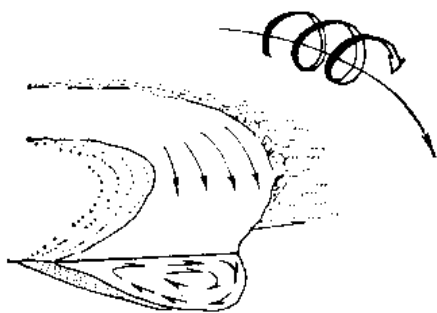


图 5—4 单向环流示意图

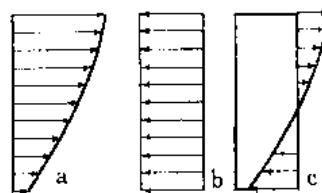


图 5—5 单向环流成因图解

a. 惯性引起的离心力的分布；b. 水面横比降引起的横向力的分布；c. a 和 b 两种力相加的结果

① 惯性离心力 $F = \frac{Mv^2}{R}$ 其中 M 为流量， v 为流速， R 为曲率半径。从公式中可以看出，离心力是同流速的平方成正比。

涌向凹岸，乃使凹岸水位升高，于是产生了水面的横比降。横比降又产生由凹岸向凸岸的横向力，这种横向力从水面到水底都是一样的（图5—5b）。在上述两种力的共同作用下，逐产生在水面与水底的水体质点运动方向完全相反的偏向下游方向的横向流动，也就是表层水流从凸岸流向凹岸，而底层水流则是从凹岸流向凸岸，从而形成单向环流。它是河流在凹岸进行侵蚀、在凸岸进行沉积的主要原因。

4. 涡流 (eddy current) 是河流中水质点绕轴旋转的运动，它的旋转轴有垂直的和水平的两种。涡流产生的原因是河水在障碍物的后方由于水流速减小，水流产生回流，从而形成涡流。河床的不平会产生轴近水平的涡流；河道拐弯或在河床中有礁石处都可产生轴近垂直的涡流。涡流与紊流中的旋涡不同，它的位置比较固定，而且涡流一旦形成，它会顺河流流向继续存在一段距离，逐渐变小而消失。涡流可以使局部的泥砂沉积，改变泥砂运动状况，促使沿河底运移的砂粒呈砂波或砂丘状前进。

三、流水的动能与地质作用

由于海陆高差悬殊，同时地面又起伏不平，降落到大陆表面的大气降水具有一定的势能，它们在重力作用下，从高处往低处流，并最终流入湖、海，以达到势能最低的稳定状态。在流动过程中，流水的势能不断地转化成为动能。据估计，大陆上每时每刻都有大量的流水在流动，而大陆平均比海面高800米，在这样巨大的水体流经800米高差而注入海洋时，其动能是非常巨大的。

地面流水的动能 $P = \frac{1}{2} m V^2$ 。m 为流量；V 为流速。

从动能的公式可知，地面流水动能的大小主要决定于流速。而流速主要与河床坡度有关，此外亦与河床的平滑程度、河谷横切面的形状有关。河床愈平滑，横切面愈近半圆形，流速愈大。流量则受气候影响而有季节性的变化。

地面流水的动能除了一部分消耗在克服水体与河床、水体与空气以及水体内部质点间的摩擦力外，另一部分就是消耗在对河床的剥蚀和对泥、砂、砾石的搬运上。地面流水的剥蚀作用 (denudation)，特称为侵蚀作用 (erosion)。不同的河流，同一河流的不同河段，其动能是不同的。如果流水的动能在搬运泥砂之外尚有盈余时，则产生对河床的侵蚀，并把侵蚀下来的产物带走；如果流水的动能减小，不足以搬运携带的碎屑物质时，则会发生部分碎屑物的沉积。因此，流水的动能是其产生地质作用的根本原因。流水动能的变化，特别是其中流速的变化，必将导致流水地质作用类型和强度的变化。

地面流水的地质作用（侵蚀、搬运和沉积）有机械的和化学的两种方式。由于地面流水是液态物质、流动速度较快，故其地质作用的特点是以机械方式为主，只有流经可溶性岩石地区化学方式的地质作用才较明显。

地面流水在陆地上的分布十分广泛，除极地和高寒地区外，即使是干旱的沙漠地区也可以见到流水的地质作用。河流不仅是大陆上最强大的搬运者，陆地上的风化和剥蚀产物主要是通过河流搬运到湖、海中去的，而且是大陆地表形态的主要塑造者。

第二节 暂时性流水的地质作用

一、片流的地质作用

片流比较均匀地冲洗破坏着整个斜坡的表层，这种过程称为洗刷作用 (sheetwash)。由于片流的水流分散，水量少、动能小，洗刷作用一般只能冲走细小的碎屑物质，如粘土和粉砂，但它作用的面积大，因此对地表的剥蚀是很显著的，洗刷作用的产物是河流中搬运的泥砂的主要来源。洗刷作用的强度与气候、地面坡度、岩性和植被有关。一般在降水量比较集中，坡度较陡、松散物质分布较多、植被稀少的山坡，洗刷作用强烈。例如在气候半干旱的我国华北西部黄土地区，常造成大量的水土流失。

洗刷作用破坏下来的泥砂等物质，除部分经沟谷而进入河流外，其余部分随片流向山坡下搬运。由于片流水量少，而且存在的时间短，所以搬运距离不远。当片流到达缓坡或坡脚处，因流速变慢、水份不断向下渗透而减少，被片流搬运的物质便在此沉积，形成的沉积物叫坡积物。坡积物因未经长途搬运，故碎屑颗粒呈棱角状，同时使沉积物按粗细分开的分选性差、层理不发育，物质成分与斜坡上的基岩成分相同。

二、洪流的地质作用

洪流受气候的影响很大，在雨季或冰雪融化时，特别是在暴雨之后，常发生洪流，在山区尤为明显，亦称之为山洪。

洪流沿沟谷流动时，由于集中了多量的水，沟底坡度大，流速快，因而拥有巨大的动能，对沟谷的岩石有很大的破坏力。洪流以其自身的水力和挟带的砂石对沟底和沟壁进行冲击和磨蚀，这个过程称为洪流的冲刷作用。由冲刷作用形成的沟底狭窄、两壁陡峭的沟谷叫冲沟 (gully)。冲沟的源头叫沟头。初始形成的冲沟在洪流的不断作用下，可以不断地加深，展宽和向沟头方向伸长，并可在冲沟坡壁上形成支沟 (图 5—6)。在降雨量较集中、缺少植被保护，由第四纪松散沉积物堆积的地区，冲沟极易形成。如我国黄土区，冲沟发展迅速，常常把地面切割得支离破碎，千沟万壑，使农田遭受严重破坏 (图 5—7)。它

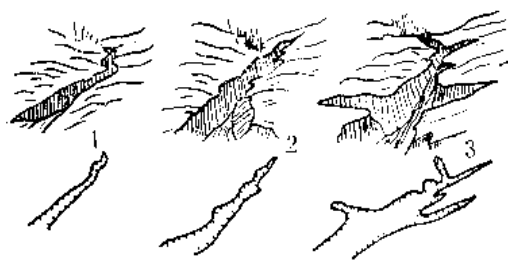


图 5—6 冲沟的形成和发展示意图



图 5—7 我国西北黄土区的冲沟

进一步发展，可使地面成为由大小冲沟密布的地形——歹地。

洪流的流速大，拥有巨大的搬运力，常能搬运巨大的石块。洪流携带大量的泥、砂、砾石等碎屑物一旦流出沟口，由于坡度和流速骤然减小，且水流失去沟壁的约束而散开，

搬运物便大量沉积下来，形成扇状的堆积地形，称为洪积扇（图5—8）。其特点是厚度变化大，粒度较粗，主要由砾、砂组成，也有少量粉砂和粘土，一般扇头粒度最粗，厚度最大，向外逐渐变细变薄。由于洪积物未经长途搬运，而且是突然沉积下来的，故磨圆度和分选性^①都较差，层理发育也较差。

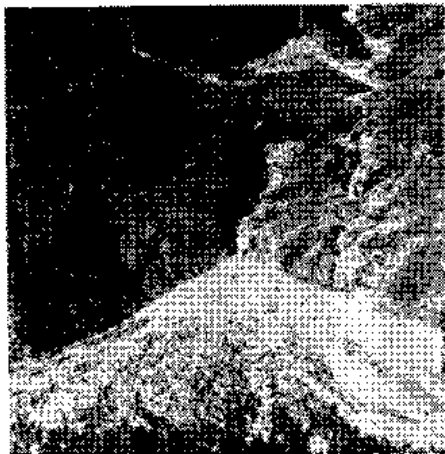


图 5—8 阿尔卑斯山中的洪积扇
(据C. S. 贺伯特)

第三节 河流的地质作用

一、河流的侵蚀作用

河流在运动过程中对岩石进行破坏称为侵蚀作用。河流的侵蚀作用是沿河谷进行的。河谷就是由河流的侵蚀作用开拓出来的狭长的谷地。河谷横剖面的形态由谷底、河床和谷坡三个主要部分组成（图5—9）。河谷底部较平坦的部分叫谷底，谷底中经常有水流动的部分，叫河床；高出谷底的两侧斜坡叫谷坡。

（一）河流侵蚀作用的方式

河水沿河谷流动时，以自身的冲力破坏岩石，更主要的是河流中除水体外，还携带着大量的泥砂和砾石等碎屑物，河流以它们为工具对河床进行磨蚀。此外，河水对岩石还有一定的溶解能力。河流就是通过冲蚀、磨蚀和溶蚀三种方式对河底及两岸进行侵蚀的，但以前二种方式为主。

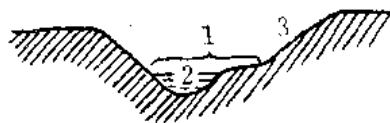


图 5—9 河谷横剖面各部分名称
1—谷底；2—河床；3—谷坡

1. **磨蚀** 河水中携带的大量泥、砂和砾石在随水前进时，不断撞击磨损着河床岩石。
2. **冲蚀** 以流水本身的动能把河床的泥、砂、砾石等沉积物冲走，当流速很大时，流水冲入岩石裂隙和层理中产生的压力，也可以逐渐破坏基岩并把破坏产物搬走。
3. **溶蚀** 河水是一种溶剂，能够以溶解方式破坏岩石。当组成河床的岩石为可溶性

① 磨圆度和分选性的定义见河流沉积作用部分。

岩石（石灰岩、白云岩等）时，溶蚀就比较明显。

（二）河流侵蚀作用的类型

按侵蚀作用的方向，河流的侵蚀作用可分为两种类型，即沿垂直方向进行的下蚀作用与沿水平方向进行的侧蚀作用。这两种侵蚀作用在任一河段中都是同时存在的，只不过在不同的河段中有主、次之分而已。

1. 下蚀作用 (downward erosion) 河流以携带的泥、砂、砾石为工具，并以自身的冲力和溶解力对河底岩石进行侵蚀而使河床降低的作用称为下蚀作用。

（1）下蚀作用的过程 下蚀作用的强度首先与流速和河水中泥砂的含量有关。在河流的上游以及山区的河流，由于河床纵比降大，因此流速大，搬运力强，对河底岩石的磨蚀、冲蚀强烈，故以下蚀作用为主，侧蚀作用居次要地位。下蚀作用使河谷不断加深，常形成谷底深而窄、谷坡陡峭、横剖面呈“V”字型的峡谷。例如我国长江上游金沙江段的河谷（图5—10）便是。

此外，下蚀作用与河床的岩石性质及地质构造有关。岩性坚硬（如砂岩、砾岩），下蚀作用相对较弱，河床表现为凸起地段；岩性较软（如粘土岩），下蚀作用相对较强，河床表现为凹下地段。我国长江三峡河谷狭窄，局部河床竟低于海平面20—45米。由于不同河段的岩石性质和裂隙发育情况不同，致使河床纵剖面上显示出坎坷不平的阶梯状形态。河流在坡度较大的地段便形成水流湍急的急流（rapid），高差大的陡坎便形成瀑布（water fall）。急流和瀑布常出现于河流的上游。我国最大的瀑布是贵州安顺黄果树大瀑布，河水从58米高的悬崖上倾泻而下，极为壮观（图5—11）。



图 5—10 我国云南丽江境内金沙江虎跳峡



图 5—11 贵州安顺黄果树瀑布

瀑布的成因较多，除上述以外，还有其他几种。如在断层崖、冰川作用形的悬谷、熔岩流堵塞河床后形成的熔岩坝等也都可以形成瀑布。瀑布拥有巨大的动能，故河流的下蚀作用在此最为明显。跌水使瀑布底下的河床被淘深，跌落后翻起的水流冲击并淘空陡坎基部的岩石，导致上部岩石的崩塌，于是瀑布向上游方向后退。北美尼亚加拉瀑布（图5—

12) 平均每年后退 1.3 米。我国第二大瀑布黄河壶口瀑布平均每年后退 5 厘米。

下蚀作用在加深河谷的同时, 又使河流向源头方向伸长。河流的加长不是随着侵蚀作用的进行而向下游方向扩展的, 河流主要是向着源头方向伸长, 这是因为在沟头以上, 流水顺地面斜坡成片流流动, 当其在沟头汇聚于沟谷里时, 流速和流量骤然增大, 在这里下蚀作用特别强烈, 结果使河谷向着源头方向的

斜坡上方延伸, 称为**向源侵蚀** (headward erosion)。只有当河谷伸长到分水岭, 沟头的上方再也没有未被切割的斜坡时, 向源侵蚀与河谷的伸长才会停止。向源侵蚀一方面使河谷伸长, 另一方面也使河流的分支愈来愈多。由于各河流的水量、河床纵比降、岩石性质及地质构造等因素的不同, 它们的向源侵蚀速度亦不同。当某一向源侵蚀较快的河流向上伸长并中途切断另一条河流时, 于是就把另一河流上游的河水夺过来, 这种现象称为**河流袭夺** (stream capture)。

(2) **侵蚀基准面和平衡剖面的概念** 河流下蚀作用不是无止境的。当下蚀作用达到一定的深度, 即当河面趋近于注入水体的水面时, 河水不再具有势能差, 流动趋向停止, 因此河流的下蚀作用也就趋近于零了。所以从理论上讲, 注入水体的水面就是河流下蚀作用的极限, 这个极限称为**侵蚀基准面**。海平面为所有入海河流的侵蚀基准面。湖面或干流的水面因其自身是变化的, 对注入的河流只能起暂时性的控制, 故称为**地方性或暂时性侵蚀基准面**, 而海平面为**最终侵蚀基准面**。必须指出, 河流在正常情况下, 是以河口 (河流注入湖、海的地方) 为终点的。但如果后来由于某种原因使海平面相对上升, 下游的河床被海水淹没, 则可使局部河流槽谷低于海平面。如印度恒河在海平面以下延伸一直可达外海。在某些河段, 如我国长江三峡, 河床亦可低于海平面。尽管如此, 从整体看任何一条河流的河床不会出现都低于海平面的现象。

河流下蚀作用的结果, 使河床高度降低, 坡度变缓, 阶梯状高差逐渐消失, 使整个河谷纵剖面成为一个圆滑的曲线, 这时河床坡度与流速、流量与搬运物完全达到平衡, 河流的动能刚够搬运所携带的物质与克服摩擦阻力, 整条河流达到既无侵蚀又无大量沉积状态, 这种达到平衡状态的河谷纵剖面称**平衡剖面**。平衡剖面虽然是一个永远也达不到的理想剖面, 但它对于了解河流改造地表的演化过程以及研究水利工程所引起的河流变化是具有十分重要意义的。因为河流各段是彼此紧密相关的一个整体, 河床的坡度与河流的流速、水量、搬运物等因素之间有建立平衡的普遍趋势。如果某一河段发生变化, 使这些因素中任何一个有了改变, 都必将引起河流内部的自动调整。例如构造运动在某河段产生断层 (图 5—13), 在河床上出现陡坎, 在断层线以上的河段坡度增大, 引起向上游的侵蚀作用。被侵蚀的产物进入流水后, 超过河流的搬运能力, 在断层线以下就会发生沉积, 侵蚀和沉积继续进行, 直到新的平衡剖面建立为止。

2. **侧蚀作用** (lateral erosion) 河流以携带的泥砂砾石为工具, 并以自身的动能和

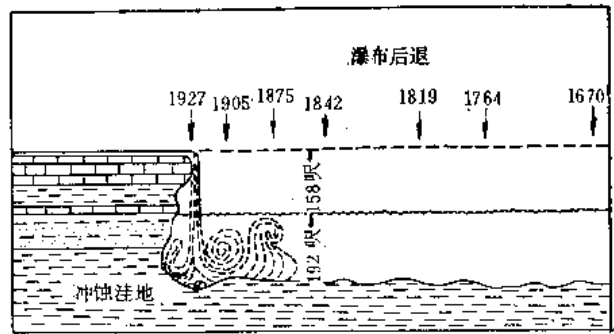


图 5—12 北美尼亚加拉瀑布的后退示意图
(据 Gilbert)

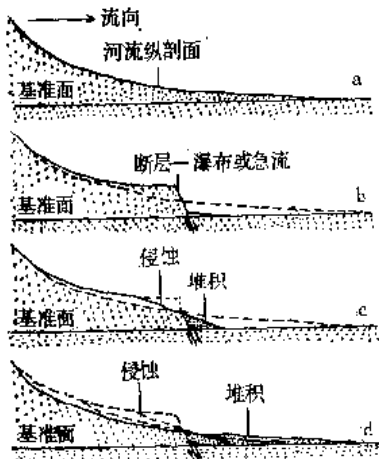


图 5—13 河流重建平衡剖面的过程

a—河流剖面保持平衡；b—断层打破了平衡，使断层线以上坡度加大；c—断层线以上产生侵蚀，断层线以下产生沉积；d—侵蚀和沉积继续进行，一个新的平衡剖面终于建立。

溶解能力对河床两岸的岩石进行侵蚀，使河谷加宽的作用称为侧蚀作用。

在上游，侧蚀作用不明显，但在中、下游或平原区的河流，由于河床坡度较为平缓，下蚀作用渐弱，侧蚀作用便逐渐居主导地位。

自然界的河流由于地面坡度、岩性、地质构造等的不同，总是多少有些弯曲的。此外，由于滑坡以及支流注入等原因，往往在河床的一侧形成碎屑物堆积，也迫使河道弯曲。河道中只要有一个哪怕是微小的弯曲存在，流水就会在惯性和离心力的作用下涌向凹岸，从而形成单向环流。侧蚀作用主要是单向环流产生的。

呈单向环流运动的水质点在凹岸向下顺坡流动，不断地对凹岸进行冲蚀和磨蚀，掏空谷坡的下部，上部岩石失去支持而崩塌，凹岸不断地向旁侧和向下游方向（因单向环流为螺旋形水流）推移。凹岸侵蚀的产物又被沿河底横向流动的水流带到凸岸沉积下来，使凸岸不

断增宽并向下游推移。这样使河床曲率逐渐增大形成河曲，同时加宽了谷底，使河谷的横剖面呈“U”字型。

即使河床平直，由于地球在不停地自转，除赤道的纬向河流外，任何流向的河流都要受到科里奥利力的影响，使北半球任何地区任何流向的水流发生右向偏离。即经向河流向赤道方向流动者向西偏离，向极地方向流动者向东偏离；纬向河流在北半球向西流动者向北偏离，向东流动者向南偏离，在南半球的纬向河流与之正相反。这样亦可产生侧蚀。例如长江三角洲上江口段长江主流南侧侵蚀较强，科里奥利力可能是重要原因之一。

河曲进一步发展，河床愈来愈弯曲（图 5—14），河长亦随之增加，坡度变缓，流速降低，动能减小。当动能减小到即使在洪水期河流也只能在谷底上蜿蜒徘徊，再也没有余力去侵蚀谷坡、加宽河谷时，这时的河曲称为蛇曲(meander)。在蛇曲的发展过程中，洪水期水量增大时可将河道截弯取直。被抛弃的旧河道两端被冲积物淤塞后形成牛轭湖(oxbow-lake)。我国长江中下游的荆江段是蛇曲最发育的河段（图 5—15）。它从藕池口至城陵矶之间的直线距离仅 87 公里，而河床全长竟达 240 公里，河道蜿蜒曲折，俗有“九曲回肠”之称。据记载，荆江段曾发生过数十起截弯取直的现象。

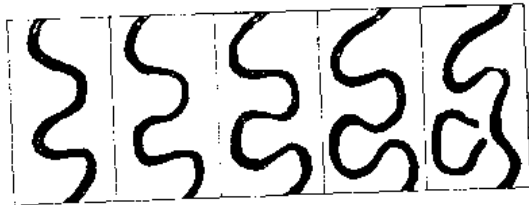


图 5—14 河曲的横向移动示意图

二、河流的搬运作用

河流将其携带的物质向下游方向搬运的过程，称为河流的搬运作用。被河流搬运的物质主要是片流的洗刷作用和洪流的冲刷作用带来的物质及少量河流侵蚀作用的产物。

河水中的搬运物，大部分是机械碎屑物，如粘土、砂、砾石等，小部分为溶解于水的

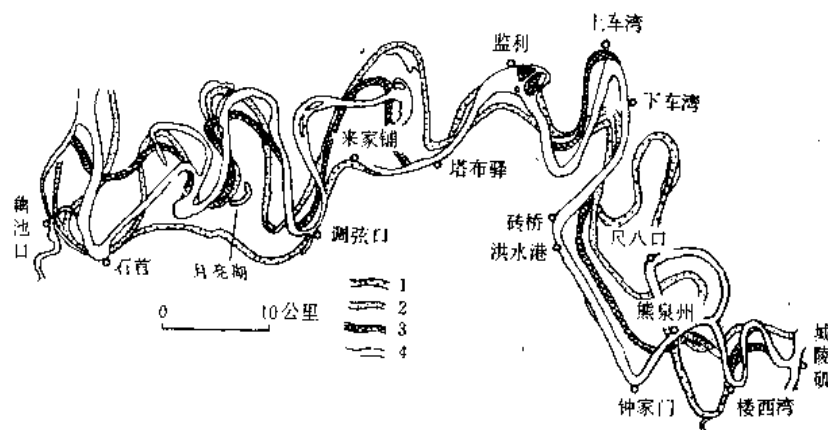


图 5—15 长江荆江段的河道变迁图

1—1488—1644年河道；2—1835—1874年河道；3—1876—1910年河道；4—现代河道
(据陈钦奎等人)

K^+ 、 Na^+ 、 Cl^- 、 Mg^{2+} 等离子或 $Ca(HCO_3)_2$ 及 $SiO_2 \cdot nH_2O$ 、 $Al_2O_3 \cdot nH_2O$ 、 $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$ 等胶溶体。对前者的搬运叫机械搬运，对后者的搬运叫溶运。

全世界每年有近23—49亿吨的溶运物经河流进入海洋，但河水中所含的溶运物质远远没有达到饱和。同时，河水含盐度低，缺乏电解质，胶体粒子的电荷得不到中和而不产生凝聚。因此在溶运过程中，不论河水流速发生多大变化，极少发生溶运物的沉积现象。

河流最主要的是机械搬运。以下仅就河流对机械搬运物的搬运力、输砂量和搬运方式等问题加以讨论。

(一) 河流的搬运力和搬运量

河流的搬运力是指河流搬运碎屑物质中最大颗粒的能力，而搬运量是指河流搬运的碎屑物质的数量。两者都与河流的流速有关。

碎屑颗粒被搬运时受到两种力，即水的冲力与上举力。前者推动颗粒向前滚动，后者将颗粒托起。当水流的冲力与紊流的上举力大于颗粒的重量时，颗粒便被冲起而带走，因此一定粒径要求有一定的起动速度。根据爱里定律：被搬运碎屑颗粒的粒径与流速的平方成比例。即 $\gamma \propto V^2$ 。 γ 为颗粒的直径， V 为流速。因为 $G \propto \gamma^3$ ， G 为颗粒的重量，所以 $G \propto V^6$ 。即搬运物颗粒的重量与流速的六次方成正比。也就是说，如果流速增加一倍，则能被搬运的颗粒重量将增大64倍。因此，在山区河流或上游河段中，常可见到有直径2—3米，重达数十吨的石块被搬走。

爱里定律是根据球形颗粒在以滚动方式运动的情况下计算出来的，它反映了流速与粒径之间的一般关系。

1936年，希尤尔斯特隆 (P. Hjulsstrom) 利用水槽，在水深1米，由不同粒径的石英颗粒组成的平坦河床上进行实验，进一步研究了不同粒径的起动速度，后经森德伯格 (A. Sundborg) 在1956年进行修正，得出搬运物的不同粒径与起动速度之间关系的图解如图5—16所示。

图中斜线的部分示河水把已知大小颗粒从河床上冲起并开始运走时所需的速度，它不是一条线而是一个带。这是因为被搬运颗粒的形状，密度以及流水性质的不同，因而起动

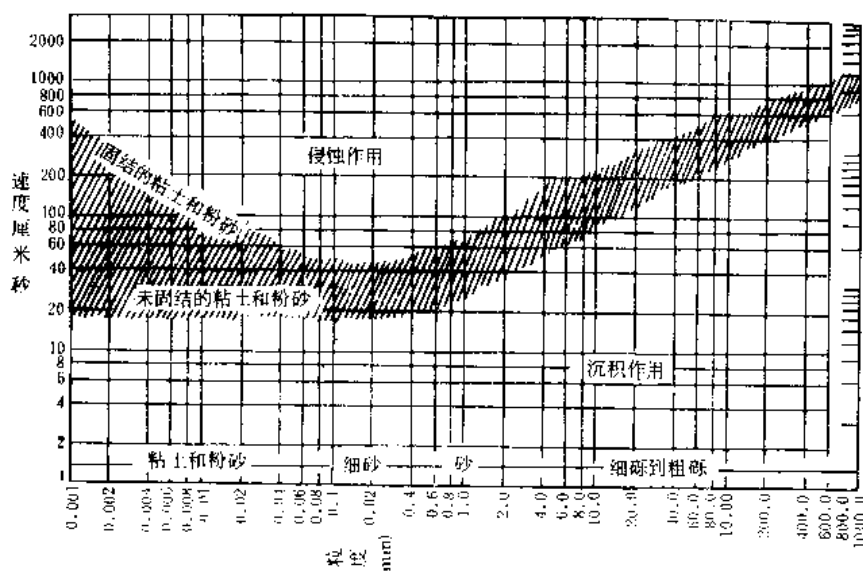


图 5—16 搬运物的粒径与起动速度之间的关系

(F. Hijulstrom 1936, A. Sundborg, 1956年, 有修改)

速度也有差别。从图上看, 碎屑的起动速度一般在18厘米/秒至10米/秒之间。利用此图解我们可以根据沉积物中的最大粒度来推断当时的最大流速。

值得注意的是起动速度并不完全与被搬运颗粒的粒径成比例。粘土和粉砂由于粘结力强, 同时粒度很小, 床积物平坦, 在层流的保护下不易被冲起, 在流速较大时, 可成为泥砾(泥质砾石, 常呈扁平状)被带走, 这就是常在较粗的碎屑沉积中见到泥砾的原因。最容易被冲起搬走的是细砂(0.05—0.25毫米), 因为它们粒度稍大, 床积物粗糙不平, 易被紊流的上举力卷起带走。仅0.5毫米以上的粒级起动时, 粒径才与流速成一定的比例关系。

河流搬运的碎屑物中以悬浮状态的泥砂为主, 其含量称为含砂量, 可以通过取样称量求得。例如长江宜昌段, 1960—1964年间, 经测定悬运质占搬运总量的99.57%。

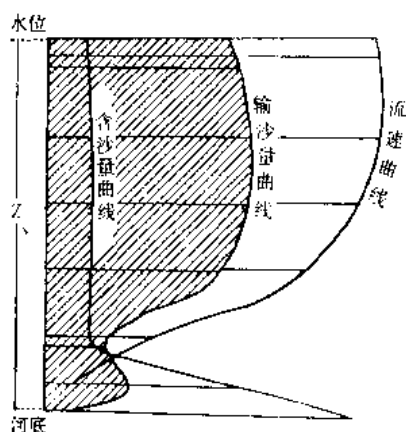


图 5—17 在垂直方向上, 河流流速、含砂量和输砂量的变化

(此曲线在河流的下游求得。根L. W. 高蒙)

河水中的含砂量随深度的增加而增加(图 5—17), 这与河底附近紊流强、上举力大有关。河流的输砂量是指单位时间内通过单位截面积的总砂量(S)。显然 $S=V \times t$ 。 V 为流速, t 为含砂量。

河流的输砂量主要受地形高差、气候(包括温度和降雨量)、植被的发育情况和岩石性质等四种因素的控制。显然, 高差大、降雨量多、气温高(有利于紊流的产生, 从而使部分推运质变为悬浮状态)、植被不发育、岩性松软地区的河流输砂量大。例如黄河流经黄土地区, 输砂量很高, 在陕县输砂量达32公斤/立方米。黄河多砂、

俗有“黄河斗水七升砂”之说。而长江因植被覆盖良好，输砂量比黄河小得多，在宜昌平均输砂量不过 11 公斤/立方米，其中泥砂主要来自四川盆地的红色砂岩、泥岩，特别是嘉陵江流域。我国几条大河的输砂量如表 5—1 所示。

我国几条大河年输砂量和径流量

表 5—1

| 河流名称 | 年输砂量 (万吨) | 年径流量 (亿米 ³) | 河流名称 | 年输砂量 (万吨) | 年径流量 (亿米 ³) |
|------|--------------|----------------------------|-------|--------------|----------------------------|
| 黄 河 | 188690 | 1260 | 辽 河 | 5000—2000 | 165 |
| 长 江 | 50080 | 6900 | 黑 龙 江 | 2490 | 3500 |
| 珠 江 | 8278 | 3087 | 钱 塘 江 | 300 | 600 |

(据同济大学海洋地质教研室, 1981)

(二) 河流对碎屑物质的搬运方式

河流通过以下三种方式对碎屑物质进行搬运, 即悬运、跃运和推运。碎屑物以何种方式被搬运, 主要取决于颗粒的沉降速度与上举力的对比情况。颗粒的沉降速度即在静态液体中的下沉速度。它不仅取决于颗粒的大小, 还取决于颗粒的比重、形状以及液体的密度。上举力包括紊流中向上流动的分量与因流速差而产生的上升力。

1. 悬运 主要由紊流的上举力所造成。如果颗粒的沉降速度 < 紊流的上举力, 在搬运中颗粒将保持悬浮状态。悬运质通常由粘土、粉砂组成。

2. 推运 颗粒的沉降速度 > 上举力, 颗粒将沿河底以滑动或滚动的方式移动。推运质一般由砂与砾石组成。它们的运动情况比较复杂, 现分别加以讨论。

砂级推运质 水槽实验证明, 当流速很低时, 在床底的堆积物是平坦的, 砂粒移动很慢甚至未移动, 当流速逐步增大时, 推运质在床底呈波状前进, 依次出现水下砂波、砂丘。

根据水槽实验 (图5—18), 当稳定水流在水槽中流经砂质河床时, 如果流速很低, 则河床底是平坦的 (图5—18之1); 如果流速增大, 则河床底呈砂波状, 波高0.5—6厘米, 波长一般 < 30 厘米。砂波的出现改变了水流的结构, 在背流坡生成涡流 (图5—18之2)。在水流的推动下, 砂粒从迎流坡的下部以滚动、滑动或跳跃的方式向上部运动, 越过峰顶之后, 由于流速的减小与涡流的作用而跌落 在背流坡的上部。当背流坡上部的堆积物增高以至坡度超过休止角 (自由堆砂时斜坡最大的倾斜角度) 时, 部分堆积物便滑落下来。砂波不断前进, 滑动面继续产生, 于是便在砂波内部形成了斜层理。每一个滑动面就成为一个倾斜的细层面。细层面的倾向与水流方向相同。涡流的作用, 一方面减缓了砂粒在背流坡上向坡下运动的过程, 另一方面使砂粒难于在波谷最低洼处沉积, 它们不是被带向背流坡的下部, 就是被带向下一个砂波的迎流坡的下部, 从而保证了砂粒呈砂波状前进。

如果流速继续增大时, 使砂波的形状增大成为砂丘 (图5—18之3, 实际也就是大砂波, 它们以波高相区别)。砂丘可能长60厘米至几百米, 高6厘米至数米, 有时砂丘迎流坡的表面还装饰着砂波 (在流速较大时, 砂丘表面的砂波便被冲去而消失不见)。在某些大河里砂丘可以很大, 在密西西比河, 水下砂丘高达10米。砂丘比砂波更加扰乱了水流的流动, 涡流的作用更强。与砂波相同, 砂丘的移动亦可形成斜层理。砂波和砂丘都是流速较低时的典型代表。

随着流速的进一步增大, 砂粒在波峰处不能停留, 砂丘被冲刷掉, 以致河床变得平滑, 此时形成的层理属水平层理。如果流速更大时, 水流产生卷浪, 在上面卷浪的影响下, 平滑的河床底就转变成为反向砂丘 (图5—18之4)。反向砂丘的背流坡遭受侵蚀, 而迎流坡发生堆积, 结果使反向砂丘不断向上游

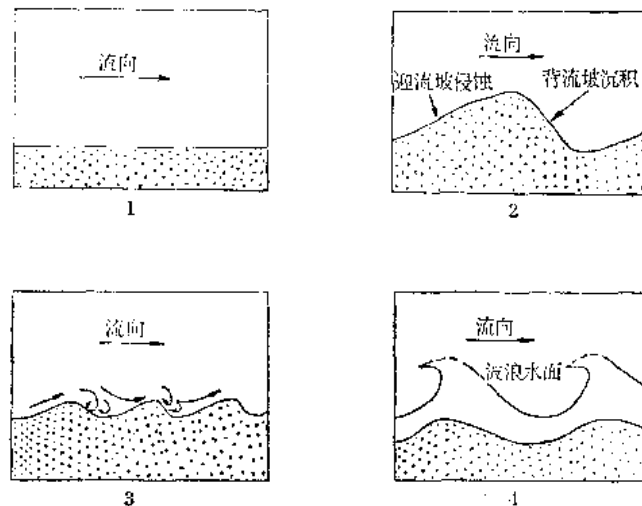


图 5—18 在稳定均一流中砂质床积物的形态及其构造

1—流速很低，河床是平的；2—流速较大，河床底出现砂波；3—流速更大，河床底出现砂丘；4—流速极大，河床底出现反向砂丘

(据 D. A. Simons 和 E. V. Richardson, 1961)

移动。而生成的斜层理正好与砂丘相反，倾向与河流的流向相反。在流速更大时，反向砂丘亦遭到破坏整个河床上的砂粒都处于悬浮状态向前搬运。

上述床积物的形态与一定的流速范围相对应。当流速逐渐变小时，它们就在垂直剖面上按一定顺序一反向砂丘，平床，砂丘，砂波依次出现。这一序列对河流沉积是很典型的，并首先为鲍玛 (A. H. Bouma) 所强调，故称**鲍玛序列**。对此可以用上述西蒙斯 (D. A. Simons) 等人的水槽实验结果作为解释的基础。例如艾伦 (J. R. L. Allen, 1963) 用蛇曲河道中的流动体制 (艾伦在这里未提流速的变化而提流动体制的原因是，河床沉积物的形态除主要受流速的影响外，还可能受气温、水深等的影响，故提流动体制更全面些) 来解释英国老红砂岩的沉积序列。由于河流的侧向移动，在凸岸随着河漫滩的增高，流速亦逐渐下降，即增高的河漫滩沉积与下降流动体制相适应，因而形成如图 5—19 所示的沉积序列所造成的构造。必须指出，在不同的条件下，“鲍玛序列”是可以有某些差异的。

对于推运质的砾石来说，它们在滚动或滑动时，其长轴常与流向垂直 (在流速很大时，长轴亦可与流向一致)，且砾石停止运动时，砾石的最大扁平面多倾向向上游，因为砾石的这种位置最稳定。如图 5—20 所示，

A 图中，砾石在力 f_2 的作用下会顺水流方向

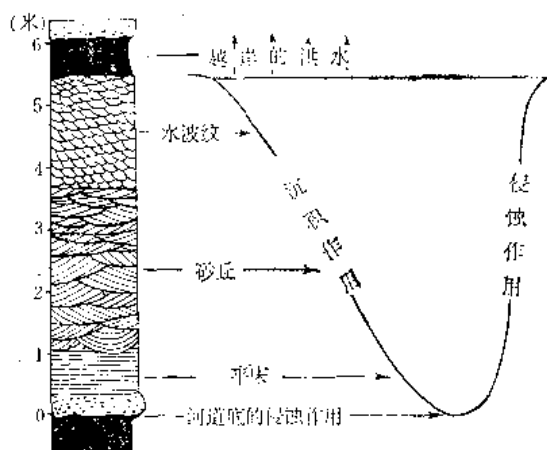


图 5—19 艾伦用蛇曲河道中的流动体制对英国老红砂岩沉积序列的解释

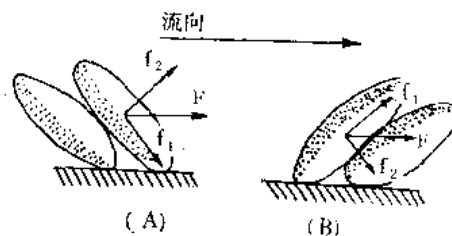


图 5—20 河床中砾石最大的扁平面倾向上游的图解

翻转,最终将变到B图中的位置。B图中砾石的位置最稳定,因为力 f_1 与砾石重力的分力相抵消,力 f_2 与前面砾石阻力的分力相抵消。

测量斜层理与砾石最大扁平面的产状,可以确定古河流的流向,这对研究沉积环境是很有意义的。

3. **跃运** 颗粒呈跳跃式前进,它的产生与悬运有所不同,它是由流速差产生的上举力而造成的,所以它总是在紧靠河床的地方进行。河床上颗粒的上下水层流速差最大,颗粒跃起后,其上下水层流速差减小,最后乃至消失而使颗粒下落。因此,颗粒时而悬浮水中,时而又沿河底滚动。砂和小砾石都可成这种方式搬运,不过流水中砂粒跃起的高度远比在空气中小。

河流中水动力的条件可随季节或河段的不同而变化,一旦水动力的大小改变,任何粒级碎屑物的搬运方式都会随之发生转化。如果水动力增强,推动质可变为跃运质,甚至可变为悬运质。反之,变化顺序相反。

三、河流的沉积作用

河流搬运物从水中沉积下来的过程称为沉积作用(deposition)。前曾提及河流中的溶运物远没有达到饱和,故河流基本上不发生化学沉积,而仅有机械沉积。

河流发生机械沉积作用的原因是,当流速和流量降低,特别是流速降低时,河流的搬运能力亦随之降低,多余的碎屑物质就会发生沉积。由河流沉积作用形成的堆积物叫**冲积物**。

(一) 冲积物的特点

1. **分选性较好** 碎屑物质经过搬运,在流速减小的地方,便按颗粒的大小、比重依次从水中沉积下来,就像经过筛子的筛选一样,大小和比重相似的沉积物便聚集一起。这种作用叫分选作用。分选性愈好,粒度愈均一。

在分选过程中,一些比重大而化学性质稳定的矿物,如自然金、自然铂、金刚石、磁铁矿、锡石、钨砂等,可在支流会合处、河床凸岸以及河道变宽等流速减低的地方富集起来成为冲积砂矿床。人们还可以根据砂矿的分布,沿河谷向上游追索寻找原生矿体。

2. **磨圆度较高** 磨圆度是指颗粒棱角被磨蚀的程度。按韦德尔(Wadell,1932)的定义,磨圆度等于角的平均曲率半径与最大内接圆半径之比。比值愈近于1,磨圆度愈好。显然,它与搬运方式和搬运距离有关。冲积物通常经过长距离和多次的再搬运作用,故磨圆度较高。但粒径 <0.05 毫米的颗粒,因呈悬浮搬运,其磨圆度差。

3. **层理清晰** 层理就是由于矿物成分、粒度、颜色等的不同而在纵向上显示出来的成层现象。这是由于季节等变化促使水动力条件发生改变,因而造成上、下层的沉积物质不同所致。但单层的层理常延伸不远,在短距离内可变薄或消失。

除水平层理外,冲积物中还经常发育由砂波,砂丘的移动而形成的斜层理。

冲积物最大的特点是自底向顶,总的趋势是颗粒逐层由粗变细,沉积构造常显示由水平层理 \rightarrow 大型交错层理 \rightarrow 小型交错层理 \rightarrow 水平纹理的序列(图5-19)。

(二) 冲积物的类型

根据沉积场所的不同,冲积物有以下几种类型:

1. **河床沉积** 河床内的沉积作用随水位的季节性变化而有规律地进行。在洪水期,

大而重的碎屑物被搬走，在平水期又沉积下来，下一次洪水到来时又被搬走，所以河床内每个地方都有沉积发生。由于河床是经常被流水占据的部分，水流速度较快，故沉积物粗，属冲积物中粒度最粗的部分。一般在上游，颗粒最粗，多由粗砾、甚至巨砾组成；在中、下游，颗粒较细，多由粗砂、细砾组成。

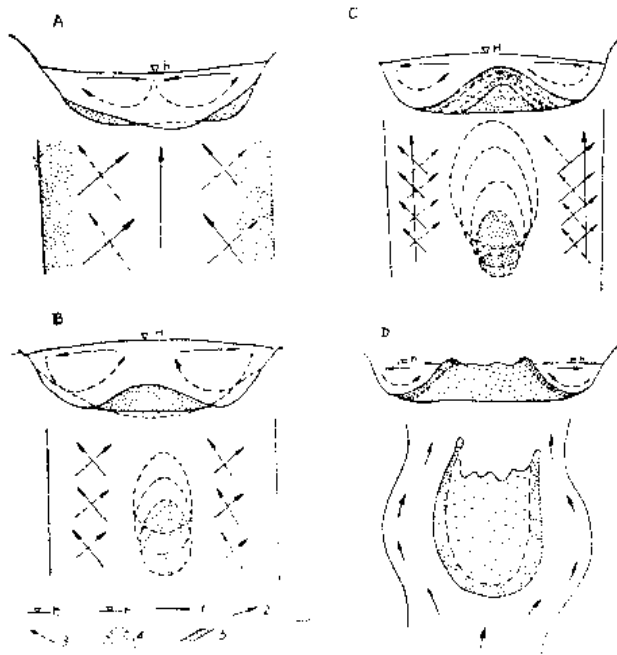


图 5—21 心滩形成示意图

(据杜恒俭等, 1981)

- A—顺直河段平水期形成顺流辐散式对称环流，侵蚀河床底部；B—洪水期形成顺流辐聚式对称环流，并形成心滩；C—心滩逐渐增高，使河流主流线分为两股；D—心滩露出水面，周围形成砂坝，并在尾端形成小砂嘴。
 a—平水期水位；H—洪水期水位；1—主流线；2—表流；3—底流；4—浅滩及心滩；5—滨河床砂坝

心滩 在平原河流中经常出现心滩。在较直河段的河床中，平水期和洪水期所形成的双向环流状况有很大差别。平水期，表层水流自两岸向中央主流线集中，而底层水流则自中央向两岸流动，形成如图 5—21 A 所示的双向环流。含砂量较小的下降水流对河心产生侵蚀作用，在河床两岸堆积形成滨河床浅滩。洪水期，河水上漲形成雍水，中央主流线的水面凸起，使表层水流流向两岸，而底层水流则自两岸向中央流动，形成如图 5—21 B 所示的双向环流。于是发生对两岸侵蚀，而在河床底部堆积，形成心滩。心滩形成于洪水期，在平水期遭受侵蚀，然而洪水期河流的动能远远大于平水期，所以心滩常常能够

保留下来，在后来的洪水期不断使之增大。这时心滩显然未露出水面，但在心滩两侧形成两个相对的深槽，主流线分成两股，靠近河床两岸绕过心滩（图 5—21 C）。心滩不断增长以至出露于水面之上时，河流遂出现了分叉。当叉河的一支被阻塞，心滩就与河漫滩连接而成为河漫滩的一部分（图 5—21 D）。

2. 点滩和河漫滩沉积 点滩的外形呈新月形，常分布在河弯的凸岸，表面微向河床和下游方向倾斜，平水期亦位于水面以下。它是在单向环流作用下，把凹岸破坏产物搬运到凸岸沉积而成。它不断加积增高而成为河漫滩。

河漫滩是河床两侧在洪水期才能被淹没的谷底部分。常分布于凸岸，在平水期露出水面，洪水期被淹而接受洪水从上游带来的沉积，而且每一次洪水期都产生具鲍玛序列的“侧向沉积”（图 5—22）。在河道迁移过程中，便在凸岸形成平行河谷侧壁的一系列的代表不同洪水期的沉积。

河漫滩愈来愈宽，可以发展成为宽达几十公里的冲积平原。

在特大洪水时，河水漫出河床，由于流速突然

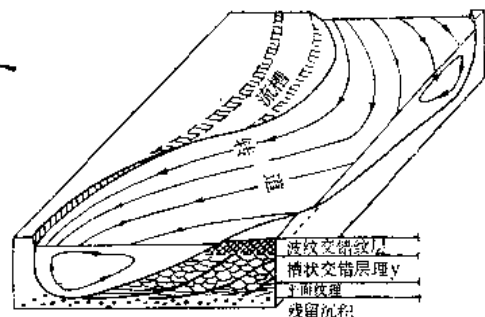


图 5—22 河漫滩的形成及沉积构造的序列

减小,较粗的沉积物便迅速沉积下来,平行河床两侧形成堤状堆积,叫天然堤。高可至1—3米,视河流大小而异。天然堤主要由粉砂与粘土组成,内侧较粗,向外逐渐变细。在天然堤外侧的冲积平原上,水流滞缓,排水不畅,大量粘土沉积下来,形成具水平层理的粘土层。在低洼地区,可聚水成为湖、沼。

由于河曲的不断发展,河床侧向迁移,在河床沉积之上堆积了河漫滩沉积,这一套河流沉积为二元结构

3. 三角洲沉积 河流流入湖、海的地方叫河口。河口是河流最主要的沉积场所。其原因是:一方面由于河流流入河口时,水域骤然变宽,河水散开成为许多岔流,加之河水为湖水或海水阻挡,流速大减,机械搬运物便大量沉积下来,河流机械搬运物的一半以上沉积于此。另一方面,河水中呈溶运的胶溶体的胶体粒子所带电荷被海水电解质中和后也会迅速沉淀。大量物质在河口堆积下来,从平面上看,外形像三角形或鸡爪形,所以叫三角洲。三角洲的内部常具由顶积层、前积层和底积层所组成的三重层构造(图5—23)。



图 5—23 三角洲的构造示意图

前积层(F)是流水到达河口后最先沿水盆边缘沉积的较粗的泥砂沉积物,具向海洋方向的倾斜,许多大河三角洲前积层倾角为 $0.5^{\circ} \sim 3^{\circ}$,近岸处较陡,随着离岸渐远而逐渐变缓。再向前就逐渐过渡到底积层(B)。底积层是河流带来的悬浮物质和胶体物质在前积层的前方形成的水平沉积层,粒细而层薄,常由粉砂、粘土组成。顶积层(T)是前积层增长到河底高度时,随着三角洲向海推进,在前积层上沉积的近于水平的河床沉积。

这种三重层构造模式是吉尔伯特(G. K. Gilbert)根据湖泊中三角洲沉积的研究而建立的,但滨海的三角洲由于沉积环境的复杂性,很难完全与之对比。应该强调的是,三角洲处于海陆过渡地带,沉积环境复杂,既有河流的沉积作用,又有海水的沉积作用,而且很难把它们单独分开。

我国的长江,黄河,珠江等河流的三角洲都很发育。三角洲的不断发展,促使陆地向海洋伸展。据研究,古长江口在江阴一带,近2000年来,海岸线外迁47公里,沉积了5000平方公里的肥沃土地,崇明岛的形成只有1000多年的历史(图5—24)。黄河三角洲的增长速度更是惊人,仅1855年以来,就增长了5450平方公里的土地,海岸线外迁了30—50公里以上。

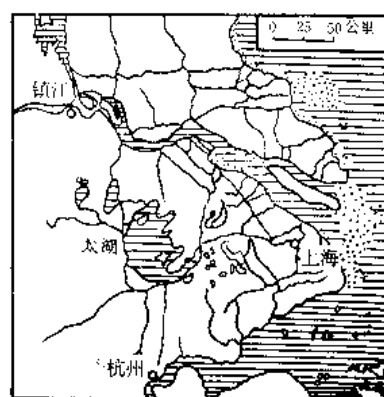


图 5—24 长江三角洲沉积分布图
(据陈吉余《长江三角洲江口段的地形发育》)

第四节 构造运动对河流地质作用的影响

构造运动对河流的各种地质作用的影响是十分普遍而巨大的。一个新的隆起地区,河

流的发展大致如图 5—25 所示。在早期阶段, 支流很少, 初生的河流以下蚀作用为主。在深切河床的同时, 向源侵蚀使河流不断向源头方向伸长, 使支流愈来愈多, 并容易发生河流的袭夺现象。这个阶段地面起伏高差较大, 河谷坡度较陡, 横切面呈“V”字型, 纵剖面呈阶梯状, 多急流、瀑布。中期阶段, 随着支流的增多和加长, 原始地面完全被破坏, 地形起伏更加显著, 以后高差便逐渐减小, 河流开始以侧蚀为主。这个阶段以出现河漫滩和河曲为特点, 河谷为“U”形谷。在晚期阶段, 河流逐渐以沉积作用为主, 河床坡度极为平缓, 蛇曲发育, 常有牛轭湖。

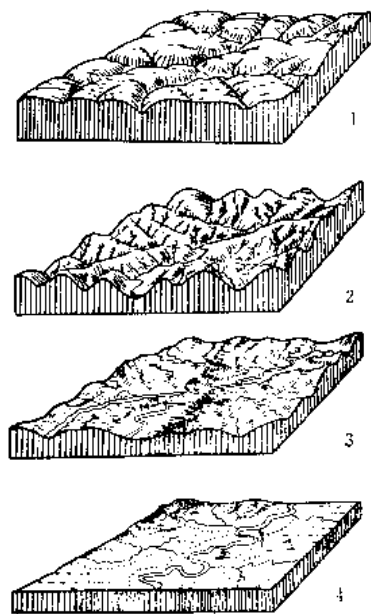


图 5—25 河流在发展过程中对地表的改造示意图

- 1—以下蚀作用为主形成“V”形谷;
2与3—以侧蚀作用为主形成“U”形谷;
4—以沉积作用为主, 形成冲积平原

在河流的侵蚀和沉积作用以及其它外动力地质作用下, 使地形高差逐渐减小, 最后除了散布着一些由坚硬岩石组成的孤立残丘外, 将地表改造成为高度接近于海平面的广大平原。这种作用称为夷平作用, 所形成的平原称为准平原 (peneplane)。准平原的一个最好实例是加拿大东部广阔的低地。准平原是以河流为主的外动力对地表形态改造的终极结果。这种结果只有在地壳运动相对稳定或运动速度很缓慢的情况下才能达到。

但是, 地壳是不可能长期稳定的。准平原形成以后, 如果该区地壳发生整体上升, 则原来的准平原又会受到侵蚀破坏成为山地。在山顶部分还残留有古准平原面, 这主要以山顶的高度基本相同及有时保存有同时期的沉积物来识别。这种古准平原面称为夷平面。在山地和高原地区常可见到有这种高度相对一致的可资对比研究的夷平面。

如果在河流发展的某一阶段地壳发生局部的升降, 将使河床坡度和侵蚀作用类型改变, 从而出现深切河曲与河成阶地等地形。

深切河曲 即河流保持原来弯曲的形态, 但下蚀作用加强而深切河床基岩, 形成谷深水急的河曲。显然这是该地区上游方向发生地壳上升运动的结果。

河成阶地 位于河谷谷坡上的不再被河水淹没的台阶状地形, 称为河成阶地 (stream terrace, 图 5—26)。河成阶地主要是在地壳升降运动的影响下, 由河流的下切侵蚀作用形成的。河流经过一个稳定的发展阶段以后, 产生了河曲和河漫滩, 谷底变宽。如果地壳发生上升运动, 使河床坡度加大, 下蚀作用加强、河床加深原来的河漫滩抬高至洪水期也不能淹没时, 这样就形成了由原来的谷底组成的顶面较平坦、靠河床一侧具有陡坎的阶地。若区内发生过几次上升运动, 则这种过程就会重复几次, 因而出现在几级阶地。其中位置愈高者, 形成的时间愈早。位置愈低者, 形成的时间愈晚。从河漫滩以上最低一级阶地算起, 自下而上, 由新到老, 依次称为一级阶地, 二级

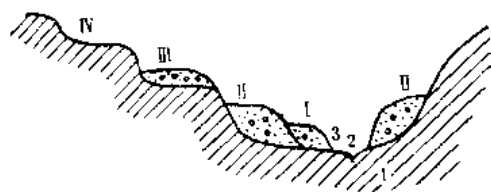


图 5—26 河成阶地的剖面及类型

侵蚀阶地 (IV), 堆积阶地 (I II); 基座阶地 (III)。
1—基岩; 2—河床; 3—河漫滩

阶地，三级阶地等。

河成阶地按其特征可分为以下几种类型：台阶由基岩组成，阶面上没有或者有很薄一层冲积物的叫侵蚀阶地；台阶全由冲积物组成的叫堆积阶地；阶面上保留较厚的冲积物，陡坎下部露出基岩的叫基座阶地（图5—26）。

河成阶地形成以后，如果地壳下降，河成阶地被新的冲积物掩埋起来，这种被埋藏的阶地叫埋藏阶地。埋藏阶地只能通过钻探来发现，或者在被剥露出来的地质剖面上才能看到。

第五节 地面流水地质作用的研究意义

地面流水的地质作用是陆地上除了被冰雪或沙漠覆盖的地区以外所普遍存在的一种地质作用，它不只在改变地壳面貌方面起着重要作用，同时对国民经济建设和理论研究方面也有重要意义。

片流的坡下沉积、洪流的沟口沉积、河成阶地、冲积平原及河口三角洲等是发展农田的良好场所；阶地表面平坦，延伸较远，是兴建铁路、公路、工厂、城镇的最佳基地，如我国长江、黄河等大河流域的许多大、小城市都分布在阶地上；冲积物含有不同粒径的砂和砾石，可作建筑材料，具有储量大、开采方便的特点；埋藏地下的冲积层特别是古河床，常储有水质纯洁、水量丰富的地下水，是水文地质工作者所要寻找的良好水源之一。

无论在现代河流的心滩、河漫滩和冲积阶地上，或在古代的河床冲积物中，常可找到金、铂、钨、锡等重矿物的冲积砂矿，了解河流的侵蚀作用、搬运作用和沉积作用规律，弄清砂矿在冲积物内的分布富集部位，对于寻找冲积砂矿工作有着重要的指导意义。河口区是生物发育繁盛的地区，生物死亡后堆积、被泥砂埋藏起来，在长期的封闭条件下，可以形成石油和天然气。所以，三角洲沉积是良好的储油（气）层。世界上有许多大油（气）田就是分布在现代或古代的三角洲上。

暂时性流水对地面进行强烈的侵蚀作用，使水土流失，破坏农田、道路和堤坝等。在作用剧烈地区可形成冲沟、歹地，严重影响着工、农业建设。因此，防止水土流失和预防洪流等的危害始终是国民经济建设中一项重要研究课题。

河流侧蚀作用在破坏凹岸的同时，还将破坏产物搬往凸岸，沉积下来形成河漫滩；单向环流在不断破坏河岸和堤坝，使河谷加宽，形成蛇曲，改变河谷横剖面的形状；下蚀作用则不断加深河床，形成急流、瀑布，使河流伸长，改变河流纵剖面的形状；在洪水期，双向环流可在平直河段河床中形成心滩，改变河道和主流线的位置，甚至影响航运交通。

河谷特别是“V”形谷和河曲凹岸常有岩石露头被切割出来，是从事野外地质测量工作中进行地质观察的良好地段；同时根据冲积物成分变化，可向上游方向或支流追索原生矿物或基岩的出露地。这就是在找矿勘探方法中的一种行之有效的重砂找矿法。

构造运动可对河流地质作用产生巨大影响，形成阶地和深切河曲，干扰河流的正常发展程序和准平原的形成。反之，根据上述现象也可推断该区过去所发生的构造运动状况。例如，根据阶地分布情况及其级数可以推断该区是否发生过升降运动及其发生的时间和次数等。同时冲积物的成分、性质可反映物质来源、河流搬运远近及当时的气候状况，如气候干燥或湿润、炎热或寒冷等。因此，可根据第四纪冲积物的性质来了解第四纪河流的发育历史和这个区域的第四纪气候状况。

第六章 地下水的地质作用

第一节 概 述

地下水 (ground water) 为在地面以下贮存于岩石和松散堆积物空隙中的水。

地下水与地表水在地壳表部的分布有密切联系,一般地下水的水位(潜水面)和地表河水的水位相互沟通,构成水圈在大陆部分的连续面。因此,它们之间可互相补给。在干

旱地区的地下水水位离地面较深,故地表水常补给地下水;在一般地区,尤其是湿润地区,地下水水位较浅,地下水常以泉水形成补给地表的河水(图6—1)。在一个地区它们之间的具体联系,需要通过对地表水和地下水动态的长期观测才能查明。

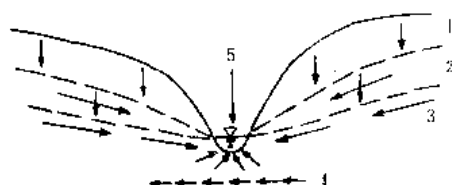


图 6—1 地下水的垂直分带及其与地表河水的关系

1—垂直渗透带; 2—季节变化带; 3—水平流动带; 4—深部滞流带; 5—河流

地下水分布很广,它既见于潮湿地区,也见于干旱沙漠地区和寒冷极地的下面。地下水总量达400万立方公里,为水圈的重要组成部分,也是水圈循环的重要环节。它不仅是改造地壳表层的一种地质

动力,又是工业、农业用水和生活用水的重要水源。

一、地下水的来源及其存在状态

地下水的来源较多,主要是由大气降水、冰雪融水、地面流水、湖水及海水等从地面渗入地下积聚而成,叫渗透水,是对地下水量起决定性作用的来源;少部分是由空气中水汽因温度下降接近地面凝聚成水滴后渗入地下积聚而成,叫凝结水;还有湖水或海水伴随沉积物(特别是泥质)一起沉积而保存起来的,叫古水;也有由岩浆活动过程中冷却析离出来的水积聚而成,叫原生水。

存在岩石空隙中的地下水有气态、液态和固态三种,但以液态为主。当水量少时,水分子受静电引力被吸附在碎屑颗粒或岩石的表面成为吸着水;薄层状的吸着水的厚度超过几百个水分子直径时,则为薄膜水。吸着水和薄膜水因受静电引力作用,不能自由移动。当水量多将岩石空隙填满时,如果空隙很小,则水受表面张力作用,可沿空隙上升,形成毛细管水;如果空隙较大,水的重力大于表面张力,则水受重力的支配从高处往下渗流,形成重力水,它是地下水存在最主要的方式。从上述可知,地下水的存在状态与水量和岩石中的空隙情况有密切关系。

二、地下水的贮存、运动及水质特征

在松散或胶结较差而孔隙较多的砂、砾层、裂隙发育的致密岩石和溶洞发育的石灰岩中常贮存有丰富的地下水,这是因为上述的岩石中空隙发育,有利于贮存地下水。相

反, 在空隙不发育的致密岩石中则很少或没有地下水。因此, 岩石中存在的空隙是地下水贮存的必要条件。岩石的空隙包括空隙、裂隙和溶隙(或溶洞)(图6—2)。

空隙的多少可用岩石的孔隙度(porosity)(或裂隙度)来表示, 孔隙度为空隙占所在岩石总体积的百分比值。一般情况, 松散且均粒和裂隙多的岩石孔隙度较大, 非均粒和胶结紧密的岩石孔隙度较小。

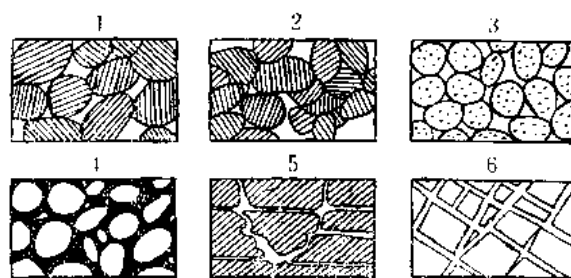


图 6—2 岩石空隙的类型

1、2、3—松散堆积物中的孔隙; 4—胶结紧密的岩石中的孔隙; 5—岩石中的溶隙(溶洞); 6—岩石中的裂隙

地下水在重力作用下不停地运动着, 其运动的特点主要决定于岩石的透水性, 即岩石导输流水的性能。岩石的透水性则又决定于岩石中空隙的大小、数量和联通程度。一般地说, 岩石中空隙大而又多、联通程度好的, 具良好的透水性; 空隙小而少、联通程度差的, 则透水性极弱或不透水。岩石按其透水性的好坏可分为透水的、半透水的和不透水的三类。透水的岩石, 如砂、砾层、砂岩、砾岩和裂隙或溶隙发育的岩石; 半透水的岩石, 如粉砂岩、裂隙或溶隙发育差的岩石; 不透水的岩石, 如粘土、粘土岩、页岩等致密的岩石。人们将透水的(有时包括半透水的)岩石称透水层(permeable bed); 不透水的岩石, 称隔水层(impermeable bed)。当透水层充填着水时, 称含水层(aquifer)。

地下水从地面往地下渗流时, 大致呈垂直方向移动, 到达隔水层顶面后, 则转为呈水平方向沿隔水层顶板倾斜的方向自高处往低处流动, 形成潜流。潜流流速的大小与岩石的透水性和隔水层的倾斜坡度成正比。此外, 地下水受静水压力作用时, 可从压力较高的低处往压力较低的高处流动, 甚至涌出地面。地下水除溶洞中的水体外, 在流动时因受空隙间颗粒的摩擦阻力而很缓慢。据测定, 在坡度为1/10的细砂层中其流速为0.4米/日; 在透水性良好的砂、砾层中, 其流速一般不超过10米/日。

地下水在岩石空隙中流动时, 水质点的运动方式也可有层流和紊流, 一般因其流速缓慢而普遍呈层流运动。

地下水的特点与地表水有所不同, 地下水的流速比地表河流流速慢得多; 因地下水承受压力较地表水大, 同时地下水能较长时间地与岩石接触, 故水中含的气体、化学成分比地表河水多而复杂, 常见的气体有 O_2 、 CO_2 、 H_2S 、 CH_4 等, 常见的化学成分有 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Cl^- 、 HCO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 NO_3^- 和有机酸等。地下水所含的化学成分可影响水的颜色、味道和透明度等。例如, 水中含 Fe^{2+} 多时呈浅蓝色, 含腐植质多时呈浅黄色, 含 $MgSO_4$ 多时味苦等。

三、地下水的基本类型

地下水按透水层中水的饱和与否和积聚贮存条件可分为饱气带水、潜水和层间水等三个基本类型。

1. 饱气带水 自地壳表面以下不深的地带, 岩石的空隙未被水充满呈不饱和带的地下水, 叫饱气带水(图6—3)。从地面往地下渗流的重力水往往流经此带, 只能在局部地方有隔水层的上部含水较多形成上层滞水, 饱气带水主要呈吸着水、薄膜水和毛细管水状

态,重力水较少且富含 O_2 、 CO_2 等。此带一般和潜水相联通,其下限往往就是潜水面。

2. 潜水 聚集贮存于地面以下第一个稳定的隔水层以上的具有自由表面的重力水,称为**潜水**(图6—3)。它是由大气降水和地面流水等经过饱气带往下渗透,遇到第一个稳定的隔水层逐渐积聚将岩石空隙充满呈饱和带的重力水。潜水多分布于第四纪沉积物中的松散状砂、砾层及出露地表而裂隙或溶隙发育的岩石中。潜水顶部连续的自由表面,叫**潜水面**(如井水面就是当地的潜水面),它随地形的起伏而起伏的(图6—4)。潜水面的深度各地不一,一般在温湿区其深度有时仅1米左右,在干旱沙漠区则可深达几百米;并随降雨量的大小和干湿季节的变化而变化。潜水在重力作用下沿水平方向自高处往低处缓慢地流动。潜水无隔水顶板,其上覆的透水层可直接接受地面渗透水的补给,因此水质和水量变化较大。

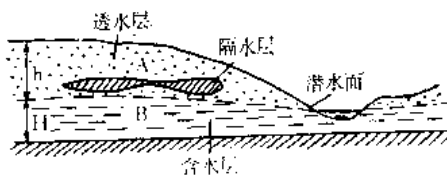


图 6—3 饱气带水和潜水示意图

A 饱气带水; B 潜水; h 潜水面的深度; H 潜水厚度

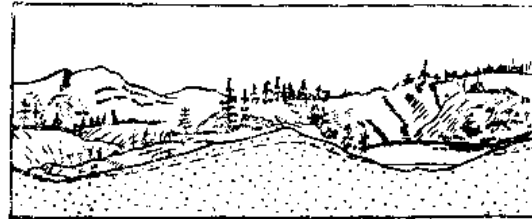


图 6—4 潜水面与地形起伏的关系示意图

图中虚线为潜水面

3. 层间水(承压水) 积聚贮存于两个隔水层之间的透水层中的重力水,称为**层间水**(图6—5)。层间水的来源主要是渗透的重力水,其存在的条件是倾斜的岩层中有透水层夹在不透水层(隔水层)之中,同时其高起部分露出地表接受渗透水或潜水补给,如构造盆地、向斜或单斜构造等。层间水有传递静压力的性质,水量充足时其深处的水体就受到上部水柱的压力而具有承压性,叫**承压水**(artesian water)。承压水具有较高的静水压力,可沿岩层裂隙往上涌流(图6—6)。层间水有隔水顶底板,水质不易污染,水量比较稳定,故具有更大的经济价值。在油田地区的承压水与石油的运移、聚集和开采有密切的关系。

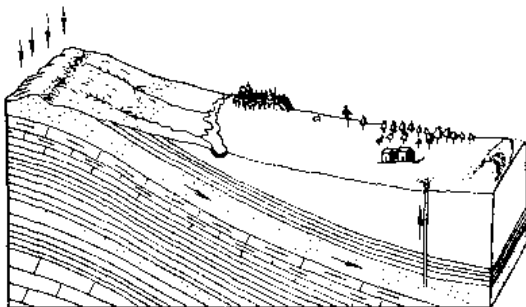


图 6—5 层间水

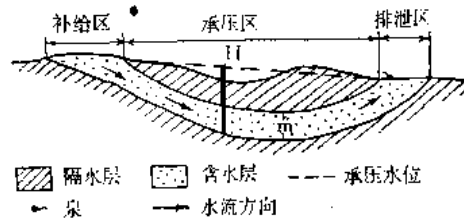


图 6—6 自流盆地剖面示意图

m—承压水; H—为自流井

以上三类地下水,其贮存的空间可以是孔隙或裂隙,也可以是溶隙(溶洞),因此可按贮存空间的不同,将地下水分为**孔隙水**、**裂隙水**和**溶洞水**(图6—7)。其中溶洞水主要

贮存于可溶性岩石分布的地区，虽然其分布很不均匀，但有的地方可相当集中而贮存大量的水体，勘探查明后可成为重要的水源。

四、泉 水

泉(spring)是地下水的天然露头(井水为人工露头)。它是地下水在适当的条件下重新流出地面的自然现象，为地下水流泄的方式之一。例如，当洪流或河流的侵蚀下切达到了潜水面时，潜水就会流出地面成泉以补给河水，因此在剥蚀为主的山区，泉的分布较为普遍。

根据泉水出露的性质，可分为下降泉和上升泉两种类型。地下水在重力作用下，自上往下流出地面为泉，称下降泉；地下水在静水压力作用下，沿着裂缝由下往上涌或喷出地面成泉，称上升泉(图6—8)，如我国济南的趵突泉。



图 6—7 溶洞水
(湖北宜昌，据《中国岩溶》图册)

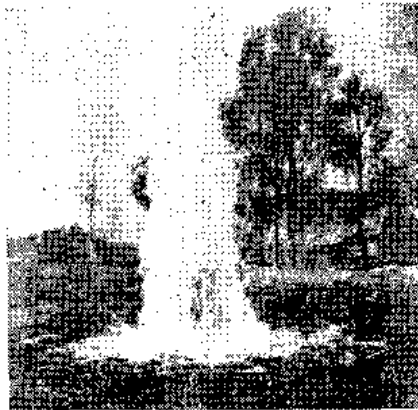


图 6—8 喷泉
(山东潍县)

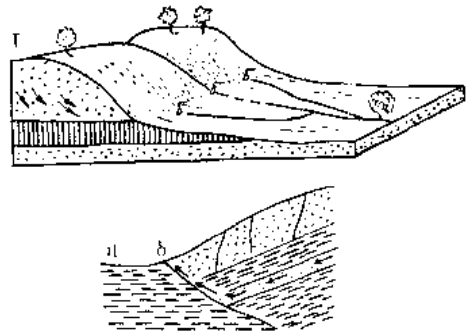


图 6—9 泉水的类型示意图
I—潜水泵；II—自流水泉

泉若按泉水的补给来源可分为饱气带泉、潜水泉和自流水泉等三种类型(图 6—9)。

一般泉水的温度与当地的年平均温度大致相当，若其水温高于当地的年平均温度则称温泉(thermal spring)。温泉的形成与岩浆活动和地下深处地热的影响有关。因此，温泉往往出现于近代火山活动和深断裂分布的地区。如冰岛的温泉，我国黑龙江五大连池、云南腾冲、广东丰顺等地的温泉。温泉往往溶有较多的化学成分，有的还含有放射性元素或特殊的化学元素可作医疗用，故称矿泉。

第二节 地下水的剥蚀作用

地下水对地壳表层的改造也有剥蚀、搬运和沉积作用三种过程。由于地下水潜存地下、流速缓慢等特点，故以化学作用为主。因此，它是湿热和有可溶性岩石分布地区重要的地质动力。

地下水的剥蚀作用是在地下进行的，称为潜蚀作用。潜蚀作用包括机械冲蚀和化学溶

蚀两种方式，以溶蚀为主。

一、地下水的冲蚀作用

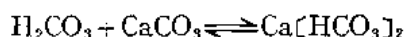
冲蚀作用是地下水在流动过程中，对岩石进行机械冲刷破坏的作用。除存在于岩洞或较大裂隙中的地下水，在局部地段可具较强大的机械冲蚀能力外，绝大部分的地下水由于水体分散、流速缓慢、动能很小，所以它的机械冲刷能力极弱，只能将松散的细小粉砂、泥土物质冲走。因此，在松散堆积物或胶结较差的沉积物分布的地区其作用才较明显。例如，在沙土层、黄土等发育的地区，地下水可将细小的泥、沙物质冲刷带走，使堆积物的孔隙加大，结构变得疏松，或被掏空引起地面塌陷。当地下水充满堆积物的空隙时，水可起润滑作用破坏堆积物颗粒之间的结合力，如沙层中含水时的流沙现象；另一方面水可浸润粘土物质而具可塑性，引起粘土体积膨胀，导致泥沙蠕动、变形。这些作用都可使松散堆积物遭受很大的破坏。

二、地下水的溶蚀作用及岩溶地形

（一）溶蚀作用的特点

溶蚀作用是地下水在流动过程中，对岩石进行化学溶解、分离的破坏作用。地下水含的化学成分多而复杂，因而具有较强的溶解能力，当含 CO_2 、 O_2 和有机酸时，溶解能力尤为强大。因此，在湿热气候带、可溶性岩石（如碳酸盐岩、硫酸盐岩、盐岩等）分布地区，溶蚀作用非常显著，可成为影响地表景观的重要因素。在可溶性岩石中分布最广的为石灰岩（方解石 CaCO_3 组成），当地下水溶有 CO_2 可形成碳酸（ $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{H}_2\text{CO}_3$ ），碳酸与 CaCO_3 形成

易溶于水的重碳酸钙：



若地下水具有源源不断的补给而又有良好的流泄条件，溶于地下水中的重碳酸钙则不断随地下水流失而不易达到过饱和。这样，地下水的溶蚀作用就可持续地进行，从而大量溶蚀石灰岩。地下水的溶蚀作用在潜水面以上的地带最为显著。

（二）岩溶地形

1. 岩溶地形的形成过程 地下水的溶蚀作用通常总是从地表水的溶蚀作用开始的，由于地表水沿着岩石的孔隙或裂隙向地下渗流转变为地下水，在渗流过程中就可对可溶性岩石进行不断地溶蚀，使岩石遭受破坏，从而改造地表的面貌形成较为特殊的地形，统称为岩溶地形。岩溶是以地下水为主、地表水为辅与可溶性岩石发生的以溶蚀为主的地质作用及其结果的总称。岩溶又称为喀斯特（karst），这是在十九世纪末，欧洲人以南斯拉夫西北的喀斯特高原地区发育着典型的碳酸盐岩溶蚀地形而采用的名称。

常见的岩溶地形（图6—10）及其形成过程如下：

溶沟和石牙 地表水沿地面的裂隙渗流时，可将地面裂隙溶蚀和冲蚀成大小不等的沟槽，称溶沟（图6—11）。在纵横交错的溶沟之间残存的牙状石脊，称石牙（图6—11）。可见，溶沟和石牙常可同时存在。溶沟和石牙的发育，使岩层表面造成沟谷纵横交错而坎坷不平。当岩层较厚、构造平缓且垂直节理发育，在雨水充足而地下水垂直渗流良好的条件下，溶沟可不断加深，使石牙高达十——数十米，单个的称溶柱，成群出现其分布如林，

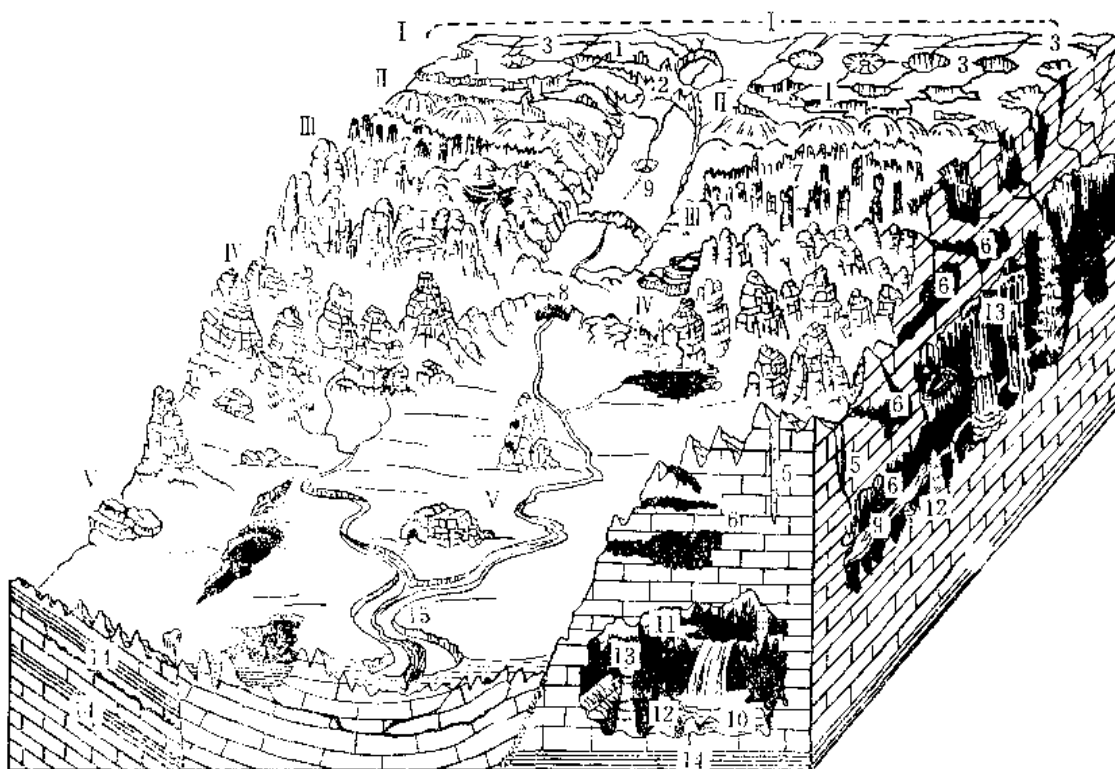


图 6—10 岩溶地形示意图块

1—溶沟；2—石牙；3—溶斗；4—溶洼；5—落水洞和竖井；6—溶洞；7—溶柱；8—天生桥；9—地下河及伏流；10—地下湖（暗湖）；11—石钟乳；12—石笋；13—石柱；14—隔水层；15—河成阶地。
I—岩溶剥蚀面；II—强烈剥蚀面上发育溶沟、溶牙和溶斗；III—石林丘陵；IV—洼地、谷地发育带；V—溶蚀平原（溶原）。（据李尚宽绘，1976）



图 6—11 溶沟和石牙

（云南文山，据《中国岩溶》图册）

称石林（图6—12）

落水洞 地表水沿岩石裂隙作垂直渗流不断进行溶蚀和冲蚀作用，使潜水面以上的裂隙不断扩大，形成深度比宽度大且壁陡近于直立的深洞，成为地表水向下集中渗流的捷



图 6—12 石林

(云南路南, 据《南京大学地理系》)

道, 称落水洞。按其断面情况, 有裂隙状落水洞和竖井状落水洞 (或称竖井)。

溶斗和溶洼 由于地表水的集中渗流溶蚀、冲蚀岩石、或落水洞四壁崩塌, 在地表形成直径 (数米至数百米) 大于其深度的漏斗状洼地, 称为溶斗。溶斗进一步侧向扩大形成较大的洼地, 称溶洼。

溶洞和地下暗河 在潜水面附近, 地下水呈水平径流时, 沿着岩层面或裂隙进行溶蚀、冲蚀作用, 形成不规则的地下岩洞, 称溶洞。溶洞的大小不等, 有的很大, 如广西桂林附近的七星岩洞长达二公

里、高数十米。有的溶洞中地下水集中流动成河流, 称为地下暗河; 有的在洼地中积水成暗湖。

溶蚀谷 由于地下水溶蚀作用的不断进行, 溶洞可不断发展扩大, 洞顶塌陷, 使溶洞或地下暗河暴露于地面形成长沟, 或地下水沿断裂构造带溶蚀成宽广平坦的谷地, 称溶蚀谷。由溶洞塌陷的溶蚀谷, 往往有残留的部分而横垮沟顶, 形成天生桥。

溶盆和溶原 由于地下水水平径流作用增强, 溶洼进一步扩大, 垂直渗入带的厚度变薄, 岩石经长期的溶蚀及不断塌陷, 形成封闭或半封闭不规则的宽阔盆状地形, 称溶盆。溶盆进一步发展演变, 其垂直渗入带达到最薄 (数米到数十米) 的程度, 形成表面只有孤峰 (孤立的石灰岩山峰, 相对高度约100米; 成群分布的石灰岩山峰, 成为峰林) 或岩丘呈星点状分布、高程低而较广阔的平原, 称溶原。地下水潜蚀的下限往往就是可溶性岩石下部隔水层的顶板, 因此, 溶原是岩溶发展到晚期阶段的地形。

2. 岩溶作用的条件 岩溶作用的基本条件: (1) 有节理发育、透水性好的石灰岩等可溶性岩石的分布; (2) 有充足的、具溶蚀能力而流动的地下水。例如, 我国云南、广西和贵州一带, 石灰岩分布极为广泛 (面积约55万平方公里), 岩性纯而厚度大, 裂隙发育而透性好, 气候湿热地下水充沛, 温度高有利于溶蚀作用进行, 因此, 这一带岩溶地形极为发育。

3. 岩溶发展的阶段 岩溶地形形态的发展演变, 可表明地下水以溶蚀作用为主改造地表的过程和结果。岩溶发展一般有以下几个阶段 (图6—13)。早期: 地下水以垂直渗流作用为主, 出现较深的落水洞, 深埋的地下暗河, 地面溶沟、溶斗、溶洼发育, 可有石林; 中期: 地下水的垂直渗流仍明显, 但由于原始地面被破坏, 有的溶洞顶板塌陷, 一些暗河可出露地表, 故地下水的水平径流也很明显。因此, 地下水的垂直渗流和水平径流作用都很明显, 表现为暗河时出时没, 溶蚀谷、溶盆显著增多; 晚期: 经过长期的岩溶作用, 地下水以水平径流为主, 表现为地面高程降低、孤峰耸立于广阔的溶蚀平原。我国西江流域的滇东到桂东是岩溶地形形态发展演变比较典型的地区。滇东是强烈上升区, 地下水以垂直渗流为主, 岩溶作用在剥蚀面上 (古溶原) 开始发育; 滇桂边境为垂直渗流作用极盛的地区; 桂中是岩溶发育的中期地段; 桂东是地下水水平径流作用为主的地区, 进入岩溶发育晚期, 成为现代溶原。

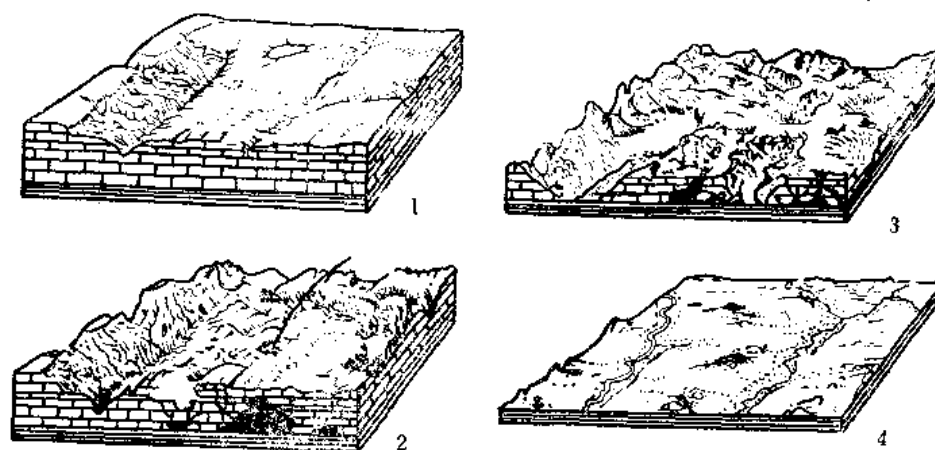


图 6—13 岩溶发展阶段示意图

1—岩溶发育初期：形成许多溶沟、石芽；2—岩溶进一步发展：地面形成溶斗、溶洼、落水洞、石林，地下形成许多溶洞和暗河；3—岩溶发育中期：地下溶洞进一步扩大和塌陷，形成溶蚀谷，地下暗河可出露地面，地面有溶洼而溶盆发育；4—岩溶发育晚期：地面有岩溶残丘、孤峰，地下暗河转变为地表河流，地面高程降低，达到地下溶蚀下限，形成广阔的溶原。

第三节 地下水的搬运和沉积作用

一、地下水的搬运作用

地下水可将其剥蚀产物沿垂直或水平运动的方向进行搬运。其机械搬运能力很小，只在地下暗河中搬运能力稍强，其搬运情况与河流相似。

地下水主要以化学的溶运方式搬运着大量盐类和胶体溶液等物质。其搬运的物质成分与地下水流经地区的岩石性质和遭受风化情况有关。例如，在岩石遭受风化分解不彻底的干旱气候区，地下水的溶运物中 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 Na^+ 、 K^+ 等离子较多；在岩石遭受风化分解较彻底的湿热气候区，可溶运呈胶体状的 SiO_2 、 $\text{Al}(\text{OH})_3$ 、 $\text{Fe}(\text{OH})_3$ 以及有机酸类；在碳酸盐岩分布的地区，可溶运大量的 HCO_3^- 、 CO_3^{2-} 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 等离子；在有金属矿产分布的地区，地下水的溶运物中可含某些金属离子，离子浓度随离矿体的远近而变化。

地下水溶运能力的大小与温度和压力有关，当水温较高、承受压力较大时其溶运能力就大，故搬运的溶质量增大；当水温低、压力小溶运能力就小，搬运的溶质量少，甚至发生沉淀。

二、地下水的沉积作用

地下水的沉积作用有机械的和化学的两种方式，而以化学沉积作用为主。含溶运物质浓度高的地下水，由于温度、压力和运动空间的变化，便可发生化学沉积作用。岩石或松散堆积物的空隙特别是溶洞，是地下水沉积及其沉积物贮存的空间；泉水出露的地方也是地下水沉积的重要场所。在不同沉积场所形成的产物的特点也有所不同，现略述如下：

1. 孔隙中沉积 常见的沉积物有泥质、 CaCO_3 、 $\text{Fe}(\text{OH})_3$ 、 SiO_2 等，从而可将松散堆积物胶结起来成为坚实的沉积岩，这些沉积物便成为胶结物；当物质在孔隙中绕某些颗

粒而沉积，可形成致密的团块，称为**结核**，如黄土中的钙质结核；当含物质浓度较高的地下水，渗入较大的孔洞中时，物质可在洞壁上先沉淀，继续不断的渗入则物质沉淀向洞内生长成许多完好晶体的品簇，成为**晶洞**；某些溶运物质可与流经地区的原有物质（各种结晶盐类或有机质）发生交代（置换）作用，如 SiO_2 可将埋于地下的树木的有机质置换出来使其石化，形成**硅化木**（化石）。

2. **裂隙中沉积** 当地下水沿裂隙渗流时，可在裂隙中发生沉积。常见的有 CaCO_3 的沉积，形成**方解石细脉**；当水温等较高时，地下水中可溶有 SiO_2 ，若 SiO_2 在裂隙中沉积则形成**石英或硅质细脉**。

3. **溶洞中沉积** 地下水从岩石的孔隙、裂隙渗入溶洞，富含 $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ 的水从溶洞洞顶的裂缝渗出时，由于运动空间的改变，压力降低，水分蒸发、 CO_2 逸出，水中的 $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ 达到过饱和，使 CaCO_3 围绕水滴的出口沉淀，悬挂在溶洞顶面，它是边滴边凝，天长日久可在溶洞顶面形成一条条下垂的**石钟乳**（stalactite）（图6—14）；若渗水量较多或在洞顶沉淀后未完全蒸发而滴落在洞底，滴水散溅促使水中 CO_2 进一步逸出而减少，这样 CaCO_3 可在洞底沉淀，不断堆积形成矗立锥状物，称**石笋**（stalagmite）（图6—15）；经过长期的沉淀，石钟乳可不断自洞顶往下伸长，石笋则自洞底往上生长，两者相接起来成



图 6—14 石钟乳
（山东地区，据《中国岩溶》图册）



图 6—15 石笋
（第四地区，据《中国岩溶》图册）



图 6—16 钟乳石
（广西柳州都东岩洞，据《中国岩溶》图册）

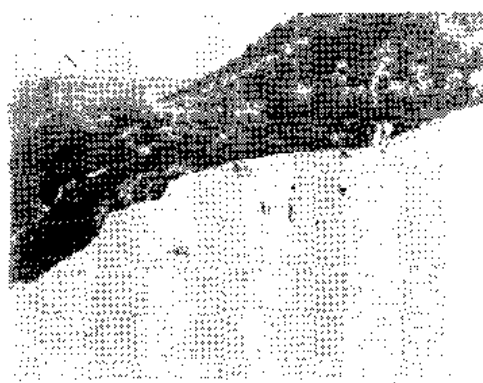


图 6—17 云南中甸白水台泉华
（据《中国岩溶》图册）

为石柱（图6—10）。溶洞中的石钟乳、石笋、石柱统称为钟乳石（图6—16）。此外，沿着洞壁裂隙像帷幕一样的沉淀物，称石幔。

4. 温泉区沉积 当温度较高、含溶质较多的地下水成为温泉流出地面时，由于水温和压力的降低，溶于其中的 $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ 、 SiO_2 等便会发生沉淀而堆在温泉附近，往往形成多孔状的沉积物，称泉华（图6—17）。由 CaCO_3 组成的泉华，叫石灰华；由 SiO_2 成分组成的泉华，叫硅华。

第四节 地下水地质作用的研究意义

岩溶发育的地区，有的为奇峰异洞、山明水秀的宜人景色（图6—18），如广西桂林和阳朔的山水；有的使地形崎岖，水土流失，地面石骨裸露、土层瘠薄、缺水干旱，不利于农业生产；有的地下溶洞发育容易造成塌陷，对工程建设、交通运输和矿山开采有很大的危害。但溶洞中可贮存丰富的地下水可供利用，同时古溶洞又是储藏石油的良好空间（世界上的油藏有很多与岩溶有关）。人们为了利用和改造岩溶，减少其危害，就需要查明它的分布和发展规律。

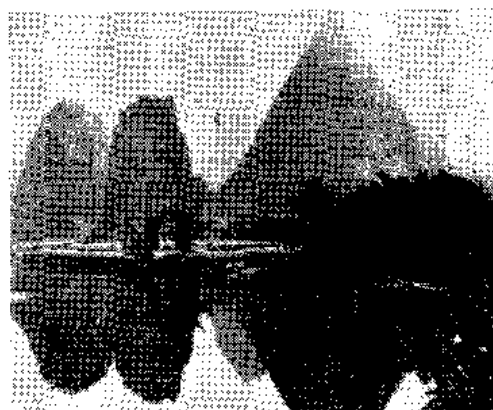


图 6—18 广西的漓江畔

地下水是重要的水源，在干旱地区尤为宝贵，因此，它与人类日常生活密切相关，同时地下水中往往含有许多化学元素，有的对人们有利，有的则有害。例如，有的含有大量盐类，如四川自贡一带的地下水含盐达200—250克/公升，可作为制盐的原料，为当地居民食盐的主要来源；有的含有特殊的元素，如辽宁汤岗子的温泉含有放射性元素，可供医疗用；有的含有对人体有害的离子，如吉林西部某些地区的井水含氟离子较高，人们饮用后，便要患软骨病；有的含有硫酸钙等不利于工业应用。

在矿区附近的地下水则可含有该矿的离子，如铜矿区地下水含铜离子的浓度较高，并随距离矿体的远近而改变其离子的浓度。人们对地下水进行化学分析，可根据其离子浓度的变化来追索矿体的埋藏地段，这就是水化学找矿法的基本原理。

此外，有的地下水温度较高是天然的热源，可利用它来发电和取暖。在国外冰岛、新西兰、美国、意大利和日本等国，地下热水较多，早已利用它来发电和取暖。我国地下热水也较多，已知的温泉就有二千多处，其分布遍及全国。已于1970年在广东丰顺邓屋建立了我国第一座地下热水发电站，随后在河北、北京、辽宁、江西、西藏（羊八井）等地相继建立了地下热水发电站。

综上所述，地下水不仅是改造地壳表层的一种地质动力，而且也是人类生活中不可缺少的重要资源。人们掌握地下水及其地质作用的特点，有助于解决岩溶地区的工程建设及矿山的涌水、排水以保证安全等问题；有利以寻找水质好，水量多的地下水源；也有助于研究地壳表层演变发展的历史等。因此，研究地下水及其地质作用具有重要的意义。

第七章 冰川的地质作用

第一节 概 述

冰川 (glacier) 是在陆地上由积雪转变成的、具有一定规模、长期存在能自行流动的冰体。它分布在高纬度极地和高山寒冷地区,例如,南极洲、格陵兰岛和我国西部的高山地区,分布着许多大小规模不等的冰川。现代地球表面有1550万平方公里的面积为冰川覆盖(我国冰川分布面积约4.4万平方公里),约占陆地总面积10%。但古代比现代还大,故冰川在改造地壳表层起着重要的作用。冰川是运动着的固态水,若现代冰川全部融化,总水体约有2,400万立方公里,不仅占水圈总水体(14.5亿立方公里)的1.6%,而且集中了全球淡水资源总量的85%,为水圈的重要组成部分。可见,冰川不仅是冷湿气候区的一种重要的地质动力,也是人们宝贵的淡水资源。

一、冰川的形成及其类型

(一) 冰川的形成

冰川是由积雪转变成的冰流,故有必要先了解一下终年积雪区和雪线的概念。地表气温既随纬度的增加而降低,又随海拔高度的升高而降低(每升高100米,气温平均下降0.6℃左右。在高纬度两极地带和中、低纬度的高山地区,气温常可处于0℃以下,大气降水以雪为主。在这些寒冷地区,降雪量常超过当年的融化量,雪可逐年积累加厚,形成终年积雪区 (snow field)。

终年积雪区的下部界线,叫雪线 (snow line)。雪线处年降雪量等于年融化量,雪线以下年降雪量小于年融化量为季节性积雪区或无积雪。雪线位置的高度主要与气温有关,即随纬度的高低而变化,一般在低纬度地区其位置较高,向两极逐渐降低,到极地可降至海平面。但雪线位置最高不在赤道而在南、北半球的亚热带高压带降水量少的地区,例如南美洲20—25°纬度间的安第斯山雪线高达6,400米,是世界上雪线位置最高的地方。在赤道附近地区,因降水量较多,雪线高度一般在4,400—4,900米。喜马拉雅山地区,由于高山阻挡了印度洋的西南季风,北坡年降水量少,雪线高度达5,800—6,200米,南坡降水量多,雪线高度则下降至4,400—4,600米。因此,雪线的高度除与气温有关外,还受降水量和地形的影响。

在终年积雪区,由逐年不断积聚起来的厚层雪,要经过一系列的长期的转变为冰的过程,首先由雪片转变为粒雪,然后再进一步转变成冰川冰。

在负温条件下,刚落地多棱角的新雪片,受地面热力的影响,自动转变为表面自由能最小的球状小晶粒,同时大的球状小晶粒可“吞并”小的晶粒,逐渐聚结成较大的晶粒形成细粒雪;当温度较高出现融化时,通过再冻结使晶粒逐渐合并而形成更大的粒雪。粒雪呈白色、粒状、孔隙多、易透水,密度平均为0.5克/厘米³。

聚集粒雪的低洼处,称为**粒雪盆**。聚集在粒雪盆中的粒雪,最初呈疏松状态,随着雪层的加厚,下部在自重压力(在40—50米深处的粒雪所承受的压力可达20—25吨/米²)作用可逐渐压实和重结晶而转变成冰;同时表层雪融水也可渗入下部并在其间再冻结,使粒雪胶结成冰。在上述作用下,粒雪逐渐转变成冰川冰(图7—1)。这种冰川冰的晶粒之间有薄水膜,呈浅蓝色、致密透明、平均密度为0.9克/厘米³。

雪线以上的冰川冰积到一定厚度,在冰层自重压力和重力作用下产生塑性滑动,顺地面斜坡向低处或自积雪中央区向四周作缓慢流动,形成冰川。

(二) 冰川的类型

冰川主要受气候控制,因而现代冰川有98%以上分布于高纬度和两极地区,而分布于中、低纬度高山地区的冰川不到2%。依据气候类型可将现代冰川分为海洋型冰川和大陆型冰川两种:发育于降水量充沛海洋性气候的冰川,称为**海洋型冰川**,其特点是雪线位置低,冰层温度高(接近于冰融点),冰雪积累量和消融量都大,运动速度较快,对气候变化反应明显,而且不稳定,作用能量大,地质作用强。发育于降水量少大陆性气候的冰川,称为**大陆型冰川**,其特点是雪线位置高,冰层温度低,冰雪积累量和消融量均小,运动速度缓慢,而且比较稳定,同样规模的冰川其地质作用较海洋型冰川弱。

我国青藏高原东南部和川西山区(降水量达2000毫米)分布的冰川属于海洋型冰川;而西部山区(降水量为500毫米左右)分布的冰川属大陆型冰川。

冰川的形态多种多样,按其分布规模、形态和所处地形的条件,可将其分为大陆冰川和山岳冰川两个基本类型。

1. **大陆冰川** (continental glacier) 为大面积覆盖在陆地上且厚度达千米以上的冰流,中央厚,向四周变薄,呈盾形,常称为**冰盖** (ice sheet)。主要分布于高纬和极地的大陆和岛上,如南极洲在1,400万平方公里面积上有1,320万平方公里为冰川覆盖,冰层平均厚度为2,300米,中央冰层的最大厚度达4,200米;北极格陵兰岛的217万平方公里面积中有172万平方公里为冰川覆盖,冰层平均厚度为1,500米,中央冰层的最大厚度达3,400米。总之,大陆冰川的特点是雪线位置低,面积大,冰层厚,地面上绝大部分的地形起伏都为冰川覆盖。大陆冰川运动不受地形影响,主要由冰层的自重压力使冰体从积雪区的中央部分向四周缓慢流动,在边缘部分往往形成许多冰舌。有的冰舌直接伸入海洋中,在海浪的冲击下被折断,坍塌海中随海水运动漂移,形成**冰山** (iceberg)。

2. **山岳冰川** (mountain glacier) 指分布在中、低纬度山地各种形态的冰川。其特点是雪线位置高,规模小,冰层薄,它的形成和运动受地形和重力影响。依据地形和冰体形态可将山岳冰川分为悬冰川、冰斗冰川和山谷冰川等。

悬冰川 (hanging glacier) 为分布于山坡洼处常呈盾状悬挂在山坡上的冰体。它是山岳冰川中数量最多,面积较小(常不超过1平方公里)、厚度薄、易随温度变化而消失的一种冰川。

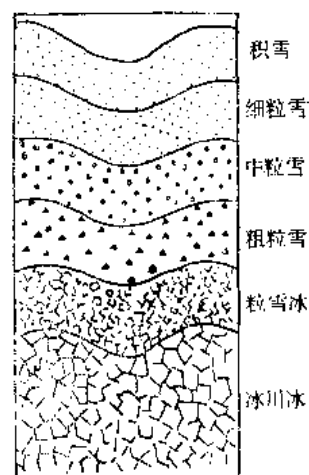


图 7—1 粒雪盆中的冰雪剖面示意图
(据费金深1979)

冰斗冰川 (cirque glacier) 发育在雪线以上的围椅状洼地中而无明显冰舌流出的冰体 (图 7—2)。冰斗冰川的规模大小不一, 但所有冰斗冰川都有一个陡峻的后壁, 在后壁上常发生雪崩、冰崩而使大量的冰雪不断地落入冰斗, 成为冰斗冰川中冰雪的重要来源。分布于山谷源头的冰斗冰川往往较大, 常成为山谷冰川的补给区。

山谷冰川 (valley glacier) 为从粒雪盆或冰斗中流出的大量冰体, 顺山谷向下流动, 形成狭长的舌状冰流。冰流自粒雪盆越过冰坎后, 沿山谷流出雪线以下很长的距离。故山谷冰川是一种发育成熟的冰川, 它明显地分为积累区 (补给区) 和消融区 (流动区——冰舌) 两部分, 冰舌长度常达几公里到几十公里。山谷冰川通常有一个或几个粒雪盆为补给区。由一个粒雪盆流出的山谷冰川为单式冰川, 由两个以上粒雪盆流出汇合成一条冰舌的山谷冰川为复式冰川 (图 7—3)。山谷冰川是山岳冰川的主要形式。喀喇昆仑山和

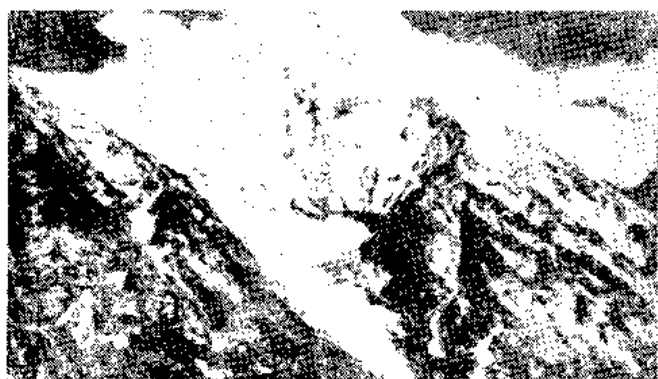


图 7—2 珠穆朗玛峰北坡的冰斗冰川
(据《中国冰川地貌》图二)



图 7—3 复式冰川
(据 C. S. 贺伯特)

帕米尔高原是大型山谷冰川集中的地方, 其中最大的一条为喀喇昆仑山的厦呈冰川, 长75公里, 面积达1,180平方公里, 厚950米; 最长的一条为帕米尔的费德钦科冰川, 长77公里, 面积为992平方公里, 厚900米。我国西部高山区, 分布着许多山谷冰川, 有不少为长达20公里以上的大型山谷冰川, 其中喀喇昆仑山乔戈里峰 (海拔8,611米) 北坡的音苏盖提冰川, 长达42公里, 目前 (1980) 所知为我国境内最大的冰川。

二、冰川的运动

冰川是固体流, 运动原因很复杂。冰川冰受压力作用后易产生塑性变形, 使运动的冰层分为表部脆性带和下部塑性带两大部分; 又因冰晶粒间存在薄水膜, 受压力作用后冰晶可沿某些面网或晶粒之间滑动。因此, 当冰川冰达到一定厚度时, 在冰体自重压力下, 产生塑性流动和底部滑动, 使冰体向前运动。冰川运动的速度很缓慢, 一般每天只有几厘米, 相当于一般河流流速的万分之一。冰川运动的速度主要决定于冰川的规模和冰层的厚度, 同时也受冰床坡度和温度等因素的影响。一般情况, 规模大而冰层厚的大陆冰川, 流速较快, 例如格陵兰大陆冰川, 年流速最快达1,700米; 规模小而冰层较薄的山谷冰川, 流速较慢, 例如我国西藏东南念唐古拉山东段的海洋型阿札冰川, 在流速最快的1973年所测的年流速为300—400米。一条冰川中, 从粒雪盆出口到冰舌的最上部由于冰层最厚而流速最快; 当冰川通过陡坎时流速加快常形成冰瀑布; 在夏季和白昼, 由于冰融水较多渗入

冰川底部润滑冰床，使流速加快。

少数冰川可在短期内（一个季度或半年）发生突然向前推进2,000—3,000米以上的快速运动现象，其原因主要由于冰川上游某一部分冰的积累量增大到超过冰的强度极限，使冰川运动由塑性流动而突然转变为快速的块体滑动，导致冰川爆发式推进。冰川的爆发式推进往往造成很大的危害。例如，喀喇昆仑山南坡斯塔克河河源的库西亚冰川，于1953年3月21日突然爆发式向前推进，到6月11日停止，冰川向前推进了12公里，庞大的冰流摧毁了斯塔克谷地里的森林、耕地和村庄。

在冰床运动的冰川，底部和两侧由于受基岩的摩擦而流动较慢，上部和中间部分运动较快。因此一条冰川冰层各部分的运动速度不等，从而使冰川表层硬而脆的冰体产生许多方向不同的冰裂隙；中间部分向前端伸出形成舌状，称为冰舌（ice tangle）。

冰川的最前端（或称末端）叫冰前（ice front）。冰前是冰舌区的主要融化带。冰前的位置随粒雪盆中冰流的补给量与冰舌区的融化量的情况而变化。当补给量大于融化量时，冰舌便伸长而冰前向前推进；当补给量小于融化量时，冰舌则缩短而冰前后退；当补给量与融化量相当时，冰前的位置稳定。可见，冰前位置的变化实际上是受气候（温度）控制。气候的变化不仅使冰前位置变化，还可改变冰川的规模、形态和运动速度。一条冰川如果得到粒雪盆中不断冰流补充，冰舌便能越出雪线很远的地方，但也不是无止境的。因为在雪线以下，地势较低、气温较高，冰川融化得快，当冰流补给量等于融化量时，冰前就停止前进了。在雪线以下由于冰川表面存在裂隙和有覆盖物，使冰的融化发生差异，冰川表面常可形成冰蘑菇（图7—4）、冰牙、冰塔（图7—5）等奇特现象。当气候转暖雪线上升冰流来源不足时，冰川长度缩短，甚至消失。



图 7—4 冰蘑菇
（据《中国冰川》画册1980）

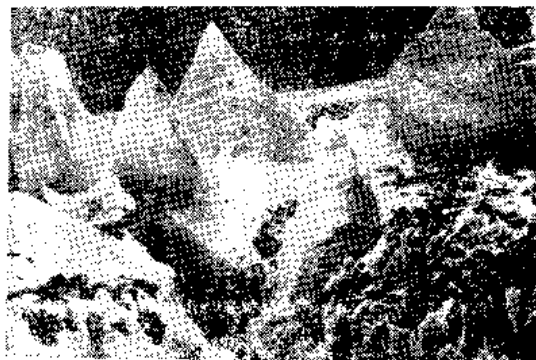


图 7—5 冰塔
（据《中国冰川》画册1980）

第二节 冰川的剥蚀作用

冰川在运动过程中，对冰床的基岩可产生一系列的破坏和改造。但它是固体介质，故

以机械方式为主。

冰层厚达100米时,对冰床底部的压力可达90吨/米²,山谷冰川的厚度往往可达百米以上,大陆冰川的厚度常达千米以上,所以冰川对冰床底部的压强很大;另外,冰川是由重结晶和压实的雪、融水和岩石碎屑组成的冰流,冻结在冰体内的大小石块可作为工具对底部和两侧的基岩进行锉磨。因冰川对冰床的基岩剥蚀类似刨木,故称刨蚀作用(plucking)。

一、冰蚀作用的方式

冰川的刨蚀作用有挖掘和磨蚀两种方式。

(一) 挖掘作用 (quarrying)

指冰川从冰床基岩挖出粗大岩块的作用。冰床底部的基岩常有裂隙,而冰融水又在裂隙中进行反复冻结,造成强烈冰冻风化使基岩碎裂等。在冰川强大压力下也可进一步压裂岩石,同时可使冰体楔入基岩的裂缝中,当冰体前移时形成一种推铲似的力量,将冰床的

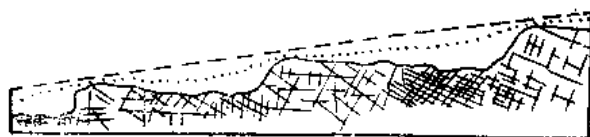


图 7—6 挖掘作用与地形及岩石裂隙的关系示意图
点线表示原始地形,在地形较陡和裂隙发育的处段挖掘作用强烈
(据P. E. Mathes)

基岩掘裂开来,形成岩块脱离岩体随冰体的前进而被搬走,这种作用如同用铁锹挖土,称为挖掘作用。在冰床底部地形显著突起、岩性松软、裂隙发育和冰冻风化盛行的地段,挖掘作用很显著(图7—6)。挖掘作用结果形成砾石、巨砾和岩块等较粗大的岩

屑,并且加深冰床,造成起伏不平的纵剖面。

(二) 磨蚀作用 (abrasion)

指冻结在冰川冰体内的石块,对冰床基岩进行磨损破坏的作用。由挖掘作用或其他原因落到冰体内的石块被冻结固定在冰体中,含有石块的冰体好像一把大锉刀,加上冰体的自重压力,在流动时对底部和两侧的基岩进行刻划锉磨而破坏岩石,石块本身也可磨损破坏,称为磨蚀作用。因冰川压力大且石块是冻结在岩体中,故其对基岩的研磨力量比其他外动力都大而明显,常可将岩石磨成岩粉混在冰融水中呈灰白色的冰川乳。冰川的磨蚀过程中,岩粉又可作为磨料而将冰床底部突起的基岩表面磨得很光滑,形成冰溜面(polished surface)(图7—7)。并且在冰床底部和两侧陡壁上的基岩表面往往可保存形状象钉子形



图 7—7 花岗岩表面的冰溜面
(据M. 西尔)



图 7—8 冰床基岩突起处背冰流面挖掘作用较强烈的示意图

(引自成都地院编《动力地质学原理》1978)

的磨蚀刻痕，称为冰川**擦痕** (striation)，其尖端常指向冰流前进的方向。冰体中的岩块也有冰川擦痕，是鉴别冰碛砾石的重要依据。在冰川磨蚀作用下可形成细砂、粉砂和粘土，同时可加深、加宽冰床。

冰川的挖掘和磨蚀作用可同时存在，一般在岩性松软、裂隙发育的地段以挖掘作用为主；在地形突起的地段，迎冰流面以磨蚀作用为主，背冰流面以挖掘作用为主 (图7—8)。

二、冰蚀作用的产物

在冰川的刨蚀作用下，既破坏了地壳表部的岩石，同时也改造了地壳的表面形态，形成与冰川动力特点相联系的各种冰蚀地形 (图 7—9)。常见的地形如下：

冰蚀谷 (glacial valley) 山谷冰川的剥蚀作用可将谷底刨深，并将谷的两侧锉磨开扩加宽，由于固体冰流不易拐弯，在碰到突出的山嘴时将其锉磨，可把山嘴削齐，形成直而宽、深而陡、横剖面呈“U”形的**冰蚀谷** (图7—10)。

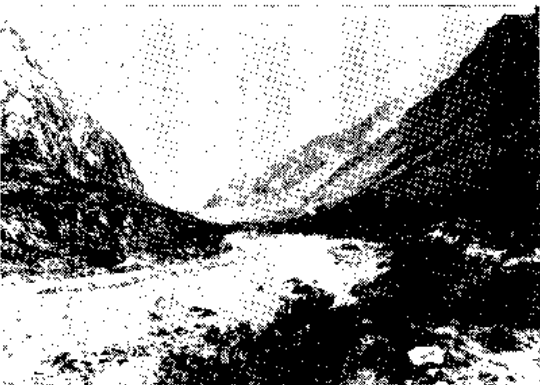
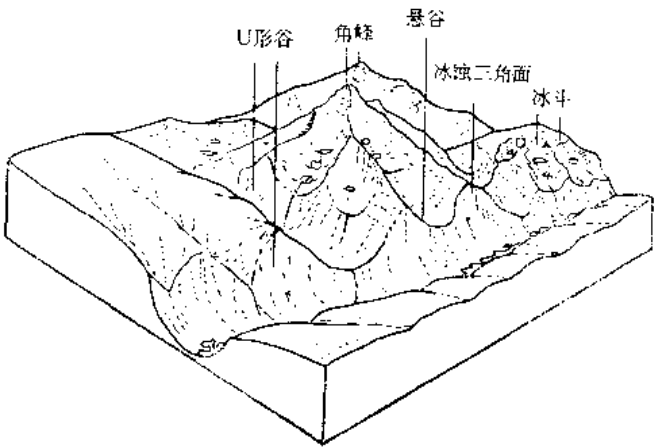


图 7—10 天山托尔木峰区的“U”谷
(据《中国冰川》何蔚1983)

图 7—9 山岳冰川作用的地形形态示意图



在谷坡有削齐山嘴的冰蚀三角面，三角面壁上常保留有冰川擦痕，谷底可出现羊背石等。在主冰川两侧的支冰川退却后，可见支冰川谷悬挂在主冰川谷之上，称为**悬谷**。它是山岳冰川中所特有的地形。

冰斗 (cirque) 分布在雪线附近积雪洼地或山谷冰川源头的冰斗冰川，冰斗内壁的基岩在强烈的冰冻风化作用下崩解破坏，尤其是在陡峭的后壁还受雪崩、冰崩影响，基岩不断破碎，使后壁不断后退扩大；底部基岩在挖掘作用为主破坏下，使其不断加深。结果形成三面陡壁围绕、一面出口而具陡坎的围椅状地形，称**冰斗**。冰斗常出现于雪线附近，可根据它来推断当时雪线位置。

刃脊 (arête) 与角峰 (horn) 当相邻的两个冰斗不断发展扩大，并从山脊两侧进行剥蚀，逐渐向上伸展，形成陡峻的山脊，称**刃脊**。若周围有三个以上的冰斗存在，由于冰斗后壁与刃脊的不断向上源扩展，最后可在中央削成陡峻的锥状山峰，称**角峰** (图 7—11)。如珠穆朗玛峰等。地面高程也随之而降低。

石盆地 (rock basin) 和羊背石 (rochemoutonnée) 这是在冰床底部冰蚀作用形成的洼地和岩丘，常分布于大陆冰川作用的地区。在冰床上基岩较软和裂隙发育的地段，冰川的挖掘作用较强烈，结果常形成洼地，称为**石盆地**。它多呈串珠式分布，其展布

的方向与冰川流动的方向一致。当冰川融化后，盆地积水成湖泊，芬兰、加拿大分布着许多这样的湖泊。

在冰床上的基岩突起处，由冰川的磨蚀和挖掘作用形成椭圆形的小岩丘。长轴与冰流方向一致，其迎冰流面的坡较缓，背冰流面的坡较陡，这是由于迎冰流面以磨蚀作用为主，背冰流面以挖掘作用为主造成的，使整个岩丘形似一伏地的羊背，称为羊背石（图7—12）。人们可利用羊背石的分布，来了解古代冰川的前进方向。

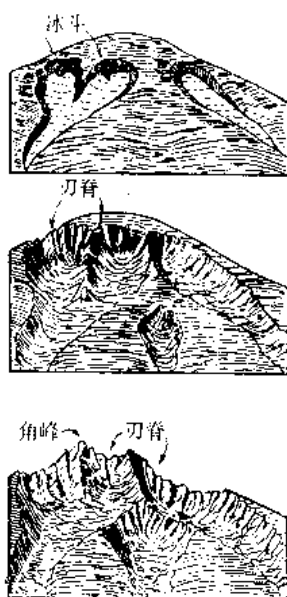


图 7-11 角峰形成过程示意图



图 7-12 西藏羊卓雍湖区卡鲁雄曲上游地区的羊背石
(据泽本兴)

第三节 冰川的搬运和沉积作用

一、冰川的搬运作用

冰川在刨蚀作用的同时也进行搬运作用。

冰川搬运的物质，除在冰前前进时推移前端的碎屑物外，主要是刨蚀冰床基岩的产物和两侧谷壁基岩坍塌下来的碎屑物。这些碎屑物除堆在表面上的以外，都冻结在冰体内，随冰川一起移动，恰似一条传送带载运物质。在搬运过程中，碎屑物的相对位置很少变化，无分选，大小不等的泥、砂、石块混合在一起。被搬运的碎屑颗粒，除在冰川底部和两侧及冰层之间因运动速度不等发生相互滑动的部分受磨损而具冰川擦痕外，大多数的碎屑物很少被磨损而棱角犹存。冰川是固体介质，冰晶粒间粘滞力大，具很大的承托力，故其搬运能力很大，可将体积几百立方米、重几十吨到万吨的巨大石块搬走，冰川搬运粒径大于1米的石块，叫漂砾 (erratic boulder)。同时冰川可将低处的物质搬往高处，或越过小高地，冻结在冰山内的碎屑物还可漂洋过海。

冰川搬运的物质称为冰运物（或搬运冰运物），冰运物按其所在的位置可分为表面冰运物、底部冰运物、内部冰运物和侧边冰运物，若两条冰川汇合（或支流流入主流）后，侧边冰运物可合成一条中间冰运物。冰运物中，一般以底部冰运物和侧边冰运物为最多。但因山谷冰川可接受两侧谷壁坍塌下来的大量冰冻风化产物，故冰运物中以侧边冰运物为主体；大陆冰川因无谷坡，则以底部冰运物为主体。

冰层底部因受强大的压力，故底部冰运物，有的表面会被压成许多小坑或压弯，形成奇形怪状的砾石。

二、冰川的沉积作用

(一) 冰川的沉积及冰碛地形

冰运物在搬运过程中，由于冰体的融化而从冰体内卸下，称为冰川的沉积作用。在雪线以上冰体局部融化时，可有暂时性的沉积物；雪线以下、特别是在冰前为冰体融化地带，是沉积作用显著的地区。冰体直接融化沉积的堆积物，称冰碛（物）（moraine）。

冰川沉积的部位主要发生在冰前，因为那里是冰舌区补给量与融化量平衡的地方。冰川以传送带式从上游输送来的冰运物，便可不断地堆积在冰前地带，形成终碛（terminal moraine）（图7—13）。当冰川退缩冰体全部融化，则冰运物可全部堆积下来，形成与各种冰运物相对应的侧碛（lateral moraine）、中碛（medial moraine）（图7—14）、底碛（ground moraine）。但底碛往往和内部、表面冰运物混合在一起。冰碛的主要特点：以



图 7—13 祁连山的大雪山老虎沟20号冰川的冰舌和终碛
(隋永德生)

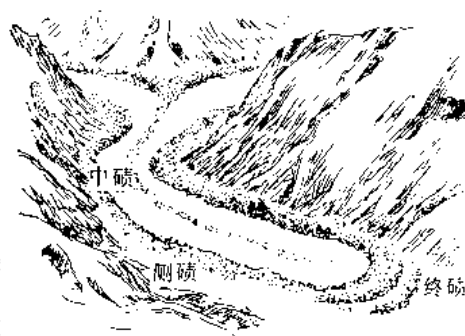


图 7—14 各种冰碛物的分布示意图
(据费金深, 1979)

机械碎屑物为主，无分选、无层理、大小混杂，大至直径几米的石块（在西藏聂拉木有一块高25米、宽19米、长26米、重3万吨的巨大石块）（图7—15），小到粘土物质；碎屑颗粒具棱角，有的砾石表面有磨光面或冰擦痕（图7—16），有的表面有压坑和呈灯盏、马鞍



图 7—15 甘肃南祁连山现代冰碛的巨砾（漂砾）
(据《野外地质素描》范洪峰等编绘1979)



图 7—16 冰碛砾石表面的冰川擦痕
(据《中国冰川》画册, 1980)

形的砾石等。

冰碛物可组成各种冰碛地形，常见的有终碛堤、侧碛堤和鼓丘等。

终碛堤（前碛堤）由冰前堆积的终碛组成向冰川前方凸出的弧形堤垅（图7—17）。山谷冰川和大陆冰川都可形成终碛堤。一般说来，山谷冰川的终碛堤短而高，大陆冰川的终碛堤长而低。冰舌冰前位置如果较稳定，冰前不断堆积便形成终碛堤；若冰流补给量大于冰前的融化量时，则冰前向前伸展，先堆积的终碛会被破坏或向前推移；若冰川间歇性退缩，就形成一条条相间的终碛堤。例如，珠穆朗玛峰北坡的绒布冰川，冰舌前端不到2公里距离内，分布着六条高度为60米至250米的终碛堤。

侧碛堤（岸碛堤）由山谷冰川两侧的侧边冰运物，冰川融化而堆积在谷地两侧，形成长垅状高地，为山谷冰川重要的冰碛地形。

鼓丘（drumlin）一般是由粘土较多的冰碛物所形成的椭圆形丘陵，大小差别很大，高度由几米到几十米，长度由几百米到一、二千米。长轴指向冰流方向。其纵向坡度不对称，迎冰流面坡度陡，背冰流面坡度缓。它常成群分布于大陆冰川终碛堤内侧不远的冰床上。

大部分鼓丘完全由冰碛物构成，有的则有一基岩核心。基岩核心常具有羊背面形态。它们有时出露于鼓丘的尾端（迎冰面），有时完全被冰碛物覆盖（图7—18）。



图 7—17 乌鲁木齐河源1号冰川的终碛堤
(据谢自楚)

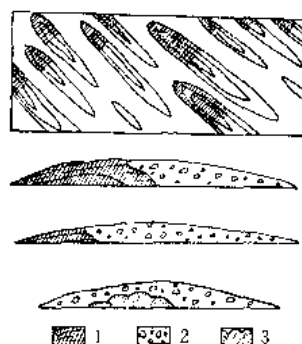


图 7—18 鼓丘平面（上）和剖面示意图
(据C. A. 雅科甫列夫) 1—基岩，
2—冰碛物，3—砂、粘土

（二）冰水堆积物及其组成的地形

冰川在太阳辐射和地热流的影响下，冰体可经常处于消融状态。冰融水可聚集冰川底部形成冰下水流，其水量夏季比较集中，它不仅可对冰床基岩进行侵蚀，而且对由冰川磨蚀作用形成的岩粉、砂粒进行搬运，搬运量较大，如果水中岩粉较多便形成冰川乳。例如，绒布冰川的冰川乳，每年输送的岩粉量可达20万吨。有时冰融水可促成冰川泥石流而危害性很大。

冰融水搬运的泥、砂等物质，可堆积在冰层下和冰川边缘地带，称为冰水堆积物。冰水堆积物常由细砂、粉砂和粘土等物质组成，有一定的分选性，成层状，并有斜层理等。冰水堆积物组成的地形主要有蛇丘（esker）和冰前扇地。蛇丘（图7—19）是一种蜿蜒伸展的长堤。它是由冰下水流通道沉积的砂、粉砂及细砾等冰水堆积物组成的地形，长可达

数十公里。冰前扇地（冰水沉积平原）是冰融水流出终碛堤后，水流分散，使搬运的泥、砂物质堆积在终碛堤前缘地带，呈扇状分布的地形。

此外，冰融水挟带的细小物质也可流入冰川底部和边缘的湖泊中，在湖底堆积下来，形成特殊的泥质层。它受季节性的影响，常出现浅色粒粗和深色粒细的物质交替成层的微细层理，称为纹泥（varve）（图7—20）。纹泥层是反映每年季节变化的标志，即夏季冰融

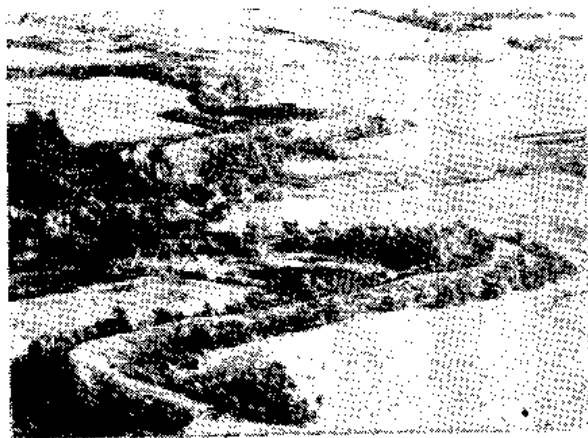


图 7—19 蛇丘
（据 W. S. 库波）



图 7—20 纹泥
（西藏聂拉木）

水量多、氧化强烈，故沉积物粒粗而色浅；冬季冰融水量少、氧化微弱，故沉积物粒细而色深。因而又称为季候泥。人们常利用纹泥来估算与其有关的冰川年龄。

第四节 冰川地质作用的研究意义

一、古冰川和冰期、间冰期的概念

地球上不仅现代有冰川，而且古代也有冰川，通常把现代以前的叫古冰川。现已查明，在漫长的地质年代里，地球上曾发生过三次大规模的冰川作用。这就是震旦纪（距今6—8亿年）大冰期、石炭—二叠纪（距今2亿8千万年）大冰期和第四纪（距今2百万年）大冰期。

通过对第四纪大冰期的研究，得知这次大冰期冰川的活动曾经有过多范围扩大和缩小的现象。冰川范围的扩大和缩小是气候冷暖的反应。气候寒冷时，冰川大规模增长，分布范围扩大，称为冰期（glacial period）；气候温暖时，冰川不断融化，冰前退缩，分布范围大规模缩小，这现象往往出现在两次冰期之间，称为间冰期（interglacial period）。可见，冰期是大冰期中真正的寒冷时期，而间冰期则是大冰期中的温暖时期。地球上常可出现气候冷暖相间的交替现象，因此每次大冰期可出现多次的冰期和间冰期。第四纪大冰期从距今200万年（更新世）开始出现以来，一直延续到现在。由于这次大冰期距离我们最近，因此冰川作用形成的冰蚀地形、冰碛物、冰水堆积物及冰碛地形，一般都保存较好。据长期对欧洲阿尔卑斯山山地冰川的研究，已知第四纪大冰期至少发生过四次冰期和三次间冰期，由老而新命名为恭兹冰期、民德冰期、里斯冰期和玉木冰期，恭兹——民德

间冰期、民德——里斯间冰期、里斯——玉木间冰期。最后一次的玉木冰期开始于10万年前（有人认为开始于7万年前），至1万年前结束而进入冰后期（间冰期开始），我们现在就生活在这次间冰期中。

二、中国第四纪冰川

我国著名地质学家李四光早在20世纪三十年代，在其1937年发表的《庐山之冰期》名著中，就已论证我国第四纪时期有冰川活动，并对我国的冰期作了划分，而且与阿尔卑斯地区的冰期进行了对比。并将中国第四纪冰川划分出三次冰期，由老而新命名为鄱阳冰期、大姑冰期和庐山冰期加上后来增划的大理冰期，共有四个冰期。

解放后，在党的领导下，经我国地质工作者的辛勤劳动，已在全国许多地方相继发现第四纪冰川遗迹。例如，东北大兴安岭地区，华北地区，西北的天山、祁连山、秦岭地区，四川西部，西南的云南、贵州，南方的湖南、广西及长江中、下游地区都相继发现有第四纪冰川遗迹（冰碛物、漂砾、冰水堆积物或冰蚀地形等）。这就进一步确定我国第四纪时期不仅有冰川活动，而且分布范围较广。

目前，对我国西部高山地区曾遭受过第四纪冰川作用是无可怀疑的。但是对地势较低我国东部，山地海拔多在2000米以下，是否有过第四纪冰川流行，常常引起人们的激烈争论，主要是对冰川遗迹鉴定是否可靠；对形成冰川的历史气候条件是否具备等。即使一部分人认为有冰川，也还存在着对冰川作用的范围、冰期的次数、各地冰期的对比以及其地质年代等问题的争论。

三、冰川对其它地质作用的影响

地球上冰期和间冰期交替出现，可引起海水面的升降。冰期时，大量海水从海洋转移到陆地以冰的形式储存在陆地上，从而海面下降；间冰期时，冰体融化，冰川融水大量排泄到海里，促使海面升高。海面的变化可导至海陆分布面积的改变。例如，第四纪冰川最盛时期（当时约有三分之一的陆地面积为冰川覆盖），由于海面下降，陆地面积扩大。当时欧洲的英伦三岛与欧洲大陆相连，现在的北海也是陆地；我国现在的渤海、黄海和东海当时也是陆地，台湾岛与大陆是相连的。在间冰期时，由于海面的升高，陆地面积缩小，使沿海许多陆地沦为沧海。有人认为，由于第四纪冰川的进退而引起海面变化的幅度高达200米左右。如果南极大陆的现代冰体全部融化，可使海水面升高60多米，陆地面积将会缩小数百万平方公里，我国东部沿海大部分地方将会成为浅海。

海水面升降可使海岸线发生巨大变化，从而导致海陆分布轮廓的变化，气候也必随之改变，对外动力地质作用产生一系列的影响；同时由于巨厚大陆冰盖的存在及其扩展和退缩的变化，为了保持地壳的重力均衡，还会导致地壳的升降运动（图7—21）。

冰期时可直接影响生物群的繁殖、迁移和某些种属的演变或灭绝。冰期可使海水变冷，从而影响海水的化学成分、海生生物的繁殖、分布。由于海水面降低或部分海水的冻结，使海流循环发生变化。另外，海洋中的冰山，融化之后，其中的碎屑物便堆积于海底，以致在深海区的沉积物中也可见到冰漂砾。

冰川扩展使河流水系发生改变，有的因冰体阻挡形成湖泊，有的为冰川所代替；当冰川退缩后，山谷冰川可转化为河流的地质作用；冰融水为河水的重要来源，可影响河流的

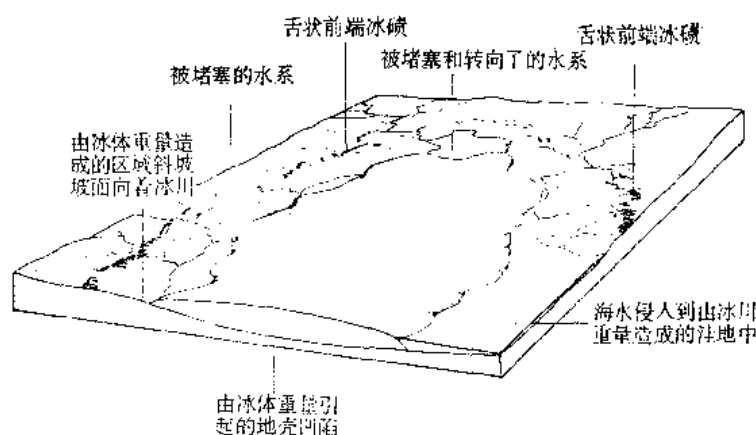


图 7—21 大陆冰川所造成的一些重大事件
(据W. K. 汉布林, 1975)

地质作用。

在大规模冰体存在的地区，其上空往往出现冷气团而向四周流动，故冰川边缘地区风很强烈而持久，从而促进风的地质作用。

冰川的地质作用可形成洼地，当冰川退缩后，洼地积水成湖而转为湖泊的地质作用。

地壳的上升运动可形成高山，可因积雪而形成冰川。但是冰川也可反过来引起地壳均衡调整而发生升降运动，因为庞大冰体的重量对地壳的压力是很大的，例如南极大陆冰川在冰层最厚的4200米处，其对冰层底下基岩的压力达3,780吨/米²。因此，地壳在冰体这样巨大压力持久作用下，可发生均衡调整而下沉。据对现在南极冰盖和格陵兰冰盖进行物探测量所得的资料，南极大陆受压下沉幅度最大正是冰层最厚的中央部分，那里已下沉到海面

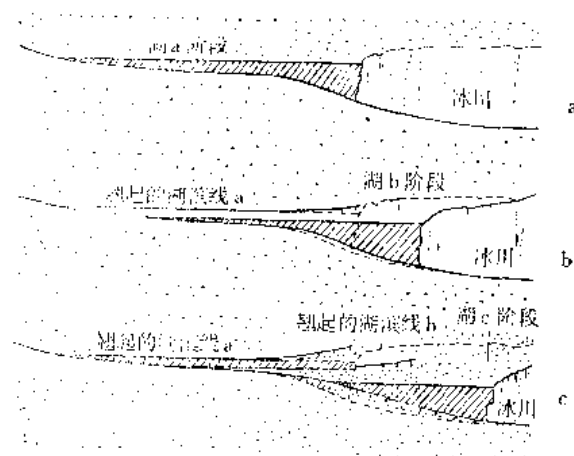


图 7—22 冰川融退后，因地壳均衡调整而产生的翘起的湖滨线

a—湖泊沿冰川边缘发育，滨线地形区沙洲、滨滩都是水平的；
b—当冰体融退时，发生均衡回升，在a阶段形成的湖滨线地形远离冰体的地方翘起，在湖b中形成新的水平滨线；c—冰体继续后退，继续发生均衡回升，滨线a、b都翘起，并向远离冰体的地方收敛（据W. K. 汉布林1975）

平以下，最大达1,600米；在格陵兰冰层最厚的中央部分，有的下沉到海平面以下300米，使格陵兰岛成为中部凹陷的椭圆状盆地。当冰川融化，原来被冰层压陷的地壳可发生均衡调整而回升。例如，曾为第四纪冰川覆盖而压陷的斯堪的纳维亚半岛，从最近一次冰期结束以来的1万年时间内，地壳一直在上升，原为冰盖中央部位的波的尼亚湾上升速度最快，古海岸线已上升450米；原为冰盖边部的瑞典南部上升较慢。地壳的这种均衡调整发生回升的情况，也可通过古湖滨线上升的情况来了解（图7—22）。

从冰川作用对内外动力地质作用一系列的影响可知，外动力地质作用之间和内外动力地质作用之间是相互联系、相互促进而又相互制约的。

研究古代冰川有助于了解地质历史、特别是古气候、古地理和古生物的演化。据研究，石炭——二叠纪大冰期，北半球仅在印度次大陆发现有这次大冰期的活动遗迹，而南半球大陆则各地均有发现，据对这些地区冰川遗迹的分析，认为当时印度次大陆与南半球的澳洲、南非和南美洲是连接在一起的，只是后来由于大陆漂移而形成现在的局面。因此，石炭——二叠纪冰川遗迹可能是当时极地冰川的产物。

冰碛层由于胶结紧而坚实，成为良好的不透水层，对地下水的贮存和分布都有影响。在冰碛物中有时含有砂矿。现代冰川爆发式推进和冰川泥石流有一定的危害性，需要了解其活动规律预防其危害。冰川的研究还有助于利用现代冰川融水。因此，研究冰川的地质作用具有重要的理论和实际意义。

第八章 风的地质作用

第一节 概 述

由于太阳辐射热随纬度的差异致使对流层中的空气温度不均一而出现气压差，高压区的空气向低压区流动而成风。除大气环流的定向风外，风向可经常改变，且可由低处吹向高处，其活动范围扩及地面和高空。

风的动能可从它对障碍物的迎风面每平方厘米产生的压力（风力）的大小来表示，其表示式： $P = \frac{1}{2} \rho V^2$ （ P 为风力， ρ 为空气的密度， V 为风速）。风力与风速的平方成正比。可见，风速越大，风的动能就愈大。

风吹动时，空气运动也呈层流和紊流两种状态。据测算，地表的风速超过1米/秒时，空气运动就会出现紊流。因此，风沿地面吹动时，可将地面的松散物（沙粒、尘土）吹起进入空气中移动，这种挟沙的气流，称为风沙流。它对地壳表部的岩石可产生剥蚀、搬运和沉积等地质作用，从而改造地表。风是气体介质，其地质作用过程基本上不发生化学反应而属机械作用。风的地质作用在干旱（年降水量小于250毫米）沙漠地区极为强烈；此外，在半干旱（干草原，年降水量小于400毫米）区、大陆型冰川边缘和植被稀少的沙质海岸、河谷地区也很显著。

全球陆地上有4,144万平方公里的面积为干旱和半干旱地区，约占陆地总面积28%。我国有109.5万平方公里的面积为沙漠和戈壁地区，约占全国总面积11.4%。沙漠区常有大的风沙流，沙漠边缘风沙的移动，常可掩没耕地、村镇、道路，影响交通和建筑等，它可给人们带来严重的危害。在沙漠地区，风是重要的地质作用之一，因此，研究风的地质作用，掌握风沙流移动的规律，对于防治、改造沙漠，开发这些地区具有重要意义。

第二节 风的剥蚀作用

一、风蚀作用的方式

风沿地面吹动时，它以自身的风力和挟带的碎屑物对地表的松散物或岩石进行冲击和磨损的破坏作用，称风蚀作用。当风速小或地面覆被发育时，风蚀作用不明显；当风速大、地面覆被稀少、风所挟带的碎屑物多时，风蚀作用就很强烈。在干旱气候条件下，气温变化急剧，常形成大风，大风中常挟带大量的碎屑物，地面上分布大量主要由物理风化作用所形成的松散残积物，由于降雨量少而集中，蒸发强烈使地面干燥、植物稀少而矮小，因此，这里风蚀作用就极为强盛。风蚀作用包括吹蚀（吹扬）和磨蚀两种方式。

（一）吹蚀作用（deflation）

是风的冲击力和紊流旋涡的向上分力将地表的松散物质吹起剥离原地的破坏作用。沿地面吹动的风，当风速超过沙粒的起动风速（见附表7—1）时，就可将其吹起移动，一旦形成风沙流后，就可加强风蚀能力。风的吹蚀能力直接与风速和碎屑粒径的大小有关，此外还受地面覆被情况和湿度的影响。

沙粒粒径与起动风速的关系(离地面2米)(据新疆莎车)

表7—1

| 沙粒粒径(毫米) | 0.10—0.25 | 0.25—0.50 | 0.50—1.00 | >1.00 |
|--------------|-----------|-----------|-----------|-------|
| 沙粒的起动风速(米/秒) | 1.0 | 5.6 | 6.7 | 7.1 |

(二) 磨蚀作用 (abrasion)

是指风以所挟带的沙粒为工具在吹移中对裸露岩石、松散碎屑物的表面碰撞、摩擦和钻进岩石的裂隙、凹坑内进行旋磨的破坏作用。磨蚀作用的强度除取决于风速和被磨蚀的岩性外，尚与风所挟带的沙量有关。当风所挟带的沙量很多时，其磨蚀作用就很强。据观测，风所挟带的沙粒主要集中在离地面2米高的范围内，尤其以10厘米高的范围内最多，因此风的磨蚀作用在此高度范围内最为强烈。在沙漠地区，常可见到电线杆基部被磨细和较老建筑物的墙脚被磨蚀而出现凹槽的现象。

二、风蚀作用的产物

由于岩性、地形和构造等方面的差异，在风蚀作用下可形成一些特有的岩貌和地貌。如：

风棱石 在沙漠地区，分布在地表不能为风所吹动的砾石，经多次方向不同的风沙流的长期磨蚀作用下，可形成有几个磨光面而具特殊棱状、棱脊线的延伸方向大致与风向一致。这种砾石称风棱石 (ventifact) (图8—1)。



图 8—1 风棱石

风蚀窝石 (honeycombed rock) 由物性不均一的岩石，经风蚀作用在岩石的陡壁可形成密集分布呈口小内大的小洞穴和坑穴，称风蚀窝石 (图8—2)。当风沙流在坑穴内进一步旋磨扩大，可形成风蚀洞。我国大同、敦煌等地的千佛洞等石窟，大都是利用风蚀洞改造成的。

风蚀蘑菇石 (pedestal rock) 孤立突起的基岩露头，由于风沙流磨蚀其基部磨损较上部为多，可形成状如蘑菇的岩柱，称风蚀蘑菇石 (图8—3)。

风蚀柱 (deflation-pillars) 和风城

在水平或近于水平产状的岩层分布的地区，当岩性较均一而垂直裂隙发育时，在地面流水侵蚀的基础上，经风蚀作用的改造，可形成孤立的石柱，称风蚀柱；当岩性软硬相间的岩层，由于风蚀作用的差异，可形成许多层状墩台，台顶多为平坦状，台高一般为10~30米，很像断垣残壁的古城，称“风城” (图8—4)。在风城常伴有风蚀柱、风蚀蘑菇石等。

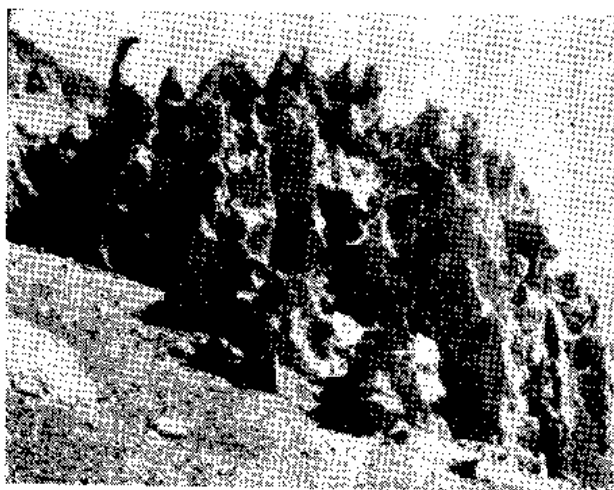


图 8—2 吐鲁番盆地西北石质低
山基岩的风蚀窝石
(据《中国沙漠治理图片集》)



图 8—3 新疆塔克拉玛干沙漠西部
麻托塔格的风蚀蘑菇石
(据《中国沙漠治理图片集》)

风蚀谷 (deflation valley) 和风蚀盆地 (deflation basin) 在干旱地区, 地表岩石由于遭受强烈的物理风化作用而变得比较松软, 加上这里降水常以暴雨形式, 地表在洪流的冲刷下可形成许多小冲沟。这些小冲沟再经风蚀作用改造扩大, 形成大小不等、纵横交错、杂乱无章、形状不规则的风蚀谷 (图 8—5)。风蚀谷可充分反映风蚀作用的特点。

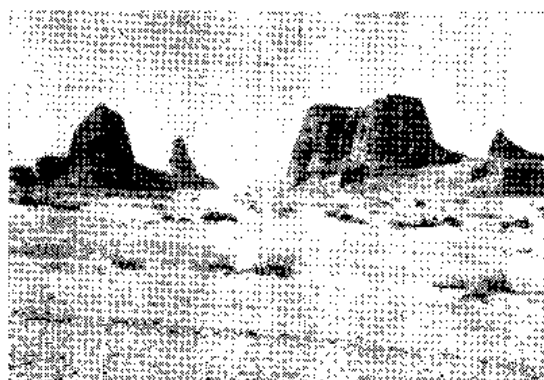


图 8—4 新疆准噶尔盆地西部乌尔禾的风城
(据《中国沙漠治理图片集》)

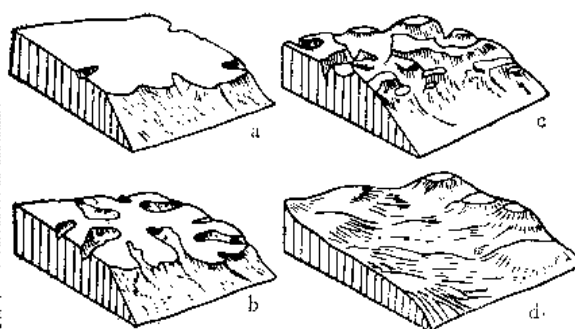


图 8—5 风蚀谷和风蚀盆地的形成示意图
a—沙漠区桌状高原边缘暴雨形成的冲沟; b—风蚀谷;
c—风蚀残丘; d—风蚀盆地

由于风在沟谷中吹刮时, 可忽左忽右、忽上忽下、忽而前进、忽而旋卷上升, 从而造成风蚀谷, 平面上形态极不规则, 宽窄不一; 谷底高低不平, 其纵向坡度也不一致, 有时谷的中部或沟头处反而比沟口要低些; 谷坡陡峭而有崩塌现象, 谷壁上常有大小不等的圆形或椭圆形的凹坑, 常可密集成蜂窝石。在风蚀作用下, 风蚀谷可不断伸长扩大, 相邻沟谷相互连通便将原始地面不断切割破坏, 甚至仅保留一些孤立的高地, 称为风蚀残丘 (或风成岛)。如风蚀作用继续破坏残丘, 可使地面逐渐变低扩大发展成为洼地, 称风蚀盆地。

风蚀作用不断破坏地壳表面而使其高程降低, 其剥蚀的极限是地下水水面, 称为风蚀基准面。在沙漠地区, 由于风蚀作用可使地下水水面露出地表, 便可出现水草丰富的绿洲

(oasis)。

第三节 风的搬运作用

风蚀作用的同时,在气流的冲击力和紊流旋涡向上分力的作用下,可将地面的松散碎屑物及其剥蚀破坏的物质吹起随风迁移到别处而发生搬运作用。由于风的密度(在 15°C 时为 1.22×10^{-3} 克/厘米³)远较流水为小,所以其搬运的能力(包括浮力)比相同速度的流水小得多,它通常只能吹动沙级以内的颗粒前移。风搬运的能力虽小,但由于风沿地面吹动呈片状气流,常可扩及方圆几万平方公里的广阔空间。因此,每次风沙流所挟带的沙量往往是很大的。在沙漠地区,一次大风暴形成的风沙流搬运的物质总量可达几十万吨到几百万吨。风搬运能力的大小主要决定于风速,此外还与被搬运物的颗粒大小、比重和形状有关。地面风速很小时,只能吹动微尘;当风速大于4米/秒时,就能将粒径0.1~0.25毫米的沙粒吹移,这种大于沙粒起动风速而将沙粒吹离地面形成风沙流的风,叫起沙风。随着风速的加大搬运沙粒的粒径就可增大,且风沙流中的含沙量也随之而增加(如表7-2)。据观测,在干燥的沙漠地区,风速大于30米/秒时,可将地面的细砾吹起,造成飞沙走石

风速与含沙量的关系(据新疆莎车地区实际观测资料)

表 7-2

| 离地面2米高的风速(米/秒) | 4.5 | 5.5 | 6.5 | 7.4 | 13.2 | 15.0 |
|------------------------|------|------|------|------|-------|-------|
| 0—10厘米高度内的含沙量(克/厘米宽/分) | 0.37 | 1.04 | 1.20 | 2.27 | 19.44 | 35.58 |

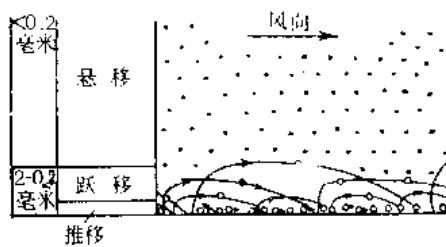


图 8-6 风沙移动的形式

的特大风沙流。

风沙流内物质按粒径大小以悬运、跃移和推移等三种形式向前移动(图8-6)。

悬移(suspension) 为粒径细小质轻的沙粒、微尘在紊流向上分力的作用下而悬浮空中随风向前飘移的形式。据实验,沿地面吹动的风速为4—5米/秒时,就可将粒径小于0.2毫米的沙粒(因它们在空气中的沉降速度都小于1米/秒,而气流紊流旋涡的向上分速一般约为平均风速的1/5)吹起呈悬移状态。因此,风沙流中的悬移质多为粒径0.2毫米以下的沙粒、微尘,当风速增大时,风沙流中悬移质的粒径也可大些,其量也随之而增加。在悬移过程中,随着风速变小,粒径大的悬移物易发生沉降,但粒径小、具棱角状、片状细粒质轻的悬移物,在空中则不易沉降而可作长距离悬运。例如,粒径小于0.05毫米的粉粒可被搬到2000公里以外才沉降。中亚沙漠区的尘土可随风飘送到我国西北一带沉积。

跃移(saltation) 为沙粒在风力的吹动下沿地面呈跳跃式地向前移动的形式。当风速大于起沙风速时,可将沙粒吹起离地面一定的高度,当沙粒被吹起后可从风速中获得动能而加速随风向前飞跃,飞跃的沙粒经过一段很短的距离后,在重力作用下,又可与地面成较小的角度(10° — 16°)飞落地面。当运动着的沙粒飞落到地面时具有冲击力可发生回弹性跳跃而反跳回空中,若地面的岩石或颗粒弹性愈大反跳就愈高,其跃起的高度一般可达1.5~2.5米。跳回空中的沙粒再次获得风力的加速而继续随风向前移动,以后可再次飞落

地面而反跳，沙粒就如此反复地跳跃向前移动。另外，在飞落地面沙粒的冲击作用下，可将另一沙粒使之跃起进入空中成跃移方式向前移动，或使尘土跃起随风飘移。

推移 (traction) 为粒径大的沙粒或细砾在风力和跃移沙粒的冲击下沿地面发生滚动、滑动。沙粒的推移主要是受跃移沙粒飞落地面碰撞后以一部分的动能推动它们使其沿地面徐徐滚动。颗粒向前推移的过程是时进时停的，每次移动一般只有几毫米，但比重小、近球形的颗粒可推移得远些，沙粒推移的速度一般很缓慢。当风速增大时，滚动的距离就可大些，且可有较多的沙粒在滚动。高速度飞落的沙粒通过冲击方式可以推动6倍于它直径的颗粒，故当风速极大时，风吹过的地表面可有一层沙层在缓慢地向前移动。

据观测，风沙流中含沙量70—80%呈跃移，20%呈推移，只有10%以下呈悬移方式向前移动。观测表明，绝大部分沙粒都集中在30厘米以下（约占总沙量80%左右），特别是在10厘米以下，距地面越高含沙量越少（如表7—3）。

风速 $V = 9.8$ 米/秒时不同高度风沙流内搬运的沙量

表 7—3

| 高度 (厘米) | 0—10 | 10—20 | 20—30 | 30—40 | 40—50 | 50—60 | 60—70 |
|---------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 沙量 (%) | 79.32 | 12.30 | 4.79 | 1.50 | 0.93 | 0.74 | 0.19 |

风运物质在搬运过程中，由于对地面和彼此之间的碰撞磨损作用，碎屑颗粒的棱角逐渐被磨损变细、变圆，不稳定或质软的矿物可被磨成粉末状随风飘移而消失。因风向可经常改变，物质被反复来回搬运，且风为气体介质，摩擦力及粘滞力低，颗粒碰撞弹跳猛烈，因此沙粒磨圆比其他动力为快（比流水快100—1000倍）。沙粒被搬运的距离愈长就磨得愈圆而近于球形，易风化的矿物也随之而发生变化，最后仅保留较稳定而耐磨的矿物，如石英、长石等。

第四节 风的沉积作用

一、沉积的原因和分带性

风在搬运过程中，风速减缓时，搬运能力减小，使风运物堆积下来形成风积物 (eolian deposit)。风沙流内沙粒的沉降速度大于紊流旋涡的向上分速时，沙粒就要降落地面或使沙粒跃移、推移停止。当风沙流遇到地面的山丘或植被（草丛、灌木丛、树林等）等障碍物阻挡时，风速减缓，部分沙粒就会降落堆积；也可能全部越过障碍物继续前进，在障碍物的背风面因产生涡流而减速，沙粒便可发生沉积。此外，在较高大气层中的悬移物，当遇到冷湿气团时，粉沙、微尘可作为水滴的凝结核而随雨滴大量地降落到地面。

风的沉积作用具有明显的分选性，使各地带的风积物在顺风方向上的分布具有粗细明显的分带现象。在风蚀为主的风源地——大沙漠及其周围地区，风积物的分布：近处为细砾、粗沙带，稍远为沙带，远处为细沙带，再远处为粉沙、尘土组成的黄土带。如我国干旱的西北地区，经常吹刮西北风，因此风积物的分布自西往东有由粗而细的分带现象。风积物主要是沙和黄土。

从全球看，风积物主要分布于南、北纬 15° — 40° 之间的大陆内部干旱、半干旱的地

区, 构成大型沙漠及广阔的黄土草原。如非洲的撒哈拉沙漠、澳大利亚的沙漠和我国西北一带的沙漠 (图 8—7); 我国的黄土高原等。另外, 局部风积物还可见于海滩和一些大河谷地区。



图 8—7 塔克拉玛干沙漠

二、风成沙及沙丘

(一) 风成沙

经风的搬运、沉积作用形成的沙, 称风成沙。风成沙的原始物质大多数是近代各种外动力沉积而形成的松散堆积物 (冲积物、洪积物及湖积物等) 和岩石风化的残积物。典型的风成沙成分以石英为主, 其次是长石, 有时可含少量云母和石膏等不稳定矿物; 分选性很好, 在单层中的粒径较均一, 其中90%以上为0.15—0.25毫米粒级的沙粒; 沙粒 (粒径 >0.03 毫米、特别是0.5—1毫米的) 的磨圆度好, 其表面较粗糙呈毛玻璃状; 沙层常具明显的斜层理和交错层理 (成因见沙丘的移动)。风成沙可大面积覆盖于地面成为沙地。

(二) 沙丘及其形成

在沙地上常分布有大小不等由风堆积形成的凸起沙堆, 称为沙丘 (dune)。这是因为风的沉积作用往往发生在地面上突起的岩块、灌木丛、草丛等障碍物的地方, 使风成沙在地表的分布不均匀, 因而往往形成沙丘。由于风速、风向、风沙流等特点的不同, 可形成各种类型的沙丘。常见的有新月形沙丘等。

新月形沙丘 (crescent dune) (图8—8) 在平面上形似新月, 沙丘体两侧有顺风向延伸的两个翼角; 其纵剖面形态不对称, 迎风坡凸而平缓坡度为 5° — 20° , 背风坡凹入而较陡坡度为 28° — 34° (相当于沙粒最大安息角); 其高度一般为1—5米, 个别可高达百余米。新月形沙丘主要是在沙源较小、风向稳定而和缓的条件下形成的, 一般常出现在沙漠的边缘。



图 8—8 新月形沙丘及沙丘链
(据《中国沙漠治理图片集》)

新月形沙丘的形成过程见图8—9, 当风沙流在地面遇到障碍物时, 开始可堆积成盾状沙堆, 沙堆形成后本身就成为后来风沙流的障碍物。后来的风因受阻挡而发生分流, 一部分沿迎风坡越坡而上, 越过坡顶通过背风坡时, 可发生气流分散和旋涡, 风沙流内的沙从迎风坡推移到坡顶后, 受重力作用可沿背风坡滚落下去; 一部分绕沙堆两侧形成左右分流, 因阻力小风速比越坡而上的快, 故沙粒沿两侧移动的速度比中间部分为快, 致使沙堆两侧向背风方向伸展成翼角, 加上在背风坡涡流可将一部分沙粒卷走, 使之形成马蹄形的凹地。这样使沙堆在平面上形成新月形的轮廓。

若沙量充足新月形沙丘可成群出现组成沙丘链。当新月形沙丘形成后, 在风沙流作用

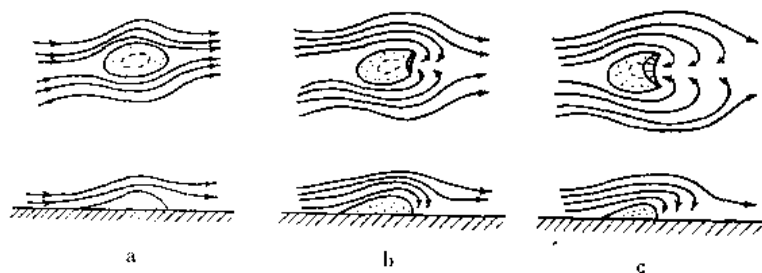


图 8—9 盾状沙堆发育为新月形沙丘的示意图

(据《地貌学》北京大学等合编1978)

下可顺着风向不断向前移动(图8—10)。由于风向的变换,新月形沙丘的外貌常可受到扭曲,有时其翼角散开可转化为延伸的方向与主风向一致的垅状沙丘、即纵向沙丘。

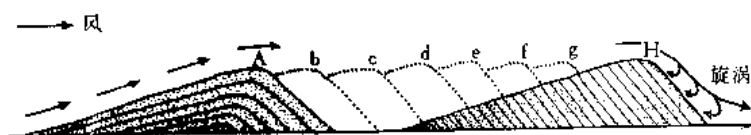
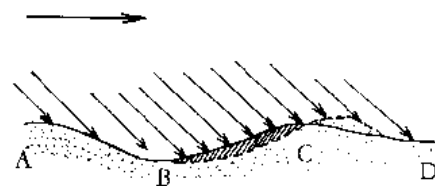


图 8—10 新月沙丘移动示意图

由细小沙粒组成的沙地和各类沙丘的迎风坡表面,还常分布有许多延伸方向与风向近于垂直而彼此平行的沙波纹(图8—11),它是由风沙流移动过程中的跃移物质冲击下表层沙推移而留下轨迹,推移物向迎风坡风下方推移聚集(图8—12)。沙波纹两坡不对称,迎风坡缓、背风坡陡。

图 8—11 沙波纹
(风成波浪)图 8—12 沙粒降落冲击地面表层沙粒推移
BC段吹蚀; CD段堆积

(三) 沙丘的移动及防治

沙丘的移动是在大于沙粒起动风速的风力作用下,使沙粒在迎风坡吹蚀搬运到坡顶后,受重力作用沿背风坡滚落堆积,沙丘就

顺着风向向前移动。同时沙层内形成单层厚度2—5厘米、倾角为 24° — 34° 的微层斜层理,斜层理的收敛方向指示沉积时的风向。若风向改变使沙丘移动则沙层内可形成交错层理。沙丘移动的过程体现在方向、方式和速度三个方面。

沙丘移动的总方向大体与起沙风的年合成方向一致。沙丘移动的方式受风向及其交替变化的支配,当沙丘受单一定向风作用,则以前进方式移动为主;若沙丘处于两种相反方

向的风交替作用下,当两种风力大小相同时,可发生往返方式移动,当两种风力大小不同时,可发生往返前进方式移动。沙丘的移动速度随风速的加大而急剧加快,此外还受沙丘的高度、形态、密度、沙粒粒径、地表水分和植被等因素的影响。在沙漠内部地区沙丘高而密集,其移动速度缓慢,一般不超过2米/年;在沙漠边缘地区沙丘多低矮而分散,其移动速度则较快,一般为5—10米/年,最快可达40—50米/年;在地表水分和植被条件较好的地区,沙丘大部分处于固定、半固定状态,其移动速度很微小,但当沙丘植被破坏而流沙再起时,其移动速度就可加快,例如我国一些沙漠的边缘地带,由于人为的不合理的滥垦、滥牧、滥伐使植被破坏,沙丘的移动就很快。

在沙漠的边缘,由于沙丘的移动可淹没耕地、道路、村镇等从而给人们带来极大的危害。从沙丘移动的规律可知,治沙的关键是削弱风沙流的强度和固定沙丘。一般采取植物固沙和引水拉沙等因地制宜的综合治理措施。自解放以来,在党和政府的领导下,全国沙区各族人民有计划地开展群众性的植树造林、防风、治沙的工作,各地已植造了大规模的防护林带,在一定程度上有效地防止了风沙的危害,在改造利用沙漠的工作中取得了很大的成就。例如,在东北平原西部沙区已植造了纵贯三省西部的防护林带;陕北的毛乌素沙漠区南部造了防护林23万公顷,同时引水拉沙和引洪淤地等向沙荒夺回耕地23,000公顷;在新疆沙漠边区建造了约67万公顷的新绿洲。

三、风 成 黄 土

黄土 (loess) 是一种灰黄或棕黄色粉沙质为主、富含碳酸盐、有大孔隙和垂直节理、无层理、原生堆积未经次生扰动的土状沉积物。它的成因较为复杂,但以风为主。

风成黄土由风积的粉沙、尘土组成。风积的粉土是从空中类似降雪过程降落到地面,所以不受地形起伏的限制,可较均匀地覆盖在起伏不平的地面上。因此,它不仅可堆积在低洼平地,也可堆积在较高山岭的缓坡上。从风成黄土中的动植物化石和矿物成分的混杂及长石表面一般很新鲜的特征表明,黄土堆积属干燥或干冷气候条件下的产物。一般认为风成黄土是干旱沙漠地区由强大的风力将细粒物质吹送到外围草原地带堆积成的;或占大陆冰川区冰水沉积物中的细粒物质吹送到外围草原地带堆积成的。风成黄土的主要特点:颗粒很细而均匀,其中以粒径为0.01—0.05毫米的颗粒最多;矿物成分以石英、长石和碳酸盐矿物为主,可含云母、石膏和粘土矿物;孔隙大、易透水;干燥时较固结不易坍塌,遇水易浸润发生坍塌。

风成黄土形成后,常可遭受流水为主的剥蚀、搬运和沉积形成**次生黄土**。它与黄土的主要区别是具有明显的层理,粒度成分变化大、可含砾粒及黄土碎块,碳酸盐含量少,无明显的浸润坍塌现象等。这种经次生搬运、沉积的,常称黄土状土层。

黄土的分布 从全球来看,黄土主要分布于中纬度干燥或半干燥的大陆性气候环境范围内,沙漠地区的外缘和第四纪冰川分布的外缘。分布于沙漠地区外缘的如非洲的苏丹东部、南美洲的阿根廷东部和我国的黄河中游地区等;分布于第四纪冰川分布的外缘的如欧洲的莱茵河流域、东欧平原和北美洲的密西西比河中上游地区等。全球黄土(包括黄土状土层)覆盖的面积约1000万平方公里。黄土分布的地区常有广阔的草原。

我国黄土绝大部分分布在昆仑山、秦岭和大别山以北的地区,面积达40万平方公里以上,而其中主要集中分布于太行山以西、青海湖以东,秦岭以北、阴山以南的黄河中游地

作用为主，风将沙粒、微尘吹扬搬走而残留下砾石和岩块；或在山前早期的各种沉积物（冲积、洪积和冰碛等）经风的吹蚀作用后而形成砾漠。

沙漠 为大量沙层所覆盖的地区。沙漠常分布在干旱的、较低洼而有充足沙源（第四纪各种动力形成的松散碎屑物和岩石的风化残积物）供应的地区。内陆沙漠的沙粒主要来源于相邻的岩漠和砾漠，因之沙粒的分布具有分带现象，靠近砾漠的较粗，向远处逐渐变细。沙漠的分布范围随风速、风向和沙的供应而变化，当风速加大或沙量减少时，砾漠将向沙漠方向扩展，沙漠分布范围可因之而缩小。沙漠中广泛地分布着各种形态的沙丘，尤以新月形沙丘较为发育。我国西北干旱盆地分布着大面积的沙漠。

泥漠 为富含盐碱的泥质地面。在上述荒漠的低洼地带，暴雨后可暂时积水而有泥土沉积，干涸后常形成干裂现象；由于强烈的蒸发致使盐碱物质结晶而分布于地面，便形成富含盐碱物质、植物稀少的泥漠。若地面全是盐碱，称盐漠。

第九章 下 坡 运 动

第一节 概 述

地面上的所有物质受重力作用下都有沿坡向下移动的趋势，各种松散碎屑或不稳固的岩层、土层由于自身重量并在各种外因触发下而发生垂直下落或沿斜坡下移的作用，称为**下坡运动**（downslope movement）或**块体运动**（mass movement），也叫**负荷地质作用**。下坡运动的过程中，物质本身既是动力又是作用的对象，它一方面对沿途所遇基岩进行破坏，另一方面本身也遭受破坏，形成一种机械的破坏、运移和堆积。

下坡运动的主要动力来源于物质本身的重力。另外还有许多外在因素作为它的触发力，通常有：（1）自然或人工掏空斜坡下部的岩石；（2）斜坡负荷超过它所能担负的重量；（3）地震或爆破的震动；（4）水的加入等。水的影响有双重性，即水既可增加斜坡重量，还可起润滑剂的作用以减少物质内的摩擦力，使斜坡上的物质颗粒间的粘结力降低，因此物质的休止角也会相应变小（见附表 9—1），从而易触发下坡运动。水分的增多与季节有关，因而许多下坡运动常发生在春暖开冻期或雨季期间。

几种常见的泥沙含水不同时的休止角（度）

表 9—1

| 泥 沙 种 类 | 干 | 很 湿 | 泥 沙 种 类 | 干 | 很 湿 |
|---------|----|-----|---------|----|-----|
| 泥 | 49 | 25 | 松散细沙 | 37 | 30 |
| 松软的沙质粘土 | 40 | 27 | 紧密的中沙粒 | 45 | 33 |
| 洁净细沙 | 40 | 27 | 松散的中沙粒 | 37 | 33 |
| 紧密细沙 | 45 | 30 | 砾 石 土 | 37 | 33 |

按照滑移物质的组成、坡度陡缓和运动快慢而将下坡运动分作崩落（fall）、潜移（creep）、滑动（slide）和流动（flow）四种类型（图 9—1）。不论那种类型的下坡运动，都可能造成不同程度的灾害，例如，破坏道路、阻塞河流、损坏耕地、毁坏厂矿等。因此，研究下坡运动的基本规律具有重要的实际意义。

第二节 崩落、潜移和滑动作用

一、崩 落 作 用

崩落作用 是指在陡坡上的岩块脱离基岩迅速（速度一般为 5—200 米/秒）向下坠落或沿山坡滚动和堆积于坡脚的整个过程。多发生在高山地区，特别是在地形坡度大于 45° 的峡谷、岸边陡崖处，经常出现这种崩落现象。在寒冷、干燥气候区，物理风化作用强烈，

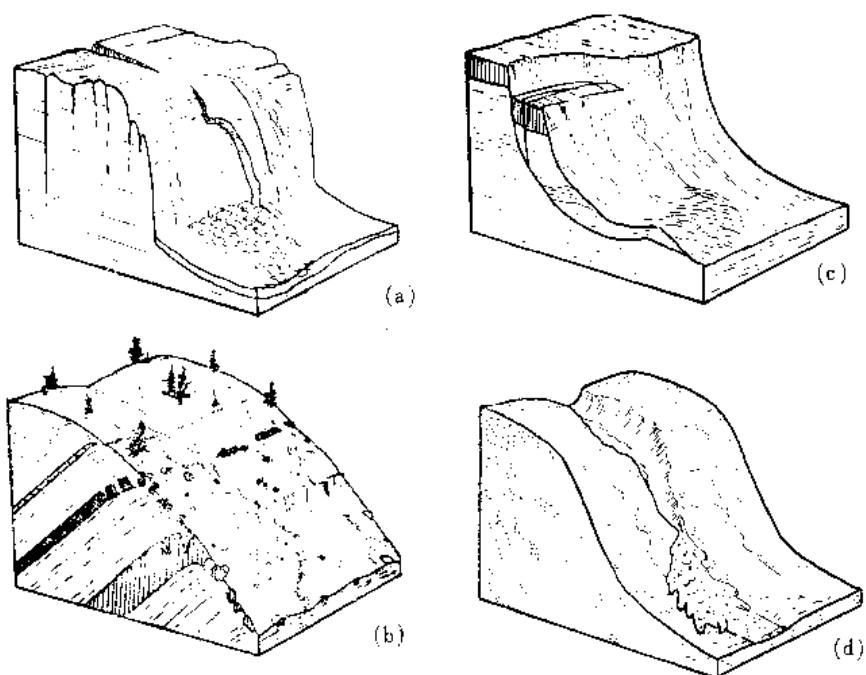


图 9—1 下坡运动的类型

a—崩落：岩石从陡崖上自由垮落，通称岩崩；b—潜移：岩石碎屑、土壤顺坡作缓慢蠕动；
c—滑动：岩体沿滑动面下滑，称地滑；d—流动：泥石流

岩石遭受剧烈的破坏，崩落作用极为盛行。另外，岩石裂隙发育，坡脚遭受河、湖、海水剥蚀掏空，都是促进崩落作用的有利因素，暴雨、大量冰融水、爆破、地震和人工过分挖掘坡脚等都能触发崩落作用。

崩落作用进行的方式常见有下列三种：

撒落：陡崖岩石裂隙发育，风化剧烈，岩石成较小碎块撒落，并沿坡向下滚转，当斜坡较陡或坡面起伏不平，则可出现跳跃运动的形式。撒落过程一面对斜坡基岩进行撞击破坏，一面粉碎自身。随着山坡变缓和岩块相互撞阻，动能减小，至平缓处停止运动而堆积下来。

翻落：陡崖边缘岩石裂开后，底部有基岩支撑，大块岩石向外侧呈弧形翻落下来，可在短时间悬空呈自由落体状态。



图 9—2 倒石堆

坠落：陡坡坡脚受河流或湖、海波浪剥蚀掏空，使上面岩块失去支撑脱离基岩而坠落下来。

翻落和坠落下来的岩块，有时体积很大，经碰撞、滚动破碎成大大小小的转石，常可破坏农田、道路和建筑物等。

崩落下来的碎屑在平缓的坡脚地带堆积，由于大转石的惯量大，滚动较远，造成由坡脚向上坡碎屑颗粒由粗变细的倒石堆（图9—2）。它是一种暂时性的堆积物，

以后可被流水、海浪搬走使之不易保存，因而古代沉积岩中很少见到。

此外，在岩溶发育的地区，由于地下溶洞、潜穴的扩大，上覆岩层失去足够的支撑而发生崩落现象；在矿山的采空区段也往往会发生崩落现象。由溶洞、潜穴和采空区等所引起的崩落，常称为坍塌。

二、潜 移 作 用

潜移作用 是指斜坡上的碎屑物或岩体、土层等在重力作用下顺坡向下作长期缓慢地蠕动的过程。它的特点是移动体与下面不动体之间不存在明显的滑动面，运动速度极为缓慢，有的每年只有几毫米至几厘米，是一种不易觉察到的顺坡蠕动。引起蠕动的主要原因是重力，但水也起着重要的作用。土层被水湿润后增加了柔性，降低了对运动的抵抗力而变得易于蠕动。在缓坡上的土层、砾石等由于干湿和温差变化或由于冻融交替作用下易造成蠕动（图9—3）。水渗透到岩石孔隙中发生冻结膨胀，使地面向垂直于斜坡方向抬升，碎

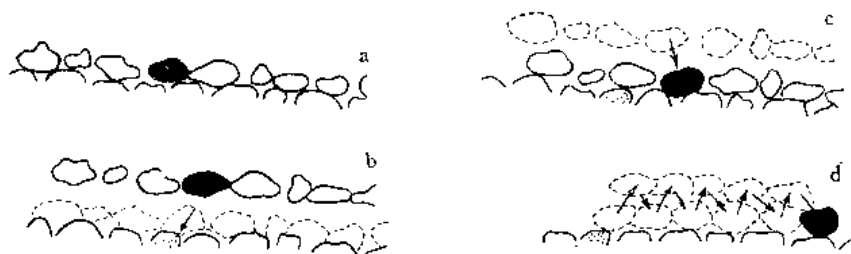


图 9—3 冻融交替作用产生的蠕动示意图

a—水渗入岩石孔隙中；b—冻胀作用使岩屑垂直上升；c—冰融后岩屑在重力作用下沿直下落结果造成向前蠕动；d—冻融交替作用（据W. K. 汉布林1975）

屑颗粒随之升起。消融后颗粒铅直下落，位置向下坡方向移动一点。如此反复冻结、消融，促使碎屑产生下坡运动。在寒冷地区地面因冷冻缩裂，夏季融水填充于裂隙中，在冰冻抬升作用下，砾石上升而使地面的岩块形成多边形；土层的湿润干燥变化也可产生类似的效果，因潮湿可使粘土矿物膨胀上升、干燥则收缩下降。整个斜坡物质都能发生蠕动，但不同地点其运动速度不同，总的看来，水最多的地方速度最快。

山坡的蠕动现象可在平行于斜坡倾向的陡崖上看到。在坡面上的土层，由于潜移速度很慢而在短时间内难于察觉，但经过长时期的积累，可见斜坡上的物体发生变形，如篱笆、墙壁、电线杆发生歪倒，树干向下坡弯曲形成“马刀树”等（图9—4）。从而给生产、建设带来危害。

三、滑 动 作 用

滑动作用 是指松散物体或坚硬的基岩沿着一个或几个滑动面向下移动的过程。滑坡现象就是这种作用的典型产物。它的基本组成要素是滑坡体、滑动面、滑坡台和滑坡壁，柔性物质可形成滑坡鼓丘（图9—5）。

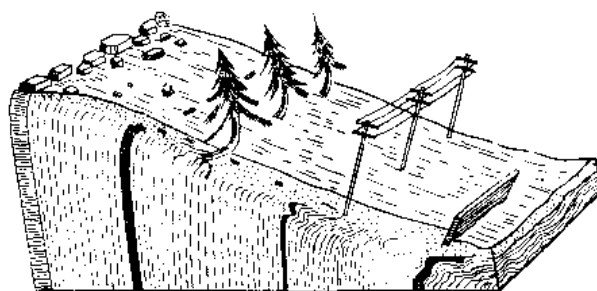


图 9—4 土层和地层的潜移现象

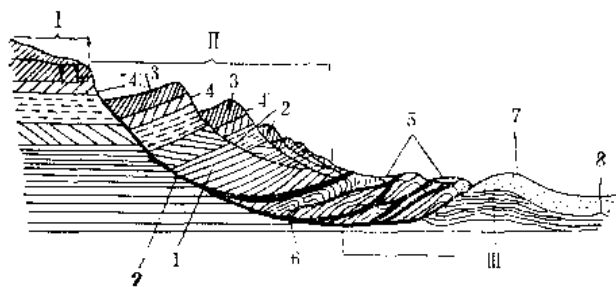


图 9—5 滑坡的组成要素

(据E. B. 普采尔)

- I—原生斜坡；II—牵引滑坡地段；III—推动滑坡地段
 1—滑坡体；2—滑动面；3—滑坡台；4—滑坡壁；5—滑坡褶皱及迭瓦状构造；6—滑碎角砾；7—滑坡鼓丘；8—河谷底部淤积层

滑坡体的体积相差很大，由几立方米到几亿立方米都有，滑动面可以是一个或多个，形态主要为向下坡方向弯曲的弧形面，若沿岩层面或断裂面滑动，则斜面倾角较大乃至直立，倾角愈大则愈易滑动。特别当透水层（如砂岩等）下存在不透水层（如页岩等）时，常沿有水起润滑作用的不透水层的顶面形成滑动面。滑动作用通常以潜移作用为先导，先慢后快，遇陡坡而转为崩落作用，若为坚硬岩石则可形成倒石堆。

辽宁本溪湖西山出露中奥陶统中、厚层石灰岩，岩层倾角 30° ，倾向山脚。节理发育，在山顶将岩层切断，形成上宽下窄而宽达数米的裂缝。由于长期在山脚下放炮采石，于1955年造成大规模的顺层下滑现象（图9—6），当时在顷刻间大小石块滚入河谷，轰隆之声远处可闻。



图 9—6 辽宁本溪湖后湖西山的滑坡现象

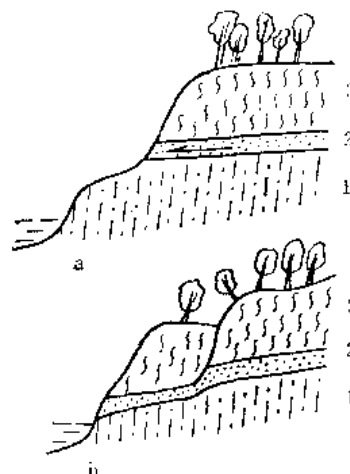


图 9—7 黄土地区的滑坡现象

a—滑坡前；b—滑坡后；
 1—粘土；2—砂层；3—黄土

在松散堆积物如黄土地区，当下面有倾斜的不透水层时，雨水渗入黄土裂隙而将细小物质带走，逐渐破坏了土层的稳定性。水下渗到不透水层顶面后沿着它流动，从而减低相邻土层间的摩擦力。在重力作用下使上覆土层沿斜面向下缓慢滑动，但仍然保持内部构造（如层理等），这种现象通常称为地滑（图9—7）。地滑使地面树木东倒西歪，形成特有的“醉汉林”景象。滑坡多发生在山坡、河、湖、海岸的陡崖地带。滑坡可使农田、建筑物遭受破坏，阻塞交通，造成水患等。如1981年4月9日甘肃舟曲县白龙江北岸的一座山峰发生大规模滑坡，大约有四千立方米的土石滑入江中，形成一堵又大又厚的堤坝，截断江水，上游水位以每小时11厘米的速度上涨，水面迅速向两岸扩展，威胁着县城和下游人民的生命财产。在兰州部队的工兵和空军冒险进行爆破抢救下，始得化险为夷。

影响滑动的因素很多，一般说来，破碎岩层和松软土层比坚硬基岩易于滑动；岩石裂隙发育，层面较陡者易于滑动；暴风、骤雨，特别是水分的浸润是造成滑动的重要因素，实际资料证明，雨季滑坡次数占滑坡总数90%以上；破坏性地震以及人工不合理地开采石料都会引起滑坡。因此，应设法排除含水，减低土石湿度以防止陡坡地带的滑坡。

滑动作用还见于湖底和海底。当海底物质沉积不久，松软的泥、沙为水所饱和，其内部摩擦力小而不稳定时，只要很小的触动力，即使在缓坡上也能发生滑动。地震、火山和海底浊流等也可引起滑坡。在1929年12月18日在纽芬兰岛南部大西洋中的大滩由地震引起的海底滑坡即为一例，滑动面积达7000多平方公里（参见海洋的地质作用）。

滑坡可引起滑动面底部的岩层和滑动体本身的层发生变形，有时形成波状的或连续的小褶曲（揉皱），同时伴有小错动，统称滑动构造。当变形剧烈时，常揉搓破碎成为角砾，叫滑碎同生角砾，这种角砾如被后来的沉积物覆盖而得以保存下来。各种滑动迹象经沉积成岩作用而保存在沉积岩中，成为分析沉积环境的重要资料。

第三节 流动作用

流动作用是指大量的岩石碎屑、泥土和水的混合物沿着斜坡或谷地作快速流动的过程。按照固体物质成分、数量及其运动特点可将流动作用分为粘流和紊流两种形式：粘流是石块、泥土和水充分搅混为一粘稠的整体，其中固体物质含量高达80%，容重为1.5~2.3吨/米³。粘流在运动时，水和固体物质以相同速度整体流动，流动停止后，水分不能自由流走。紊流是以水为主与石块、泥土的混合物，其中固体物质含量为10~40%，容重为1.3吨/米³以上。紊流运动时，水和泥浆运动较快，石块运动较慢，流动停止后，部分水还可从固体物质中分离出来继续流走，其特点介于粘流与洪流之间。

一、流动体的基本类型

流动作用按发生流动的固体物质特点，可将其分为泥流（mud flow）、石流（rock glacier）和泥石流（debris flow）三种类型。最常见的为泥石流。

泥流 为固体物质以粉沙、粘土为主、含水量可达30%的粘稠状流体。泥流常见于干旱和半干旱地区，如我国西北的黄土地区。由于泥流密度大，因此在5°的缓坡上也能漂运巨大的石块。泥流的规模和流速取决于含水量和坡度大小，有的厚达100米以上，长达30公里，可以顺河谷流到很远的地方。在寒冷地区，当表层冰冻融化而下部尚未融化时，表层水不能下渗，使土壤浸泡饱和，便产生顺坡流动而形成融冻泥流（solifluction）。

堆积在火山锥坡面上的大量火山灰和其它碎屑，当它们为雨水、融雪水或来自火山的水所浸润饱和时，便顺坡下流形成具有破坏性的火山泥流（lahar）。例如公元79年维苏威火山喷发形成的火山泥流将整个赫克兰尼姆城都给埋盖了。冰岛火山喷发使冰川冰融化形成火山泥流，使农田和居民遭受极大灾害。

石流 是一种由具棱角岩石碎屑组成的貌似冰川、前缘较陡的舌状流体，顺坡向下流动，速度可达3厘米/日。主要出现于寒冷的高山区称石冰川。石流内部的空隙里常有许多冰，它对石流的流动起着很大的作用。

泥石流 是由大量泥、沙、石块等固体物质和水混成一股顺坡下流的粘性流体。

它是一种突然爆发、历时短暂、来势很猛、具有强大破坏力的特殊“洪流”。爆发时，一股浓浊而粘稠的流体，依仗陡峻的山势，沿着峡谷、深涧烟雾弥漫、泥浆飞溅、石块翻滚碰撞、发出振撼山谷的响声，一泻千里地冲向沟口，在顷刻之间可造成巨大的灾害。例如，1970年5月31日在秘鲁桑塔河源的瓦斯卡兰山区由地震触发的一次泥石流，总量达3000万立方米，就目前所知为世界上最大的一次泥石流。它以每小时300公里的速度向下猛冲，在高速运动中激起的气浪和“石雨”，把重达30吨的岩块抛出600米之外。它翻越高达100米的分水岭，把岭下的容加依城全部摧毁。又如1900年在我国西藏东南章陵弄巴沟发生的一次特大泥石流。当天下午突然地动山鸣，一条深褐色的“泥龙”，以排山倒海之势，穿过章陵峡谷，奔腾咆哮，滚滚向前，在5公里以外的房屋都被震得摇晃起来。鸟瞰此景如同一列满载煤块在地上奔驰的火车。泥石流冲出沟口后，主流越过野贡藏布江，在对岸越坡而上前进300米，顷刻间造成一道60—80米高的拦江大坝，截住江水逐渐形成宽2公里、长20公里的野贡湖；还卷走7名猎人，掩埋了沟口的村庄，吞没了一些牲畜。

这种大规模的泥石流可推倒悬崖、凿蚀沟谷，改造地表形态，同时进行大规模的搬运和沉积作用。

二、地质作用过程

由上述可知，流动体在流动过程中可产生强烈的剥蚀、搬运和沉积作用。

在粘流中，石块、泥沙和水粘结在一起流动。由于固体物质中含有粒度极细、且呈高度分散状态的粘土物质，细小的粘土颗粒在水中易形成粘度和密度较大的胶体，同时胶体微粒具有同性电荷，互相排斥，致使重力几乎失去作用，使其具有巨大的浮托能力，有时可将重达千吨的巨石带走。例如，1953年9月29日在西藏东南密波地区爆发的古乡冰川泥石流，就曾带出一块长20米、宽12米、高8米，重达4000吨的花岗岩石块，它象一艘航船，漂浮在咆哮前进的“龙头”上。

粘流运动时，它的前峰高而陡，是由60~80%固体物质组成的称之为“龙头”极粘稠的物质。“龙头”高达几米至十几米，前缘陡峻，运载着巨大石块（有的是运动过程中沿途塌落其中的石块）向前猛进，强烈地冲击着沟谷山崖，又象铤刀似的刻蚀着沟谷和岸坡，使之不断加深。当“龙头”到达沟谷转弯处，巨大推力直冲凹岸，产生明显的向外侧爬高现象，遇缺口则夺路外泄；同时有大量石块淤塞凹岸，产生明显的凹岸堆积和凸岸冲蚀现象。粘流停止流动后，粘稠的流动体并不分散，基本上保持流动时的状况，两侧呈较陡的斜坡，大石块主要是停积在堆积体的前缘和两侧。堆积物无分选性、层次不清，石块表面有明显的擦痕和击痕，其外表形态常呈舌状、垄岗状或岛状，有时由于“龙头”退缩而形成阶坎状。

在紊流中，固体物质与水呈分散状态，流动时不能形成“龙头”。石块在稀泥浆中滚动、跳跃，运载能力较小。在转弯处发生同洪流相似的凹岸冲蚀、凸岸堆积的作用。在山口停积时，水分很快分散流失，石块呈扇状堆积，类似洪积扇。但它常被后来的流水侵蚀出一条条深沟，使堆积区崎岖不平，成为一片光秃的“石海”（图9—8）。

三、形成条件

产生流动作用必须有丰富的固体物质和充分的水，亦即要有适当的地质、地形和气候



图 9—8 西藏波密古乡沟泥石流堆积的“石海”
(川藏泥石流考察队摄)

条件。

地质条件 在地质构造复杂、断裂发育、新构造运动强烈和地震、火山发育等地区。该地区岩层易发生破碎、变形，使地表形态起伏不平，常可发生岩崩、滑坡形成大量的岩石碎屑，为流动作用提供大量的固体物质。

地形条件 在地势起伏较大的山区。山高沟深、地势陡峻，山坡坡度多为 30° — 60° ，地面物理风化和侵蚀作用强烈，常有三面环山、一面出口的漏斗状凹地，它既有利于积聚来自周围山坡的固体物质，也有利于集中水流，为产生流动作用创造了良好的条件。

气候 水不仅是流动体的组成部分，也是流动体的搬运介质。水对固体物质浸泡使之成为流塑状态，减少与地面斜坡的摩擦力，为产生流动创造良好的条件。流动作用的水主要来自暴雨，突然的暴雨常可形成暴雨型泥石流；在寒冷的高山区，由于冰雪融水大，常形成冰川泥石流。

下坡运动是一种较普遍的外动作用，在改变地表面貌方面起着重要作用，并常造成严重的灾害。因此，下坡作用是工程地质方面所要研究的重要课题之一。

下坡运动对地壳所进行的改造会在地质剖面中保留着遗迹，在野外地质工作中应予以注意，并把它同类似而本质不同的现象区分开来。如把滑动作用造成的岩层接触同构造运动造成的新老地层接触关系区分开来；把泥石流堆积物同冰碛区别开来等。如果把它们混为一谈，将会给研究工作造成混乱，甚至会作出错误的结论，这是我们应该多加注意的。

第十章 海洋的地质作用

第一节 概 述

海洋占地球表面积的71%，如果缺少有关海洋地质作用的资料，则任何有关地壳演化的结论都是不全面的。此外，海洋是最重要的沉积场所，在海底形成了种类繁多的沉积岩和沉积矿产，今天在陆地上所见到的各个地质历史时期的沉积岩和沉积矿产，绝大部分都是过去海洋沉积的产物。例如华北地区从元古代中晚期到奥陶纪的地层基本上都是海相地层，据统计，自震旦纪以来，大陆上80%的地区都发育有不同时期的海相地层。因此，研究海洋的地质作用，以便用“将今论古”原则正确查明各种海相地层的成因以及区域的地质发展历史是十分重要的。

但是在本世纪五十年代以前，对海洋底部的了解是很少的。自第二次世界大战后，随着各国对矿物资源需求的激增，特别是对石油需要的增加，开展了大量的海洋地质和地球物理的调查和勘探，海底的秘密才逐渐揭开，特别是近二十多年来，对海洋沉积和海底构造的研究取得了惊人成就。这样就使研究海洋的地质作用显得更加重要和迫切。

一、海水的运动

海水的运动是海洋地质作用最重要的动力，海水的运动形式包括波动和流动，波动表现为波浪运动，流动则包括潮汐、洋流和浊流。

(一) 波浪 (wave)

海水作有规律的波状起伏运动，叫作波浪。风作用于海洋水面，将大气中积累的能量，通过摩擦传递给海洋表层水体，使表层水质点沿着风的作用方向，在垂直断面上作闭合的圆周轨迹运动，便是波浪。海底的地震、火山以及海底滑坡等作用也可以形成波浪。

波浪一经形成后便按既定方向传播，由于波浪传播过程中的能量损耗很小，在1000余公里距离内，波高减小通常不超过一半，所以波浪可以传播很远。南极海域暴风生成的波浪能够传播到几千公里以外的美洲西海岸。

波浪的大小主要和风力、风的持久性和海面的开阔程度有关。大洋中的波浪一般波长数十米，波高2—5米，但是暴风引起的波浪，波长可达数百米甚至近千米。

1. 波浪中水质点的运动 波浪是一种振荡波，振荡波的共同特点是质点在原地作来回往返运动。虽然波浪传播速度每小时可达数十公里以上，从表面看，后浪推前浪好象是海水前进了，其实海水基本上并未前进。据观察研究得知，当每个波形通过已知点时，水质点只按圆形轨迹运动，并大致回到原来的位置(图10—1)，前进的只是波的形状而已，水质点并不按波形前进。正如抖动水平绳子的一端，波动迅速传到另一端，但绳子端点仍在原位。如果在海面上投掷任一漂浮物体，则可以看见该物体并不随浪前进，仅在原地随着波形的通过作起伏运动而已。不过产生波浪的地区，或者说在风持久吹刮的影响下，水质点

沿顺风方向前进摆动的距离将大于返回的距离，因此水质点实际上是呈往复螺旋式的运动而略有前进，前进的速度一般仅及波速的百分之几。

在水面以下，由于水波的内摩擦力作用，水质点的圆周运动直径随深度而减小。在水面，圆周的直径等于波高，在水深为波长的 $1/9$ 、 $2/9$ 处，圆周的直径分别约为波高的 $1/2$ 、 $1/4$ 。即当水深按等差级数增加时，圆周直径按等比级数递减，圆周直径减小时，波动周期仍保持不变，所以水质点的运动速度也按等比级数递减。实际上，大致在水深相当于波长的 $1/2$ 时，水质点的圆周运动即趋于消失。例如波长200米，波高10米的巨浪，在200米深处，只能引起直径不足2厘米的圆周振荡，若周期按8秒计，则水质点作圆周运动的速度为8秒走 2π 厘米，仅约为0.8厘米/秒左右。因此，波浪对海底的作用一般限于浅海，而且主要是在深度小于20—30米的浅海影响较大。即使表面风浪很大，在深海和半深海仍然是较平静的。

以上所述主要是波浪在深水区的运动情况。据实验，当水深较浅，即海水深度小于波浪影响的深度时，由于海底摩擦阻力的影响，水质点的运动轨迹变成椭圆形。从水面往下，深度越大，椭圆的扁度越高，至海底，扁度达到极限，椭圆的垂直轴等于零，水质点平行于海底作直线形的往复振荡运动（图10—2）。

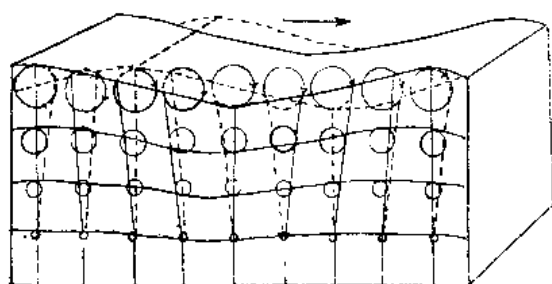


图 10—1 波浪中水质点运动轨迹示意图

箭头所指为波浪前进方向

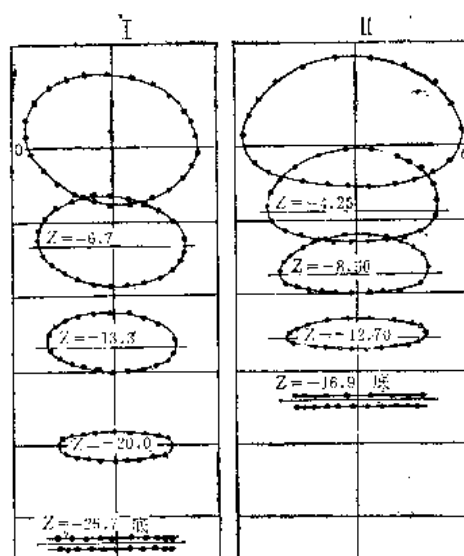


图 10—2 浅水波浪中水质点的运动轨迹

I — 一般的轨迹变形；II — 强烈的轨迹变形

Z — 为深度（厘米）

（据B. Л. Зенкович）

2. 波浪的破碎及其派生的离岸流 当波浪向海岸方向传播，从深水区进入浅水区以后，除了水质点的运动轨迹由圆变成椭圆外，由于海底的摩擦作用，波浪速度变慢，每个波浪的前进都较后继的波浪慢了一些，因此波浪间距缩小，多余的能量使波高加大，波峰也开始前倾。当波峰的水质点运动速度接近并超过波速时，波峰发生翻卷而形成卷浪。进而卷浪前端由于没有海水填充，终于使波浪向前倾倒破碎，形成破浪（breaker）。波浪破碎后，水质点不再作圆周运动，迅速涌向海岸，形成拍岸浪（图10—3）。拍岸浪拍击海岸后，其前进的动能消耗殆尽，海水便在重力的作用下顺海底斜坡沿垂直海岸线的方向形成底流（under current），返回海中，并与下一次进浪相遇而消失，故底流作用的范围一般不扩及碎浪带以外。

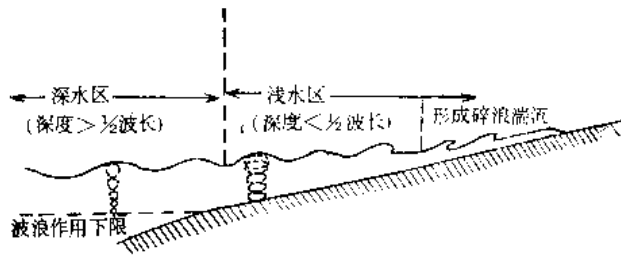
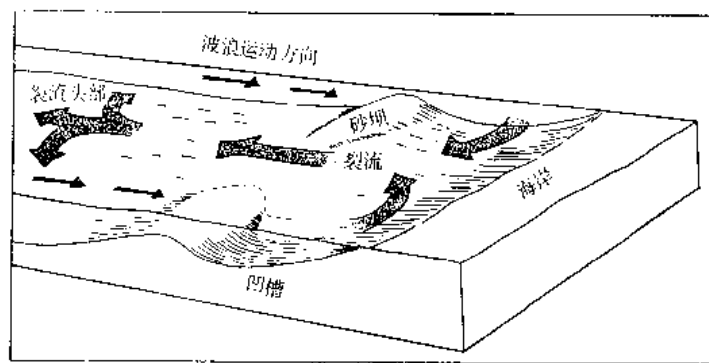


图 10—3 波浪从深水区到浅水区的变化示意图

3. 波浪的折射和沿岸流 上述为波浪前进方向垂直海岸时的情况。当波浪的前进方向不垂直海岸，而与海岸线斜交时，则波浪进入浅水区后将发生波浪的折射。波浪到达海岸后，除形成底流外，还产生沿岸流。

图 10—4 裂流示意图
(据 R. A. Davies 1976)

波浪折射产生的根本原因是波浪与海底的摩擦所致。波浪斜向海岸方向前进时，设海滨地形坡度均一，如图 10—5 所示，波浪先到达较浅地部分，因与海底摩擦而造成波浪加密、加高和减速。波峰在 A 点推进速度慢，在 B 点因波浪尚未接触底面而速度较快。当波峰从 A 推进到 A' 时，在相同的时间内，B 点的波峰将推进到 B'。这样，波前就发生了改变，逐渐趋向于与海岸平行。因波浪的前进方向与波前垂直，从而也就改变了波浪的前进方向，即波浪产生了折射。

海岸线常常是弯曲的，所以波浪的折射在滨海带是一种普遍现象。在海湾，波浪向海岸方向前进时，波前会顺着海岸发生弯曲（图 10—6），因为临近陆侧的波浪先到达较浅的地段，由于海底的摩擦阻力，使波浪加密、加高和减速，因而使波前发生弯曲，产生波浪的折射。由于波浪的折射，能量便向岬角集中，使岬角部分遭受较强的侵蚀作

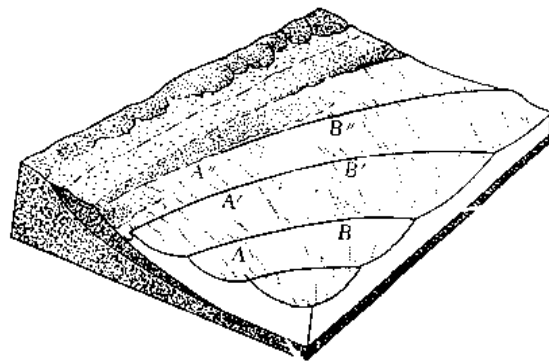


图 10—5 波浪斜向海岸时，波浪的折射

波浪在 A 点较 B 点更早地接触海底，迫使波浪的前进方向发生弯曲
(据 W. K. 汉布林)

用。而在海湾里，则使波浪的能量分散开来，剥蚀的能力减弱，波浪一般只能堆积一些沉积物。岬角遭受侵蚀，海湾接受沉积，结果使海岸变得平直。

斜向海岸的波浪到达海岸后，一部分海水将沿岸边流动，称为沿岸流(longshore current)。

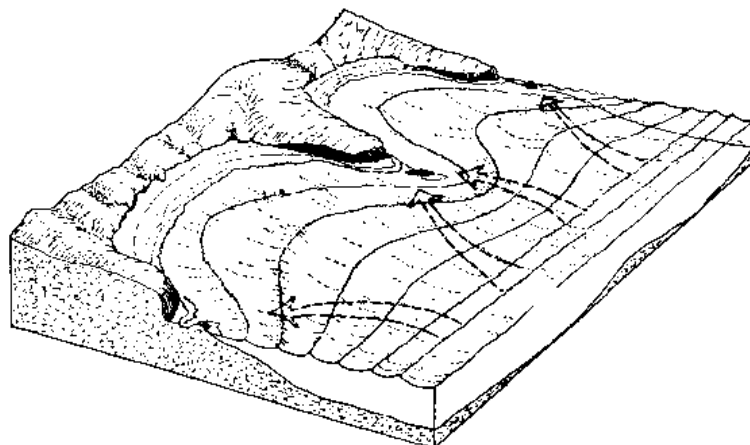


图 10—6 波浪在海湾的折射

波浪在岬角较早地碰到海底速度变慢，波浪产生折射，使能量在岬角集中，在海湾分散
(据W.K.汉布林W. K. Hamblin)

(二) 潮汐 (tide)

海水在月球和太阳引力作用下所发生的周期性运动，叫作潮汐。它包括海面周期性垂直升降和海水周期性的水平运动。通常将前者叫作潮汐，而将后者叫作潮流。潮流以在滨海地带作用较明显，在喇叭形海湾内，被迫进入越来越窄的水道，可以形成高达十几米的涌潮。例如我国钱塘江大潮，潮高6—8米，前进速度达6—7米/秒，它强烈地剥蚀海湾，并把沉积物搬走。

潮汐现象是海水在月球、太阳等天体引力作用下产生的。以月球对地球的引力而言是同二球质量乘积成正比，而同它们之间的距离平方成反比，方向指向月心(图10—7)。对地球上每一质点而言，月球

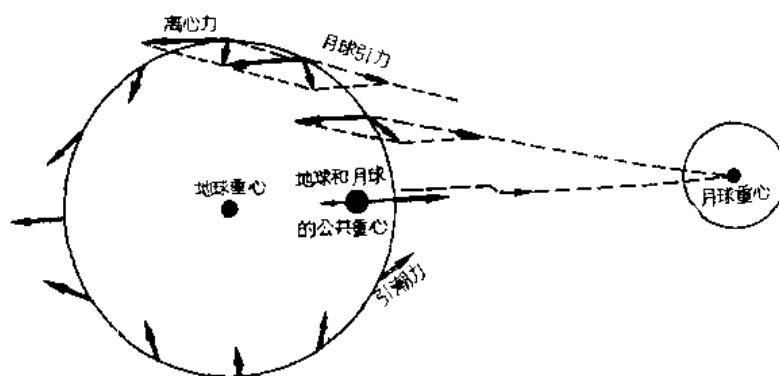


图 10—7 引潮力

(据同济大学海洋地质教研室, 1981)

引力大小和方向各不相同。同样，地球对月球也有吸引力，因此地月之间就形成一个相互的引力系统，称地—月系统。它们环绕地—月公共重心(位于月心—地心连线上距地心约4500公里处)转动产生惯性离心力。地球上各点的惯性离心力大小相等，方向相同，并与月球对地心的吸引力方向相反。地

地球上各质点所受到月球引力与因地月运动所产生的惯性离心力的向量和即为引潮力(图10—7)。这个合力在对月点和背月点最大,所以同时形成高潮,而在距离对月点与背月点 90° 地区,合力最小,所以形成低潮。

地球自转一周,地球表面任何一点,每隔12小时25分都面向或背向月球一次,因此,同一地点每天都有两次涨潮和落潮。地球表面的潮汐现象虽以月球引潮力为主,但太阳的引潮力(为月球的46%)也起到一定作用。每逢朔、望之日,日月地在同一直线上,日月的引潮力相互叠加起来,形成高潮特高、低潮特低的大潮;上、下弦时,日、月、地各位于直角三角形顶,日月的引潮力互相抵消,形成小潮。可见潮汐大小同月亮圆缺关系密切,这个潮汐学说是我国最早提出的,东汉王充著《论衡》一书中有“潮之兴也,与月兴衰”的记载。潮汐在中低纬度地区发育,向两极方向,涨、落潮高度逐渐减弱。

(三) 洋流 (ocean current, 又名海流)

海洋中在较大范围内沿固定方向流动的海水,叫作洋流,它是一种在一定时间内流动速度、方向大致不变的水流。其运动方向既有水平的,又有垂直的,前者有表层洋流和洋底洋流,后者有上升洋流和下降洋流,它们在适当场所沟通起来造成海水的循环(图10—8)。

洋流的形成与温度、盐度的分配以及定向风有关。低纬度的海洋表层水温高,降水量大,密度、盐度都减少;相反,高纬度地带的水温低,易受结冰的影响,因此密度、盐度

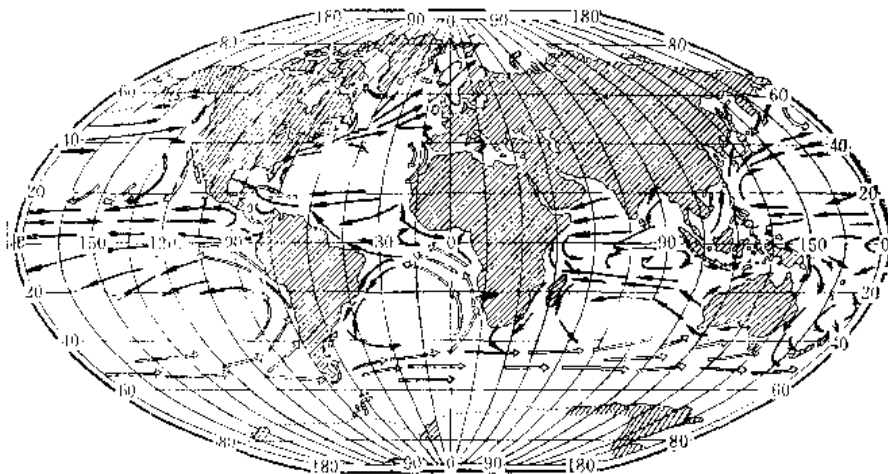


图 10—8 世界洋流略图

实箭头为暖流,空箭头为寒流 (据G. T. Trewatha)

增大。因而出现垂向环流趋向,那表层海水从低纬的温暖、低密度、低盐度海水向高纬运行;而高纬的寒冷、高密度、高盐度海水下沉,在靠近洋底深处向低纬运行。在运行过程中又受到地球偏转力影响,使运行方向发生偏斜,北半球偏右,南半球偏左。

通常按洋流的物理特性,将温度高于周围水温的洋流,叫做暖流;低于周围水温的洋流,叫作寒流。

洋流对于浅海、半深海——深海的沉积作用均有影响。海底洋流可以搬运、沉积悬浮物质,并可搅动深海环境,形成氧化条件。深部冷的海水中P、N等元素含量高,故在上升洋流的地方,可带给硅藻和有孔虫等浮游生物以丰富的P、N等养料,使这些地区的硅藻和有孔虫非常繁盛。

(四) 浊流 (turbidity current)

浊流是一种载有大量悬浮物质而十分混浊的水下重流 (density current)。多发生在大陆边缘的斜坡上, 也可产生于湖盆中 (图10—9), 因含碎屑物质很多, 所以密度较周围水体为高。由于密度大, 在重力作用下以很高流速在水下呈束状或面状沿洋底向深处流动。流速一般大于10米/秒, 流速比河流大, 沿陆坡向下流动, 具有较强的侵蚀、搬运能力, 强烈地侵蚀着海底峡谷, 直至深海平原将泥沙沉积下来而消逝。浊流沉积物以具递变层理 (graded bedding) 为特征, 即同一单层岩石粒度不均一。在垂向上, 底部粗, 一般为砂级, 甚至含小砾石, 向上变细, 顶部是泥质; 在横向上也显示由粗到细递变, 细粒比粗粒者散布更远。

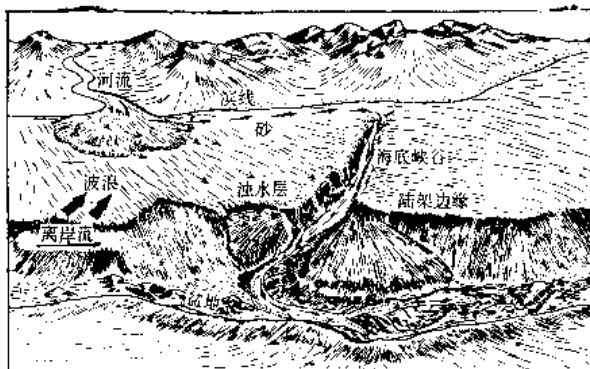


图 10—9 浊流形成及流动示意图

实箭头和点线箭头分别表示砂和泥的搬运路线
(据 Moore 1969)

浊流的形成可导因于暴风浪的搅动, 海震和水下滑坡等阵发因素, 也可以由入海河流带来超过海水密度的重负荷进入海、湖而形成。海洋中浊流可将浅海陆缘碎屑搬入深海盆地, 因深海地势平坦, 流速降低, 浊流逐渐停止运动而告消失。在那里粗粒物质首先沉淀下来, 随之悬浮的细粒物质也沉淀下来, 所以构成递变层理。

浊流理论是20世纪50年代以来地质学领域所取得的重大成就之一, 它主要是通过通过对现代沉积物的观察研究并结合实验而建立起来的。1950年著名的沉积岩石学家奎年 (Kuenen) 在实验室制成了密度 >1.1 克/厘米³的浊流 (图10—10), 并证实它所产生的沉积物具递变层理。1952年前后, 奎年和希普 (Heezen) 等详细研究了大滩海底电缆折断的有关资料 (图10—11)。大滩位于纽芬兰东南部大西洋中, 沿大陆坡有许多条海底电缆。1929年12月



图 10—10 水槽中观察到的浊流

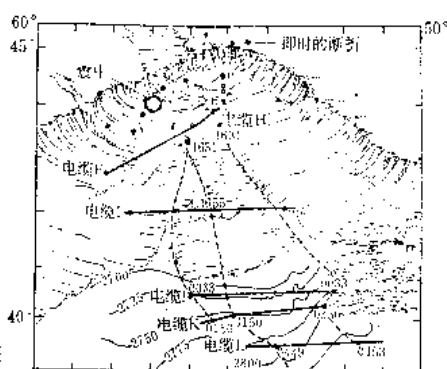


图 10—11 大滩地震和电缆折断情况 II; I...I...I 为电缆号

(据 H. W 米纳德, 1964)

18日发生地震, 震中在陆坡上, 在震中附近的电缆即时折断 (可以根据电讯中断的时间得出电缆折断的准确时间), 然后在数百公里内, 由震中区向大洋一侧, 各条电缆在14小时内

依次折断 (图10—11)。各电缆折断的时间为: H—59分 (地震后); I—3小时3分; j—9小时1分; k—10小时18分; L—13小时17分。并在约10万平方哩范围内形成了0.4—1米厚的具递变层理的沉积物。这一现象最简单也是最正确的解释就是, 地震在大陆坡上触发了滑坡和塌方, 塌落的泥砂与水混合, 形成浊流, 顺坡南下, 依次冲断了各条电缆, 并形成了具递变层理的浊积物, 据电缆折断的时间进行计算, 浊流的流速在19.1米/秒以上。从而取得了令人信服的研究成果, 浊流概念迅速推广, 普遍为人们所接受。

二、海洋环境的分带

浩瀚的海洋, 无论从横向或纵向 (深度) 来看, 海水的动力地质条件都不是均一的, 它可以划分出许多不同的环境。这里所说的环境, 虽然有时泛指水域, 但主要是指海底的环境。在这些环境中, 水动力条件、物理化学状况和生物分布等都不同, 因而其地质作用特征也就不同。

(一) 海洋环境的分带

根据海水的深度及其运动特点, 将海洋环境分为以下几个带:

1. 滨海带 (littoral zone) 指低潮线与最大高潮线之间的地带, 为海陆交互环境, 波浪和潮流作用强烈。又称滨岸带。依据海水运动的特点, 滨海带又可分为以下三个带 (图10—12)。

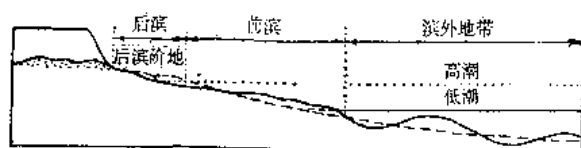


图 10—12 滨海的分带示意图

(1) 后滨带 (backshore zone)。

又叫潮上带。位于平均高潮线以上, 在特大高潮时也可被海水淹没。

(2) 前滨带 (foreshore zone) 又

称潮间带。是平均高潮线与平均低潮线之间的地带, 涨潮时被海水淹没, 退潮时露

出水面。其宽度主要取决于海岸地形的坡度, 即陡者窄, 缓者宽, 宽者可达数公里。

(3) 滨外带 (offshore zone) 又叫潮下带。位于低潮线以下, 是滨海向浅海过渡的地带, 与浅海界线不清, 其间常存在一个沙堤。潮下带宽数十到数百米, 波浪对海底作用强烈, 同时, 大致平行海岸流动的沿岸流较发育。

2. 浅海带 (neritic zone) 指大陆周围较平坦的浅水海域, 即大陆架, 也就是从岸边低潮线以下的滨外带下界开始直至海底坡度显著增加的边缘。其外缘坡折线的实际深度各地不同, 从数十米至500米不等, 平均为130米左右。

3. 半深海——深海带 (bathyal—abyssal zone) 指浅海带以下的海底环境。其中包括大陆坡 (半深海带) 和大洋盆地 (深海带)。

(二) 海洋各带的水动力条件

滨海带是波浪、潮流强烈作用的地带, 其中海水的动能以潮下带最强, 这可以从潮下带沉积物的分选性和磨圆度最好得到证明, 在潮上带和潮间带, 虽然波浪前进速度大, 但因为与海底摩擦, 动能反而有所减小。浅海带因为海水深度较大, 波浪的作用已大为减弱, 除特大风浪外, 一般波浪影响的地区主要是大陆架的上部, 至于大陆架的下部, 水动力仅能搅动海底泥砂, 然后经潮流、洋流带向较深处或者带向半深海——深海。在半深海——深海带, 即使是特大风浪引起的波浪也不能影响海底, 故水体一般比较安静。能够影响此

带海底环境的水流主要是海底洋流和浊流。海底洋流虽然流动速度慢,但仍可搅动海底沉积物并造成氧化环境。

(三) 海洋各带的生物分布

海洋是生物十分繁茂的场所。不仅有以藻类为主的植物,而且动物的种类繁多。有底栖生物,如海绵、珊瑚、腕足类、斧足类等;游泳动物,如鱼类;浮游生物,如浮游有孔虫、硅质放射虫等;此外还有大量超微体生物。这些生物从海水中吸取Ca、P、N等养料并转化为自己的骨骼,它们死亡之后堆积起来形成生物沉积,其中尤其是藻类植物和低等生物,它们个体小,繁殖快,不仅是构成海洋生物食物链的基本环节,而且在形成生物沉积中也特别重要。

植物要通过光合作用、动物要通过呼吸海水中的游离氧进行新陈代谢,才能维持生命。在海洋中,阳光只能通过不大的深度,0—80米为光亮带;80—200米为弱光带;200米以下已是无光带。所以植物只能在浅水中生长。海水中氧气含量在海面附近由于植物的光合作用而达最大值,向下由于光合作用减弱以及动物呼吸的消耗,游离氧的含量降低到一个最小值。图10—13为各大洋中的氧含量。在大西洋中,低纬度深300—700米的区间,氧含量达最低点(1—2厘米³/升),更深处因洋流的循环,氧含量又稍有增加,由于游离氧

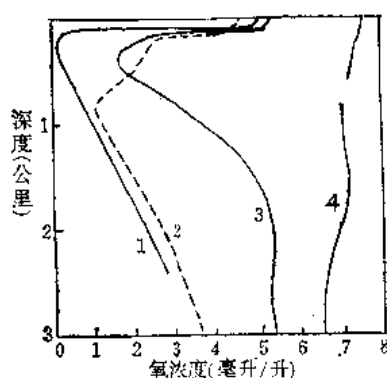


图 10—13 各大洋氧含量
垂直分布曲线
(据 Dietrich)

的含量在一定程度上控制着生物的生长和分布,加之水动力条件的影响,所以生物的分布具有分带性,有的生物还能反映海水的深度。在滨海带,光照良好,氧气充足,但风浪很大,水动力强烈,只有固着力强的生物才能生存。除藻类和吸盐的红树外,主要是底栖生物,它们为了抵抗波浪的冲击,有的固着在岩石上,有的在岩石中钻孔潜居,有的具厚壳。在浅海带,其上部阳光充足,植物茂盛,各种底栖动物大量繁殖,海水上层还有浮游生物。浅海是大多数生物的场所,生物种类和数量都超过其它各带。浅海带下部(100—200米左右深度的地带),以底栖生物、游泳生物为主,但种类和数量显著减少。在半深海——深海带,由于是无光带,不能进行光合作用,致使植物不能生长,动物也因缺乏植物作食

品而非常稀少,仅有少数能适应黑暗和高压条件的小型底栖动物或游泳动物。半深海——深海带的生物主要是浮游生物,其中尤以有孔虫、硅质放射虫、硅藻为主。

第二节 滨海带的地质作用

滨深带的绝大部分地区,时而出露水面,时而被水淹没,环境极为复杂,是潮流、拍岸浪、底流、沿岸流等强烈作用的地带。海水中氧气充足,光照良好,除有大量藻类外,多为经得起浪击的钻孔生物和厚壳生物。滨海带的地质作用,除与水动力条件和生物分布状况有关外,还与海岸类型有关。海岸有岩岸与砂岸之分,岩岸由坚硬的岩石组成,海岸线比较曲折而陡峭;沙岸由疏松的泥砂组成,比较平直,地形也较平坦。前者剥蚀作用强烈。

一、滨海带的海蚀作用及其产物

海水对海岸及海底的破坏称为海蚀作用。滨海带是海蚀作用最强烈的地带。

(一) 海蚀作用的方式和特点

海蚀作用的方式有机械的冲蚀、磨蚀和化学的溶蚀。

海水的冲蚀作用是波浪、潮流所形成的拍岸浪对岸边岩石的冲击破坏作用。波浪破碎后几乎是直线地垂直冲向海岸,所以拍岸浪对海岸岩石产生巨大的压力,有时可以超过200公斤/米²。暴风浪所产生的压力更大,在这样强大的压力反复作用下,特别是当岩石有裂缝时,海水挤进裂缝中,就象打进楔子一样破坏着岩石。

波浪、潮流卷动着泥砂对岩石更具有强大的破坏作用。它一方面冲击海岸,另一方面,由于进浪与底流、涨潮与落潮的反复作用,又不断地磨蚀海底。特别是在潮下带海底的磨蚀作用更为强烈。

海水含盐度较高,其溶解能力比淡水大。由碳酸盐等可溶性岩石组成的海岸,遭受溶蚀作用比较明显。

此外,滨海带有许多能适应波浪冲击而生活的钻孔生物,如软体动物、棘皮动物和蠕虫等。它们钻进石灰岩或泥质岩中,加速了海岸的破坏。英国某些白垩上组成的滨海带就发育着这种为数众多的钻孔蠕虫,每平方米竟达30万条之多。

(二) 海蚀作用的过程及其产物

如果海岸为岩岸,海蚀作用不断对陡峭的海岸下部进行冲击、磨蚀,首先在波浪作用线附近形成洞穴,称为海蚀洞(sea cave),或形成凹槽,称为海蚀槽(notch,图10—14)。当海蚀槽不断向里扩大,使上部岩石悬空而垮落下来形成陡峭的岩壁,称为海蚀崖(sea cliff)。在海蚀作用持续进行以及大陆风化剥蚀作用的联合破坏下,海蚀岩不断向大陆方向节节后退,原先海岸的地方形成一微向海倾斜的平台,称为波切台(wave cut platform,图10—15)。波切台的扩展不是无止境的,因为随着波切台的不断加宽,海水涌到海崖下需要经过的距离愈长,波浪前进途中为克服海底摩擦阻力而消耗的动能就愈多,因此波浪对海岸的冲击破坏作用愈来愈弱乃至停止。当波浪的能量只能用于克服摩擦阻力而



图 10—14 大连凌水桥海蚀槽
(刘志恒摄)

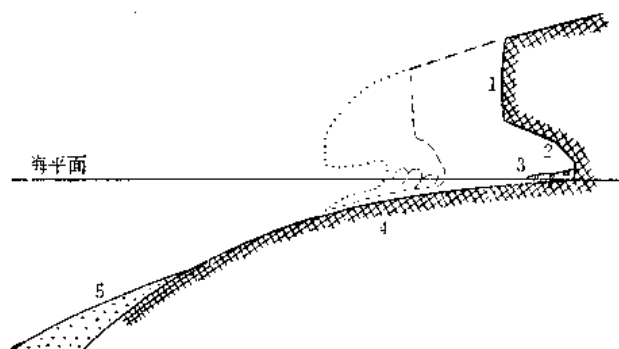


图 10—15 海蚀崖的后退及波切台的形成
1—海蚀崖; 2—海蚀槽; 3—波切台; 4—基岩; 5—堆积物, 断层线和虚线为古海岸剖面

对海岸的破坏力趋于零时,这时的海岸横剖面称为海蚀平衡剖面。

如果海岸为平缓的砂岸,波浪和潮流向岸边推进时,进浪带动砂粒向上运动,海水退

同时,底流又把部分砂粒带回海中。因为移动一定粒径的砂粒必须与一定的起动速度相适应,因此总可以在海底斜坡上找到一个零点,在该点上,每次进浪和退浪,搬运砂粒向上和退回的距离完全相等。而在零点以下,由于水较深,波浪前进速度较小,砂粒前进距离小于退回距离,砂粒被带向更深处,在适当地点堆积下来,使水变浅。在零点以上,海水深度较小,波浪前进速度增强,砂粒向上移动距离大于退回距离,结果使砂粒移向海岸堆积起来(图10-16)。经过长时间的波浪作用,可以达到在整个剖面的各点上,沙粒上、下移动的距离完全相等(但并非甲点与乙点的移动距离相等)。这时的横剖面称为沙岸平衡剖面。

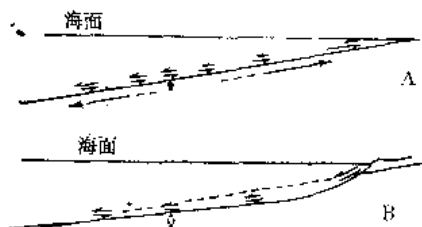


图 10-16 沙岸平衡剖面发展示意图
A为原沙岸剖面;B为沙岸平衡剖面。半箭头
矢量表示砂粒上、下移动方向 和距离。全箭
头示砂粒总体移动方向。0 为零点

一个地区,由于潮差、气候、风力等的变化,波浪的动能也是变化的。某一种波浪动能造成的平衡剖面,对另一种波浪动能来说则是不平衡的。所以理想的平衡剖面实际上是达不到的,但它却反映出海岸演化的总趋势,对了解海岸的发展变化是很有意义的。

上述平衡剖面建立的过程是在构造运动长期稳定的条件下进行的。但是构造运动并不是长期稳定的,而是经过一段时间的相对稳定之后,地壳可能发生升降运动(或海水面发生升降),从而导致海进或海退现象。

有意义的。

上述平衡剖面建立的过程是在构造运动长期稳定的条件下进行的。但是构造运动并不是长期稳定的,而是经过一段时间的相对稳定之后,地壳可能发生升降运动(或海水面发生升降),从而导致海进或海退现象。

当地壳下降(或海水面上升)时,海水向陆地侵入,使陆地面积缩小,称为海进(或海浸),原先形成的波切台下沉于海底,形成水下阶地。例如我国山东半岛至长江口一带沿海有一级深达40米的水下阶地。在浙江、福建的沿海有一级深达80米的水下阶地。

当地壳上升(或海水面下降)时,海水后撤,使陆地扩大,称为海退,以前的海蚀崖退到距今海岸线很远的地方,原先形成的波切台,升高出水面,形成海成阶地(图10-17)。

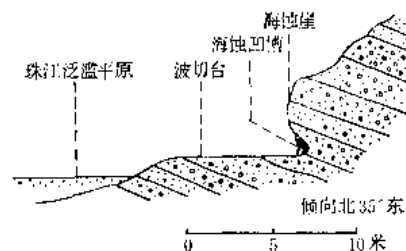


图 10-17 广州七星岗海蚀
崖距今海岸线已数十公里

二、滨海带的搬运作用

在滨海带,波浪、潮流运动强烈,搬运力强大。拍岸浪、底流和沿岸流可以将本身剥蚀下来的物质及其它外力(主要是河流)搬运到海中的物质进行搬运。其搬运的方式有机械搬运和化学搬运(溶运)两种,而以机械搬运为主。在机械搬运中又有悬运、推运和跃运三种,一般情况下以推运为主。碎屑沿海底向前推运的力主要是水的推力,呈悬浮状态搬运的力主要是紊流的上举力和流速差引起的上举力。这些都同地面流水的情况相似,但应指出,波浪对泥砂的搬运与河流不同。在河流中,泥砂一经起动便在水流的推动下向前移动,而泥砂经波浪起动后,在水质点作圆周运动的影响下作往返的摆动,实际上并无大的位移,只有在波浪破碎后,才能转变为前进运动。

当波浪垂直海岸作用时,碎屑被推向海岸或移向深处,称为横向搬运。在进浪把碎屑

移向海岸的过程中,由于潮下带波浪的动能最大,搬运物粒度最粗,愈近海岸,动能因与海底摩擦而逐渐减小,搬运的粒度也逐渐变细。碎屑物停积后,退浪又将其较细的部分搬回海洋,并在潮流的作用下可被带往更深的海域。

当波浪斜向海岸作用时,碎屑不仅随波浪、潮汐来回移动,而且也随沿岸流作侧向移动,称为纵向搬运。

三、滨海带的沉积作用

海洋是地球表面最大的沉积场所,并且有丰富的沉积物质来源。即有由其它各种外力搬运来的陆源物质,又有海水本身剥蚀下来的物质和大量海生生物的骨骼、外壳。此外,还有火山喷发物以及来自宇宙的尘埃和陨石。因此,海洋沉积无论现代或者过去都是最常见的。我们不仅要了解海洋有那些沉积物?更重要的还应了解这些沉积物是怎样形成的?还要了解它们的沉积环境特征。滨海带的最大特点是海陆交互环境,自然条件复杂。在沉积物类型方面,海相沉积物^①中经常含有陆相沉积物,它们可以在剖面上互相叠落沉积,也可以在同一层中渐变过渡。

此区波浪、沿岸流能从三角洲或岸边转运来大量陆源碎屑物质,堆积成海滩、砂坝、砂咀(图10—18)。

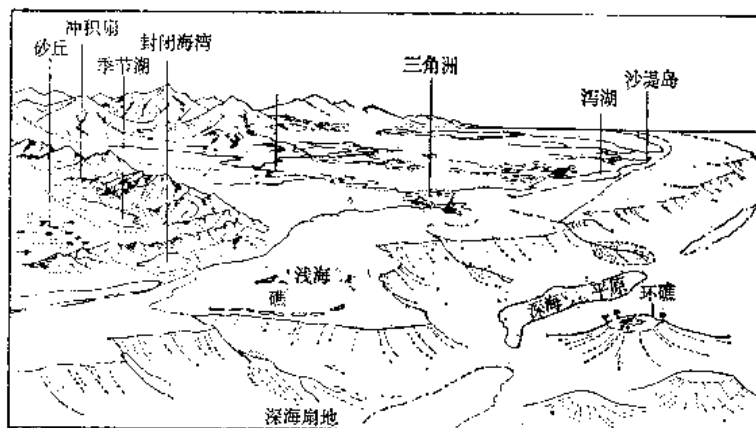


图 10—18 滨海带及其周围的环境单元示意图

(据 W. K. Hamblin)

在滨海带的某些地区,如海湾,波浪的作用相对较小,而潮汐作用很强,称此地带为潮坪(tidal flat)。

现将上述各种环境的主要沉积作用简述如下。

1. **海滩沉积** 海滩指由沉积物堆积而成的比较平坦的海滨。它可以由沉积物堆积在被海蚀造成的波切台上。这种海滩主要与海岸线的侵蚀作用有关,即沉积物主要来源于海岸破碎崩落物。沉积物多由砾石或粗砂组成。主要由砾石组成的海滩,称为砾滩(图10—19)。砾石成分主要由海岸岩石决定。砾石的扁平面倾向海洋,长轴则大致与海岸平行。海

● 反映沉积岩或沉积物生成环境的岩石或沉积物的各种性质叫岩相。具有海洋生成环境特征的沉积物,叫作海相沉积物。



图 10—19 大连棒棰岛砾滩
(刘志恒摄)

滩也可以这样形成，即由于海滩沉积物的不断堆积，可使海岸线不断向海洋推进。这时的海滩可以是砂滩，也可以是泥滩。

2. **砂坝和砂咀沉积** 砂坝和砂咀是波浪和沿岸流搬运的砂粒当动能降低时，在滨海带沉积形成的线状垅岗。

砂坝是平行海岸但离岸有一定距离的由砂粒组成的垅岗。其顶部可以露出海面或在海面以下。它是当波浪向岸推进时，由于波浪的破碎或者进浪与底流相遇时，动能减小，挟带的砂粒堆积下来而成。砂坝是外滨带典型的堆积物。

砂咀是位于海湾外由砂粒组成的垅岗一端与岸相连，另一端伸入海中。砂咀是由沿岸流在流经海岸的突出部位而进入海湾时，由于水域变宽，流速下降，所挟带的砂粒逐渐沉积而成。砂咀的前端由于波浪的折射而常呈弧形。砂咀不断地伸长，可以形成长而低的岛屿，叫砂堤岛。它几乎总是靠近海滨分布，中间被一泻湖与大陆分开，而且常常被一个或更多的潮汐入口所切断。

3. **泻湖沉积** 砂咀与砂坝的伸长，常常连接起来，构成滨海带的障壁，在其内侧形成一个与外海隔绝或联系较少的浅水域，称为泻湖（图10—20）。泻湖中的海水不能与外海自由交流，但仍能通过狭窄的通道与外海沟通，或在涨潮时流进海水，退潮时则相互隔绝。故泻湖基本上是海相环境，而与内陆湖泊不同。

泻湖中的水体比较安静，沉积物中水平微细层理发育。泻湖中海水的含盐度很不正常，在不同的气候带中及视淡水与海水的补给情况而分为淡化泻湖与咸化泻湖（图10—21）。

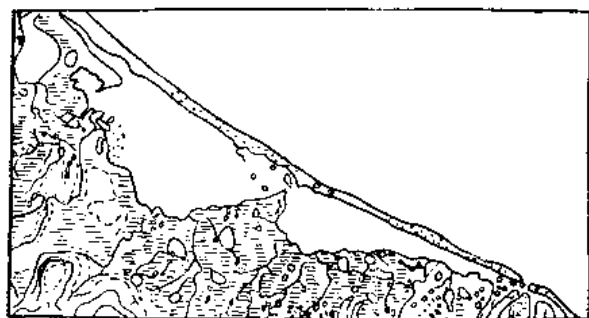


图 10—20 泻湖的形成

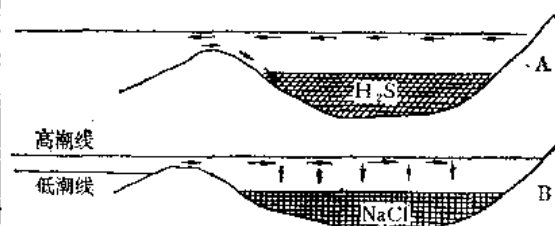


图 10—21 泻湖水水质变化示意图

A—淡化泻湖；B—咸化泻湖

淡化泻湖 如果泻湖处于潮湿气候区，由于淡水的不断注入，湖水将日益淡化。沉积物以陆源碎屑为主，中部较深部分主要是粘土；潮流通道的附近沉积物较粗，多为砂质；河流注入处的沉积层又具有三角洲的特征。泻湖沉积一般具有明显的水平层理，但是由于后来遭受底栖生物和植物根系的扰动，以致破坏而保存较少。半咸水软体动物有时十分丰富，在波浪的作用下，可构成生物介壳富集层，甚至构成大型堆积体。故淡化泻湖以机械

碎屑沉积和生物沉积为主, 沉积物主要为砂和粘土, 常有碳酸钙夹层以及腐泥、泥炭等。

咸化泻湖 如果泻湖处于干旱气候区, 缺乏淡水的注入, 海水仅能在涨潮时进行周期性地补给, 湖水将因蒸发而不断咸化。盐度的增高使大量正常海水中的生物不能生存, 仅有少数能适应高盐度的斧足类及腕足类生活其中。随着盐度的增加, 当盐类达到过饱和时, 也可以发生盐类的化学沉积, 形成盐岩。

咸化泻湖的沉积仍以砂和粘土为主, 但化学沉积发育, 常有大量碳酸盐(石灰岩、白云岩)、硫酸盐(石膏、硬石膏)等盐类沉积。由于底栖生物较少和植物生长不良, 沉积物层理保存良好。

4. **潮坪沉积** 分布在潮上带和潮间带以及潮下带的浅处的潮坪区普遍发生显著的沉积作用, 可分为两种情况:

(1) 当潮流搬运来大量陆源碎屑物质时, 海水中泥砂较多, 不利于生物大量繁殖, 则在潮坪上形成碎屑沉积。其中潮上带在一年之中仅数次特大高潮能为海水淹没, 因而泥沼广布, 沉积为泥和粉砂的互层; 在潮间带, 一般地势平坦, 并为退潮时所形成的潮沟所切割。在潮沟间主要以淤泥为主夹粉砂透镜体沉积物。在潮沟内潮流速度大, 以具水平层理的砂粒沉积为主。潮下带水动力强, 沉积物以砂为主, 具水平层理。

(2) 当缺乏陆源碎屑物质供应时, 则形成碳酸盐沉积。

碳酸盐的成因, 从前长期以来, 人们都认为它是化学沉积, 而且是在海水较深的环境中沉积而成。在本世纪50年代末期, 通过对碳酸盐岩石结构的研究和现代碳酸盐沉积物的观察, 证实这种观点只不过是一种主观的臆测, 与事实不符。碳酸盐主要是碎屑沉积, 而化学沉积并不占重要地位。因为从结构看, 碳酸盐岩基本由碎屑与胶结物两部分组成, 这与碎屑岩的结构完全一样, 只不过碎屑和胶结物的化学成分都是 CaCO_3 而已。碳酸盐岩的碎屑有以下几种: 即岩屑、团块、鲕粒、球粒、骨骼等。对现代碳酸盐沉积的观察表明, 碳酸盐不是深水沉积, 相反, 形成碳酸盐沉积的海水很浅。从潮上带一直到浅海都有碳酸盐沉积, 但主要是形成于浅水环境。与碎屑沉积相比, 碳酸盐沉积要求的海水深度与一般碎屑沉积完全相当, 即砂屑石灰岩与石英砂岩相当, 泥晶石灰岩(碎屑为泥级的灰泥)与粘土岩相当。但碳酸盐沉积要求的沉积条件与碎屑沉积不同。同一沉积地带, 当有大量陆源碎屑物质供应时, 则形成碎屑沉积, 当缺乏陆源碎屑物质供应时, 海水比较清洁, 温暖, 生物繁茂, 则形成碳酸盐沉积, 故碳酸盐岩中很少含有陆源物质。碳酸盐碎屑物质的来源与碎屑岩亦不同。后者主要来源于陆源物质; 而前者是海盆内生成的产物而不是从大陆搬运来的, 而且主要是由生物遗体, 特别是藻类的钙质成分组成。

综上所述, 碳酸盐的成因可概括如下: 在潮上带和潮间带, 是藻类大量繁殖的地方, 死亡后大量堆积下来形成碳酸盐沉积物, 故潮上带和潮间带也是碳酸盐类沉积的重要地带。由于该区经常露出水面, 以胶结作用为主的成岩作用进行得非常迅速, 在固结或半固结的情况下, 经潮流或波浪的破碎、搬运、再沉积而成石灰岩。石灰岩也可以是其它生物骨骼或珊瑚礁经波浪破碎、搬运、沉积而成。

潮坪上的碳酸盐分布亦与碎屑沉积相似, 受水动力的控制。在潮上带与潮间带以碳酸钙灰泥的沉积为特点, 潮上带具微细层理, 潮间带常具迭层石, 到了潮下带, 沉积物主要为碳酸钙砂, 虫迹较发育。

四、海岸线的演化和分类

(一) 海岸线的演化

海岸地形在海蚀作用和沉积作用下不断遭受改造, 使海岸线随之而发生变化。在地壳

长期处于相对稳定（或海平面长期稳定）的情况下，原来弯曲而不规则的海岸线，在波浪的剥蚀和沉积作用下，曲折的岬角被破坏后退，海湾里充满了沉积物，将被改造成为较平直的海岸，从而达到海蚀剖面的平衡状态。这是在构造运动相对稳定地区海岸线演化的总趋势（图10—22）。

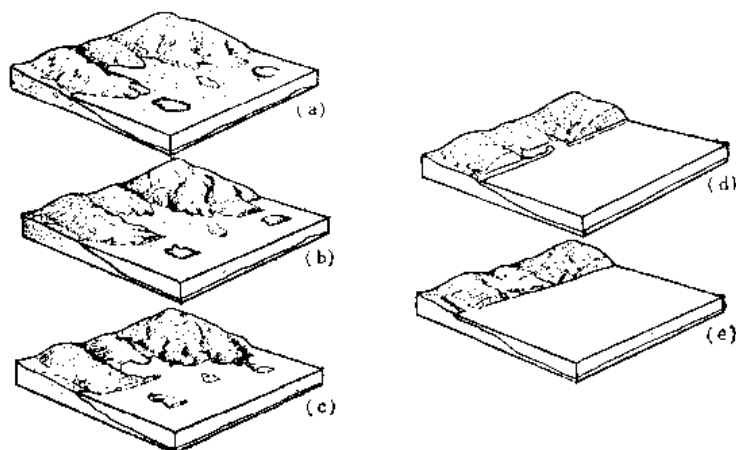


图 10—22 海岸线的演化示意图

a—由于海平面上升淹没了河流侵蚀的地形，形成了海湾，岬角和半岛；b—在岛屿和半岛上由于波浪的剥蚀作用而形成海蚀崖；c—海蚀崖后退并愈来愈高，岬角受侵蚀后退而形成海蚀崖，沉积物开始堆积形成海滩和沙咀；d—岛屿全部被剥蚀掉，海滩和沙咀扩大，在海湾里形成泻湖；e—海崖继续后退，海湾和泻湖继续沉积，最后形成平直的海岸线

但是，由于海平面的升降变化，一个地区的海岸线演化，有时并不经历上述完整过程，而对某些阶段有所调整。

（二）海岸的类型

划分海岸类型是个比较复杂的问题，至今尚未能制定出公认的统一分类标准和方法，但是随着地质学和海洋学的发展，使之不断得到完善。戴维斯（W. M. Davis）和约翰逊（D. W. Johnson, 1919）曾将构造运动方向作为海岸分类标志，将海岸分为下沉海岸、上升海岸和中性海岸等三种主要类型。下沉海岸是地壳的下沉或海面上升而形成的，具明显弯曲的海岸线，常有溺谷、海湾和峡湾；上升海岸是地壳上升或海水面下降形成的，海岸线比较平直，常有沿岸沙堤（坝）和泻湖；中性海岸是未受地壳升降运动影响而具有新的沉积地形和构造地形的海岸线，如三角洲海岸，近期火山海岸、珊瑚礁海岸和断层海岸等。

近年来大量事实证明，第四纪冰期以来，随着冰川的消长，海水面有过反复的升降，所以世界上所有的海岸都是保留有上升，下沉证据的复合式海岸。尤其是冰后期由于海水面上升的影响，全世界的海岸也可以说都是下沉海岸。因此，约翰逊的分类，有些地方就不太切合实际了。于是谢帕德（F. P. Shepard）在 1973 年提出依据发展阶段将海岸分为原生海岸和次生海岸两大类。

1. 原生海岸 是海水面上升淹没原有地形或海岸受海水作用的影响还很轻微的非海洋因素形成的海岸。原有地形可以由地面流水、冰川、火山活动和构造运动等地质作用形成的。这类海岸常具有海湾、河口溺谷、峡湾、岬角、半岛和滨外岛屿（图10—22a）。

它又可分作许多亚类,如陆地侵蚀海岸、陆地堆积海岸、火山海岸、地壳运动形成的海岸和冰川刨蚀海岸等亚类。

2. **次生海岸** 是经过海水的作用将原有地形改造而形成的海岸(图10—22)。这类海岸常具有海蚀崖、海滩、砂堤、砂咀、泻湖等地形或生物造成的海岸。它又可分为海蚀海岸、海积海岸和生物海岸(如珊瑚礁海岸及红树林海岸)等亚类。

第三节 浅海带的地质作用

一、浅海带的环境特征

浅海海底为一微向海洋方向倾斜的平坦阶地,其面积总计约为27,000,000平方公里,占海洋总面积的7.6%,宽度各地不一。谢帕德(1973)按18公里间距的剖面统计结果,浅海带地形的基本特征如下:

大陆架的平均宽度为75公里,外缘坡折线平均深度为130米;最平坦部分的水深为60米;在横过陆架的剖面上有60%为起伏20米左右的丘陵,有35%为深达20米的凹地,其中绝大多数为盆地,其它则为长形谷地;平均坡度 $0^{\circ}07'$,近岸地区较外缘稍陡,从岸到60米深处的坡度为 $0^{\circ}12.4'$ 。

浅海带与滨海带不同,它始终处于海水面以下,海水动力条件较滨海带弱。除特大的暴风浪以及由地震引起的海啸可以影响到陆架的最深部位外,一般波浪影响的地区主要是在大陆架上部,深度限于40—55米以内。这里所说的影响,一般以能够冲刷、搬运砂级碎屑(流速 >20 厘米/秒)为标志。在大陆架下部,波浪仅能把细粒物质搅动起来成为悬浮状态。

潮流和洋流的影响可遍及整个大陆架,一般因流速低,它们主要是起着搬运悬浮在水中的泥级和少量粉砂级碎屑的作用。但是,在适当的地形条件下,特别是在一些海峡地区的潮流可以达到很大的流速,不少海峡地区潮流流速达3米/秒以上,有强烈的剥蚀能力。

浅海带不仅面积广,而且沉积物的来源十分丰富。这里不仅有大量经由河流等外动力搬运来的陆源碎屑物质和溶解物质以及海蚀作用剥蚀下来的物质,而且由于浅海带阳光充足,大量的底栖生物、游泳生物和浮游生物竞相生存,它们死亡后的骨骼也是沉积物的重要来源,因此浅海是最重要的沉积场所。

二、浅海带的沉积作用

(一) 陆源碎屑沉积

陆源碎屑沉积是大陆架上最主要的沉积,它形成于有大量陆源碎屑物质供应的地区。碎屑沉积物主要来自大陆,其中又以河流带来的泥砂为主,而海水从滨海带剥蚀下来的碎屑则是次要的。据统计,全世界的河流每年带进海洋的碎屑物质大约有200亿吨。对许多滨海砾石和砂粒成分的详细研究表明,它们并非来自当地海岸的岩石,而是来自附近河流流经的地区。例如黑海东部巴统海滨岸有许多火山岩砾石,当地海岸并未出露这类岩石,而巴统海岸的河流正好流经火山岩区。

在寒带,冰川入海融化后,其运载的碎屑物质沉入海底;在干旱沙漠地带,风也可将一定数量的碎屑物质吹入海洋。但是,这些沉积物的数量不大。

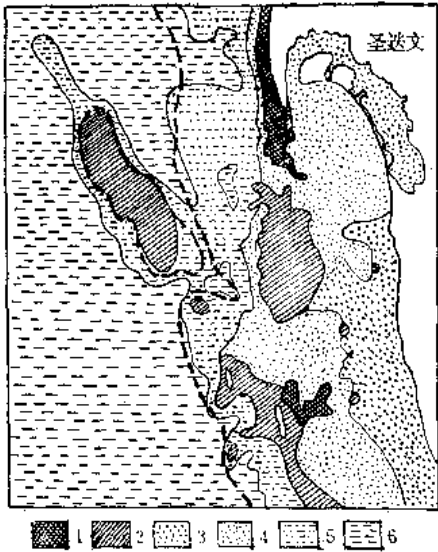


图 10—23 加利福尼亚圣迭戈湾的沉积物分布图

1—基岩或残积物；2—残留沉积（粗砂、贝壳砂等）；3—中粗砂；4—细砂；5—砂和泥；6—泥粗断线为大陆架坡折线（据Emery简化1960）

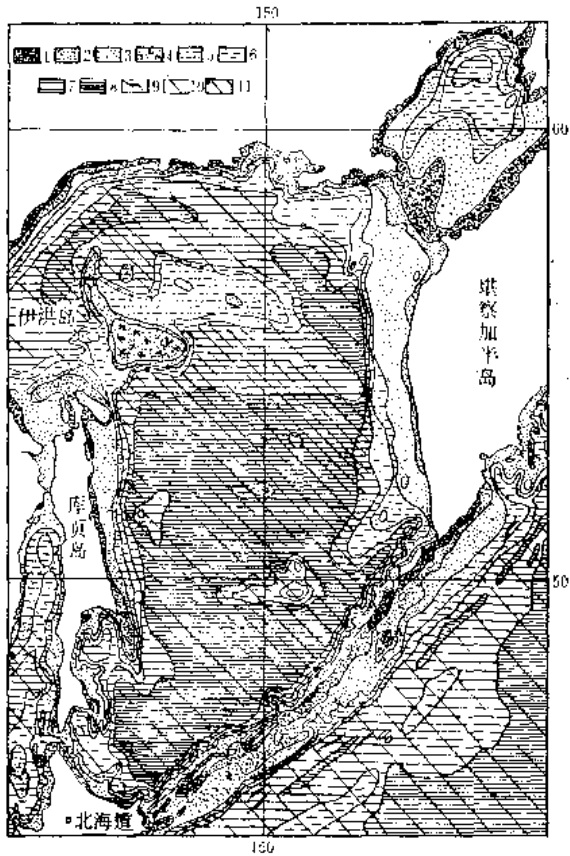


图 10—24 鄂霍茨克海的沉积物

1—砾岩；2—粗砂；3—细砂；4—粉砂；5—粗粉砂；6—细粉砂；7—粉砂质泥；8—泥；9—基岩；10—轻度硅质的硅藻软泥；11—硅藻软泥（据别茨茹可夫1960年）

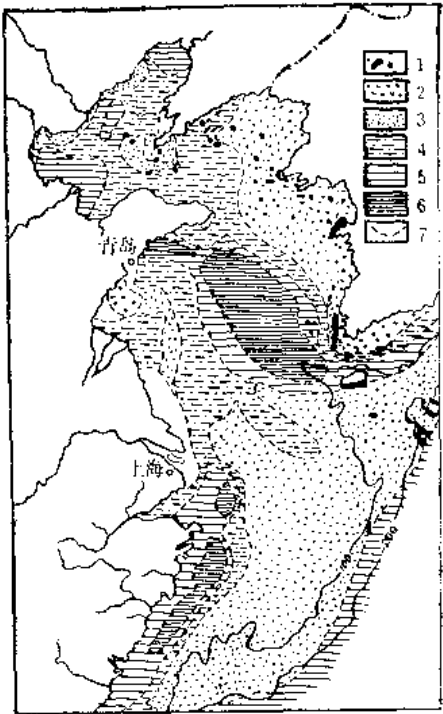


图 10—25 我国东部浅海的沉积物

1—砾石及基岩；2—粗砂；3—细砂；4—粉砂；5—粉砂质泥；6—泥（据海洋所）

沉积物以砂和泥为主。在大陆架上部,水动力条件较强,经波浪的筛选,泥级碎屑被波浪、裂流、潮流和洋流带到更深的地方,而砂级碎屑物则沉积下来。故随着水动力条件的减弱,浅海的碎屑沉积的粒度一般自海岸向海洋方向逐渐变细。但这一现象在现代浅海中只在大陆架上部(通常在<50米深度)表现较为明显(图10—23和图10—24),深度较大的大陆架外侧除了泥质沉积外,许多地方反而出现粗粒沉积。我国东部大陆架(图10—25)也是在泥质沉积带以东,直至台湾、琉球群岛以西都是砂质沉积。大陆架外侧的粗粒碎屑一般都是残留沉积。据统计,大陆架上70%的地区为残留沉积所覆盖。

(二) 碳酸盐沉积

碳酸盐沉积的成因前已述及,在此仅强调指出,碳酸盐大多属碎屑沉积,它形成于缺乏陆源物质供应的地区,碎屑物质的来源不是来自大陆,而是来自海盆内部的生物遗骸。碳酸盐在大陆架上分布广泛,规模巨大,其分布规律与陆源碎屑沉积相似。除残留沉积的干扰外,在大陆架上部及海底较高处,沉积物主要为碳酸盐砂;在海底低凹处及大陆架下部,则沉积物主要为碳酸盐泥。

(三) 珊瑚礁 (coral reef)

珊瑚一般营群体生活,固着于海底基岩之上。珊瑚在生长过程中,骨骼部分不断增长,在海底,以珊瑚骨骼为骨架,辅以其它造礁及喜礁生物的骨骼和壳体所构成的一个能抵御风浪侵袭的生物堆积体,即称珊瑚礁。它主要分布于砂坝外侧迎风一面,在深海的海山也常有珊瑚礁的分布。

群体珊瑚呈树枝状,骨骼由碳酸钙组成,它们构成了珊瑚礁的骨架。珊瑚生活的条件是气候温暖,海水的平均温度 $>18^{\circ}\text{C}$,年温差 $<7^{\circ}\text{C}$,阳光和氧气充足,一般水深不超过50米,水质清洁,不能有大量从大陆搬运而来的泥砂,海水含盐度接近正常(35‰);有充足的食物供应。

红藻类与珊瑚伴生在一起,构成相互依存的生态系统,并可把珊瑚的骨架与充填其空隙中的骨屑粘接起来成为坚固的礁体。

根据礁体与海岸线之间的关系,珊瑚礁分为:

1. 岸礁 (fringing reef) 附着于大陆或岛屿的海岸,呈带状分布,它迎着食物的来源而向海中生长,通常淹没于水面之下,有时也可露出水面(图10—26之B)。
2. 堡礁 (堤礁) (barrier reef) 礁体平行于海岸呈断续的带状分布,离海岸常较远,宽度可超过20公里,其间形成一泻湖环境(图10—26之C)。
3. 环礁 (atoll) 呈断续的环状,四周有缺口与外面海水沟通,中间为泻湖。环礁是珊瑚礁中常见的一种类型,我国西沙群岛中的永兴岛附近便分布有许多环礁。

关于环礁的成因,早在1842年,达尔文(C. Darwin)就认为,是由生长在火山岛附近的岸礁,由于地壳下降,珊瑚向上生长的速度大于或等于该岛的下沉速度时,该岛附近的岸礁可以发展为堡礁。最后,该岛全部沉没,堡礁可进一步发展成环礁(图10—26)。为了证实这种观点,人们在太平洋的一些岛屿上,进行了一系列钻探终于在1965年和1967年先后打穿了中途岛和摩洛阿环礁礁体而见到基底,表明环礁直接生长在古火山岛的玄武岩台地上,从而证实了这一观点。

(四) 化学沉积

浅海的化学沉积也比较发育,它们主要为Fe、Al、Mn的氢氧化物沉积和P的含氧盐沉积,且常富集成许多有用矿产。其沉积的原因主要为胶凝作用和结晶沉淀。

在大陆上气候温湿地区,化学风化强烈,岩石中的Fe、Al、Mn分解出来形成氢氧化

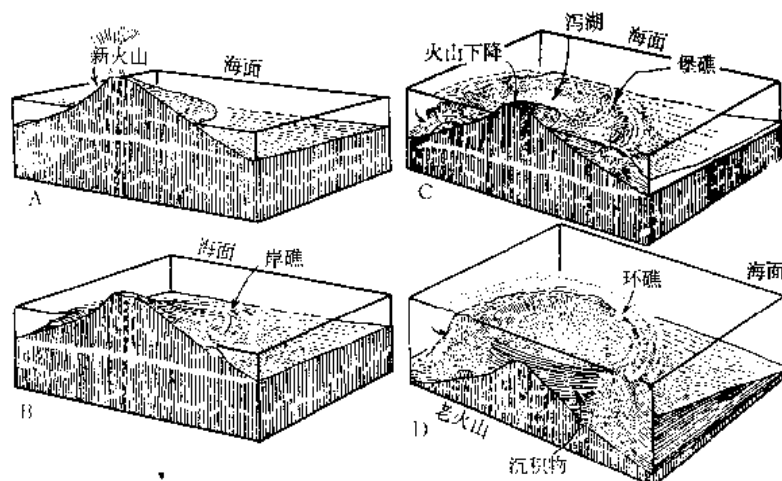


图 10—26 珊瑚礁形成过程示意图

A—露出海面的新火山锥；B—岸礁；C—火山锥下沉，岸礁发展成为堡礁；D—火山锥沉没于海，堡礁发展为环礁

物，它们的溶解度虽低，但在酸性环境中可以成为胶溶体随流水进入海洋。胶体粒子因吸附其它离子而带相同电荷，因而阻碍了胶溶体在流水中发生凝聚。但当它们与富含电解质的海水相遇后，胶体粒子所附电荷被电解质中和，因而就外滨带和浅海沉积下来。胶体沉淀时，常以碎屑为中心而进行沉积。在水动力较强时，常形成鲕粒，若鲕粒加大，可成为豆状、肾状等形态；水动力较弱时，则成为致密块状。这就是铝土矿、赤铁矿、硬锰矿等常具鲕状、豆状、肾状等结构的原因。如我国华北石炭系下部的铝土矿、湖北泥盆系底部的赤铁矿等便是。

磷主要以 HPO_4 的方式存在于海水中，其含量随生物的繁殖而减少，生物死亡后，遗体下沉，在深部溶解，含量又迅速回升。在洋流的作用下，深部富含磷质的低温海水上升到浅海时，随着压力的减小和 CO_2 含量的降低以及蒸发等影响，磷的溶解度迅速减小而发生磷结核的沉积。我国南方川、滇、黔寒武系底部的磷矿即属这种类型。

三、浅海带地质作用的基本特点

浅海带地质作用的基本特点可归纳如下：

第一、以沉积作用为主。浅海水域开阔，水动力条件不很强，由河流等外力搬运入海的大量陆源碎屑物质，除部分较粗粒的物质沉积于滨海外，大部分碎屑物质在这里沉积，浅海也是生物最繁茂的地区，其骨骼堆积下来可以形成大量的生物和生物化学沉积。在浅海由于波浪的搅动以及潮流的影响，海水温度变化范围较大，加之水浅，表面蒸发较强，这些都影响到许多物质溶解度的变化。此外，河流带来的胶溶体将因胶体粒子所附电荷被海水电解质中和而沉淀。所有这些，使浅海不仅有大规模的碎屑沉积和生物沉积，而且在适当条件下化学沉积也比较发育。

第二、浅海的剥蚀作用十分微弱。除了海底峡谷和某些海峡等特例外，一般只表现为在海底地形较高的地段有时缺乏细粒物质（或者没有沉积物），其原因可能是对未固结沉积物的剥蚀，也可能是细粒物质在沉积——剥蚀的动态平衡中被转移了。例如黑海南部，挪威一带的大陆架上部，许多地方是裸露的基岩，松散的沉积物很薄，且作零星分布。一

些苏联学者认为它是海蚀作用造成的，并指出其地形剖面向近岸方向坡度变缓。

第三、大陆架虽然绝大多数地区普遍为相当厚的未固结的沉积物所覆盖，但已经证实，有些地方（主要是大陆架深部）的沉积物并不是在现代浅海环境中形成的，而是在11,000—18,000年以前（主要是在更新世）由其它外动力地质作用形成后，又被海水淹没的沉积物，称为残留沉积（relict sediment）。这些地方现在既没有明显的沉积作用，也没有明显的剥蚀作用，是地质作用很微弱的地区。形成这种现象的原因，只能解释为水动力条件很弱，碎屑物质搬运不到这里，故无机械沉积作用，同时也没有剥蚀作用，如图10—23、图10—24和图10—25所示。

四、全球性海水面升降对大陆架的影响

根据大量已知的实际资料，可以肯定，大陆架在地质历史上的不久以前曾经是陆地，或者位于海平面下海水很浅的部位，理由如下：

第一、大陆架外侧一般为残留沉积，而且通常粒度较粗，甚至有砾石。如印度半岛东岸陆架外侧发现有鲕石（典型的浅滩沉积）和浅水有孔虫；非洲西岸水深130米处发现有贝壳砂和造礁珊瑚化石（珊瑚一般生存于水深小于50米的海域）；大西洋两岸陆架外侧也多处发现贝壳砂、珊瑚、鲕石等，美国东部陆架等地甚至有猛犸象、泥炭、木质残余物等陆上的生物沉积，经以炭同位素方法测定其年龄，有的为3—5万年。

第二、许多大河的河槽在水下一直延伸到大陆架外缘。印度河、密西西比河等都有这一特点。我国长江口外有一系列呈扇形展布的水下河槽，延伸达几百公里。恒河三角洲上的槽谷一直延伸进入外海，长达2000公里。这些水下河槽的成因有的较为复杂，有的则可确定系由于海水面升高而淹没河谷所致。

在高纬度，大陆架上还常见有冰蚀地形，例如挪威南部的斯克基拉克海槽，槽谷一般较直，其走向垂直于斯堪的纳维亚冰盖，终止于大陆架边缘，以往曾怀疑为断层，但通过震波探测证明并不存在断层，目前认为是被淹没的冰蚀谷。

第三、水下阶地的存在 许多大陆架都有阶地，根据地形，有人总结大陆架上有—15

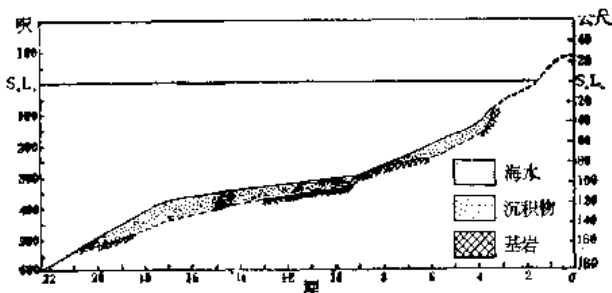


图 10—27 加利福尼亚及金角附近的复合声波反射剖面
(据 Moore, 1960)

米、—32米、—52米、—68米、—87米和—100米几级全球性的阶地。澳大利亚西部陆架上的水下阶地有的有珊瑚，加利福尼亚西侧陆架的—180米和—280米阶地上发现有磨圆的砾石和浅水贝壳，贝壳的同位素年龄为14,380年，同时震波探测还发现有被淹没的古海蚀崖和相应的古波切台（图10—27）。

根据以上情况，可以确信在第四纪（或稍早），海水面曾低至大陆架外缘附近，现代的大陆架表面地形是多期海岸（包括部分大陆）侵蚀——沉积平衡剖面的综合表现。同时大多数大陆架坡折线位于—130米左右，表明第四纪以来海水面主要是在—130米以上变动，并且曾在此位置保持较长时间。根据同位素年龄、古生物及沉积物特点等确定，我国东部第四纪的古海岸线变迁如图10—28所示。

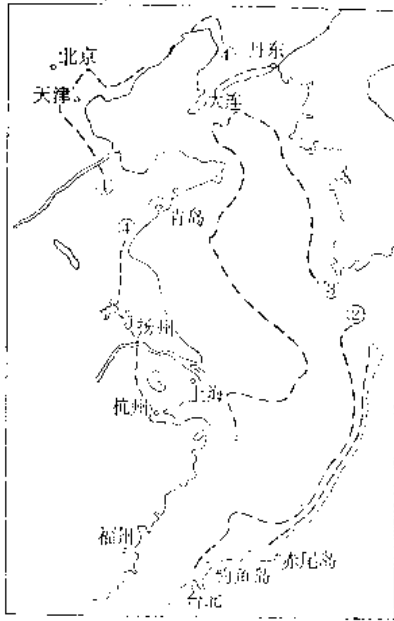


图 10—28 我国东部的古海岸线变迁图
1—17000年以前；2—23700年以前；3—12000年以前；4、5—6万年以前（据耿香山，1981）

什么原因能够造成全球性海水面同时的升降，显然不能用局部或区域构造运动所导致的地壳相对升降或信风等影响陆架深度（一般迎风面的陆架坡折线较浅）来解释，而应从气候周期性变化对全球水圈的影响方面来找原因。据计算，仅现代南极洲冰川全部融化后，就可使全世界的海平面上升约70米。因此从数量级来说，冰川是能如此大

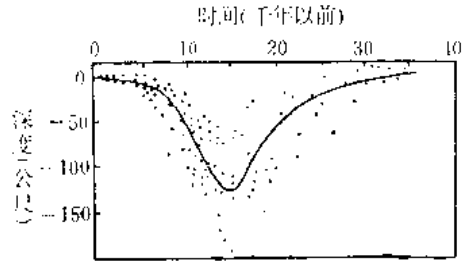


图 10—29 根据大西洋和墨西哥湾大陆架沉积中近岸生物的 C^{14} 同位素年龄而确定的海平面变化
(转引自汉布林《地球动力系统》1975)

规模改变海水面高低的原因。根据冰碛物及现代海洋沉积物中稳定同位素的研究，第四纪（或稍早）以来曾有过15—20次冰期，在最近一次冰期时，北半球的大陆冰川曾扩大到北纬 50° 附近。由于大量的水以冰的形式被封藏在大陆上，因而导致海水面下降。在18000年前，海水面曾下降到现今海面以下137米，当冰川消融后退时，海水面才迅速上升到现今海面的位置。目前一般均认为，冰期至少是造成海水面升降的一个主要原因。

此外，洋脊是一个十分广阔的海底隆起，其分布的面积约占大洋的 $1/3$ ，比大洋盆地平均高出1公里，当洋脊由于海底扩张，从几个或某个大洋裂谷处产生并向两侧扩展时，势必也对海平面的升降发生显著影响（关于海底扩张学说可参考第十六章）。

第四节 半深海—深海带的地质作用

一、半深海——深海带的环境特征

半深海和深海的海底为大陆坡和大洋盆地。其中大陆坡在地形上不仅是一个陡坎，更主要的是在陡坎上有大量的脊和槽，使表面地形复杂多样，有些类似大陆上的山脉或高原的边坡，并有许多峻峭的海底峡谷深深切入这些参差不齐的边坡之中，有的峡谷还向上切入大陆架，甚至可达大陆架内部水深只有数十米的地方，这些峡谷的谷口一般都有与大陆上洪积扇类似的扇形沉积物，称为海扇。许多海扇彼此重迭相连成为大陆基。再往下为深海平原和深海丘陵。在平坦的深海平原和有微小起伏的深海丘陵上，有时还耸立着一些孤立的海山。洋脊是深海中另一地形崎岖的地带，这里没有由流动水体切割出来的峡谷，也

没有或有极少的沉积物。其崎岖的地形是内力作用的产物。因此,从地形上观察,显然大陆坡是半深海——深海带外力地质作用最活跃的地区。

在半深海和深海,由于没有阳光、温度低,在这种条件下,仅有极少数能适应这种条件的底栖生物,在上层浅水中,因为缺乏植物作为食物链的基础,游泳生物也很少,主要为浮游生物。浮游生物在整个海域都有分布,在浅海也同样繁衍,但因有大量的底栖及游泳生物,其相对含量则变得微不足道,而在半深海特别是深海却是沉积物的主要来源。

在水动力条件方面,波浪的作用已经影响不到海底,主要的水动力是洋流。洋流的流速很低,对海底没有明显的剥蚀作用,但海底洋流能搅动海底沉积物,并搬走细粒悬浮物质。在某些较浅的海底进行摄影还曾发现有流动波痕,估计其形成的流速可达15厘米/秒。在半深海和深海,浊流是唯一具有较强机械动力的水流,根据地形及沉积物的分布,浊流的活动以海底峡谷为其主要通道,作用范围主要限于大陆坡和大陆基,并可到达深海平原。

此外,从洋底表层打捞到的玄武岩大多已经强烈风化,这说明海水含电解质多,深部海水压力大,溶解和水解等能力强,在深海底还存在着比较显著的化学风化作用。

二、半深海带的地质作用

(一) 海底滑坡作用

由于长期接受沉积,在大陆坡上堆积着巨厚的沉积物,坡度较大,颗粒之间为海水所充分浸润。实验表明,干的未固结的沉积物在表面坡度达 30° 时,仍可保持稳定状态(见第九章),但在富水的情况下,颗粒间内摩擦力减小,在重力作用下很容易发生大量块体的滑动,特别是在暴风浪、地震、火山爆发等触发诱导下和应力长期积累的影响下,有许多资料证实,甚至在坡度 $<1^\circ$ 时就可能产生滑移。因此海底滑坡除在大陆坡及海底峡谷比较发育外,在大陆架上的三角洲地方有时也可以发生。以下是通过海底地形测量发现并计算得出的一些滑坡的面积和滑移的体积(表10—1)。

某些海底滑移的范围

表 10—1

| 地 名 | 体 积 (米 ³) | 平均厚度(米) | 最大厚度(米) |
|------------|-----------------------|---------|---------|
| 马格达富那三角洲 | 3×10^9 | 20 | 60 |
| 密西西比河三角洲 | 4×10^7 | 10 | 20 |
| 斐济苏瓦 | 1.5×10^8 | 30 | 100 |
| 斯科里普斯峡谷 | $10^4 - 10^5$ | 4 | 6 |
| 相模湾 | 7×10^{10} | 100 | 590 |
| 挪威福拉敦湾 | 3×10^5 | | |
| 挪威沃尔克达耳斯峡湾 | 10^7 | | |

(据H. W. Menard)

从许多大陆坡的详细震波剖面可以清楚地看出,由于滑坡而造成大量的揉皱和滑移面(图10—30)。这些揉皱复杂而缺乏方向性,易于与构造成因的褶皱相区别。此外滑坡还可以使不同粒度的已固结或未固结的沉积物搅合在一起,形成类似冰川沉积的泥砾。研究这类岩石构造,对分析和恢复古代沉积环境、了解海陆变迁具有十分重要的意义。例如阿尔卑斯山、喀尔巴阡山和北美的海岸山脉都发现这类岩石,表明它们过去曾处于大陆边缘

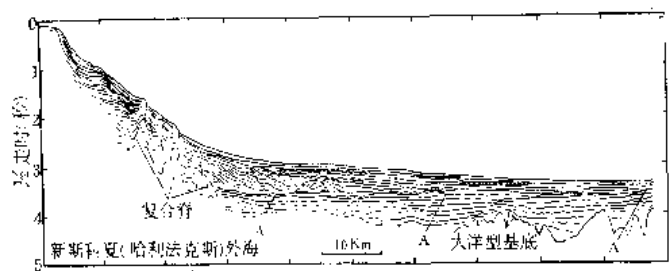


图 10—30 纽芬兰以南新斯科夏外海的地震剖面
示陆坡及其下部大量物质滑移造成沉积物的揉皱，A为滑移面
(据K. O. Emery 1970)

的位置。

(二) 海底峡谷 (submarine canyon) 和海扇 (sea fan) 的形成

在大陆坡上广泛发育的海底峡谷，其横断面一般呈“V”形，两壁峻峭，壁坡可达45°，壁上常有坚硬的基岩出露，壁的顶部则常为未固结的沉积物，谷底一般为分选不好的泥、砂、砾石所交替覆盖，常具流水形成的波痕等流动痕迹，并经常有从两壁坍落下来的大岩块 (图10—31)。峡谷在平面上呈曲折状，并有支谷，从形态上看，与陆地山区的峡谷极为相似，显然它们是由剥蚀作用造成的。海底峡谷的出口一般发育着海扇。水流进入海扇后继续在其表面切出较浅的谷道 (扇谷)，并出现网状或辫状分支以及蛇曲等现象。谷道两侧有天然堤，至海扇边缘，谷道及其两侧的天然堤便逐渐消失。这种情况有些类似洪积扇，又有些类似三角洲。扇谷中的沉积与海底峡谷类似，而海扇本身一般则以砂、粉砂为主，而砾、粗砂等粗的沉积则主要分布于海底峡谷谷口附近。海扇的规模长，宽从几公里至几百公里。一些发育良好的海扇均分布于较大河流入海地区的大陆坡附近 (图10—32)。

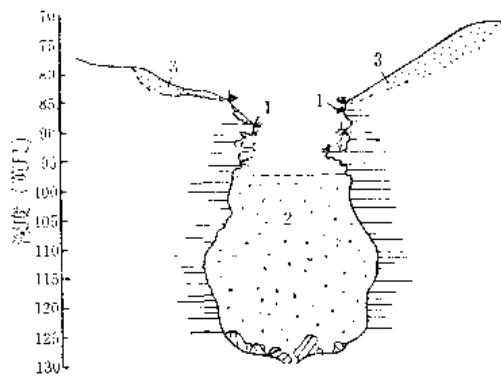


图 10—31 海底峡谷剖面示意图
1—有生物生长，为不规则的岩石露头；2—充填峡谷底的沉积物和岩块；3—砂
(据R. A. Daly)

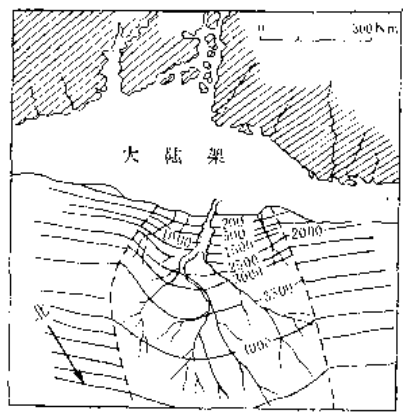


图 10—32 亚玛逊河入海地区的海扇简图
注明数字的为海底等深线 (单位: 米)，海扇范围由断线圈出
(据Damuth等, 1975)

不论海底峡谷的谷底、海扇乃至海扇前缘的深海平原，其沉积物都经常具递变层理，

如拉霍利亚峡谷26%的砂层具递变层理。此外,在这些沉积物中都普遍发现有浅水生物遗骸,如在圣地亚哥海槽1100米深处的介壳砂中发现有生活在200—400米深度的有孔虫壳,墨西哥湾3600米深处发现了生活在100—200米深度的有孔虫种属等等。对这种现象的解释是由于深度相差过于悬殊,不能想象海平面曾下降到一、二千米,只能理解为由于某种作用而使之从浅海转运而来。

这样,由海底峡谷、海扇以至扇前的深海平原构成了海洋中另一套剥蚀、搬运和沉积的系统,这一系统把浅水沉积的砂等较粗的碎屑物质搬运到半深海甚至深海沉积。日前一般认为,这一系统主要是浊流作用的结果。浊流剥蚀大陆坡和大陆架,形成海底峡谷,剥蚀下来的物质经搬运、沉积而成海扇。

对于海底峡谷的成因,也有人认为是冰期海水下降,地面流水对大陆坡上未固结沉积物剥蚀的结果。还有人在强调地面流水侵蚀作用的同时,认为后期被海水淹没,流动水体只是起着保持峡谷不被填平而已,峡谷的加深主要是随着沉积的增厚、两侧谷壁加高的结果。

(三) 半深海带的沉积作用

半深海沉积的类型比较多样,正如上面提到的,大陆坡上浊流沉积比较发育,但主要限于海底峡谷区,其面积毕竟不广,而大部分面积是无浊流沉积的,其巨厚的沉积是在大陆坡很稳定的特点下长期沉积的结果。大陆坡是大陆地壳真正的边缘,在地质历史上,可能几百万、几千万、甚至上亿年的漫长时间里,大陆坡保持相对稳定,即使沉积速度缓慢,也可以堆积巨厚的沉积。其沉积物主要为粉砂和粘土。它们主要是以悬浮状态在河流洪水期形成的表面洋流运来,或者由特大风浪卷起的泥砂经潮流、洋流运来,或者在波浪振荡作用下沿海底缓慢移来。此外,也有一些从附近残留沉积运来的较粗的碎屑物质。

大陆坡上另外两类沉积物就是以具揉皱构造为特征的滑坡层和由浮游生物与洋流运来的悬浮物质沉积而成的软泥(其特征与深海软泥同,详见深海沉积)。

三、深海带的地质作用

深海带以沉积作用为主。

(一) 深海带的沉积类型 主要有以下三类:

1. 浊积物 深海平原是浊流沉积的主要场所之一。浊积物是浊流经由海底峡谷搬运而来的具浅水特征的陆源碎屑沉积,一般填充于低凹地段,表面近水平(图10—33之a)。

浊积物的最大特点是:(1)具递变层理:正常沉积的一个单层内,粒度基本上是一致的,而浊积物的单层内,粒度不均匀,由下往上,粒度逐渐变细(图10—34)。递变层可以由细砂——粉砂——粘土组成;也可以由粗砂(甚至砾石)——细砂——粘土组成,它是在平静的深水环境中迅速沉积而成的;(2)浊积层常与深海沉积的页岩形成规则的互层。页岩中常含深海生物遗骸,浊积层厚度稳定,含浅海生物遗骸;(3)底面具槽模(系砂质充填下伏页岩被浊流侵蚀造成的槽沟而成)。

2. 软泥 主要由浮游生物如放射虫、硅藻、有孔虫等以及少量由洋流运来的悬浮物质沉积而成。其沉积不受地形影响,不论高低、陡缓,都均匀地覆上一层,虽然一般高的地段多少稍薄一些(图10—33之b)。按其化学成分及生物种类,软泥可分为以下几种:

(1) 钙质软泥(calcareous ooze) 为以碳酸钙为主的石灰质软泥,主要由各种有

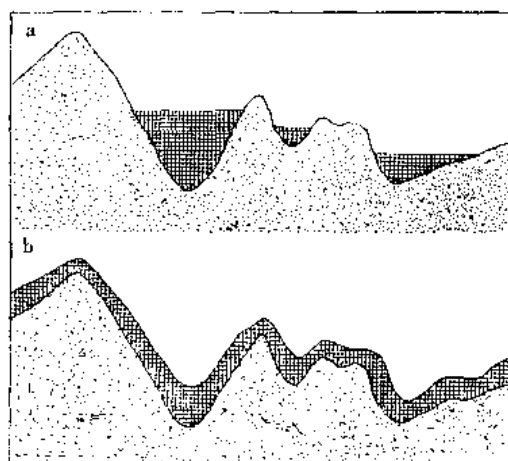


图 10—33 油流沉积 (a) 和软泥沉积
(b) 产状示意图

(据 R. A. Davis 1970)

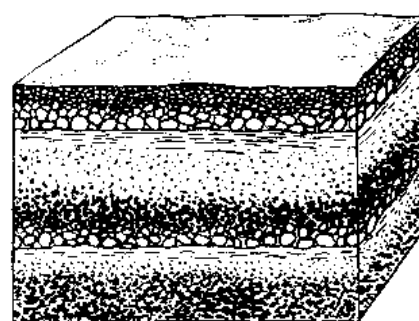


图 10—34 渐变层理示意图

孔虫介壳组成, 含量 $>30\%$ 。有孔虫在各海洋中都存在, 但因在赤道附近有上升洋流从海水深处带来丰富的 Ca、P、N 等养料 (水深, 压力大, 溶解度高, 因此 Ca、P、N 等含量高), 故赤道附近有孔虫特别多, 有孔虫沉积受海水深度控制。深海压力增高, CaCO_3 的溶解度亦随之增高, 到一定深度极限时, 有孔虫的沉积速度小于或等于其溶解速度, CaCO_3 将被完全溶解而难于保存。这一深度极限称为碳酸钙的补偿深度。补偿深度一般 >4000 米, 故即使是在赤道附近在某些海水过深的地方也不能形成钙质软泥。

(2) 硅质软泥 (siliceous ooze) 主要由硅藻和硅质放射虫骨骼堆积而成。放射虫分布的最主要地区也是赤道附近, 原因与有孔虫一样都同上升洋流有关。同样的原因, 放射虫软泥也分布于大陆西海岸。

硅藻软泥主要分布于南、北极附近海域。此外, 在赤道和大陆西岸也有分布。

(3) 红色粘土 (red clay) 是生物质 $<30\%$ 的粘土, 富含 Al、Fe 质, 一般呈红褐色。在南、北纬 30° 附近, 因无洋流, 缺乏养料, 有孔虫等浮游生物较少, 在这些地区以及深度大于碳酸钙补偿深度的地区, 红色粘土才较富集。

3. 锰结核 (manganese nodule) 一般直径为 0.5—20 厘米, 个别可达 1 米, 在菲律宾以东 500 公里海底, 曾采到重达 850 公斤的结核。锰结核一般以碎屑作为核心, 锰质绕它作同心层状沉淀。用同位素方法测定锰结核中不同层次的年代, 得出结核的生长速度约为 0.1—0.01 毫米/千年, 低于一般深海沉积速度。结核通常呈棕褐色, 比重 1.8—2.1。目前已查明, 除了极区以外, 从赤道到极地前缘的广阔海底都有锰质结核和皮壳的存在, 但主要是分布于深海海底基岩上, 因为这里的海底洋流将其它沉积物带走, 锰质相对较为富集, 因而沉积成锰结核。大多分布于 4000—5000 米深度, 在最富集的地段, 海底表面有 20—50% 为锰结核, 表面以下的锰结核含量的估计在技术上尚有困难, 因为只有直径小而且正对着钻具中心的结核才可能被取出。按表面的富集程度估计每平方米有 0.5—30 公斤锰结核。仅表面一层, 已经使锰结核成为数量巨大的潜在资源, 只要开采技术得到解决, 就可以成为几乎是用之不尽的宝藏。全世界各大洋中锰结核的总储量约为 3 万亿吨, 可供人类使用 1,000—10,000 年。锰结核中除 Mn、Fe、Ni、Cu 等元素外, 尚有 Mo、Ti、V、Sr、

Zr、Ag等30余种金属元素。

(二) 深海沉积的速率和分布

现代深海沉积受洋流以及海底深度与所在纬度的控制。如图10—35所示，陆源沉积主要分布于大洋盆地边部靠近陆地的部位，在寒带则部分变为冰川海洋沉积；在高纬度深海发育着硅质软泥，中、低纬度则为红色软泥、钙质软泥和锰结核等自生物质^①。

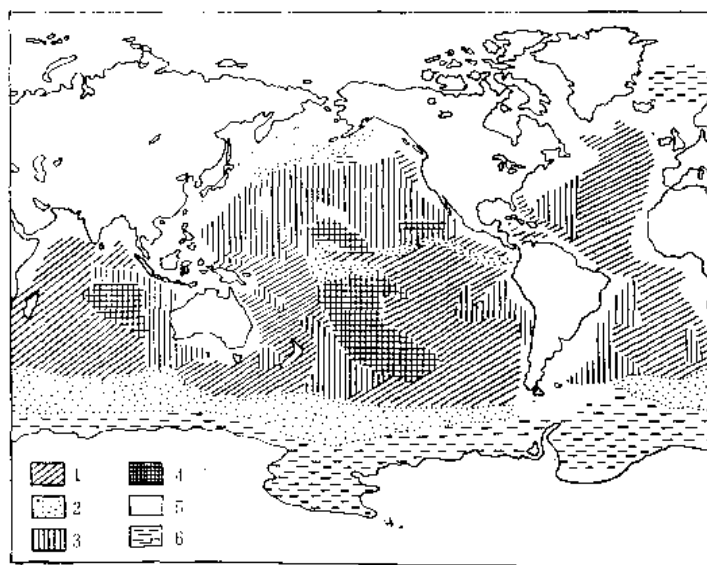


图 10—35 深海沉积分布图

1—钙质软泥；2—硅质软泥；3—红色软泥；4—自生物质；5—陆源沉积；6—冰川海洋沉积
(据P. P. 谢帕德, 1973)

大量震波勘测配合深海钻探的结果，已经查明，包括海沟在内，大洋盆地沉积物的厚度一般不超过0.3—1公里，洋脊上则更薄，实际上洋脊上的大多数地段没有沉积物。由洋脊向两侧，沉积物的厚度逐渐增加（图10—36）。由于大陆上最古老的岩石年龄为38亿年，所以大陆、海洋的形成已有很长时间，为什么这样长的时间里深海只积累了如此薄的沉积物，这一直是个谜。直到海底扩张学说提出后，才使这一现象得到合理的解释，即由于洋底地壳不断从洋脊产生，并向两侧扩张，直至海沟下插入地幔而消失，洋底始终在不断更新，所以虽然海洋很老，而洋底却总是年青的，因此没有积累较厚的沉积物。洋脊最年青，所以沉积物更薄或没有。这一问题将在第十六章详细论述。

大洋的沉积速率可由地层厚度和年龄资料计算求得，现据1300个样品经过放射性绝对年龄测定以及利用古生物确定的相对年龄与实测的沉积厚度计算得到的现代深海沉积速率为0.1—10厘米/千年。大洋沉积速率的最低带和陆上的干旱气候带一致，一般约为0.1厘米/千年，沉积速率最高带与南北温温带和赤道带一致，为1—3厘米/千年，最高可达10厘米/千年，显然受生物繁殖活动能力的影响。各大洋的同一类型沉积物的沉积速率不一，有的相差很大，如大西洋和印度洋中抱球虫软泥的沉积速率分别为1.2厘米/千年和0.6厘米/千年，相差1倍。不同类型沉积物间的沉积速率相差更大，如太平洋西北海盆中，生物软泥的沉积速率为3.2厘米/千年，非生物软泥的沉积速率则为0.26厘米/千年，相差十几倍。上述资料表明，深海各部分各沉积层的沉积速率几乎都不相同。深海沉积速率是由沉

① 指非生物原因由海水中析出的物质，如锰结核以及某些沸石（一种含水的架状铝硅酸盐）。

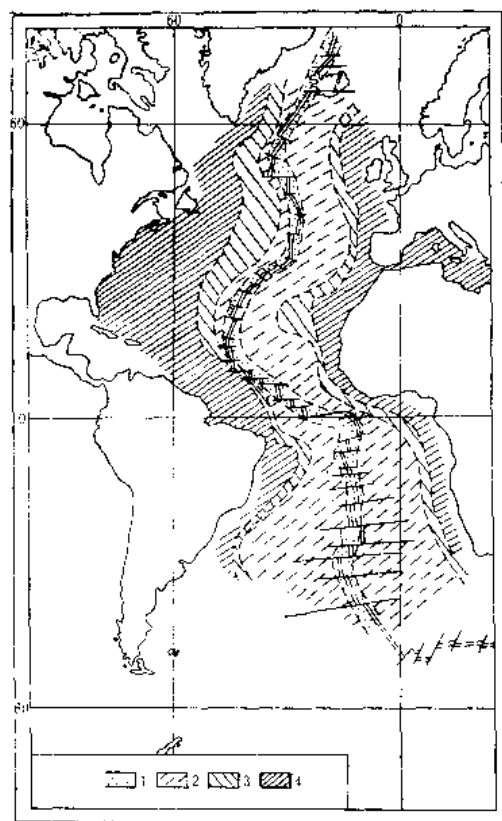


图 10—36 大西洋沉积物厚度图

—<100米；2—100—300米；3—300—500米；4—500—1000米
(据A. JI. 里西津1973)

积环境和沉积作用决定的，所以研究深海沉积速率是海洋地质学的重要任务之一。

四、半深海——深海带地质作用的基本特点

1. 半深海带是剥蚀和沉积作用都较发育的地带，物质转移主要是海底滑坡和浊流造成的，它们将大陆坡甚至大陆架上的浅水沉积物转移至大陆坡坡脚和大陆基，使大陆坡和大陆基与大陆架并列成为海洋中沉积物最发育的地段。据统计，这三者的面积仅占海洋面积的22.3%，但却占有所有海洋沉积物总量的73%，其数量已超过大陆上沉积岩和沉积物的总和。半深海沉积物平均厚2公里左右，而占海洋面积79%的大洋盆地沉积物之平均厚度只有0.2公里。

2. 深海是地质作用微弱的地区，以沉积作用为主。除了边部有时接受有浊流带来的碎屑物质外，由于陆源物质绝大部分都沉积于浅海，仅有泥级悬浮物质才能进入深海，化学沉积也很少，其它主要的沉积物质来源为浮游生物和海底火山沉积物。

第十一章 湖泊和沼泽的地质作用

第一节 概 述

湖泊和沼泽是分布在陆地上的积水洼地，湖泊的总面积约有 270 万平方公里，沼泽的总面积约有 350 万平方公里，总共约占大陆面积的 4.1%。它们是水圈的组成部分，水体运动相对微弱，比河、海显得宁静，它们的地质作用是以沉积作用为主。在沉积过程可形成煤、石油和各种盐类的沉积矿产。湖水可作为工、农业用水的重要水源。湖沼地质作用受气候影响较大，其沉积产物可作为气候状况的指标，所以研究古代湖沼沉积物的特点是有助于了解古代自然地理环境和气候状况，是恢复该地区地质历史的重要地质资料。因此研究湖泊和沼泽的地质作用是有着重要的理论和实际意义。

一、湖泊的概念

湖泊 (lake) 它是由贮水洼地(湖盆)和水体两个部分所组成的陆地上的较大集水洼地。它们的面积大小十分悬殊，位置高低也相差很大。有的分布在海拔数千米的高山区，如我国西藏的纳木湖，湖水面高达海拔 4,718 米；有的则分布于海平面以下的低地，如死海的水面低于海平面 392 米。世界最大的湖泊是西亚的里海，面积达 37.1 万平方公里；最深的湖泊要算西伯利亚的贝加尔湖了，水深达 1,620 米。世界上湖泊最多的国家是芬兰，有大小湖泊 6 万个以上，占其全国面积的 12%。我国天然湖泊面积在 1 平方公里以上的有 2,800 多个，总面积在 8 万平方公里以上，约占我国总面积的 0.8%，多分布在东部和青藏高原地区。

二、湖泊的成因

(一) 湖盆的成因

它既可由内动力地质作用、也可由外动力地质作用形成。

1. **内动力地质作用形成的湖盆** 构造运动产生断裂时使局部地区下陷而形成洼地，可集水成湖，叫作**构造湖**。如贝加尔湖、东非裂谷带上的许多湖泊和我国的滇池等。构造湖盆多狭长而深，湖岸线平直或呈折线；此外，区域性的地壳下降形成的坳陷，也可集水而形成构造湖。火山喷出的熔岩可阻截河流而形成**火山湖**。如黑龙江德都县的五大连池和牡丹江的镜泊湖等；火山口也可积水形成**火口湖**，如中朝边界上白头山巅的天池。地震时引起的岩块崩塌堵塞河谷也可形成湖盆，或塌陷成洼地积水成湖，我国台湾省清水河上游于 1941 年因地震产生山崩阻塞成湖盆。

2. **外动力地质作用形成的湖盆** 所有的外动力地质作用过程都可能形成湖盆，但其所形成的湖一般较小、较浅，在湖盆的周围常可见到造成此湖盆的外动力所形成的地形和堆积物。例如河流的地质作用可形成**河成湖**。如河流在蛇曲地段因截弯取直而形成的牛轭湖；

当河水泛滥后,在冲积平原的洼地中常可积水成湖,如淮河下游一带的一些湖泊;由于河流的改造在旧河道的洼地积水成湖,如山东微山湖。冰川的地质作用可形成冰成湖。冰川剥蚀和由冰碛物阻塞而形成的洼地,当冰川融退后可积水成湖。此外风、地下水和海水等动力地质作用可形成风成湖盆、岩溶湖盆和海成湖盆、泻湖等。

地球上的许多大湖泊主要是构造运动作用形成的。但自然界湖盆的成因往往不是单一成因,常是几种地质作用的综合产物,如北美的五大湖盆,原是由构造运动形成的构造湖盆,以后又经冰川作用的改造。

从湖盆的成因可知,世界上的湖泊主要分布于:(1)地壳有巨大断裂的地区(如东非裂谷带);(2)为大陆冰川覆盖过的地区(如芬兰和加拿大);(3)排水不良的地区(如我国的淮河下游地段)等。我国的大型湖泊也多是构造湖,其分布受地质构造的控制,同时也受外力作用的修饰;其余类型的湖泊分布特点则反映了湖盆成因的地质条件和自然地理因素的特点,如冰成湖多分布于青藏高原地区,河成湖多分布于我国东部平原地区,岩溶湖多分布于西南地区,风成湖多分布西北和内蒙地区。

(二) 湖水的来源及其成分

湖盆中必须有水体才能构成湖泊。湖水来源主要来自大气降水、河水和地下水,其次是冰川融水和残留海水。湖水来源受气候和地形的影响,一般处于山顶的火口湖盆来自大气降水,处于最低洼的湖盆主要来自地表水和地下水,温湿气候区的湖盆主要是来自河水,干旱、冷湿气候区的湖盆主要来自地下水和冰融水。当水源流入湖盆的水量大于或等于湖水的消耗量(通过蒸发和地面、渗入地下的流泄)时,湖泊才能存在;若流入量少于消耗量时,湖泊可干涸或成为季节性的间歇湖。湖泊中有出口的湖称泄水湖,无出口的湖称不泄水湖。

湖水的化学成分与湖盆的岩性和流入湖的水的成分及其流域内的自然地理条件有关。一般在潮湿的气候区,湖水的成分多含有 $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ 、有机质等;在干旱气候区湖水的成分则以含 NaCl 、 Na_2SO_4 为特征。

湖水中的含盐量与盐分来源的多少和该湖湖水的蒸发及流泄状况有关。潮湿气候区的泄水湖含盐量少,干旱气候区的不泄水湖含盐量大。根据湖水含盐量的多少,可将湖泊分为淡水湖和咸水湖两大类:含盐度小于1克/升为淡水湖,含盐度1—35克/升为咸水湖^①。当咸水湖中的含盐度大于35克/升则称盐湖。潮湿气候区的泄水湖通常为淡水湖,干旱气候区的不泄水湖则常为咸水湖。同一湖泊中水的化学成分可随自然条件的改变而变化,即淡水湖可因蒸发大于流入量而转化为咸水湖,咸水湖被河水流入冲淡后可转变为淡水湖(如泻湖的淡化)。

三、湖水的运动

湖泊中的水体虽然处于比较宁静状态,但它还是在不停地运动的。也有波浪、潮流、湖流和浊流等动力,湖水的运动方式主要有波浪和湖流。波浪主要是由风的吹动而引起的,波浪的大小与风力的强弱、风势的久暂、湖泊的大小及水深有关,它的运动情况和海水的波浪相似,但其规模较小。湖水呈定向前进运动时形成湖流,它是由风(常为定向

① 有的按含盐度低于0.3‰为淡水湖,0.3—24.7‰为咸水湖,高于24.7‰称盐湖。

风)的吹动或进湖和出湖的河流引起的,常出现在河口附近,湖流的范围和速度均很小。从总的来看,湖水的运动是比较缓慢而微弱的,产生动能较小。

湖水由于上、下层水的温度不同可产生上下对流运动。例如,在温带或较冷地区且湖水不很深的湖泊中,到了春秋季节表层水温可达到 4°C ,此时水的密度最大,会下沉。底层水冷密度小而可上升。表层水与底层水发生上下对流可使湖水出现翻转现象,使水温混合中和,当表层水与底层水的温度相同时,这种对流则停止。由于湖水的翻转现象,表层水可将大量的氧气带到底层中去,使湖底的还原环境转变为氧化环境,可促进某些物质的化学反应,并对湖底生物繁殖有一定的影响。

第二节 湖泊的地质作用

湖泊的地质作用也有剥蚀、搬运和沉积作用。湖泊中的水体除表面和靠近湖岸的部分外,运动很微弱,有“静水盆地”之称,因此,湖泊的剥蚀和搬运作用都比较微弱,只有当入湖河流洪峰到来时出现浊流才具有很大冲刷力或在大的湖泊中,波浪较大时,在湖岸带才产生显著的剥蚀作用,一般均以沉积作用为主。湖泊是大陆上良好的沉积场所,可接纳周围的地面流水、地下水和风等动力带来的物质,同时有的湖泊可大量繁殖生物,形成生物沉积。

湖泊的剥蚀、搬运作用的特点与海水的剥蚀、搬运作用的过程相似,只是其规模较小,故不重述。现着重叙述湖泊的沉积作用。

湖泊的沉积作用过程也就是其发展和消亡的过程。沉积作用有机械的、化学的和生物的三种方式。以何为主通常随气候条件而有所不同。在不同的气候区湖泊的流泄和蒸发状况以及湖水的成分均不相同,其沉积特征也就不一样。湖泊沉积物是气候状况的指标。现按气候区将它们的沉积作用分述如下。

一、潮湿气候区湖泊的沉积作用

由于雨量充足,生物繁盛,风化作用进行得比较彻底,地面流水、地下水的作用发育,除可将钾、钠、镁、钙的易溶盐类带入湖泊中外,还可带入铁、铝、锰等难溶的化合物,但由于蒸发量小,且多为泄水湖,故含盐量低,常形成淡水湖。它的沉积作用既有机械的,也有化学的和生物的,但往往以机械碎屑沉积和生物沉积较为显著。

(一) 机械沉积作用

机械沉积物主要是由河流等地面流水挟带到湖泊中来的大量泥沙,此外还有由湖水在湖岸带剥蚀下来的碎屑物质。随着湖水运动速度的变化碎屑物可按颗粒粗细、比重大小的顺序沉积下来而具明显的分选性。一般粗粒碎屑物沉积于湖岸附近,形成平行湖岸的浅滩,叫**湖滩**,沉积物颗粒的磨圆度较好,具明显的层理,沉积物表面可有波痕和泥裂现象;细小的呈悬浮搬运的物质,可沉积于湖水较平静的湖心,形成**湖泥**。由河流挟带来的泥沙,入湖后因流速骤减大部分的物质可沉积下来,形成**湖三角洲**(图11—1)。湖三角洲的伸展扩大,可延伸到湖心,使湖泊逐渐淤浅,终至成为河流所贯通的湖积三角洲平原,使湖泊消失(图11—2)。我国的洞庭湖,流入湖中的河流很多,仅大河就有湘、资、沅、澧四水和长江的松滋、太平、藕池、调弦四口。它们每年带入洞庭湖的泥沙量达1.56亿立

方米。洞庭湖水从城陵矶流入长江带出去的泥沙量仅0.26亿立方米，因此每年沉积在湖中的泥沙量就达1.3亿立方米，可使湖底淤高2厘米。据调查，在1941年以前洞庭湖的面积为5000平方公里，原为我国第一大淡水湖，由于上述情况大量泥沙的堆积淤浅，面积不断缩小，到1980年其面积则为2820平方公里，与1941年比较，其面积几乎减少了一半。

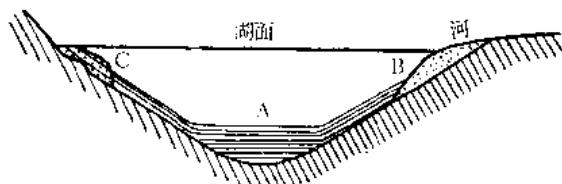


图 11-1 湖泊机械沉积物分布示意图

A—湖泥；B—湖三角洲；C—湖滩

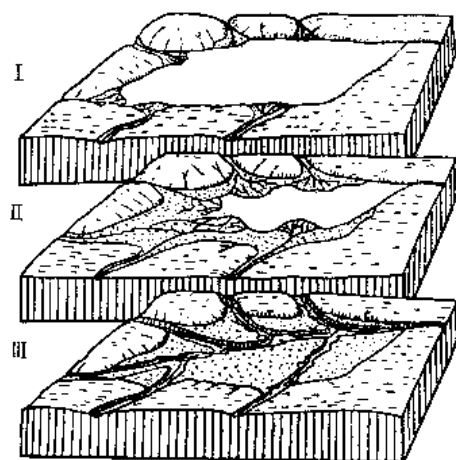
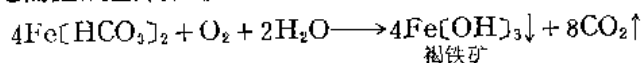


图 11-2 潮湿气候区泄水湖的发展示意图

I—发展初期，三角洲很少；II—过渡阶段，湖泊淤浅面积显著缩小；III—晚期，形成湖积三角洲平原，湖泊消失

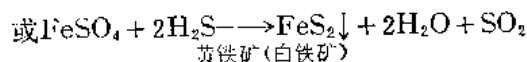
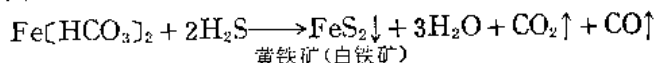
（二）化学沉积作用

潮湿气候区，化学风化比较彻底，流入湖中的水所带来的铁、铝、锰的化合物与湖中的淡水相混，酸度降低，可有氢氧化铁等析出。特别是在细菌和低级水藻的作用下，可使重碳酸铁分解、氧化而生成氢氧化铁发生沉积成为褐铁矿（又称湖铁矿），其反应式如下：



与铁矿共生的常有锰矿和铝土矿。我国太湖地区和山西鲁平的第三纪沉积层中就有这种铁锰矿床。

由于有机质在湖中腐烂分解生成 H_2S ，在缺氧的还原条件下，它可与湖水中的重碳酸铁和硫酸铁进行化学反应生成 FeS_2 而发生沉积成为黄铁矿或白铁矿。其反应式如下：



在冷湿地区，由于氧化作用较弱，湖中往往生长一种能吸取重碳酸铁中 CO_2 的细菌，常形成菱铁矿（ FeCO_3 ）沉积。此外，还可形成蓝铁矿（ $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ ）沉积。

（三）生物沉积作用

潮湿气候区的淡水湖中可生长大量的生物。这些生物中，有体型微小随水漂移的浮游生物、自由游泳的游泳生物和生活于湖底的生物等。植物在湖中生长有一定的规律，它随湖水的深浅而呈环带状分布。在湖岸边浅水区生长沼泽植物，如香蒲、菅茅和芦苇等（图11-3）；由岸边向湖心发展，在较深的地带往往生长浮水植物，如睡莲、浮萍等；在湖水深处是沉水植物，如眼子菜和各种藻类等（图11-4）。

生长在湖泊中的生物死后遗体的堆积，即为生物沉积。当大量低等生物死亡后和湖泥沉积在一起时，在缺氧和 H_2S 多的环境中，经过细菌的分解，形成含C40~50%、H6~7%、



图 11—3 河北白洋淀中的芦苇
(据《江山如此多娇》画册)

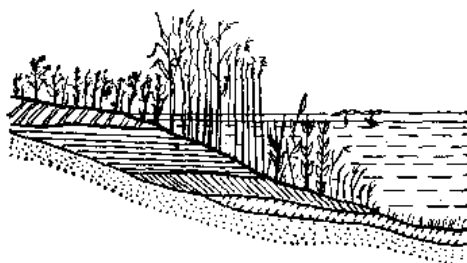


图 11—4 湖泊中植物生长分带示意图

O34~44%及NO<6%的有机物质,分散在湖泥细小颗粒间,组成呈胶冻状态的粘泥,叫做腐泥(sapropel)。腐泥不仅可作为农业肥料,也是工业上的重要原料,如腐泥干溜后可以得到焦油、煤气、石油和有机酸,还可作为医疗用泥。



图 11—5 在生物沉积作用下逐渐使
湖泊演化为沼泽的示意图

腐泥成岩后,可形成油页岩(oil shale)。在深处的厚层腐泥,随着温度($50^{\circ}\text{C}\sim 200^{\circ}\text{C}$)、压力(100~几百个大气压)的加大,经细菌作用将有机质进一步分解,可形成构成石油的碳氢化合物,它保存在岩石的空隙中,便可成石油(petroleum)。石油经过运移到适当的地质构造条件中可聚集而形成油田。

湖泊中大量植物的堆积被埋在深处缺氧条件下,经细菌作用,使植物遗体中的氢、氧成分减少,放出 CO_2 、 CH_4 等气体,而碳的成分相对增多,最后形成富含碳(含C 59%)、质地疏松而呈棕褐或黑色的物质,叫泥炭。

在温度较冷地区的湖泊中如生长有大量硅藻时,死亡后的遗体可沉积而成硅藻土。

湖泊中由于生物不断地生长和死亡,并伴随着碎屑的或化学的沉积,可逐渐淤浅,湖边各带植物也不断依次向湖心发展,可逐渐将湖盆填满而转变为长满植物的沼泽(图11—5)。

二、干旱气候区湖泊的沉积作用

分布在于旱气候区的湖泊多为不泄水的咸水湖。这里化学风化作用进行得不彻底,由地面流水或地下水搬运到湖泊中来的物质以易溶盐类为主,如 NaCl 、 KCl 、 $\text{Na}[\text{OH}]$ 、 $\text{K}[\text{OH}]$ 、 MgCl_2 、 MgSO_4 、和 CaCO_3 、 CaSO_4 等。因湖水不断被蒸发,盐分不断积累,淡

水湖可逐渐咸化而变为咸水湖。湖水含盐溶液的浓度常可达到过饱和而发生沉淀；由于湖水含盐度高，故湖泊中不能有显著的生物沉积；又因周围地面流入湖中的水量少而不能带来大量碎屑物，只是风和洪流可将一些碎屑物搬到湖中来。因此，这里湖泊的沉积以化学沉积的蒸发岩为主，机械沉积退居次要地位。

各地区湖水中所含的盐类可不相同，故盐类的沉积也可不相同。湖泊中常可含有多种盐类，在湖泊中发展的不同阶段可按盐类溶解度的大小依照一定的顺序沉积下来（图11—6）。一般其沉积的顺序如下。

碳酸盐沉积阶段 湖水在逐渐咸化过程中，当含盐度达到一定程度时，湖水中溶解度最低的碳酸盐类首先达到过饱和而结晶沉淀。其中以钙的碳酸盐最先，镁和钠的碳酸盐次之，而钾的碳酸盐最后。常见的沉积物有方解石（ CaCO_3 ）、白云石（ $(\text{Mg} \cdot \text{Ca})[\text{CO}_3]_2$ ）、苏打（ $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ）和天然碱（ $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ）等。其中最具有经济价值的是苏打和天然碱。因此这种湖，也叫碱湖。在内蒙古、黑龙江和吉林等省（区）均有这种碱湖。

硫酸盐沉积阶段 当碳酸盐结晶析出后，湖水继续蒸发而进一步咸化，含盐度增大，溶解度较大的硫酸盐可逐渐达到过饱和而发生沉淀。沉积物主要有石膏（ $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ）和芒硝（ $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ）等。这类湖，叫苦湖。在新疆、青海、内蒙和黑龙江等省（区）均有分布。

氯化物沉积阶段 当硫酸盐析出和湖水进一步浓缩后，湖水几乎成为卤水时，氯化物便可发生沉淀。首先是氯化钠的沉淀，然后是氯化镁和氯化钾的沉淀。它是标志盐类沉积的最后阶段。常见的沉积物有岩盐（ NaCl ）、钾盐（ KCl ）和光卤石（ $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ）等。这类湖，叫盐湖。盐湖在我国分布较多，在西北干旱地区最为常见。仅青海省的柴达木盆地中，就有一百多个大大小小的盐湖，著名的有察尔汗盐池、柯柯盐池、茶卡盐池等。察尔汗盐池的面积最大有5800平方公里（为干盐湖），盐的储量达600亿吨，为我国最大的盐湖；茶卡湖的储量也有4亿吨。

此外，在氯化物发生沉积的阶段，若湖水中含有硼酸盐时，可与氯化物同时发生沉淀形成硼砂（ $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ）。含有硼酸盐的湖，称硼砂湖。我国西藏高原就分布有硼砂湖。

上述盐类沉积顺序不仅表现在垂直剖面上，也可以表现在横向分布上。例如，柴达木盆地边缘的一些小盐湖，从湖岸边向湖心的盐类沉积表现为碳酸盐、硫酸盐、氯化物的顺序，形成同心环带分布现象。当然这一顺序并不是每个湖泊中都有这么明显，因为它可受地壳运动、气候变化和物质来源的影响而遭到破坏，致使缺少某一阶段，或者使某些盐层重复出现，或只有某一、二种盐类的盐层与碎屑物交替沉积成互层出现。

当含有上述各种盐类的湖泊沉积干固后，湖泊便消失。沉积的盐层有的可被其它地质作用所破坏；有的可被其它堆积物（如砂层）所覆盖而保存下来成为埋藏的盐矿床。在地质历史时期中，有不少湖积盐矿床，在我国的白垩纪和第三纪的地层中常有这种湖积盐矿

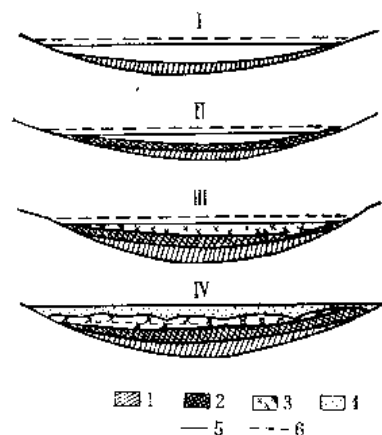


图 11—6 干旱区不泄水湖的发展阶段示意图

1—碳酸盐；2—硫酸盐；3—氯化物；
4—砂层；5—夏季水位；6—冬季水位。
I、II、III、IV表示发展阶段

床。

干旱区湖泊中的各种化学沉积物，不仅是农业化肥和化学工业的主要原料，同时因其中还含有其它元素和稀有元素（如锂、铷、铯等），故也是制药、冶金和尖端工业的原料。

第三节 沼泽的地质作用

一、沼泽及其成因

沼泽（swamp）是大陆上被水充分湿润的、其上面生长有大量嗜湿性植物、并有有机质或泥炭堆积的地段（图11—7）。沼泽主要分布在湿润气候区，不论寒带、温带和热带，都可产生。我国沼泽分布很广，面积达11万平方公里，约占全国总面积1.15%，主要分布在东北三江平原、松辽平原北部、东部平原的河谷两侧和沿海地区、青藏草原及松潘草地等。

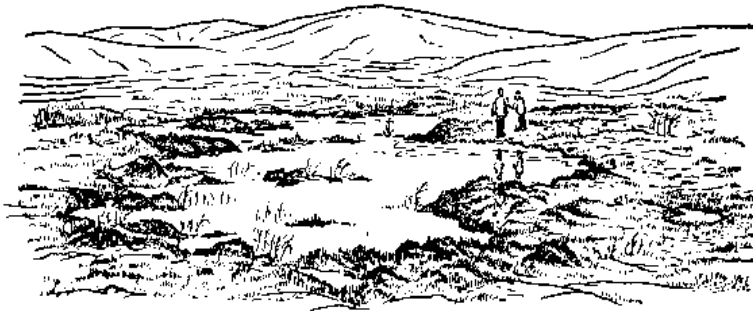


图 11—7 沼泽

（广东高鹤的小沼泽，据蓝 棋峰等，1976）

沼泽的成因较多。可以由湖泊发展演变而形成沼泽；也可以在排水不良的广阔平地上，有足量水的供应下形成沼泽，如河水泛滥后，使冲积平原滞水，植物大量生长形成沼泽；海水涨潮或海岸带地壳上升的残留水，使沿海局部地段沼泽化；地下水位过浅，大气降水后使地面长期积水，生长植物形成沼泽（图11—8）。此外，有大量喜湿性植物生长的



图 11—8 沼泽与潜水的关系

1—沼泽；2—潜水面

地段也可形成沼泽，如草原地区，大量生长莎草、苔藓等喜湿性植物，吸蓄水分而成沼泽；在森林地区，林下积累的枯枝落叶，拦截部分降水，减少土壤中水的蒸发，保持过湿润状态，生长苔藓等植物吸蓄水分而成沼泽。不论沼泽如何形成的，富有机质或泥炭的堆积是沼泽重要的标志。

二、沼泽的沉积作用及其产物

沼泽中的水体较少，且处于相对静止状态。因此，沼泽的地质作用实际只有沉积作用，且主要是生物的沉积。生长在沼泽的嗜湿性植物可不断地繁殖和死亡。由于沼泽常可得到周围补给一定量的水，从而带来一定量的泥沙物质，所以在植物遗体堆积过程中也有泥沙的沉积。在沼泽中不断堆积起来的植物遗体，被水体及上层植物或泥沙掩埋而处于空气不足条件下，进行缓慢的氧化和细菌的分解作用，有的可形成有机质混杂在泥质中组成腐泥；更多的是由于水中氧气损耗和腐植酸的增加，细菌不能继续存在而分解作用便停止，植物遗体呈半分解状态，使有机物的含碳量逐渐增高而达到59%时成为泥炭。因此，沼泽发展的过程也就是其沉积作用形成有机质或泥炭的过程。泥炭可直接作为燃料和肥料；也可作为化工原料，从其中可提取焦油、焦炭、染料和草酸等工业产品；还可作为医疗上用的防腐剂及制药的原料。我国的泥炭分布很广，主要分布在东北的三江平原、松辽平原、青藏高原和若尔盖草原等地。它们多为第四纪形成的。

在泥炭堆积过程中若伴随地壳的缓慢下降，可形成很厚的泥炭层，被掩埋于地下的泥炭，长期受到上覆物的压力和地内热的影响可继续分解，气体成分进一步逸出，水分被挤出，体积逐渐缩小而趋致密，于是含碳量相对地更加增多变成褐煤（含C 60~70%）；褐煤进一步继续受到压力和地内热的影响可形成烟煤（含C 70~90%）；再进一步而成为无烟煤（含90~98%）。我国是世界上煤储藏量极丰富的国家之一，煤田分布几乎遍及全国各地。我国主要成煤时期是石炭纪、二叠纪、侏罗纪和第三纪，第四纪为泥炭堆积时期。在较老地层中的煤多为烟煤和无烟煤，第三纪多为褐煤。煤除作为燃料外，并可从其中提取多种工业产品，为重要的化工原料。

第十二章 岩石变形和构造运动

第一节 应力和岩石变形

各种外动力地质作用可对地表岩石产生强烈的破坏和改造，可是它们对于埋藏在地下深处的岩石则是无能为力的。在地球内部还另外存在着促使岩石、地壳乃至岩石圈发生变

形、变位的一种内动力地质作用，这就是构造运动 (tectonic movement)^①。在讨论这个问题以前，首先需要对应力和岩石变形的概念有所了解。

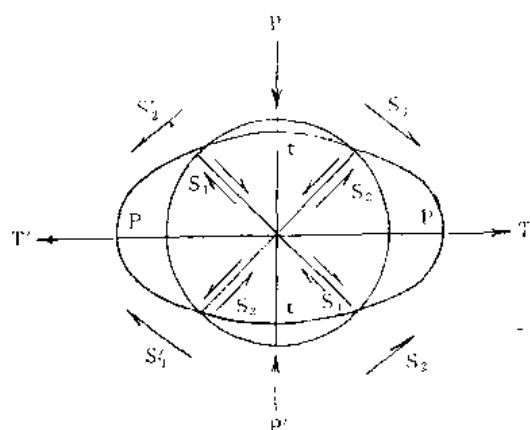


图 12—1 应力与应变关系示意图

物体抵抗外力作用或变形的影响而产生的各部分间相互作用的力，叫做内力。作用于物体某一截面上单位面积的内力，叫作应力 (stress)。在发生构造运动的地区，可形成相应的应力场。如图 12—1 所示，应力可分为三种： P 和 P' 构成的压应力，由 T 和 T' 构成的张应力和由 S'_1 与 S'_2 或 S_2 与 S'_1 构成的剪应力。压应力与张应力互相垂直，它们同剪应力斜交。在

构造运动过程中，三种应力同时存在，并以这种关系构成应力场。这三种应力的任何一种都可使圆变成椭圆（从三度空间来看，实际上是由球变成椭球，通称应变椭球体）。

构成地壳的岩石是坚硬的，具有巨大的厚度和体积，但是在长期持久的应力作用下，可产生变形 (deformation)。变形的形式有三种：(1) 当受力超过弹性极限时，便发生永久性变形，在垂直于压应力 PP' 的方向上，形成弯曲，通称褶皱 (fold)；(2) 当受力达到破裂强度时，形成断裂 (fracture)，使岩石突然发生不连续现象。在垂直于张应力 TT' 的方向上形成张性断裂 tt ，在平行于剪应力 $S_1S'_1$ 或 $S_2S'_2$ 的方向上形成剪性断裂 S_1S_1 或 S_2S_2 。(3) 高温下受力，内部物质可产生缓慢流动；低温下受力，若时间持续很长，也可发生变形。自然界岩石究竟以何种形式变形？首先同岩石性质有关。例如页岩等塑性大的岩石，受力后易于发生塑性变形，形成褶皱；砂岩等脆性大的岩石，受力后则易于形成断裂。不过岩石的物理性质又要受所在自然环境如温度、压力等条件的影响。一般言之，居地下深部的高温、高压条件下，岩石易于表现为塑性。这些事实，可通过实验室中的模拟实验予以证明。方法是將大理石柱置于相当于地下一定深度的围压封闭场所，从一端以活塞向下加力挤压。模拟地下不同深度的温度、压力条件分别进行实验 (图 12—2)，使石柱

① 有人将此术语同“地壳运动 (crustal movement)”等同看待，严格说来，地壳运动的涵义较广，还包括有岩浆作用和地震等。

体积缩短20%，结果证明在相当于地壳浅处的环境中，石柱产生交叉裂隙；在温度达到摄氏900°时，相当于地下深处的围限压力条件下，则只表现塑性变形，而无裂隙；温度升高，则可出现物质流动现象。可见温度和围压都是影响固体物质变形的因素。围压是一种来自四面八方大小相等的压力，也就是静压力，

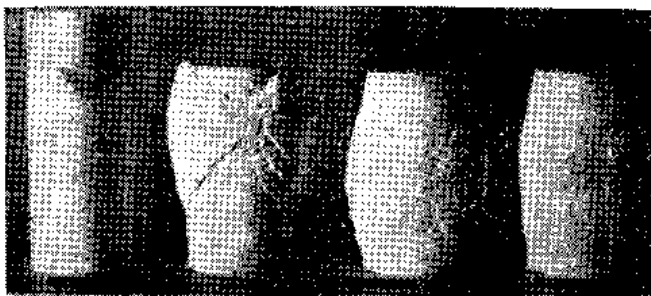


图 12—2 大理柱加压实验，自左至右：(a) 变形前，
(b) 270 大气压的静压力作用下，长度缩短 20%，发生
裂隙；(c) 445 大气压静压力作用下，长度缩短 20%，
发生缩性变形

(据 M. S. 帕特森)

它倾向于使固体物质保持原来的形状而不破裂，伴同埋藏深处的高温，使岩石塑性加大而能发生褶皱。此外，时间也是影响岩石变形的因素之一。作用于固体的力是借其内部所有组成原子进行传播，假如作用力超过原子间的结合力，则原子间的结合将要遭受破坏。但是固体中的原子不能迅速运动，若快速加力，固体便要破坏，若缓慢加力，则能维持一定长的时间，允许原子从容发生运动，于是固体得到缓慢调整而改变形状，则发生褶皱和流动。作用于地球内部的力是缓慢的，长达几百万年或更长些，因此，就是最坚硬的厚层岩石，也可以在有充足的时间条件下产生褶皱变形。岩石变形是构造运动的产物，在相应的应力场中作有规律的发生、发展和分布。

第二节 岩石变形的类型——褶皱和断裂

构造运动使岩石发生变形的类型是褶皱和断裂。研究它们的产状、类型、分布及其形成、发展规律是构造地质学 (Structural Geology) 的任务。研究岩层变形需要先对倾斜岩层的产状要素有所了解。

一、倾斜岩层的产状要素

岩层产状是指岩层在地壳中的产出状态，包括它们的形状和所在空间位置。沉积岩未经受构造运动影响的原始产状，除了受沉积盆地地形起伏的控制而稍具原始倾斜外，一般都是呈水平状态，通称水平岩层 (图 12—3)。

水平岩层变形后的产状则多居倾斜状态，通称倾斜岩层 (图 12—4)。

倾斜岩层的空间位置，通常用地质罗盘来测量，以了解它们的分布方向、倾斜方向和倾角大小，这就是通常所说的产状三要素，即走向、倾向和倾角 (图 12—5)。后二者又合称倾斜。

走向：倾斜岩层面同任意水平面的交线，叫作走向线。走向线两端所指的方向，也就是倾斜层面在水平面上的延伸方向，叫作走向 (strike)。用地质罗盘测量时，可读得方向相反的两个方位角。如一端为北东 60°，另一端必然为南西 240°。如果倾斜岩层由软硬相间的岩层组成，由于硬岩层抗蚀能力强，在野外常看到它突起形成山脊，它的延长方向大致平行于岩层走向 (图 12—6)。



图 12—3 辽宁大连中元古界粉砂岩构成的水平岩层
(刘志恒摄)

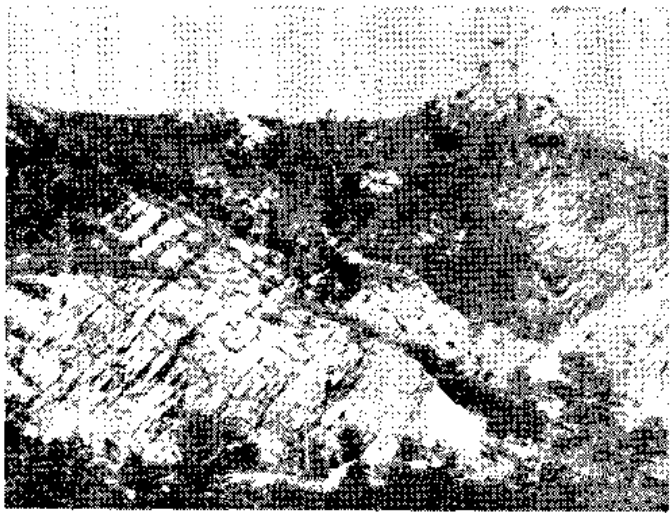


图 12—4 辽宁大连南山中元古界石英砂岩构成的倾斜岩层
(向南倒转)
刘志恒摄

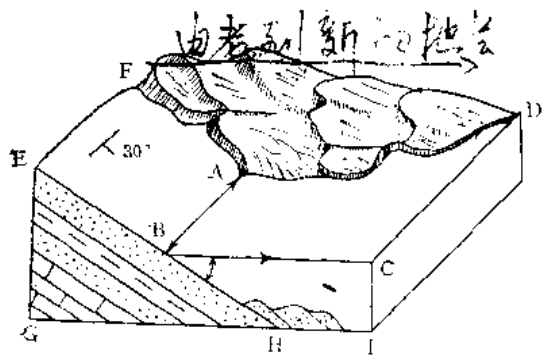


图 12—5 倾斜层面产状要素的立体图解
ABCD为海水水平面，AB为走向线，
BH为倾斜线，BC为倾向， $\angle CEH$ 为倾角

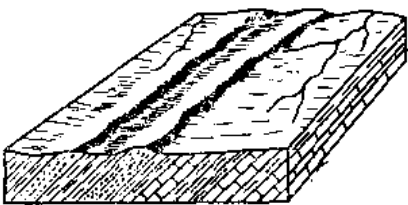


图 12—6 倾斜岩层的山脊大致平行于岩层的走向

倾向：在层面上同走向线垂直的向下延伸的直线，叫作倾斜线。倾斜线在水平面上的投影所指的方向，叫作倾向 (dip)。正常情况下，在野外顺着倾向走，可以依次见到由老到新的不同时代地层；若逆着倾向走，则可依次看到由新到老的不同时代地层。

倾角：岩层面的倾斜线与其在水平面上投影线之间的夹角，叫作倾角 (dip angle)。

地质图上的岩层产状用“ \wedge_{25} ”来表示，长线段表示走向，短垂线表示倾向，数字表示倾角度数 (图12—5)。

二、褶皱构造

层状岩石弯曲，可以是很宽阔的和缓波状起伏，延展可达几百公里；也可以是窄而紧密的，只有一块手标本那么大或更小些。不管它们的体积大小和弯曲形态如何，只要是岩层表现为连续弯曲，便叫褶皱。

褶皱的基本类型有两种：一是背斜 (anticline)，为岩层向上拱起的拱形褶皱，经风化、剥蚀后露出地面的地层，分别向两侧成对称出现，老地层在中间，新地层在两侧；一是向斜，为岩层向下弯曲的槽形褶皱，经风化、剥蚀后，露出地面的地层分别向两侧成对称出现，新地层在中间，老地层在两侧 (图12—7)。自然界的背斜和向斜相互连接，相间排列，常是多个连续出现。

(一) 褶皱的各部分名称

为了便于描述和进行分类研究起见，对于褶皱的不同部位给予不同的名称 (图12—8)：一个假想的将褶皱分成大致对称的两部分的平分面，叫作轴面。它可以是直立的、倾斜

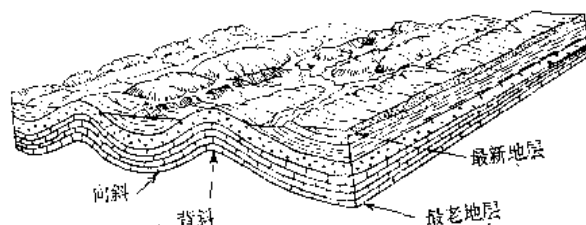


图 12—7 背斜和向斜

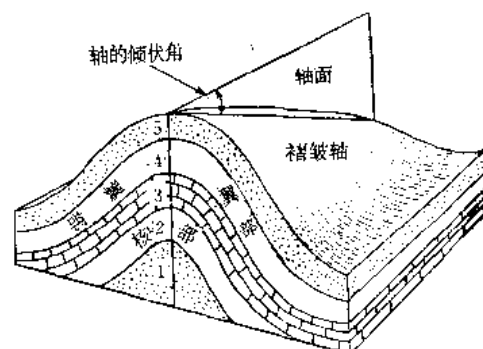


图 12—8 褶皱的各部分名称

的、平直的或弯曲的；褶皱靠近轴部的中心部分，叫作核；远离轴面的两侧部分，叫作翼；轴面同岩层面的交线，也就是褶皱的任一层面上各最大弯曲点的联线，叫作枢纽 (也有人叫褶皱轴)。它可以是直线、曲线、水平的或倾伏的，它不但表示褶皱的延长方向，还可表示出它的起伏情况。当枢纽倾伏时，叫作倾伏褶皱。倾伏大小，可按枢纽同水平面的夹角——倾伏角表示之。

(二) 常见的褶皱类型

研究褶皱总是先从观察它们的外表形态开始，既要观察它在垂直于枢纽的横剖面上的特征，又要注意了解它在平面 (相当于地质图) 上的表现 (图12—9)。

按照轴面的产状可将褶皱分为四种 (图12—10)：

直立褶皱：轴面直立，表现在两翼岩层倾角相等而成对称状态，又叫对称褶皱。

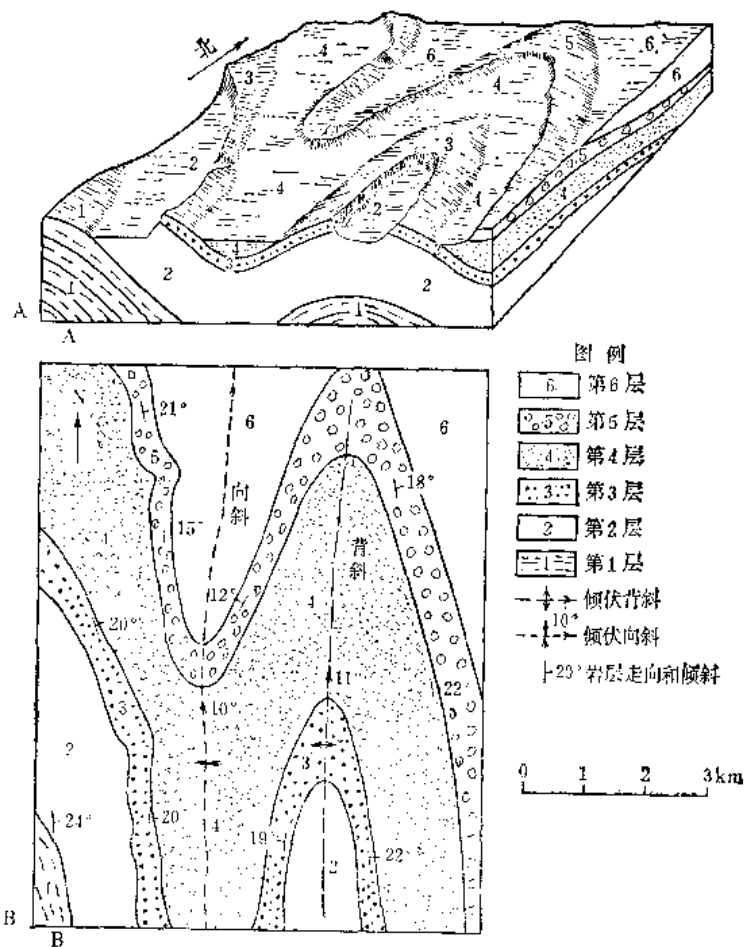


图 12—9 倾伏褶皱的立体图块 (A) 和相应轮廓在地质图上的表现 (B)

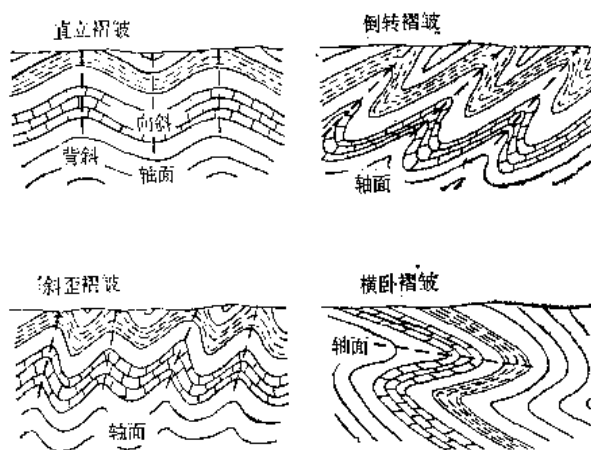


图 12—10 褶皱的类型

歪斜褶皱: 轴面倾斜, 表现在两翼岩层倾角不等而成不对称状态, 又叫不对称褶皱。

倒转褶皱: 当变形加剧, 轴面歪斜较大时, 造成褶皱的一翼岩层倒转, 使两翼岩层向同一方向倾斜。变形进一步加剧, 一翼岩层倒转, 轴面歪倒呈水平或近水平状态。

上述各种褶皱，枢纽延伸较长，属线状褶皱。它们是在垂直于枢纽方向的水平挤压应力作用下产生的。就某一地区而言，常连续成群出现。这种在某一区域由同一时期、同一方式构造运动所产生的一系列相互平行的线形褶皱群（包括其中所含断层），叫作褶皱带（fold belt）。这种褶皱带在我国的天山、阴山、祁连山、秦岭等大山脉中都有出露，它们多分布在古板块的边缘地带。在褶皱带中的大型褶皱两翼常被一系列次一级褶皱给复

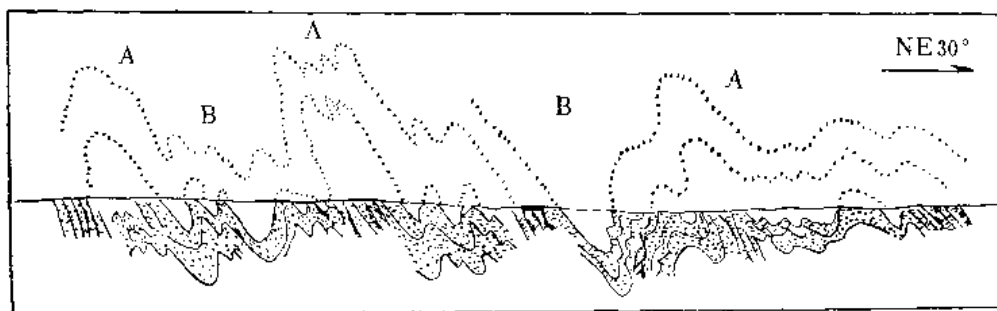


图 12—11 复背斜 (A) 和复向斜 (B)

杂化而构成复背斜 (anticlinorium) 和复向斜 (synclinorium, 图 12—11)。前者中央地带次级褶皱核部的地层老于两侧次级褶皱核部的地层；后者则反之。

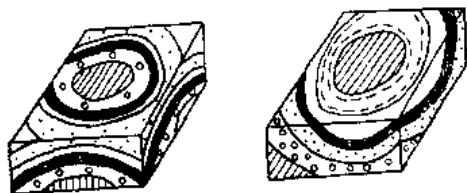


图 12—12 穹窿和盆地

同线形褶皱相对应，当枢纽很短时，可形成短轴褶皱或近圆形褶皱，如穹窿 (dome) 和构造盆地 (basin, 图 12—12)。穹窿是一种特殊形态的近圆形背斜，岩层自中心向四周倾斜，当中是老地层，四周是新地层，可构成良好的储油构造；构造盆地的特征恰好相反，是一种特殊形态的向斜。

三、断裂构造

脆性岩石，特别是地壳中靠近地面的岩石，脆性增大，易于产生断裂。断裂长的可达几十、几百乃至上千公里，小者在显微镜下才能看到。岩石受力达到破裂强度被断裂分开后，位置未发生显著移动的，叫作节理 (joint)，规模一般较小；位置发生显著移动的，叫作断层 (fault)，规模大小相差悬殊，相对较大。二者除在错动情况和规模大小方面有显著差别外，在成因和其它特征方面基本相似。下面着重介绍断层构造的各部分名称、常见类型、特征和认识方法。

(一) 断层的各部分名称 (图 12—13)

断层面 使岩层或岩体裂开借以发生滑动的断裂面。有的平直，有的弯曲。它的产状，同样可用走向、倾向和倾角来表示，有直立的、倾斜的乃至水平的。

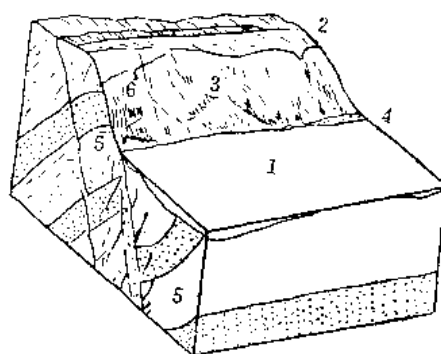


图 12—13 断层各部分名称

1—上盘，2—下盘，3—断层面，4—断层线，5—牵引褶皱，6—断层擦痕

断层线 断层面同地面的交线，也就是断层在地表的出露线。它可以是直线，也可以是曲线。

断盘 断层面两侧被切断的岩块。当断层面倾斜时，按照相对位置而将位于断层面以上的断块，叫作**上盘**，以下的叫作**下盘**。若断层面直立，则无上下盘之分，而根据断块所在方位来分，如南盘、北盘等。按照两盘的相对运动方向，则将相对上升的断块，叫作**上升盘**，相对下降的断块，叫作**下降盘**。

断距 指岩石错断后，两盘被错开的距离。

在断层附近常可看到断层发生弯曲而形成**牵引褶皱**，可用以判断两盘相对的运动方向。在断层滑动过程，可将断层面磨擦形成**镜面**或**擦痕**。以手抚摸擦痕，感到光滑的方向是对盘运动的方向。还可将岩石碾碎，形成**断层角砾岩**或**断层泥**等。

(二) 常见的断层类型

断层的分类方法很多，通常使用按断盘相对运动方向进行分类的方案。确定断层两盘的绝对运动方向是困难的，但是依据新老岩层或岩脉以及其它标志层的错开情况，观察分析断层擦痕和牵引褶皱等有关现象，是能够确认出两盘沿断层所发生的相对运动方向。据此，可将断层分作以下三类：

倾向滑移断层 (dip-slip fault)：即沿断层面倾向作上下滑动的断层（图 12—14 之 2.3）。

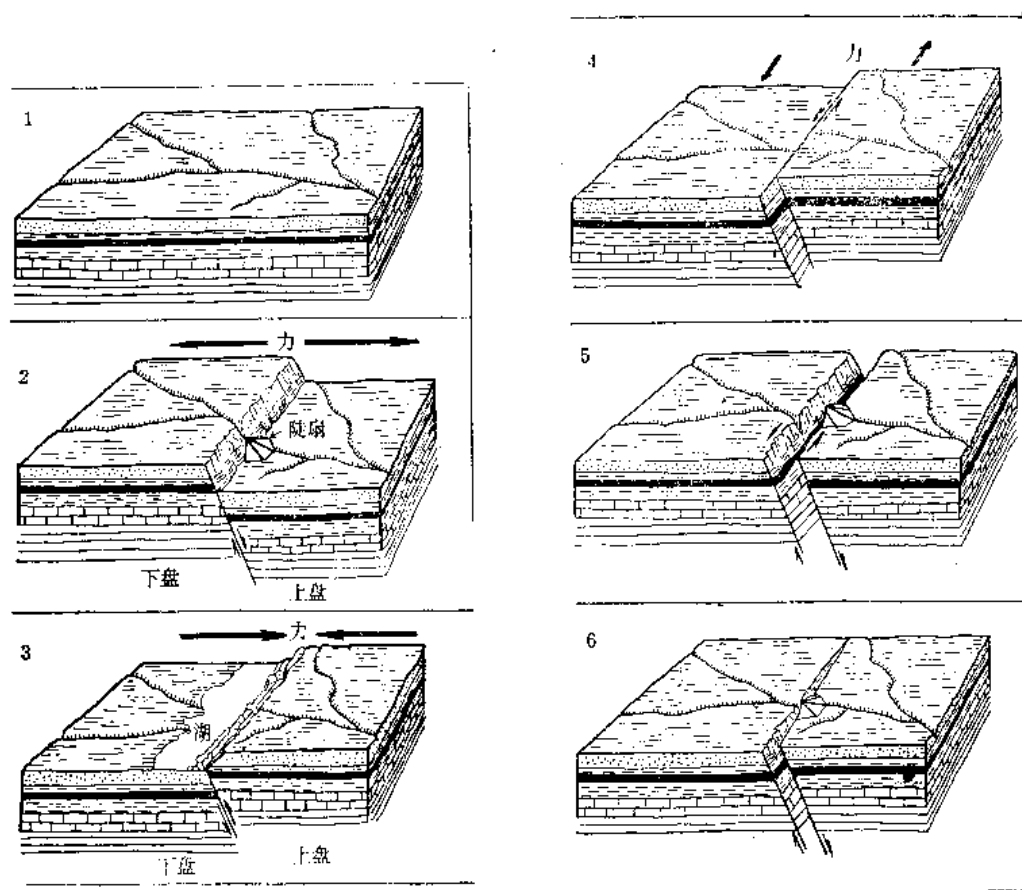


图 12—14 常见的断层类型

1—变动前的岩层；2—正断层；3—逆断层；4—平移断层；5—斜滑断层；6—扭转断层

当上盘沿着倾向作相对下向滑动时,叫作**正断层** (normal fault), 断层倾角一般较大。当上盘沿着倾向作相对向上滑动时,叫作**逆断层** (reverse fault)。其中断层面倾角小于 45° 的,特名之为**逆掩断层** (overthrust, 图12—15)。

走向滑移断层 (strike-slip fault): 即沿断层面走向作水平滑动的断层,通称**平推**或**平移断层** (图12—14之4)。当我们面向断层面去看对面的断块时,它若向左移动,则叫作**左旋断层** (left-lateral fault, 图12—14之4), 向右移动,则叫作**右旋断层** (right-lateral fault)。平推断层面的倾角较陡。

斜滑断层 (obliqu-slip fault): 是一类既不平行断层面走向,也不平行于断层面倾向的断层,而系与之作斜交方向滑动 (图12—14之5), 属于正—平推或逆—平推性质的复合性断层。在这类断层中有时发生旋转现象,即断距沿断层线逐渐变小,乃至消失,特名之**旋转断层** (hinge fault, 图12—14之6)。常在正、逆断层两端接近消失的末端出现。

(三) 断层的组合类型

断层很少单独出现,常由多条成带状组合在一起,延长可达数百乃至上千公里,形成**断裂带**,它常同褶皱带伴生。逆断层可组合形成**迭瓦式构造**; 正断层可组合起来形成**阶梯状断层**、**地堑**和**地垒** (图12—16)。

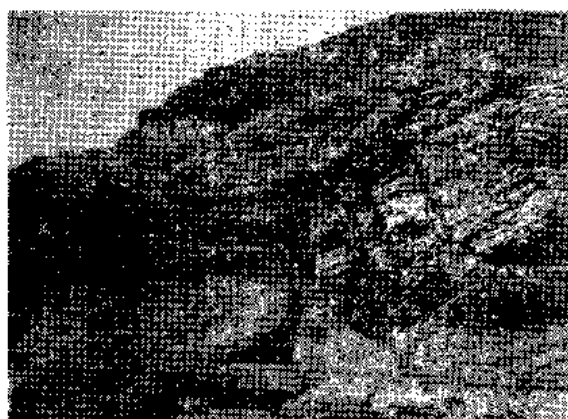


图 12—15 水平岩层逆掩于褶皱岩层之上

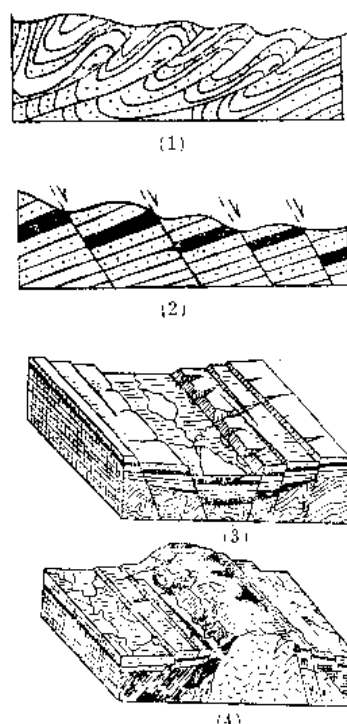


图 12—16 断层组合类型

1—迭瓦式构造; 2—梯状断层;
3—地堑; 4—地垒

迭瓦式构造 (imbricate structure): 许多条大致平行的断层,倾向一致,老岩层依次逆冲覆盖在新岩层之上,状似迭瓦。它常同剧烈褶皱伴生,断层走向与褶皱枢纽平行。标志该区曾经历过强烈的水平挤压作用。

阶梯状断层 (step fault): 许多条大致平行的正断层,倾向一致,断块呈阶梯状排列。

地堑 (graben) 和**地垒** (horst): 常由两条或多条正断层组成。相邻正断层倾向相向,中间断块下降,形成地堑; 相邻正断层倾向相背,中间断块相对上升,形成地垒。我国山西汾河和陕西渭河河谷便是新生代形成的大型地堑。世界著名的大地堑有法国的莱茵河、

西伯利亚的贝加尔湖和东非裂谷等。

(四) 全球性深断裂

在板块构造边缘和大陆内部存在着深切地壳、岩石圈乃至更深的全球性深断裂，形成裂谷、海沟和转换断层。

裂谷：是由张性断层塌陷而形成的大型地堑，可深切岩石圈进一步发展成为大洋洋脊。例如东非裂谷（图12—17），南北延伸长达6000多公里，宽度平均为50公里。它是第三纪形成的，至今仍在活动。那里的深部地幔物质不断上升接近地面，造成广泛的火山活动。坐落在裂谷中的马札罗火山，海拔高达5,995米，是东非的最高山峰。这个裂谷标志着东非大陆在隆起伸张，继续发展下去，在张力作用下将使非洲大陆一分为二，中间演变成类似今日大西洋中央那样的洋脊和海洋。洋脊型裂谷规模更大，是位于洋壳板块间的边缘界线。存在于现代大洋中的洋脊，总长约64,000公里。著名的有中大西洋、东太平洋和中印度洋洋脊。中央有宽约20公里的裂隙，深达1600米以上，不断有地幔岩浆沿之外溢，形成新的海底熔岩，是在张力作用下使海底发生扩张产生新洋壳的场所，所以又叫作扩张脊（spreading ridge）。



图 12—17 东非裂谷地堑的东壁片段

海沟：是在陆壳和洋壳板块间的边缘上存在的一种巨型断层，在地貌上表现为一条狭长而深的槽地。世界总长在25,000公里以上，宽可达几百公里，大多分布在太平洋边缘上。如太平洋西岸的阿留申、日本、琉球、我国台湾、马里亚纳、菲律宾和印尼等海沟。洋壳板块沿海沟下滑俯冲于陆壳板块之下，是洋壳板块不断消亡的场所，所以叫作消亡带或俯冲带（subduction zone）。在这个带上火山、地震作用强烈。

转换断层：洋脊和海沟经常被一系列垂直或斜交于它们的断层切断，因此，使人们沿洋脊或海沟追踪时，发现它们经常消失不见，而转换成为一种特殊类型的走向——滑移断层。1965年威尔逊（J. T. Wilson）首先将它命名为转换断层。如北美西岸的圣·安德列斯断层，便是著名的右旋转换断层，构成太平洋板块和美洲板块的边界。转换断层的特征及其成因机制将在第16章讲述。

现已查明，洋脊、海沟和转换断层都是切穿地壳或更深处的深断裂，共同形成一个全球性的断裂系统，分别组成岩石圈板块的四围边界，它们是地球上构造运动、岩浆作用、地震和变质作用最剧烈的地带，是地壳不断形成、消亡、变化和更新的场所。板块内部则

处于相对稳定状态，但是也存在深断裂。

(五) 断层存在的证据

陆地上遭受风化、剥蚀程度较浅的断层，特别是第三纪末期以来新构造运动所形成的断层，迹象清楚，易于辨认。首先是断层附近岩石破碎、凌乱，产状突然变化，节理密集，特别发育，常可直接见到断层泥、断层角砾岩和糜棱岩等。断层泥是岩石被碾碎成类似粘土一样的粉末状物质，填充于断层缝中；断层角砾岩是岩石被破碎后形成的角砾状碎块，再胶结而形成的构造岩；糜棱岩是在断层面附近的强烈压碎作用条件下形成的，它是由岩石破碎后形成的细小碎粒或粉末胶结成的致密状变质岩石。逆断层特别是逆掩断层断层面呈舒缓波状，并可见有平行于断层面排列的绢云母、滑石、绿泥石等片状矿物构成片理化现象；还可以找到岩石挤碎压扁成透镜体状的构造透镜体平行于断层面排列着。牵引褶皱也是两盘层状岩石在断层面两侧常见到的现象。在岩层面上出现镜面、擦痕，也是断层存在的证据。可根据牵引褶皱和擦痕来判断断层两盘的相对运动方向。不过在应用时应特别注意断层活动的长期性和多期性，现在所见到的现象，常是只能代表最新的一次运动迹象。

除了上述构造方面的直接证据之外，还应注意观察断层在地层和地貌方面的表现。例如岩层沿着走向突然中断使不同时代或上下不同层位的岩石相接触时，便可作为有断层存在的可靠证据。再如顺着岩层倾向方向走，发现岩层有不对称的重复、不正常的缺失或加厚、变薄现象，说明存在有倾向——滑移断层（图 12—18）。根据正、逆断层面同岩层面倾向的相同、相反情况以及倾角的大小关系可产生如表 12—1 所列的重复、缺失规律。反之，根据这些重复、缺失以及倾向和倾角大小关系也可用以推断该断层的类型。

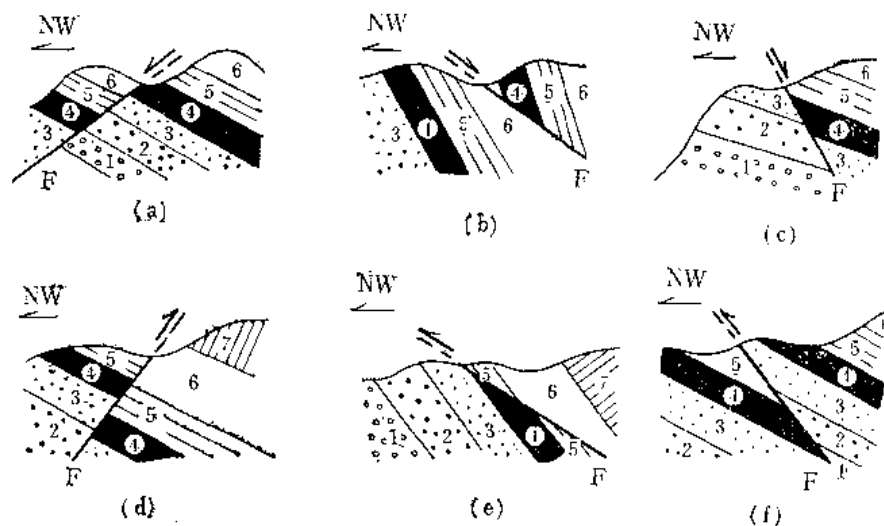


图 12—18 倾向—滑移断层造成地层重复、缺失现象

F 为断层；1—7 数字代表地层由老到新的顺序。说明见表 2—1。

大型断层附近的破碎岩石，易于遭受风化、剥蚀，经常表现为负地形，如河谷、山沟等。当然，不是一出现负地形就能肯定有断层存在，必须结合其它证据才能确定。山坡、河谷、湖畔、海滨若有断层，经受剥蚀可形成三角形陡崖，叫作断层三角面（图 12—19），是断层存在的地形标志。

断层造成地层重复缺失变化表

表 12-1

| 断层类型 | 断层面与岩层面的 倾向相反 | 断层面与岩层面的倾向相同 | |
|------|------------------|--------------|------------|
| | | 断层面倾角<岩层倾角 | 断层面倾角>岩层倾角 |
| 正断层 | (a) 重复 | (b) 重复 | (c) 缺失 |
| 逆断层 | (d) 缺失 | (e) 缺失 | (f) 重复 |

此外，在断层附近常有泉成线状排列或有严重的地下水涌水、渗漏现象。



图 12-19 断层三角面

利用古地磁测定和深海钻探方法在研究全球性深断裂构造以及建立海底扩张与板块构造理论都作了巨大贡献。地球物理方法中的重力、电法、磁法等手段的应用，在结合地质资料来确定陆壳深部隐伏断层的存在及其分布位置方面，也是较为经济而有效的方法。

第三节 构造运动

从运动的方式和方向来考虑构造运动形式，主要有水平运动和升降运动。地壳有大规模逆掩断层和褶皱带的存在，特别是当大陆漂移和海底扩张理论得到逐步证实后（见第十六章和第十七章），进一步说明了构造运动的形式是以水平运动为主，进行方式激烈，可使岩石产生剧烈的变形、变位，形成褶皱带和断裂带，构成带状山系，并经常伴随有岩浆活动和变质作用，是促进岩石圈演化的主要形式。至于升降运动，则表现为大面积的地壳升降，进行方式和缓，形成区域的隆起和拗陷，发生海进、海退。当陆地升高，则面积扩大，形成高原；当陆地下降时，则形成拗陷盆地，造成厚层沉积。传统构造地质学将产生大规模强烈褶皱的水平运动，叫作造山运动（orogeny），将广大区域的隆起上升运动，叫作造陆运动（epeirogeny）。一般认为，造山运动是相对短期的剧烈运动；造陆运动是相对长期的缓慢运动，它常发生在两场强烈的造山运动之间。在岩石圈演化的漫长历史中，两种形式的构造运动交替进行，不过造山运动作用时期较短。每次构造运动都要导致地壳构造和地表地形的巨大变化，使自然地理、气候条件发生改变，给生物演化、沉积作用、岩浆活动等方面造成新的环境，为岩石圈和生物发展开创一个新的周期，显示出地质历史发展的阶段性和旋回性。因此，构造运动便成为划分大的地层单位（如界、系）界限的重要依据之一。当然，这种旋回性规律是具有区域差别的，不能在整个地球上强求一致。但是就地质历史上几次大规模的强烈构造运动来看，尽管开始和结束运动的时间稍有差异，可是总的看来是大体同时的。地壳的发展明显地看出有时处于相对静止状态，表现为长期、广泛的和缓运动，有时处于显著的变动状态，表现为快速的剧烈运动，从而显示出明显的旋回性发展。将这些具有世界共同性的从每次和缓的构造运动到剧烈的构造运

动, 作为一个构造旋回 (tectonic cycle)。一次大的构造旋回可历经一两亿年或更多的时间, 它又可分作次级和更小的构造旋回。每个构造旋回都是以和缓的构造运动开始, 经历较长的时间, 然后以较短时间的剧烈构造运动而结束, 然后又开始下一次构造旋回的和缓构造运动。进行剧烈的构造运动阶段, 叫作构造运动期。构造运动期的命名, 通常采用最早发现该构造运动的所在地的地名, 如“喜马拉雅构造运动”或“喜马拉雅运动”, 实际上就是指的构造运动期。地质历史上所发生的具有全球性引起岩石圈飞跃发展的主要构造运动, 由老而新计有阜平运动、五台运动、吕梁运动、晋宁运动、加里东运动、海西运动、印支运动、燕山运动和喜马拉雅运动等 (见表 I—1)。大型构造运动常常会伴生岩浆作用和变质作用, 主要是侵入作用和区域变质作用, 常可见到它们在空间分布上有着密切关系。

一、现代构造运动的表现

现代构造运动的方式和方向, 既有快速剧烈的, 也有缓慢平静的, 既有水平运动, 也有升降运动。大陆在运动漂移, 海底在活动扩张。通过深海钻探勘测和磁异常条带的研究, 已确定这是千真万确的事实。地质、地层古生物、古地磁、古气候等各方面的资料都证明印度次大陆是从南半球漂移过海而来, 若以孟买所在地理位置为标准点, 它是从侏罗纪时的南纬 40° 移到今天北纬 19° 的地方, 大约以每年几厘米的速度向北移动了7000公里。1972—1974年期间, 法、英两国科学家曾组织三只深海潜水器对亚速尔群岛西南的大西洋中脊进行详细考察, 他们亲眼看到底宽3公里的洋脊裂谷切进海底深达2800米。裂谷底部有许多很深的平行于裂谷延伸的张性裂隙, 由它们构成的一些正断层, 断距可达数百米。由裂谷溢出奇形怪状的熔岩, 经测定年龄还不到一万年。通过磁异常条带宽度测量, 探知海底扩张速度东侧是13.4毫米/年, 西侧是7.0毫米/年; 至于太平洋洋脊的扩张速度在赤道附近测得是50毫米/年, 估算在北美西海岸圣·安德列斯断层的水平运动速度, 自第三纪以来平均为10毫米/年。在发生快速运动产生地震时, 水平运动尤为显著。如1973年2月在四川甘孜所发生的7.9级地震, 北西走向的鲜水河断裂带再次活动, 形成一条长达50公里的地裂缝带, 张开宽度可达1.5米, 水平错距最大达3.6米, 一般为几十厘米, 该断裂属左旋走向一滑移断层。又如通过长期大地测量证明非洲同阿拉伯之间的红海和亚丁湾在不断加宽, 已使非洲远离阿拉伯200公里, 给本来连在一起的大陆撕开一个长形裂口。

地壳的升降运动也是较为普遍, 到处可见, 同时水平运动也可导致地壳的升降。缓慢的升降运动必须借助于长期的观察测量。有些地质记录, 如海蚀现象、海、陆相沉积物变化和海成、河成阶地、深切河曲的形成、溶洞分布高度的变迁以及珊瑚礁、平顶海山高出海面等现象, 都是了解近代升降运动的幅度和速率的可靠资料。

凭吊过南京雨花台烈士陵园的人, 随处可以看到自然堆积的光滑卵石, 特名之为雨花台砾石。它们是古河床遗物, 这说明过去曾有河流流过, 后来由于地壳上升, 河流下蚀, 才抬高到比长江水面高得多的现在高度。许多沿河谷、海滨建筑的城镇大都座落在它们的阶地上。阶地存在常可作为地壳升降运动的证据, 有几级阶地就说明发生过几次升降运动。如辽宁熊岳的望儿山系由砾岩构成, 过去位于海岸遭受海水剥蚀, 形成海蚀崖、海蚀洞和天然桥 (图12—20), 现在已经远离海岸10公里, 山顶高出海面60米。说明陆地曾经上升, 海水发生过海退。



图 12—20 辽宁熊岳望儿山左面陡崖为海蚀崖，
右面可见海蚀作用形成的天然桥

(张宝政摄)

号称“地球之巅”的珠穆朗玛峰的地层资料说明该区在三千万年以前一直是一片汪洋大海，以前长期处于下降地区，由沉积的海相沉积物所形成的沉积岩厚达三万余米。在第三纪时，由于南来的印度大陆同亚洲大陆相碰撞，使岩石褶皱升高露出海面，在构造运动



图 12—21 意大利的塞拉比斯遗迹

(据F. M. 巴拉德)

作用下形成喜马拉雅褶皱带。原来位居地下达三万多米深处的岩石，今天可在海拔二千多米的高山上找到，可见它的上升速度和幅度极大，至今仍以 10 毫米/年的速度上升。

现代一个较典型的时而下降、时而上升的地区要算是意大利那不勒斯湾的塞拉比斯了(图 12—21)。这个城镇^①建于公元前 105 年罗马帝国时代，后被火山灰埋盖，于 1742 年挖掘出来的。

保存有一所建筑物的三根高达 12

米的大理石柱，在 2.6—6.1 米高处，被海生动物钻蚀很多密集石洞(图 12—21 黑色部分)，高 3.6 米以下被火山灰覆盖，表面很光滑。结合历史考证，在公元初期，该建筑物位于陆上，13 世纪时逐渐下沉 9 米有余，至 18 世纪中叶又上升到地表，19 世纪初又下沉。1954 年测得石柱基底已在水下下沉 2.5 米，至 1970 年又上升 1 米。真可以说是沧桑多变。

二、古代构造运动的证据

发生在老第三纪以前的古老构造运动所造成的地貌形态，几乎都为后期地质作用所破

① 在过去的教材中，一直将该城镇误称之为“塞拉比斯庙”，但是考古学家 N. Degrassi 指出，所谓“塞拉比斯庙”，实际上并不存在，而是一个集市。见边兆祥著《塞拉比斯古庙之谜》(《地球》，1982，第五期)。

环, 前述研究构造运动的方法有些是不能使用的。最可靠的方法是根据沉积物所表现的特征(岩相和厚度等)、构造变形(褶皱、断裂)和地层接触关系等地质遗迹来进行分析、研究。

(一) 岩相和地层厚度

沉积物的性质(如粒度大小、形态、成分和所含化石等)反映生成时的环境特征。若古地理、古气候等发生变化, 在岩相上必然有所反映; 地壳升降运动的幅度也必然在岩层厚度上有所反映。如河北蓟县地区的中元古代浅海相沉积岩(碳酸盐岩类岩石中含有迭层石化石)的总厚度达9340米, 大大超过了浅海200米的深度, 说明该地区的地壳在中元古代浅海相沉积物沉积过程中曾发生大幅度的下降。由于后来的构造运动上升而露出地面。许多地层中含有珊瑚等海相化石的沉积岩在高出地面以上的高山中找到, 便是古代地壳发生上升运动的可靠证据。这种认识在我国2500多年前的古书中已经有所记述。如在《诗经》中曾以“高岸为谷, 深谷为陵”的自然沧海多变论点来描述地壳升降运动。北宋沈括于公元1074年路过太行山东麓, 看到东边地势平坦、一望无际的河北平原, 而西边却是峰峦连绵的高山峻岭。又在山崖间看到岩石里有许多螺蚌壳和被水磨圆的卵石成带状排列着。据此, 他认为今日的太行山区在从前曾是海滨, 那一望无际的东边平原在过去曾是一片汪洋大海, 后来泥沙淤塞而升高形成陆地。这在他著的《梦溪笔谈》中有详细记述。早在900多年前能够提出这种正确的论点, 真乃可贵。

(二) 构造变形

褶皱、断裂等地质构造是地质历史中长期的、多次的构造运动的产物, 它们是研究古构造运动的可靠记录。一般说来, 大型的和缓的隆起、拗陷和穹窿、盆地构造等以及一些高角度倾向滑移断层是发生区域性升降运动的证据; 至于线形褶皱特别是大规模的褶皱带和逆掩断层、迭瓦构造以及一些走向滑移断层等是发生水平运动的记录。根据褶皱、断裂的形态、性质、构造线展布方向, 有助于恢复产生这些构造变形时期的构造运动状况(如作用强度、应力场的分布情况等)。

(三) 地层接触关系

新老地层的接触关系是构造运动的综合表现, 可分为整合、假整合和不整合三种。它们形成过程如图12—22所示。

整合(conformity) 新老地层之间未发生沉积间断, 产状基本保持相互平行。说明在新老地层形成之际, 基本保持地壳稳定的沉积环境, 经历着以下降为主的构造运动, 即使有上升运动, 也未能使沉积洼地上升到水平面以上遭受风化、剥蚀, 而是一直在进行沉积。如图12—22中寒武系与奥陶系(ϵ 、 O)之间以及石炭系与二叠系(C 、 P)之间的接触关系。

假整合(disconformity) 又叫平行不整合。在新老地层之间存在一个区域性的沉积间断, 造成地层、古生物方面的明显缺失, 但新、老地层的产状大体平行。新地层底部常有来源于下部地层组成成分的底砾岩。图12—23所示的是河北抚宁石门寨地区中石炭统本溪组同下奥陶统亮甲山组的假整合接触关系, 它的形成过程如图12—22中(2)(3)所示, 说明当老地层(下奥陶统)形成后, 发生显著上升, 高出水面, 长时期(中奥陶世—早石炭世)遭受风化剥蚀, 未能连续接受沉积, 至中石炭世下沉, 始再接受沉积。致使中间上升阶段发生地层缺失, 而造成新、老地层产状大体平行的假整合接触。

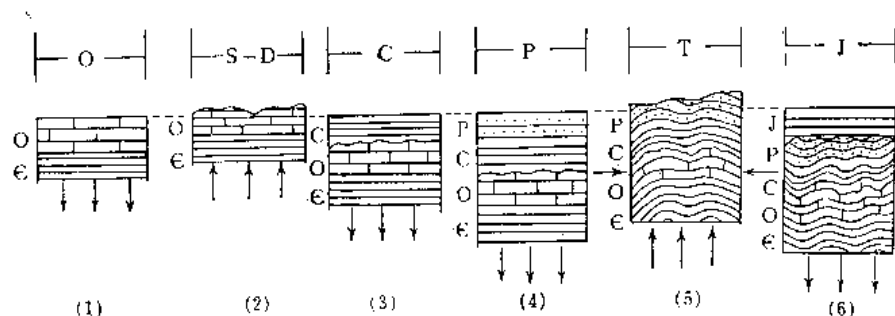


图 12-22 华北地区寒武纪以来至侏罗纪地层的接触关系形成过程示意图

E与O、C与P为整合接触；O与C为假整合接触；P与J为不整合接触

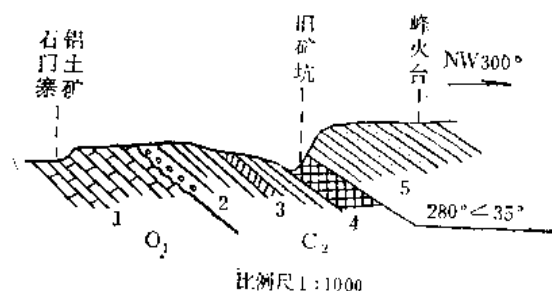


图 12-23 河北抚宁县石门寨中石炭统同下奥陶统的假整合接触关系剖面图

1—石灰岩；2—底部砾岩；3—褐铁矿层；4—G层
铝土矿；5—页岩、粉砂岩

不整合 (unconformity) 又叫 **斜交不整合** 或 **角度不整合**。新、老地层之间存在一个区域性的长期沉积间断，而且新、老地层产状明显不同，成角度接触。新地层底部常有来源于下部地层组成成分的底砾岩。不整合的最主要标志是同一新地层覆盖在各个不同时代的老地层之上，两者中间存在着风化、剥蚀面和地层、古生物的缺失。如图12-24所示，下侏罗统构成的向斜构造不整合覆盖在先已形成的由寒武系、奥陶系构成的向斜和断层之上，不整合

面上沉积有早侏罗世底部砾岩。它的形成过程如图12-22(5)(6)所示，不整合下面的老地层形成以后，遭受剧烈的水平运动或升降运动，变形形成褶皱、断裂，以后上升遭受长期剥

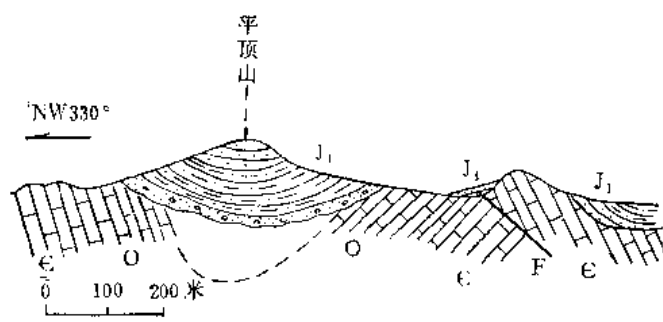
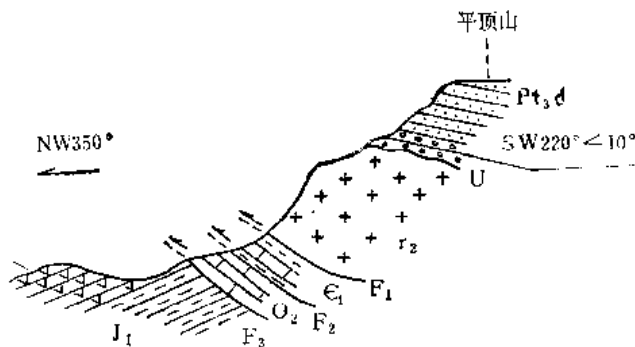


图 12-24 辽宁赛马集平顶山下侏罗统与奥陶系、寒武系的不整合接触关系剖面图

图 12-25 辽宁本溪平顶山细河统钓鱼台组 (Pt₃d) 同老花岗岩体 (γ₂) 的不整合接触关系剖面图

U—不整合面；F₁F₂F₃—逆掩断层



蚀，造成地层缺失，继而下降接受沉积，造成新、老地层产状不一致的不整合接触关系。

当老的岩浆岩体或变质岩遭受风化、剥蚀形成剥蚀面，以后下降接受沉积，也可形成沉积接触的不整合接触关系。如图12—25便是辽宁本溪市平顶山巅所见上元古界钓鱼台组同老花崗岩体的不整合接触关系，钓鱼台组的石英砂岩和底部砾岩成分，显然是主要来源于下伏的老岩体。

地层的接触关系是构造运动发展历史的重要地质记录，可借以分析恢复构造运动的历史、确定大规模构造运动的时期，同时可以看到构造运动同风化、剥蚀以及沉积作用的密切关系。早在18世纪末，J. 郝邨便认识到这种意义，于1788年在苏格兰西卡首先确了勃维塞克老红砂岩与下伏志留纪直立岩层的不整合接触关系（图12—26）。



图 12—26 苏格兰勃维塞克老红砂岩与志留系的不整合接触关系
(R. Siever 摄)

三、构造运动的起因问题

在当代科学午台上盛行的构造运动起因假说主要有对流说、波动说、膨胀说和地球自转速度变化说等。

对流说 (convection hypothesis):

现在流行的板块构造理论认为地幔对流过程，使岩浆上涌可导致大洋中脊的海底扩张，岩浆下沉可造成海沟的板块俯冲消亡，转换断层可形成板块的相对移动。详细内容将在第十七章中论述。

波动说 (undulation hypothesis):

固定论是根据地内热所引起的垂直形变来解释构造运动的。自20世纪初乔利(J. Joly)提出放射性元素蜕变可使地球内部发生周期性熔化的观点以后，逐渐形成地球表面周期性振荡(波动)的理论。首先由哈尔曼(E. Haarmann, 1930)通过对地文研究而提出垂直振荡运动是造山作用根本原因的观点；范·贝梅伦(R. W. van Bemmelen, 1933, 1938)作了数理分析发展成为波动说；别洛乌索夫(1962)进一步阐述了由于地幔物质作周期性的局部熔化和分异而上升到地壳易导致隆起和变质，继之冷却，密度增大，而产生沉降。由此可见，波动说是将地球某些部分的振荡是形成造山作用的根本原因。振荡过程，升高的部分，形成地瘤(geotumor)，周围降低的部分形成地坳(geodepression)。通常认为，一旦超出稳定限度，地瘤顶部物质就立即向洼地滑移，叫作二次造山作用。地坳填满后，岩层产生褶皱。当波动继续进行，地坳变成地瘤，于是形成褶皱山脉。

此说对斯堪的那维亚地区的上升以及世界不同地区、不同时期所发生的海浸现象作了合理的解释；它的另一独特之处是完全不需要假定任何地壳的缩短，而所有褶皱都是由于

原来地层的延伸而产生的。该说缺点是片面地认为伸张作用是地壳向上运动时发生的，褶皱作用是地壳向下运动时发生的，而忽视强大的水平运动在构造变形过程中所起的作用，同时对波动作用何以具有周期性，尚不清楚；另外，有人指出这个理论同流变学有很大矛盾。因此，很难令人信服。

膨胀说 (expansion hypothesis):

发现放射性元素后，确定了冷凝的地球曾经变热过的论点，为建立膨胀说打开大门。该说认为具有层圈构造的地球，在外层地壳的下面有一个膨胀层，造山运动就起源于这个膨胀层，在它所产生的应力作用下，使地壳发生变形。1935年南非天文学家哈尔姆(Halm)曾根据当时流行的天体演化观点提出地球原来的密度比现在大得多的假说，地球原来平均密度为9.13，平均半径只有5430公里。由于膨胀而给地球带来破裂，并认为红海就是这种作用的早期产物。1940年凯因德尔(Keindl)并以此高密度变化物质而导致内核缓慢膨胀的观点来解释大陆漂移。另外认为地球曾经发生膨胀的人还有卡芮(Carey, 1956)，他认为假若古生代的地球具有一个适当的短半径，就可将现今大陆拼合起来。希曾主张大洋裂谷就是由于地球膨胀导致地壳撕裂张开的结果。1955年布达佩斯地球物理研究所所长埃吉德(Egyed)提出根据早古生代以来地球为水覆盖面积的变化来确定地球收缩和膨胀的方法。奎年(Kuenen)计算自寒武纪以来地球的体积增长量不超过4%。

至于对地球膨胀的原因，至今尚无定论。除放射性元素蜕变放热使地球增温而引起体积膨胀之外，戴拉克(P. M. Dirac, 1938)还提出万有引力常数G值的减小可使地球内部压力和物质密度变小，从而导致地球体积膨胀；另外，狄塞特(L. U. De Sitter)等还用岩石的相转变，如致密玄武岩转变成普通玄武岩而使体积增大来解释地球膨胀。如埃吉德便根据地核内相转化的观点推断有一个0.05毫米/年的平均半径增长率，并估计地壳为浅海所覆盖的面积曾随时间前进而减少。

膨胀说可以较好地解释张性裂隙如洋脊、裂谷等的形成，但是根本无法说明大规模挤压褶皱带和断裂带的形成。还有膨胀应为宇宙现象，不能只是单独地发生在地球一个行星上，在太阳系的其它星体上也应普遍存在，可是目前尚无可靠资料能够予以证明。

地球自转速度变化说:

我国著名地质学家李四光教授从地壳表层形变现象出发，研究了地质构造形象的分布规律及其在成因上的联系。地壳上的巨型构造带(例如某些巨型褶皱带和断裂带)主要沿两个方向分布：其一沿纬度方向，可称为纬向或东西向构造带；其二沿经向方向，可称为经向或南北向构造带(此外，尚有由于扭动所形成的构造型式)。根据巨型构造带和构造型式的分布规律，他认为构造运动的方向，显然应与地轴具有一定的关系，因此就考虑到构造运动与地球自转速度的改变有着密切的联系。

至于地球自转速度的改变原因，可能是由于大陆和大洋各部分大面积和大幅度的升降或地球整体收缩、地内热的变化、地球内部物质的重力分异、星球引力以及地球表层所受的潮汐作用等原因所引起的。当地球自转速度变快时，它的扁度必然增大，但由于地球内部比地壳部分发生形变更为困难，这就需把地球表层向低纬度(赤道)方向挤压，以适应它由于自转加快时所需要的扁度。结果，在推动力强而又均匀的地带，就形成了东西构造带；而在推动力不均匀、不平衡的地区，就形成各种扭动构造型式。如果地壳的某些部分，例如某些大陆，跟不上地球自转变快的变化，它就会比毗连的部分落后，在它的东部

边缘形成张裂带；在它的西部边缘集中形成南北向挤压带，例如南北美洲西部边缘的科底勒拉和安第斯褶皱山脉可能是这种作用造成的。当地球自转速度变慢时，地壳运动总的趋向恰恰相反。地球表面的巨大山脉、大陆以及海洋的形成和分布，看来都与地球的自转运动速度变化有关。可以推测，正是地球自转速度的改变决定着地表构造现象的发生和发展。他认为要探索这一极有意义的科学问题，只有从观察和分析具体而复杂的构造形象着手，才是逐步解决问题的可靠途径。

四、构造运动的研究意义

构造运动在整个地球演化中充当着重要角色，它在不断地改造旧的、建设新的地质构造和地表地貌，控制着海陆分布、气候状况和生物的演化环境，同时也在促进和影响外力的进行。研究地质历史、进行构造层和构造运动期的划分，有助于正确地推断地球演化各阶段的构造运动情况。

构造运动和它所形成的地质构造控制着矿产的形成和分布。褶皱、断裂等构造有利于含矿岩浆热液的进入而形成各种内生矿床，并控制着矿体形态和分布规律。石油、天然气等多储存于穹窿构造的顶部（图 12—27）；断层可切断先形成的矿层、矿体，使之产生断距或发生重复、缺失现象，影响到矿体储量的计算和给开采带来困难。可见弄清地质构造在寻找、勘探和开采金属、非金属矿床是多么重要。

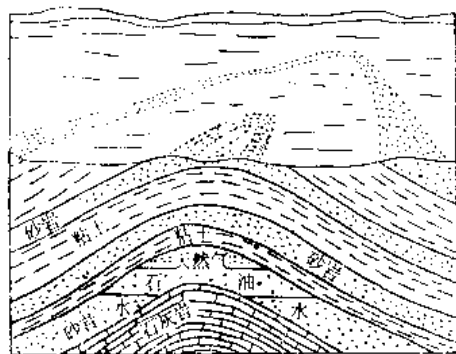


图 12—27 储油构造

构造运动和地质构造影响着地下水的储存、分布和运动。例如盆地构造和向斜构造常可形成自流水区，断裂带可增大岩石裂隙度，有利于地下水的储存；另一方面，也可破坏储水层面使之漏水；活动构造还可影响到地下水面的升降和地下水的运动分布状况。地质构造和活动构造还可影响到水利、工程建筑基础的稳定性，直接关系到工程的坚固性，因此在较大工程建筑的设计施工之前所进行的工程地质调查，必须从事周密的关于构造运动和地质构造方面的专题研究。

第十三章 地震作用

第一节 地震及其地质作用的表现

一、地震的概念

地震 (earthquake) 是由自然原因所引起的地壳颤动, 主要是地内动力活动所产生的向周围传播的快速颤动。地震作用过程向四外放出的弹性波, 叫作地震波。地震波发源的地方, 叫作震源 (focus)。震源在地面上的垂直投影, 叫作震中 (epicentre)。震源、震中位于同一垂直线 (即地球半径) 上 (图13—1)。震中到震源的距离, 叫作震源深度。据统计, 大多数地震是发生在距地表几十公里深的范围内。一般说来, 破坏性地震的震源深度多在一、二十公里范围内, 不超过100公里。如1976年唐山地震震源深度为12公里。通常将震源深度小于70公里的, 叫浅源地震。世界地震的95%属于这种; 深度为70—300公里的, 叫中源地震; 大于300公里的, 叫作深源地震, 目前已知最大深度可达720公里。

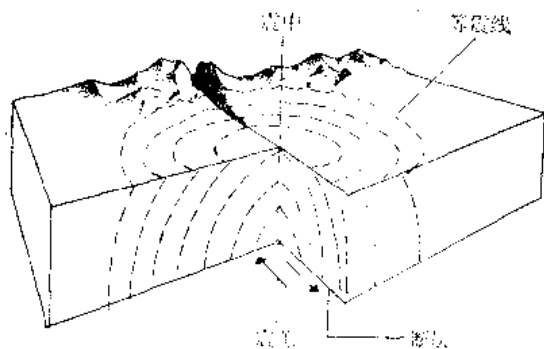


图 13—1 震源、震中和等震线

断层错动可引起地震, 在地震前需要长时期积累大量弹性形变能量, 于地震时很短的时间之内释放出来。假如根据一次地震所发出地震波的能量测量得知每立方米岩石所释放的弹性形变能量为 10^9 尔格, 产生这次大地震的断层长1000公里, 向下延深100公里。向两侧发生变形的宽度为50公里, 整个变形体积为 10^{16} 立方米, 所产生的总能量为 10^{25} 尔格。这个数量相当于一支巨型火箭——约等于1000个强度为一百万吨TNT的核爆炸。

二、地震的震级和烈度

地震震级 (earthquake magnitude) 是按照震源放出能量多少划分的地震大小等级, 放出能越多, 震级越大。是用地震仪记录地震波震幅来测定的, 一般采用里氏震级标准^① (Richter magnitude scale), 最初的计算方法是取震中100公里处标准地震仪所记录的地震波最大振幅值的对数, 振幅值以微米 (千分之一毫米) 计算, 如最大振幅为10毫米, 即10,000微米, 它的对数值是4, 震级也就是4。

① 这里所说的标准地震仪实际上就是伍德——安德逊式地静仪, 摆的运动用光学放大方法来记录, 放大倍数为2800倍。现在地震仪主要是用磁式的, 放大倍数要大得多了。

震级 (M) 同震源放出总能量 (E, 单位尔格) 之间具有如下式所示的关系:

$$\log E = 11.8 + 1.5M$$

震级同能量不是成简单的比例关系而是成对数关系。每差一级, 能量差32倍, 8级地震释放能量约为4级地震的一百万倍。

地震烈度 (earthquake intensity) 是根据人的感觉和地面房屋建筑等遭受破坏程度来划分的地震大小等级。它同震级大小、震源深浅、所在地区岩石地质构造情况以及震中距离有关。同震级地震, 浅源的较深源的对地面的破坏性要大, 烈度也就大; 同是一次地震, 离震中越近, 震级越大, 反之则小; 岩石和地质构造情况也影响烈度的大小, 岩石松软、断裂发育的烈度就要相对大些。此外, 建筑物使用的材料结构以及有无防震措施也要影响破坏程度。

每次地震, 由震中向外, 地震烈度依次变小, 可将地震烈度相等的点连成封闭曲线, 叫作**等震线** (isoseismal line, 见图13-1)。

地震烈度由弱而强分为10度或12度, 目前我国使用的是12度烈度表。将各级表现特征、相应震级、释放能量大小列于下表:

地震烈度、震级、释放能量及年度次数对照表

表 13-1

| 烈度 | 特 征 | 相应震级 | 能量 (尔格) | 每年平均 发震次数 |
|------|---|-----------------------|---------------------------------------|--------------|
| I | 无感, 只能借仪器测知 | 2.0—3.4 | $4 \times 10^{12} - 9 \times 10^{13}$ | 800,000 |
| II | 微震, 敏感者有感 | 3.5—4.2 | $1.6 - 7.6 \times 10^{15}$ | 30,000 |
| III | 轻震, 静止中特别是在户外的人有感 | | | |
| IV | 中震, 人在行走中可以感到, 松散物体包括停放的车辆发生晃动。 | 4.3—4.8 | $1.3 - 27 \times 10^{16}$ | 1,800 |
| V | 稍强震, 人们全部感到, 多数人从梦中惊醒, 悬挂物明显摆动 | | | |
| VI | 强震, 树摇晃, 所有悬挂物体摆动, 松散物翻转坠落造成灾害 | 4.9—5.4 | $3.6 - 57 \times 10^{17}$ | 1,400 |
| VII | 极强震, 人们惊恐, 墙裂开, 灰皮坠落 | 5.5—6.1 | $1 - 27 \times 10^{19}$ | 500 |
| VIII | 破坏性, 汽车司机受到严重干扰, 建筑物裂开, 烟囱倒塌, 劣质建筑物倒塌。 | 6.2—6.9 | $0.5 - 23 \times 10^{21}$ | 100 |
| IX | 毁灭性, 地面开始裂开时房屋崩塌, 管道破裂 | | | |
| X | 灾难性, 地面巨裂, 许多建筑物被摧毁, 陡坡上铁轨发生弯曲。 | 7—7.3 | $0.4 - 2 \times 10^{23}$ | 15 |
| XI | 巨灾性, 少数建筑物保存下来, 桥梁破坏, 全部交通 (铁路、电线、公路、管道) 断绝, 发生大规模地滑和洪水 | 7.4—8.1 | $\geq 4 \times 10^{25}$ | 4 |
| XII | 毁灭性, 毁灭掉一切, 物体被抛掷空中, 地面升降起伏成波状 | > 8.1 (已知最大为8.9) | $> 10^{28}$ | 0.1—0.2 |

由上表可以看出每年发生的地震次数是很多的, 幸运的是绝大多数属于无感地震, 凭地震仪记录才能知道。超过5级以上能够造成灾害的是比较少的, 至于大于8级的毁灭性地震就更少了。

鉴定和划分各地区地震烈度大小的工作, 叫作**烈度区域划分** (简称**烈度区划**)。这项工作无论对地震预报、预报和震后救灾工作都是非常重要的。

三、地震作用的表现

地震主要是一种强烈而快速的内动力地质作用, 系发生于能量突然释放的一瞬之间, 但是它积累能量的孕育时间却是漫长的。不管来源于什么能量, 最后都必须转变为机械能

才能产生震动。所以地震作用也就是地应力^①的缓慢积累和快速释放过程，在此过程将导致所在地区岩石圈物理状况的一系列变化和产生岩石的变形和变位，地应力的变化可利用超声波、电感和形变电阻等方法测量出来。

岩石在应力作用下可改变它的电阻率，从而导致地电的变化；地应力变化还可以使局部地区的地磁发生变化，因为岩石具有压磁效应的特性。地震作用引起大地电场和磁场的变化是极为普遍现象。地磁变化用仪器才能测量出来；地电变化常引起大地放电现象，有时产生地光，即在地震前或地震时可连续出现由地下发出的象闪电一样的光亮。因此地电的变化不仅可用仪器记录到，而且也能直接看到。随着地应力等的变化，还可以出现地声，通过放大装置能够听到。

地下岩石受力或发生蠕变，可改变地下水的存在状态，甚至发生剧烈运动，导致水位、水温、水化学成分的改变，表现为水质混浊，翻花冒泡和氡等某些化学元素含量的剧烈变化。在地下水位较高并且有松散沉积物分布地区，地表常出现喷水、冒沙现象。这是由于地震作用含水层受到强烈挤压或拉伸，导致孔隙度变小或破坏了它的水文物理性质，从而影响地下水的运动和分布规律，造成地下水的流失或集中。有时地下水携带大量泥沙沿受裂隙控制的定向喷孔喷出地表，即形成喷水冒砂现象。

对于上述现象的观察、预测都可作为预报地震的主要手段。

地震作用是一种快速的构造运动，可引起地壳升降，在地面上形成隆起与陷落，还可产生褶皱与断裂以及山崩与地滑等宏观地质现象，同时可使铁路、公路、水坝、桥梁、房屋建筑遭受破坏，造成人畜伤亡等巨大灾害。

在黄土和松散土层分布地区容易产生地面隆起与陷落。如1923年日本关东大地震，使东京附近铁路路轨隆起成拱形，遭受破坏(图13—2)；同时使三浦半岛南端隆起一米，相模湾海底发生最大达400米的垂直移动。我国川西甘孜继1967年发生6.7级地震之后，于1973年又发生了7.9级地震，引起地面产生隆起和陷落现象(图13—3)。房屋倒塌，人畜损失

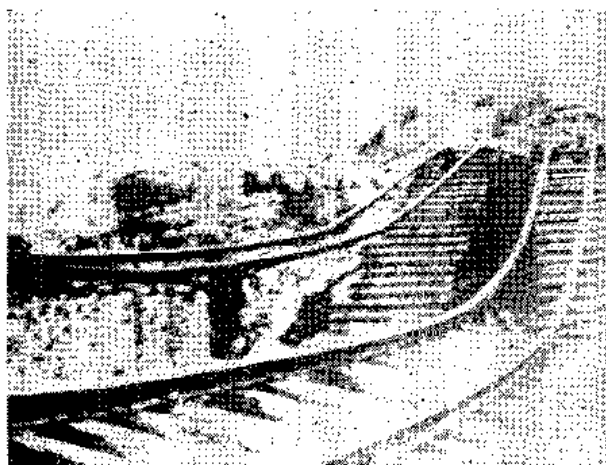


图 13—2 1923年东京附近铁轨遭受地震破坏情况



图 13—3 1973年甘孜地震造成地面隆起和陷落现象

① 岩石变形主要是由地壳内的力的作用而引起的，因此，整体来看，地壳内单位面积上的力，称为地应力。它主要是由构造运动产生的。

很大。1976年7月28日的河北唐山地震使路边成行的树同柏油马路离开，形成1.5米宽的裂缝（图13—4）。

地震不仅可使松软土层发生波状起伏和形成裂缝，在强大的地应力作用下，还可使坚硬岩层形成褶皱和断层。如1970年1月5日发生的7.7级巨灾性云南通海地震，就是由于老断层重新活动引起的。地震后形成一条长达50多公里的右旋型断层，水平断距最大可达2.4米。断层旁还形成两组地裂缝，形成地堑式塌陷（图13—5）。随着新断层活动，还产生一系列小型褶皱，两侧出现大型滑坡现象。



图 13—4 1976年8月唐山地震使柏油马路同树行裂开宽达1.5米的裂缝（孙叶供稿）



图 13—5 1970年通海地震出现的地堑式坍塌

在岩石破碎和松散土层构成的陡坡峭壁地区，在强烈地震作用下，常常会引起巨大岩块滑动和岩石、土层崩落，形成山崩和滑坡现象。如川北茂县境内有一个迭溪镇，东倚高山，西临岷江，1933年8月25日发生强烈地震时，地面出现许多裂缝，大量碎石块从山上滚下来，落入岷江，筑起三条高度超过100米的大坝，把河水堵塞形成湖泊，后来决口，酿成下游水灾。在帕米尔高原上有一个萨列兹湖，面积达50平方公里，最深处近500米。它是1911年2月18日夜里的一次强烈地震引起山崩造成的。在发生山崩的刹那间，木尔加布河中筑起一条高达六、七百米，宽约8公里的堤坝，拦截河水，湖泊面积不断扩大，将萨列兹村淹没。后来人们就把它叫作萨列兹湖。

地震不仅发生在大陆上，也经常发生在海底，特称为海震（sea-quake）。发生海震时，因为海底岩石突然破裂或发生相对位移，一方面带动上覆海水突然升降或作水平运动；另一方面，岩石破裂发出的地震波，特别是纵波和表面波的强烈冲击，有如以炮弹从地下轰击水底，导致海水的剧烈振动和上涌，形成汹涌波涛向四处振荡。这种由地震（或海底火山喷发）产生的具有强大破坏力的海浪，叫作海啸（tsunami）。它能在几个小时内以每小时700至800公里的速度穿过大洋，以10至30米的高度冲击海岸。如1933年在日本海沟发生8.5级地震时，升起排山倒海般的巨浪，沿日本太平洋海岸的港湾高达27米，使数以千计的人淹死。它以每小时756公里的速度，约在10小时之后跨过太平洋而达到美国的旧金山；大约用了20小时而到达智利北部的伊基克。智利东倚高峻的安底斯山脉，西滨狭长的深海沟，地震频繁，经常遭受海啸袭击。历史记载中以1835年2月20日大地震后在康塞浦森城发生的海啸最为惊人。那天，海水先是向海中退去大约1600米，于是露出大片海底。

可是不久海水又象涨大潮一般向陆地反扑过来，上岸后激起白色浪花，比最高潮时还要高出7米以上。如此连续三次进退，一次比一次凶猛，把陆地上能带动的东西都卷到海里去了。幸而居民已事先躲到高处，没有造成伤亡。3月4日，作环球旅行的达尔文来到这里，那时已是风平浪静，但是他看到海边仍然杂乱地散布着屋顶、桌椅和各种物品。可见海啸象大地震一样会给人们带来巨大灾难。

第二节 地震的成因类型

地震主要是由板块活动特别是板块边缘带的活动造成的。无论是在张性的洋脊、扭性的转换断层以及力学质复杂多变的俯冲带，在它们形成之时或形成之后，当所积累的大量能量足以使岩石产生破裂和位移时，从而使所积累的能量突然释放，并以地震波的形式传播出去，引起地震。岩石破裂时能量如何释放出来？有人以“弹性回跳”原理来解释，那就是当岩石受力首先产生弹性变形，一旦超过弹性极限数值而破裂时，断层两侧岩石就要恢复到未变形前的位置而产生弹性跳动，从而释放出能量。在非板块边缘地带的断层活动时，也可形成地震，不过数量相对较少。这种由构造运动所产生的地震，叫作构造地震，世界上有90%的地震是属于这种。在岩浆活动运移到接近地表而酿成火山喷发之前，也常常频繁地发生地震，多数属浅源而少数中源地震，影响范围不大，叫作火山地震。世界上有7%的地震是属于这种。此外在溶岩发育地区，由于溶洞塌陷所引起的小规模地震，叫作陷落地震。

无论是正断层、逆断层或平推断层都可形成地震，当发生地震时，要在地面查明导致地震的震源所在位置的断层力学性质（图12—14之2、3、4），可利用从断层传播出来的地震波曲线进行研究。方法是在震中周围各台站观测地震波初动方向的地理分布，这就是通常所说的发震机制的研究。以多台地震仪分别测量最先来自震源的首波P波是推波还是

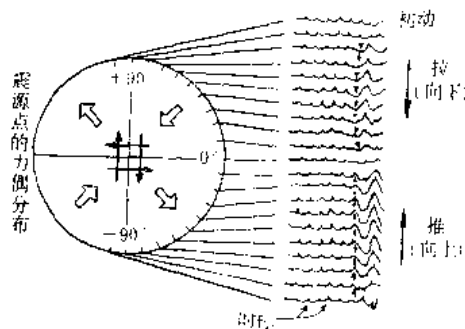


图 13—6 发震机制和震源外
围观测点上的初动分布

拉波，求得发震时的压应力和张应力方向，借以推断地震发生瞬间震源区的错动方向。如图13—6所示，是在位于围绕着震中的一个圆上于地震时记录下来的地震波曲线。因为震源位于地下，在震中东南方（ $0^\circ \sim -90^\circ$ ）各地震台站所记初动是向上时，说明为推波；在东北方（ $0^\circ \sim 90^\circ$ ）各地震台站所记录的初动是向下时，说明为拉波。据此得知震源区的东北——南西为最大压应力方向，北西——南东为最大张应力方向。这种应力场的出现可由震源处发生下列四种断层之一造成：（1）东西向左旋型走向——滑动断层；（2）南北向右旋走向——滑动断层；（3）北东向张性断层；（4）北西向逆冲断层。究竟存在何种断层？必须结合其它资料综合研究确定之。

第三节 世界地震带的分布

如图3—16所示，世界的地震主要分布在环太平洋带，阿尔卑斯——喜马拉雅带，大西

洋中脊和印度洋脊上。这些震源的分布显然是位于以下四种岩石圈板块边缘上(图13—7)。

1. **洋脊和裂谷** 分布在洋脊轴部的地震,主要是浅源地震(≤ 70 公里)。震级小,常成群出现,经常伴随玄武质岩浆的侵入和喷出活动。分布在大陆裂谷的地震,其震源深度一般也不超过30公里,多集中在20公里深度上下。例如东非裂谷所发生地震的震源深度主要在15—30公里范围内。

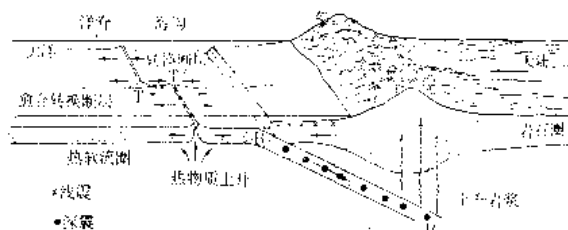


图 13—7 地震在板块边缘上(洋脊,海沟和转换断层)分布示意图

2. **海沟** 世界上所发生的最广泛而强烈的地震活动是分布在洋壳板块向洋壳板块或陆壳板块下面俯冲的消亡带上。根据地震测量得知,震源从浅于20公里到700公里深处成带状排列(图13—7中之BB')。这个带的坡度由缓变陡,向着岛弧或大陆方向倾斜,震源深度随着远离海沟向着大陆内部而逐渐加深。本世纪50年代,美国地震学家贝尼奥夫(Benioff)曾对此详加研究,认为它是一个巨大断裂带,所以通常将此倾斜的震源带叫作**贝尼奥夫带**。通过世界几个大型贝尼奥夫带的地震机制进行综合研究,证明该带的应力分布状况并非如图13—8之2、3两图所示那样简单的逆冲断层性质的关系,而是比较复杂的,正如图13—8中之1图所示。该带上部10~20公里的俯冲板块部分是脆性易碎区,由海沟向海一侧板块开始弯曲的部分显示张应力性质,有人解释这种现象是由于海洋板块本身重量的下沉拖拉产生折断所造成的。发震机制随着俯冲带的侧向距离及深度而变化。深部的主压应力平行于贝尼奥夫带分布着。对于它的原因,目前尚研究得不够,有人认为由于下插板块在深部因压力增高、相变成为密度较大的岩石所引起的。

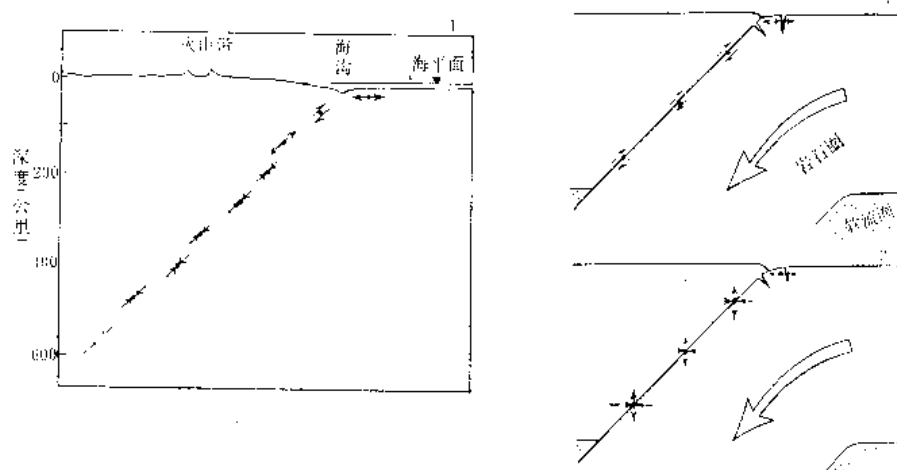


图 13—8 贝尼奥夫带的应力分布示意图

1—该带各部分实际测的地震首波的性质及初动方向; 2、3—为假设的逆断层可能形成的发震机制。

3. **转换断层** 发生在转换断层这种板块边缘上的地震,震源主要是小于50公里的浅震,一般不伴有火山活动。地震主要发生在被切开的洋脊之间那段转换断层上(图13—7中的TT')。地震初动研究表明在转换断层两侧发生背离洋脊的水平运动。

4. 大陆内部的古板块边缘 分布在陆—陆古板块碰撞带上, 具有宽而不规则的震中带。典型例子是从欧洲东南部经高加索, 喜马拉雅到东南亚这个阿尔卑斯—喜马拉雅带。震源深度主要 ≤ 100 公里, 平行于年轻的褶皱山脉分布着。

第四节 地震的预报、预防和控制问题

地震地质工作是监视地震活动的“哨兵”, 担负着预报、预防和控制地震的任务。

一、地震预报

地震预报工作主要是预报未来地震发生的时间、地点和强度, 使人们事先有所准备。若能作到及时而准确的地震预报, 则可避免大量人身伤亡和减少财物损失。例如我国对于1975年2月4日发生的辽宁海城地震, 便于震前5小时作了准确预报, 震区房屋建筑遭受破坏虽然无法避免, 可是确实做到使生命、财物的损失减少到很小。

我国东临环太平洋地震带, 南有阿尔卑斯—喜马拉雅地震带, 大陆内部又存在许多条板块碰撞带和板内构造带, 地震频繁, 主要属于构造地震类型。因此必须展开对陆壳古板块的划分和现代板块活动状况的研究工作, 从研究深部地质和区域地质构造入手, 着重弄清地质构造活动带的分布及其特点和历史上地震的活动情况, 进行正确的地震烈度区域划分, 为地震预报, 预防提供可靠的地质依据。

我国古代很早便对地震有专门记载, 资料丰富, 是世界上记录地震最早的国家。如在

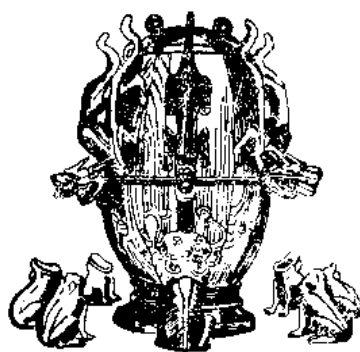


图 13—9 候风地动仪

《竹书记年》里曾记载了公元前1831年(夏朝帝发)所发生的地震。公元132年(东汉阳嘉元年)张衡发明世界上第一台地震仪——侯风地动仪(图13—9), 利用地震时的横波运动, 能够准确的测出震中所在方向, 这是我国古代在地震研究方面所取得杰出成就的代表。解放后, 我国地震研究部门整理了八千多种(几万册书)古代文献, 搜集夏代以来的历史地震资料, 汇编成册, 这是研究地震的宝贵历史资料。

在震前的应力长期积累过程, 可使岩石发生变形、变位, 从而反映在地形起伏的微小变化上。因此, 在震区进行长期的精密大地测量和微量位移测量, 注意岩块的移动和地形变化的幅度, 发现变化幅度加剧便是地震的前兆。同时应结合对地应力、地温、地磁、地电、重力和地声等多方面的仪器测量资料进行综合分析, 借以作出正确的判断。

在发震时和发震前常出现温度突变, 潜水面变化、井水混浊、地声、地光等自然异常现象。此外, 由于在大震之前, 先有微震, 从而导致家畜、家禽等各种动物的异常活动, 都可作为发震的可靠征兆。

近来许多国家都在积极开展预测地震的研究工作, 日本东京大学胁田宏提出了地震时活动层释放出异常多的氢气的研究成果, 实验证明, 地下非活动断层中所含氢气浓度同大气中相同, 为0.5 ppm, 而在活动断层上面增至二万七千至三万 ppm, 这为预测地震开辟出一条新途径。

二、地震预防

编制出精确可靠的全国地震烈度区划图和作为地震预报工作是进行地震预防的前提，预防的目的是避免或尽量减小地震给国家、人民带来的灾害，首先是在地震区划的基础上，在地震施工建筑必须采取能够抗震的整体建筑规划，设计特殊的抗震结构，减轻建筑重量，减少楼房层数，加宽街道，避免房屋密集。地形起伏大、岩石松散、破碎、断层附近和地下水位较高的地方都不宜选作重大工程的地基。建筑物要采用木质和钢筋结构，要避免有高大烟囱和胸墙，外围要挖掘防波沟。

接到地震预报后，必须立即断电，灭火，迅速离开房屋到空旷场所去躲避。这样便可减少火灾和伤亡损失。

三、地震控制问题

地震的预报和预防工作只能减少一些地震灾害给人们带来的损失，要想完全杜绝它的灾害，必须积极开展控制地震的科学研究课题。研究途径是如何使已经具备发震条件的危险区能够按照人们的愿望提前发生地震，或者设法使灾害性的大震变作没有危害的小震。1966年有一个戏剧性的发现，那就是当美国丹佛地区某工厂向地下深井注入废液时，意外地触发起一系列的小震，地震频率同注入废液的速度紧密相关。这是由于液体减少了断层的磨擦阻力之故。从此给人们提出一个可以采用向活动断层中注水以减少磨擦，化大震为小震来控制地震的方法。效果究竟如何？尚待实践和进一步研究予以证明。

第十四章 岩 浆 作 用

第一节 概 述

岩浆岩占地壳总体积的64.7%，它是由炽热的岩浆凝固而成。岩浆和岩浆作用概念的建立，经过一个长达二百多年的发展历史，先后发生过多场论战，著名的水成论与火成论之争是从18世纪末叶开始的第一场大论战（详见结束语）。大规模岩浆作用主要发生于地下深处或海底，人们很难进行直接观测，只能根据岩浆作用的产物以及正在进行的火山活动从事实地观测研究。随着实验岩石学和各种测试技术的发展，人们对岩浆及其作用的认识日益深入，特别是板块构造理论的兴起，大大推动了对岩浆作用和岩浆起源问题的研究。

一、岩 浆 的 概 念

岩浆是地壳深处或上地幔中天然形成的硅酸盐熔融体，内部含有少量固体和气体物质，凝固后可形成各种岩浆岩和有关矿产。

岩浆岩的绝大多数，是以硅酸盐为其主要组分，极少数是以碳酸盐和氧化物为主的。本章主要讨论硅酸盐为主的岩浆及其作用。

岩浆的化学成分若以氧化物表示：岩浆中则含有 SiO_2 、 Al_2O_3 、 MgO 、 FeO 、 Fe_2O_3 、 CaO 、 Na_2O 、 K_2O 等，其中含量最多的是 SiO_2 。由于岩浆中 SiO_2 含量的多少，对岩浆及其凝结的岩浆岩的性质影响极大，因此一般依据 SiO_2 相对含量，将岩浆划分为酸性岩浆（ $\text{SiO}_2 > 65\%$ ）、中性岩浆（52—65%）、基性岩浆（45—52%）和超基性岩浆（ $< 45\%$ ），它们凝结后分别形成酸性岩、中性岩、基性岩和超基性岩（参见第一章）。岩浆中随着 SiO_2 相对含量的变化，其它造岩氧化物的含量也相应的具有规律性的变化。例如越是富含 SiO_2 的岩浆，其中 K_2O 和 Na_2O 相对含量也相应地增加；而 CaO 、 FeO 、 Fe_2O_3 、 MgO 等则相对减少；而贫 SiO_2 的基性岩浆则与此相反， K_2O 、 Na_2O 含量相对减少， CaO 、 FeO 、 Fe_2O_3 和 MgO 等则相对增加。

分析现代火山喷气成分得知，岩浆中含有挥发性组分，其中主要是 H_2O （60—90%），并有 CO_2 、 SO_2 等多种组分。直接测得，不同成分的岩浆温度有所差别。如酸性岩浆的温度约为 700°C — 900°C ，中性岩浆的温度为 900°C — $1,000^\circ\text{C}$ ，基性岩浆的温度高达 $1,000^\circ\text{C}$ — $1,300^\circ\text{C}$ 左右。

岩浆具有相当粘度，它是由熔融体组成物质质点间的内部摩擦阻力引起的。粘度大小取决于岩浆成分、挥发分含量、温度和压力等因素。如酸性岩浆粘度较大，不易流动；而基性岩浆粘度较小，流动性大。温度越高，越是富含挥发分，则粘度越小；压力的增加会使粘度变大。岩浆的粘度大小对喷发方式影响很大。

二、岩浆作用的概念

地球科学发展的早期，人们根据火山口溢出炽热熔浆等现象，认为地球形成的早期和太阳一样，是个炽热的“火球”，后来因其表部冷却形成地壳，壳下仍是岩浆。随着地球科学的发展，大家逐渐抛弃了这种概念。现代地球物理探测证明，地壳下面的地幔是固体。过去那种地壳下面到处都有现成的岩浆，并从地壳破裂处冲破而出的简单模式已不适用了。所以，现代岩浆作用的概念，应该包括岩浆形成过程的机制在内的全部演化过程。

随着地壳和上地幔总的运动和发展，由于局部物理化学条件发生变化，促使部分固态原岩转变为熔融状态的岩浆，并沿某些构造软弱带聚集和运移，喷出地表或侵入地壳，在此过程中岩浆可能发生各种物质的变化和物理性质的改变，最终冷凝成岩浆岩。我们将这种岩浆发生、运移、变化及冷凝成岩浆岩的全过程，叫作 **岩浆作用** (magmatism)。

岩浆活动和构造运动有密切联系。地壳深处或上地幔形成的岩浆温度很高，有时富含气体和挥发分，所以具有巨大的动能、热能和化学能，活动性极强，有向压力较低的上部聚集和运移趋势。但同时，深部生成的岩浆受到几十乃至上百公里上覆岩石负荷重量所产生的极为强大的压力。据推算，10公里深处可产生 2,700 个大气压的压力。如此看来，潜居深处的岩浆要对抗这么大的压力上升到地表，也不是轻而易举的！只有寻找那些构造活动剧烈的软弱带“乘隙”上升。大型褶皱带、大陆裂谷系以及洋脊、俯冲带等板块边缘活动带和板块内部深断裂都是岩石圈物理化学条件发生剧烈变化的地带，是岩浆形成、运移的十分有利地区。

由于岩浆的形成部位和冷凝条件不同，故可形成各种不同的岩浆岩。如来源于上地幔的岩浆，一般富含镁铁质，来自地壳深部的岩浆，多富含硅铝质成分。按岩浆活动所到达空间位置及温度、压力等自然条件，可将岩浆作用分作以下类型：

$$\text{岩浆作用} \left\{ \begin{array}{l} \text{喷发作用} \left\{ \begin{array}{l} \text{海底喷发作用} \\ \text{陆地喷发作用} \end{array} \right. \\ \text{侵入作用} \left\{ \begin{array}{l} \text{深成侵入作用} \\ \text{浅成侵入作用} \end{array} \right. \end{array} \right.$$

不同作用所形成的岩石特征可参阅第一章。

第二节 喷出作用

一、喷发现象

人们对近代火山活动现象的长期观察，获得了有关火山作用的直接知识。

火山喷发过程极为复杂，在不同地区不同的岩浆作用阶段，所喷出的物质和喷发型式各不相同。岩浆沿裂隙通道上升，有的缓慢地流出地表，边流动边冷凝；有的具有猛烈的爆炸性质，可将大量气体、岩浆团块和固体碎屑喷射到火山口以外，在火山口上空形成巨大烟柱（图14—1）。

火山常以多次喷发为其特点。已经停息了 123 年的美国华盛顿州的圣海伦斯火山，于 1980 年 3 月 27 日又开始爆发，声响传播到 200 公里以外，喷发出滚滚烟云，火光冲天高达 6



图 14—1 1968年菲律宾马客火山喷发的炽热气体碎屑云
(菲律宾火山学会摄)

公里以上，次日清晨发现，一座海拔2,951米的老火山锥被崩毁而失掉原来面貌，表面为一层新熔岩所覆盖。对这种惊心动魄的火山景象，古今中外有许多记载。如清朝《黑龙江外记》对德都县五大连池火山群1719年的喷发活动描述说“墨尔根东南，一日地中忽出火，石块飞腾，声震四野。越数日火炮，其地逐成池沼。此康熙五十八年事”。这是指该区14座火山之中的两座新的火山，即火烧山和老黑山火山喷发的情况。五大连池即为火山喷出熔岩和碎屑堵塞白河而形成的五个湖泊。

火山喷出物的温度很高，冲上天空，有如火焰纷飞；但实际上地下并非有什么燃烧的火喷出。流出的炽热熔浆向山谷流下去，沿途可烧毁一切房屋、树木和庄稼等。

随若地球的演化和地壳的加厚，火山活动有逐渐减弱的趋势。古老地质时期形成的火山岩已经成为地壳的重要组成部分。现代洋底主要是由火山岩组成，而且是反复多次喷发的产物。人们根据火山喷发作用断断续续反复进行的特点予以分类，将人

类历史以来不再活动的火山，叫作死火山 (extinct volcano)；在人类历史上曾有过活动而近代长期停止活动的火山，叫作休眠火山 (dormant volcano)；现代正在活动的火山，叫作活火山 (Active volcano)。在我国已发现的活火山，有新疆的和田火山 (1951年仍在活动) 和台湾屏东县的鲤鱼山火山 (于1980年7月7日爆发)。就是死火山也有可能再度活动起来变为活火山。因此，上述火山名称是相对的，不是一成不变的。如著名的意大利维苏威火山 (图14—2)，原来是一座大约一万年形成的死火山，但是从公元63年的大地震开始活动，至公元79年8月24日的一场极端猛烈的喷发，把原有的半个老火山锥都给炸掉了。到1941年以前，有资料可查的较大规模的喷发不少于25次。大多数火山是原有火山的复活，而原来没有火山的地区产生新的火山例子也不少。如墨西哥西部的帕里库廷火山，于1943年2月20日在一片玉米地里开始喷发的。该火山持续活动达9年之久，到1952年停止时，已形成一座高达410米的火山锥 (图14—3)。

二、喷发产物

火山喷发物有气体、固体和液体。不同的火山或同一火山的不同喷发阶段，各类物质成分及其含量比例常会发生变化。

(一) 火山气体

火山喷发物有大量气体，表明岩浆中含大量的气体和挥发性组分。这些物质当岩浆居深部而处于高压条件时，能够溶解在岩浆之中，当岩浆上升到近地表而压力降低时，挥发分从岩浆中析出来，其蒸气压力超过上覆岩层压力时，就会破口喷射，甚至发生强烈的爆炸。



图 14—2 意大利那不勒斯湾的维苏威火山
(据P. M. 巴拉德)



图 14—3 1915年喷发中的墨西哥帕里
库廷火山

火山喷气成分以水蒸气为主，占气体总体积的60—90%，此外，还有二氧化碳、氮和硫以及少量的一氧化碳、氢和氯等气体，还有极其少量的氦、氟和其它稀有气体。火山喷气早期阶段温度较高，富含氯化氢，晚期则富含硫和二氧化碳等成分，这种有规律的变化可作为火山预测的重要依据。

(二) 火山碎屑物质

火山喷发和停息，可以交替反复进行多次，致使喷发产物成层迭置。在火山喷发间歇期间，由于岩浆堵塞火山通道，火山口下面的内部压力逐渐增大，遂孕育着下次的爆发。当火山口再度炸开时，喷发状态显示极为猛烈，可将堵塞的岩柱和爆发炸碎的岩块连同上涌的岩浆一并喷射到高空，作为再次喷发的开端。例如1883年印尼的克拉克托火山爆发，曾将约有2.5立方公里的岩石碎块抛射到27公里的高空。这种由火山喷发而形成的大小岩石碎块、粉末以及由熔浆凝固形成的团块等，统称火山碎屑物质 (pyroclastic debris)。根据它们体积大小和形状予以分类命名。细小者大多降落远处，大者则降落在火山口附近。

火山灰 (ash) 除由熔浆凝固形成的碎屑 (浆屑) 之外，还包括有固体岩石碎屑。它们的粒径小于2毫米，其中最细的叫火山尘 (dust)，最粗的叫火山砂 (sand)。

火山砾 (lapilli) 指粒径在2—100毫米之间的火山碎屑，大于100毫米的叫作火山集块或火山块 (block)。

熔渣 (cinder) 是火山爆发初期，由于熔浆中气体数量较多，抛到空中凝固而成。具玻璃质和部分结晶质结构，落下时呈不规则状的多角形碎块，块径大小约为80—100毫米 (图14—4)。

火山弹 (bomb) 大的熔浆团块抛射空中，冷凝过程经过旋转而坠落地面以后变

成具有某种特定形状的块体，叫作火山弹。大多呈纺锤状、扭转状和梨状（图14—5）。有



图 14—4 堆积在五大连池老黑山南坡的火山碎屑
（灰、砂、砾和面包状火山弹）
（张宝政摄）

的尚未完全凝固而坠落地面，被摔成扁平，里面充满气孔，外壳具龟裂，颇似面包，故名

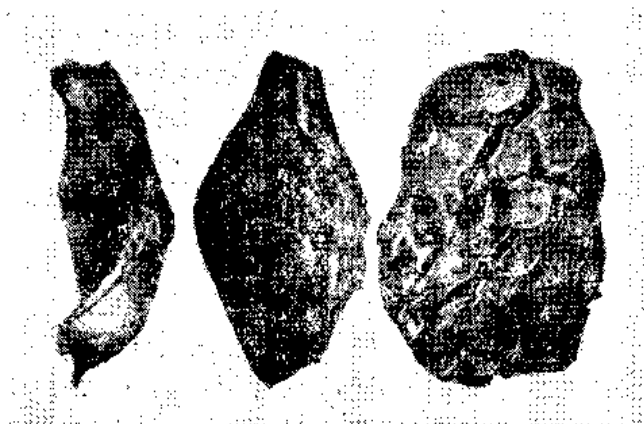


图 14—5 扭转状（左）、纺锤状
（中）和面包状（右）火山弹

面包状火山弹（图14—4、5）。大小不一，从拳头大小到几吨重的都有。多在火山爆发的后期形成，那时熔浆中的气体含量已经不多了。它们多同粗的火山碎屑一起堆积在距火山口较近的地方。

上述火山碎屑经胶结、压固等成岩作用，可形成凝灰岩、火山角砾岩、火山集块岩等火山碎屑岩。

（三）熔浆（lava）

火山喷出的硅酸盐熔融体，由于原来岩浆中的挥发分大量散失，已不

同于岩浆成分，故称为熔浆。熔浆冷凝后形成熔岩。酸性熔浆粘性很大，火山口最易被堵塞，再加上气体含量较多，易产生猛烈式爆发。基性熔浆一般温度高粘性小，多形成宁静式喷发，而且往往覆盖面积较大。山地喷出的熔浆，流向山谷形成舌状熔岩流。在平地喷发者可向四处漫流，形成面状分布的熔岩被。当喷发规模很大，溢流熔浆足够多时，可形成巨大的熔岩台地。熔岩台地分布面积往往很大。如美国西北部的哥伦比亚河玄武岩台地，覆盖面积达40万平方公里，厚达1,000米左右，为数百次喷发堆积的产物。再如吉林省长白山地区的第三纪至第四纪玄武岩台地，分布面积达5,000多平方公里。

刚刚从火山口流出来的熔浆，其表面温度常常比下层温度还要高，如在美国夏威夷基罗亚火山口熔浆内的一次温度测量表明，在12.2米深处的温度为1,175℃，至1米深处降到860℃，到表面反而更高，约为1,000℃。这系由于熔浆表面与富含氧的空气相接触产生氧化作用生热所致。

熔浆流至一定距离后，因其表面散热快，先从表面开始凝结，形成初步固化，但尚有



图 14—6 五大连池火烧山溢出的绳状熔岩
及其形成的瀑布
(张宝政摄)

塑性的皮壳。当浮在熔浆上面的皮壳为同步流动时，它的表壳可以褶成波状。冷却后，这种表面具波状皱纹的熔岩，叫作**波状熔岩** (pahoehoe)。载运波状皮壳流动着的熔浆，使其皱纹反复向前翻卷，由于地形坡度陡缓不同，各部位的流速和翻卷次数不同，将皱纹拧成像束状绳索，所以叫作**绳状熔岩** (ropy lava, 图14—6)。

当熔浆表壳固结后，下面熔浆仍在流动，加以受地形影响，流速有快慢差异，乃使厚层表壳破裂成大小不等的岩块，叫作**块状熔岩** (aa或block lava, 图14—7)。

熔浆流经地面坡度陡峻处，可出现熔岩急流、瀑布现象 (图14—6)。冷却过程中大量气体外冲，可形成高达数米的**喷气丘**。顶部有圆形喷气孔，熔岩呈盘卷状绕在外围 (图14—8)。

当玄武质或安山质熔浆在水下特别是海底喷发时，炽热熔浆遇水，蒸汽压剧增，分裂成大小不等的块体，被高热蒸汽包围而向低处滚动，形成**椭球状或枕状块体**，叫作**枕状熔岩** (pillow lava (图14—9)。枕状熔岩的块体因其表面急速冷却，形成一层薄的玻璃质外壳，内部冷却较慢，结晶较好。凝固时，内部收缩，可产生同表面垂直的放射状裂隙，里面还保留有气孔构造，愈接近表皮，气孔数量越多。由于尚



图 14—7 五大连池火烧山和块状熔岩
(张宝政摄)

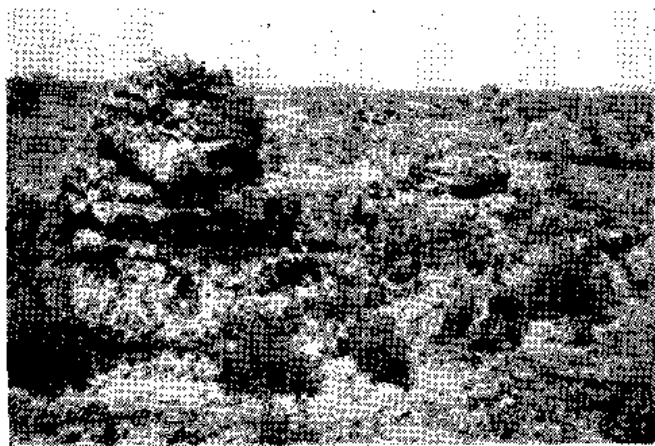


图 14—8 五大连池石龙熔岩中的
喷气丘，高达3.5米
(张宝政摄)

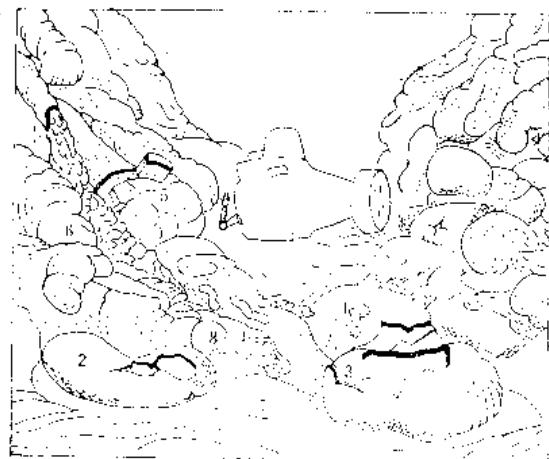


图 14—9 根据深潜观察所作大西洋底中央裂谷中熔岩景观素描

1—8为各种式样的熔岩：1—似发芽的球根；2—扁平中空岩枕；3—空壳状岩枕；4—具隔层的熔岩管；5—具天窗和挤牙膏状石芽的岩枕；6—顺坡延长的岩枕；7—长形岩枕下端破裂倾泻出来的角砾熔岩瀑布；8—长岩枕下端膨出的熔岩球。

(据J. R. Heitzler等, 1976)

未完全固结的枕状体依次叠落，上面的较软，所以每个枕状体的底面凹入而顶面凸起，可作为鉴别火山岩产状及其新老层序的标志。有的枕状体外壳破裂，内部熔浆流出而形成空心壳。



图 14—10 吉林伊通火山群尖山玄武岩的柱状节理

陆地上熔浆开始凝固以后，随着体积收缩可产生许多垂直于冷凝面的多边形柱状节理，常大量出现，异常壮观（图14—10）。

流纹—安山质熔浆粘度较大，火山管道易于被堵塞，往往造成极强烈的猛烈式爆发，可能形成炽热的火山灰流，向前滚动速度每小时可达一百公里。它的内部温度高达800℃。这类高温火山灰流堆积时，发生焊接凝固，

因而形成焊接凝灰岩。

火山地区的地质研究表明，在漫长的地质历史时期（如中生代及古生代甚至更老）形成的火山岩，大多经历了数以百万年计的长期复杂过程。在火山作用停息的地质年代中，一部分火山岩受到强烈的风化、剥蚀，一部分在湖、海盆地内被后来的沉积地层所覆盖。因此火山岩作为一定时代的喷出产物具有一定层位。火山熔岩及火山碎屑岩层延伸到远离火山中心的地方，在横向上可能发生相变而出现其它沉积岩层。

三、火山机构

火山机构是指火山通道、火山口、火山锥、放射状和环状岩墙群等（图14—11）。

（一）火山通道 (volcanic conduit)

是岩浆由地下上升的通道。这种通道一般沿较大的深断裂或其交会点上发育。在地质历史的早期，由于地壳较薄，沿多条断裂大面积喷发，叫作裂隙式喷发；若由断层交会处的桶状通道喷发，则叫作中心式喷发。现代火山多属后一种类型。中心式喷发的最后阶段，岩浆充填火山管道。与喷出岩比较，充填火山通道凝结的岩石结晶较好且坚硬，当火山区长期被风化剥蚀时，往往从平地上凸出起来，形成很尖的孤立山峰，这种火山喷发

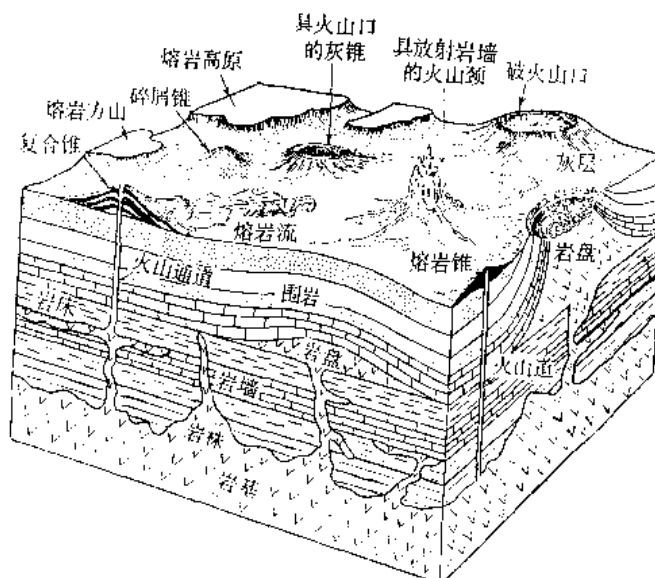


图 14—11 火山机构、火山地貌和侵入体的产状

用停止时，最后充填火山通道中凝结成的岩体，叫作**火山颈**（图14—7）。

（二）火山锥（cone）

以中心式喷发为例，大量火山喷出物喷射到空中并堆积在火山口周围，形成圆锥状堆积地形，叫作**火山锥**（图 14—12）。

各式各样火山锥的坡度决定于岩浆的成分，和喷出的固体碎屑物质与液态熔浆之间的比例关系。火山锥的类型如下：

1. **熔岩锥** (lava cone)：主要由流动性大的玄武质熔岩构成，火山锥坡度角很小（4—10°）。形如盾状，故又名**盾状火山**。盾状火山在平面上呈直径达几十乃至近百公里的圆锥形，高可达1,000—2,000米。例如夏威夷的莫纳罗亚盾状火山，是世界上最大的活火山之一，它高出海平面以上 4,000 米，但从海底算起，火山锥锥体高度可达10,000多米。



图 14—12 火山锥和火山口
（墨西哥帕里库廷火山）

2. **复合火山锥** (pyroclastic cone)：主要由火山碎屑物质围绕火山口堆积而成的锥状体。其坡度较陡，约 30—40°之间。它们一般是一个火山旋回的晚期产物，而且是猛烈式爆发造成的。粗大火山碎块多堆积在近火山口处，但是远离火山口处粒度则逐渐变细，甚至与更远的沉积岩呈互层过渡关系。火山锥已被剥蚀的地区，研究火山碎屑粒度分布规律，有利于寻找古火山喷发中心。

猛烈的火山爆发产生许多以火山口为中心的放射状和环状裂隙群，并有熔浆贯入其

中,形成所谓放射状和环状岩墙群,掌握它们的分布规律有助于恢复古火山口位置。

3. **复合火山锥** (composite cone): 又名**层火山锥** (stratified cone)。猛烈地火山碎屑物质喷发和宁静地熔浆溢流周期性交替,形成呈互层状的火山锥,世界较大的火山都属于这种类型。如果从来没发生过破坏性的爆发,可形成相当对称而陡峭的火山锥。如阿留申群岛中的昔沙勒丁火山(图14—13),便是由安山岩和火山碎屑层组成的复合火山锥,高出海面2,857米;日本的最高峰—富士火山,海拔高度为3,776米,也属于复合火山锥。当中央火山口被晚期熔浆堵塞,在火山锥傍侧寻找裂隙而喷出时形成小火山锥,叫作**寄生火山锥** (parasitic cone)。

(三) 火山口 (crater)

在火山锥顶部或其傍侧通常有低洼的部位,略呈圆形,边缘很陡,火山物质由此喷出去,叫作**火山口** (图14—8)。当火山喷发停止时,火山口的熔浆因冷却回缩而下降,如果其中积水可形成火山湖,如吉林省白头山天池便是其一例(图14—14)。火山口直径很少



图 14—13 阿留申群岛上的昔沙勒丁复合火山锥

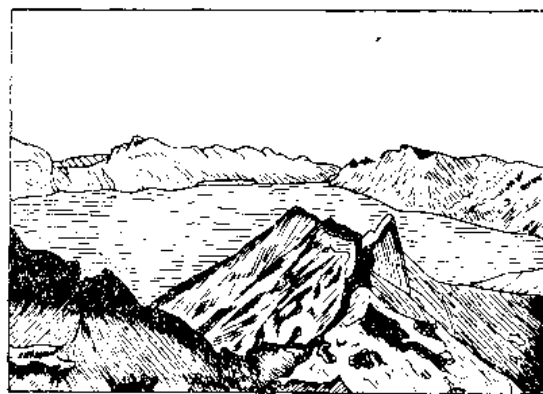


图 14—14 白头山天池

大于1.2公里。很陡的火山口壁由于重力塌陷或风化剥蚀,不断向外扩大,有的火山口直径扩大到8—16公里。较陡和较深的火山口与原来强烈喷发后的火山锥下部空虚塌落有关,火山口塌陷扩大后呈锅状,叫作**破火山口** (caldeva)。

四、火山喷发类型

火山喷发类型取决于下列几种因素:

- 第一、地壳的厚薄,如地壳形成早期较薄,晚期变厚;
- 第二、岩浆的性质,即岩浆的成分、水和气体挥发分的含量,岩浆的温度和粘度;
- 第三、地下岩浆库内的压力及火山通道形状;
- 第四、海底喷发和大陆喷发条件等。

火山喷发类型可分为下列几种:

(一) 裂隙式喷发

一些低粘度的玄武质岩浆,沿狭长的线状断裂带溢出,并覆盖很大面积,这种喷发形式称为裂隙式喷发。在地质历史的早期,由于地壳较薄,以裂隙式喷发为主,现代或近代

裂隙式喷发主要局限在洋中脊和大陆裂谷带上。大洋中脊上的裂谷，是全球规模的张裂系统，由于它的反复裂开和玄武岩浆的喷发与充填，构成了洋壳的一部分。冰岛就是大西洋中脊在陆地上的延续部分。据多次大地测量结果来看，该岛处于不断引张裂开的状态。按照它的张开速率来推算，全世界的大洋中脊裂谷，在两亿年间，可喷出足够形成大洋壳的玄武岩浆。大陆上的裂隙喷发有时也与裂谷有关。如四川峨眉山二叠纪玄武岩，覆盖了我国西南四川、云南、贵州三省交界地带的广大地区，有人认为也是裂谷发育初期的产物。又如世界最大熔岩被，是印度德干高原的高原玄武岩，其面积可达50多万平方公里。

（二）中心式喷发

沿多组断裂交会点上由圆形筒状通道喷出的，叫作中心式喷发。为近代大陆内部及大陆边缘中酸性岩浆的主要喷发形式。原因是深部上升的岩浆在地壳一定深处常形成次生岩浆库以及晚期地壳变厚，只能在断裂交会点形成火山通道；此外中酸性熔浆多采取强烈爆发型式。

中心式火山的喷发状态，反映在其喷发产物的量比上。一般将喷出物中的火山碎屑物数量与全部喷出物总量的比值，叫作爆炸指数（ E ）。 E 值愈大，表示爆炸性愈高，反之则愈低。按照爆炸性高低，可将中心式喷发划分为猛烈式、宁静式和递变式三种。

1. 猛烈式 这种喷发经常以猛烈爆炸作为每次喷发的开始，具有突然性特点，可给人类带来巨大灾害。当岩浆中聚集大量气体，特别是粘稠的中、酸性岩浆，经常堵塞火山通道，而内部压力积累得极为强大，易于造成猛烈式爆发。由于火山口爆炸，岩石被炸碎，将大量气体、固体岩屑和岩浆团块喷向天空，而后再降落到火山口周围堆积。猛烈式的典型实例有西印度群岛上的培雷火山（图14—15）。据1902年的一次爆发记录，突然喷出大量的炽热气体碎屑云，云柱高达4,000米，沿斜坡冲到海边的圣皮埃尔城。沿途烧毁所有可燃物质，入海后使海水沸腾起来。片刻间毁灭了全城一切建筑、生命和财物。又如位于中朝边境上的白头山火山，远在新第三纪便开始活动，直到明末、清初（1597年、1660年和1702年）还有火山喷出活动。山顶被最后喷出的白色粗面岩及其凝灰物质所覆盖，故称白头山。最高峰海拔2743.5米，顶部中央火山口积水成湖，名为“天池”（图14—14），形成“碧波如镜悬空，雪峰似剑刺天”的奇观。山顶有大量火山熔渣和浮岩，南坡有火山灰等物质，白头山最后的喷发类型也属于猛烈式。

2. 宁静式 此类火山以宁静地溢流出炽热熔浆为其特点，无爆炸现象。太平洋夏威夷群岛上的火山为此类代表，以溢出流动性较大的基性玄武熔浆为主，覆盖很大面积，可形成盾状火山锥。

3. 递变式 此类火山以宁静式和猛烈式有规律的交替喷出为特点，而且多数火山皆属这种类型。通常是先作猛烈式喷发，喷出大量气体和固体岩屑，随后转变为宁静地溢流熔浆，反复交替，层

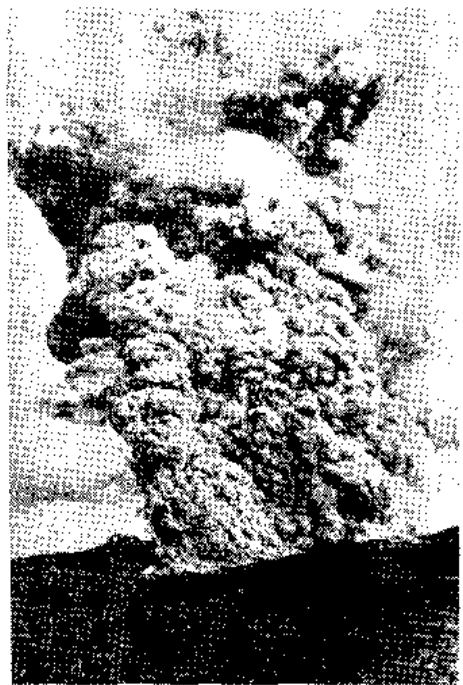


图 14—15 1902年培雷火山喷出的气体碎屑云

层覆盖，形成层状火山锥。

五、火山期后现象

火山喷出作用持续一段以后，由于岩浆及火山通道上的岩浆内部压力逐渐降低，使火山喷发作用暂时停止。在火山喷发间歇期，往往转变为出现许多温泉、喷泉和喷气等活动。这是由于深部还有未冷凝的岩浆，从岩浆中析出的高热气体上升的结果；或是由于地下水下渗到高地带被加热后，变为热水或气体重新上升的结果。以高温气体状态喷出地表的，叫作**喷气泉**；液化成热水状态喷出地面者，叫作**温泉**。有的温泉和喷气泉是每隔一定时间喷出，故称**间歇泉**或**间歇喷气泉**。

岩浆在地下深处冷却，散热方式主要是通过上覆岩石的热传导和热气泡带出。这种作用可延续数百至数千年。如已经停止活动270年的白头山，至今仍有许多温泉，有的水温高达82℃。“天池”里边的水除少量雨水之外，绝大部分由温泉水补给。黑龙江五大连池火山已经停止活动250年了，但至今仍有喷气泉存在。

温泉水中含有多种矿物质，对一些疾病有良好的疗效，有的已成为疗养胜地。温泉蕴藏着丰富的热能，目前已有许多国家利用温泉或喷气取暖或发电。我国西藏羊八井发现的热气泉温度和压力都很高，在建立地热发电站进行钻探时，水气上喷竟达50米之高。

六、世界活火山的分布

据F. M. 巴拉德统计(1971)，全世界活火山共有516座，其中的80%分布在以下两个带上(图14—16)：

(一) 环太平洋火山带

现在已知有319座活火山分布在环绕太平洋的周围，占世界活火山总数的62%。其中45%是沿西太平洋边缘分布，即北部从阿拉斯加起，经阿留申群岛、勘察加半岛、日本、我国台湾、菲律宾、东印度群岛至新西兰，形成西太平洋沿岸的著名火山岛弧。而其余17%则分布在东太平洋的美洲西岸，连接起来构成环绕太平洋火山带，有人称之为环太平洋火圈(Circum Pacific Girdle of Fire)。它位于太平洋板块同其周围大陆板块的边界线上，大体以此边界线为界，两侧岩性有显著变化，在该线的大陆一侧以安山质和流纹质熔浆喷发为主，在大洋一侧和大洋内部以玄武质熔浆喷发为主，界线分明，因此有人叫“安山岩线”(andesite line)。安山岩线和火山带的分布，进一步证明，岩浆作用主要受板块构造机制所控制(图14—17)。

(二) 阿尔卑斯—喜马拉雅火山带

现在已知94座活火山分布在这个带上，占世界活火山总数的18%。它西从地中海的西里岛起，向东经爱琴海、土耳其、伊朗、喜马拉雅山脉至缅甸，再往南转向东印度群岛，而同环太平洋带相连接(见图14—12)。这个带恰好位于非洲板块同欧洲板块及印度板块同亚洲板块的碰撞带上。

其余的活火山分布在大西洋中，共有51个，约占总数的10%。其中42个是位于大西洋中脊的冰岛、亚速尔群岛、佛得角群岛和圣保罗岛上，组成相对集中的第三个火山带，另外的9个都分布在西印度群岛的小安第列斯岛弧上。还有10%的活火山是分散分布在非洲大陆、太平洋、印度洋和南极洲，其中有7个分布在非洲裂谷附近。

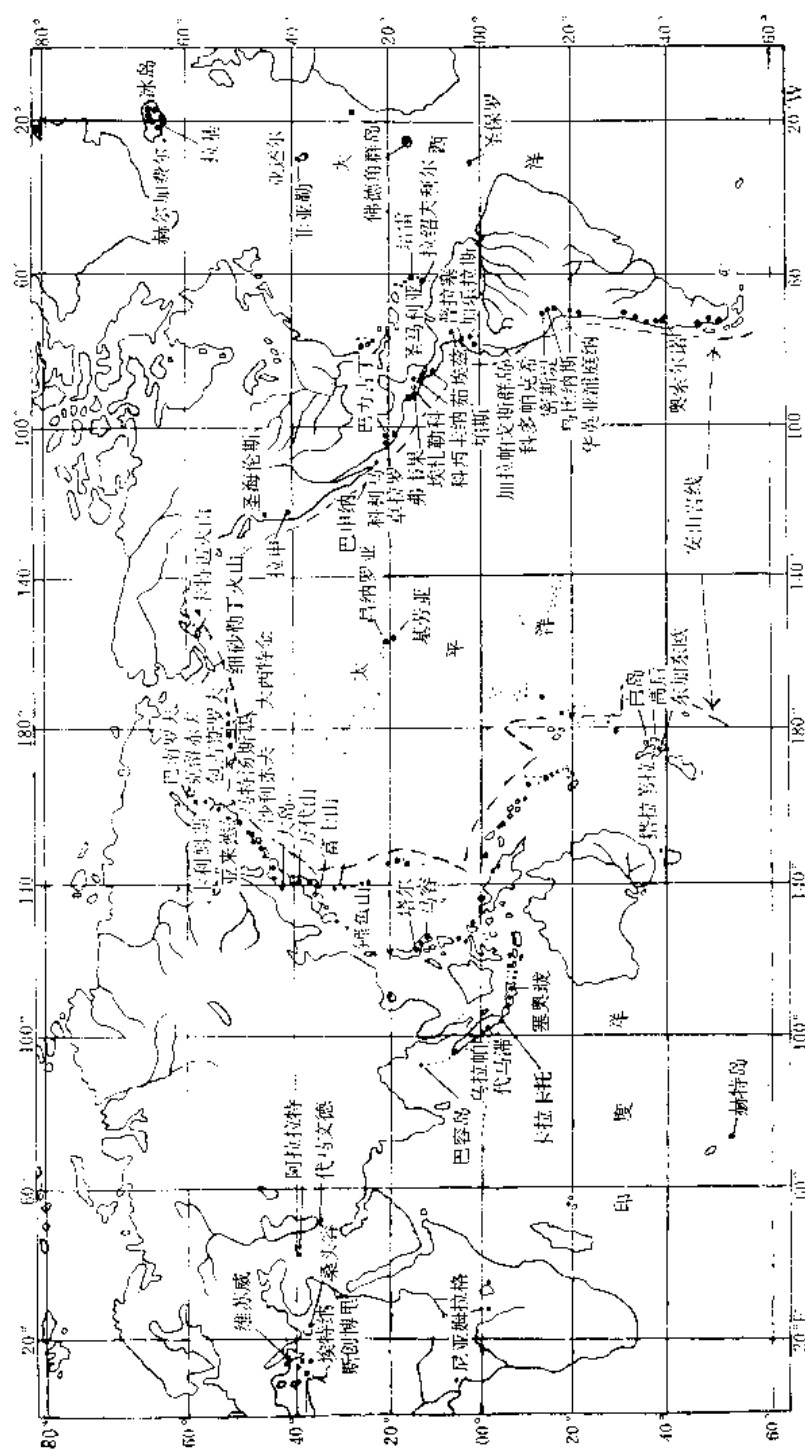


图 14—16 世界活火山和安山岩线分布图 黑点为活火山位置，断线为安山岩线

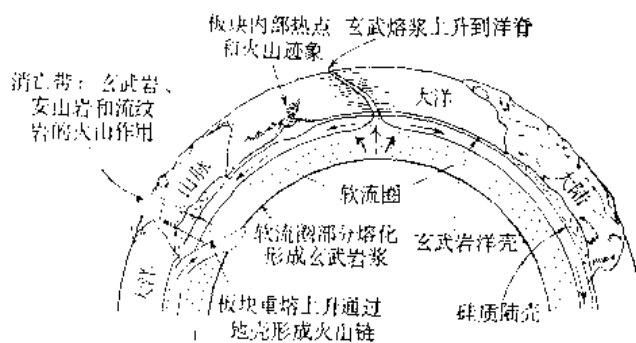


图 14—17 岩石圈板块的运动与火山活动

我国的活火山，台湾鲤鱼山是位于环太平洋带上，新疆的和田火山位于大陆内部。分布在环太平洋带上的休眠火山有黑龙江五大连池火山、查哈彦火山、中朝边界上的白头山和台湾的大屯火山。分布在阿尔卑斯—喜马拉雅带上的有云南腾冲火山。分布在内陆的有山西大同火山。

七、海山 (seamount) 和平顶海山 (guyot)

据海底探测资料，已知大洋壳内部也有许多深断裂，并伴有大量的火山活动，形成大量的火山丘。有些火山单独出现，有些火山沿一定方向成群分布，构成海底火山链。海底火山露出水面就成为火山岛屿或火山岛链。在海面以下独立存在并高出海底一千米以上的火山称为海山。具有平顶的海山，特名之为平顶海山。有的平顶海山的山顶位于水面以下一千多米。如此深处的平顶地形绝非海浪剥蚀的结果。据探测，在平顶的周边有很厚的珊瑚环礁，说明它原来是处于浅海环境，平顶山形是那时海浪剥蚀的。现在的位置则是后来海底下沉的结果。由此证明，存在火山活动的海底构造运动的幅度也很大。

世界绝大多数海山和平顶海山分布在太平洋。规模较大的有中太平洋海岭或岛链，它从夏威夷群岛上的内克岛向西延伸到威克岛，长达 2,400 公里；另一个是著名的皇帝海岭或岛链，它从夏威夷群岛的西北端向北延伸到阿留申、勘察加、千岛群岛海沟的结合点。它们是由一系列线状排列的火山山脉和山峰组成。以夏威夷群岛为例，它是由各个时代历次喷发的火山物质堆积而成的。其规模宏大，从海底算起，相对高出 8,814 米左右，可与陆上的珠穆朗玛峰相比。

八、火山活动的预测

火山地区特别是邻近猛烈式喷发的火山地区，火山活动的预测工作是很重要的。火山活动有突然性，但并非无规律的自然过程。火山在临近喷发前，往往发生火山地震、岩石变形、地形变化、地温升高、地磁和地电异常，以及喷气和喷泉活动加剧等现象。因此建立火山观测站，长期进行观测，并综合分析研究火山活动历史和周期性规律，是可以准确地进行预报。近年来在这方面已有较大的进展。

第三节 侵入作用

在地下深处形成的岩浆，由于承受上覆岩石的压力，具有向压力降低的构造软弱带侵入趋势，它以自身的静压力挤开围岩，沿途吞没掉入其中的岩块，用较高的热力熔化围岩等形式，逐步扩大自己所占据的空间。由于沿途吸收了各种成分的岩石，岩浆本身的成分和物理性质将不断发生变化。岩浆侵入到一定深处开始冷凝和结晶，形成侵入岩体。岩浆的这种上侵并占据一定空间的作用，叫作侵入作用 (intrusion)。

一、侵入岩体的产状

侵入岩体在地下形成，各种岩体都具有一定的产状。所谓产状是指岩体的形态、大小，与围岩层理和构造的相互关系，以及形成时期所处的地质构造环境。首先按照形成环境特点和侵入作用方式，将侵入岩体分为深成岩体和浅成岩体两大类。深成岩体形成于相当深处，是通过对顶部岩石的熔化、排挤、甚至变质等作用，逐渐上侵并占据空间的。形成深成岩体的岩浆规模一般较大，冷凝时间长达上百万元以上，因而结晶充分，形成粗粒结构的岩石。浅成岩体则与此相反，一般沿断层或层间裂隙贯入。由于岩浆规模小、冷却快，故常形成细粒的或斑状结构的岩石。另外，按照侵入体同围岩的接触关系，可划分为谐和侵入体和~~不谐和侵入体~~。前者接触面大体同围岩层面平行，如岩床、岩盘和岩盆等；后者指岩体接触面与围岩层面成斜切关系的岩体，如岩基、岩株、岩墙、岩脉等（图14—11）。

（一）谐和岩体

岩床 (sill)：是一种板状侵入体，平行夹于围岩岩层之间，产状与围岩完全一致（图14—18），一般由粘性较小的基性岩浆顺层贯入而成，其厚度一般由几米至几十米乃至更大，分布面积大者常可达几千平方公里。

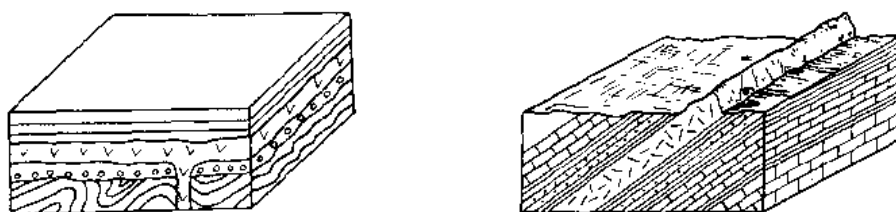


图 14—18 水平岩床（左）和倾斜岩床（右）

岩盘 (lacolith)：又名岩盖。是一种中央凸起，四周变薄，底部平坦，呈蘑菇状的侵入体。一般规模不大，同围岩多呈谐和接触，一般由粘性较大的中、酸性岩浆贯入而成，它将顶部岩层拱起成穹窿状（图14—19）。

岩盆 (lopolith)：是一种平顶、底凹似盆状的大型侵入体。同围岩成谐和接触，多由基性岩组成（图14—20）。

（二）不谐和岩体

岩基 (batholith)：是一种大型不谐和深成岩体，多由花岗质岩石组成。有的向下延伸可达10—30公里，岩基遭受风化、剥蚀出露地表时，呈圆形或椭圆形（图14—11），其

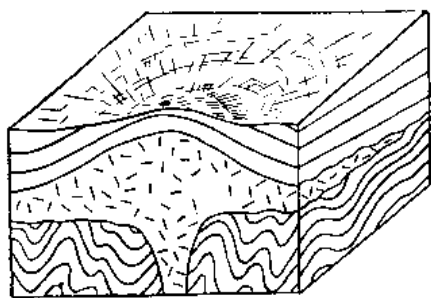


图 14—19 岩盘

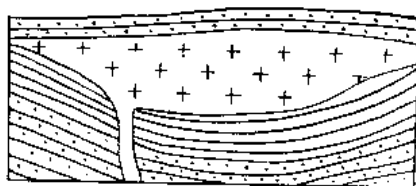


图 14—20 岩盆

出露面积在 100 平方公里以上，大者甚至可达数千乃至上万平方公里。岩基的长轴方向通常平行褶皱山脉，并构成褶皱山脉的核心。如我国的昆仑山、天山、秦岭、南岭、大兴安岭、张广才岭以及东南沿海地区的山脉，主干多是由花岗质岩基组成的。

岩株 (stock): 是一种小型的不谐和侵入岩体，地表出露者多呈圆形，面积小于 100 平方公里。有独立的岩株，也有的岩株实际上是较大岩基的顶部凸起部分，主要由中、酸性岩浆岩组成 (图 14—11)。

岩墙 (dike): 是一种横切围岩层理或片理的较陡的板状侵入体，系由岩浆沿断裂裂隙侵入而成。厚度由几厘米至几十米以上，长几十米至几百米甚至数百公里或更长。由于组成岩墙的岩石往往较之围岩坚硬而难以风化、剥蚀，因而在地貌上常表现为城墙般的突起。但也有的岩墙比围岩更易风化、剥蚀，形成凹入的长槽状地形 (图 14—21)。

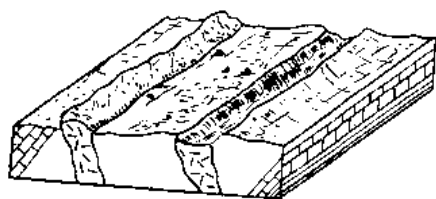


图 14—21 岩墙及其地貌

岩墙有时成群出现，构成岩墙群。前述环状和放射状岩墙群，是沿火山爆发有关的裂隙贯入产物。由此可见，浅成侵入体同火山根部岩体之间没有严格界线，同一期岩浆既喷发，也可侵入地面以下。

另外，还有岩脉和岩枝等不谐和侵入体。前者是沿岩体内部或围岩裂隙贯入的不规则脉状体，如伟晶岩脉，细晶岩脉和闪长玢岩脉等，一般是主岩体

冷凝晚期，深部尚未凝结的岩浆再度侵入的产物；后者主要沿较大岩体的顶部或侧面的围岩裂隙中贯入的，主岩体的分枝体，是与主岩体同次侵入的产物。如与花岗岩体相连的花岗斑岩或细晶岩岩枝，常分布在岩体的顶部。

上述各种岩体，有的为一次侵入产物，岩体内部成分和结构较均匀，只是其边缘结晶较细，内部没有互相穿插关系，这种岩体叫作简单岩体；有的为多次侵入的产物，不同期次侵入者在成分和结构上有所不同，这种岩体叫作复杂岩体。不同次侵入的较大岩体，它们各自都可以有岩枝或岩脉，并具有互相穿插关系。因此，详细研究岩体的产状及同其它岩体 (岩脉、岩枝等) 的穿插关系，是恢复岩浆作用历史及演化特点的重要依据。

二、侵入岩浆的凝结过程及演化

高温的侵入岩浆上升到地壳一定部位，与较冷的围岩相接触，逐渐冷却并凝结成岩浆岩。岩浆的冷却速率，与其所处的深度和岩浆体的大小有密切关系。侵入浅处的较小岩体 (如岩脉、岩墙等) 冷却较快；深处侵入的较大岩体冷却很慢。如果岩浆体的内热只是以热传导方式散热，其冷却速率与岩体的直径或与岩床的厚度的平方成正比。据计算，一个

较深的侵入花岗岩岩基结晶冷凝的时间,大约需要100万年。

由于岩石不易导热,表面先冷凝,内部尚保持液态岩浆状态。这种特点对于岩体内部构造和岩浆演化有重大影响。

(一) 岩浆冷凝过程的阶段性

1. **正岩浆阶段** 为绝大部分造岩矿物结晶阶段。由于各种矿物的结晶温度不同,因而不同矿物的结晶是有先后的。如在某些基性、超基性岩浆中,熔点较高的铬铁矿和橄榄石等先结晶,辉石和斜长石等后结晶;而在中、酸性岩浆中,辉石、角闪石和斜长石等先结晶。熔点较低的钾长石、钠长石和石英等后结晶。但是,上述矿物的大部分都在正岩浆阶段结晶的。

2. **气成伟晶阶段** 主要造岩矿物结晶出后,使残余岩浆中挥发分含量相对增多,呈稀薄易流动的硅酸盐流体,可贯入到岩体顶部裂隙中形成伟晶岩。这种贯入裂隙中的残余岩浆,是在相对封闭条件下结晶的。由于富含挥发分,粘度较小,各种矿物有充分的结晶条件,因而往往结晶成巨大矿物个体。挥发分中含有许多成矿物质,如电气石、黄玉、绿柱石和白云母等矿物,有时可能构成伟晶岩矿床。

3. **气水热液^①阶段** 温度继续下降,大量的挥发分从接近凝结的岩浆中析出,形成气水热液,沿岩石裂隙或岩体与围岩接触带渗透。热液因富含矿化剂和Fe、Si、Mg、K、Na和S等物质,具较高化学活动性,与围岩交代反应,形成蚀变岩石。蚀变岩石存在与否,是决定岩体是否与围岩为侵入接触关系的重要标志,也是寻找与热液作用有关矿床的找矿标志。

(二) 岩浆的演化

岩浆的侵入过程,不单单是岩浆向上运移的过程,而且是一种复杂的物理化学演化过程。当部分熔融的岩浆从母体析出并运移时,有的携带着尚未溶解的矿物及岩块,有的在运移过程中发生结晶作用,使岩浆呈糊粥状。而更多的则是侵入以后缓慢结晶的。岩浆上升或冷却过程并不是完全的封闭系统,因为岩浆具有较高的温度,可以熔化围岩和掉入其中的岩块,使岩浆成分不断发生变化(因为围岩成分常与岩浆成分不一致)。另外,当岩浆结晶时,一般先晶出高熔点矿物,因此随着结晶作用的进展,剩余岩浆成分不断发生变化。某些侵入浅处的较小岩体、冷却较快,来不及发生上述作用,因而岩浆成分变化较小。不同的岩石类型的形成,皆与复杂的物理化学作用有关,这在下面将要详加论述。

侵入岩浆的演化方式,如果以数学模式表示,则有如下几种情况:

假定原始岩浆A是均匀的,L为液相,S为固相,A、B、C、D代表不同成分,

岩浆分化方式:

$$L_A \longrightarrow L_B + L_C, \text{液体分离(熔离作用)}$$

$$L_A - S_B = L_C \text{分离结晶(结晶分异作用)}$$

岩浆加合方式:

$$L_A + L_B = L_C \quad \text{岩浆混合作用}$$

$$L_A + S_B = L_C \quad \text{岩浆同化作用}$$

① 岩浆固结时析出的以H₂O为主的挥发性气体,当温度逐渐降低到300°—400℃时,可能转化为溶解有矿物质的液相热液。

$$L_A + S_B = L_C + S_D \quad \text{混染作用}$$

其中, 熔离作用对Cu、Ni、S等成矿作用有意义, 而对岩浆分异的实际效应目前尚有争论。岩浆混合作用在深部可能发生, 但还没得到证实。对岩浆作用较有实际意义的, 乃是结晶分异作用和岩浆同化作用。

结晶分异作用 (crystallization-differentiation)

岩浆侵入到地壳一定部位, 当它的温度下降到结晶温度区间 ($1,200^{\circ}\text{C}$ — 800°C) 时, 不同的矿物可按某种顺序陆续发生结晶。岩浆中晶出的固体矿物比重各不相同, 有的大于液体岩浆的比重, 有的小于液体岩浆的比重。如基性岩浆的比重约为 2.9 左右, 从中晶出的橄榄石的比重为 3.3—3.5, 辉石的比重为 3.1, 斜长石的比重为 2.7 左右。因此, 橄榄石和辉石有可能向下沉降到岩浆体的底部, 使之相对富集, 而斜长石等有可能漂浮在上部相对富集起来, 在完全冷凝后, 岩体上、下部位的岩石成分不一致, 分别构成不同岩石类型。岩浆结晶过程产生的这种分离过程, 称为结晶分异作用。例如, 纽约哈德逊河西岸的帕里萨德斯辉绿岩岩床, 就是这种结晶分异作用的典型特征 (图 14—22)。该区辉绿岩岩床出露于高 320 米, 长 80 公里的陡崖上。岩床侵入于三叠纪砂岩中, 由于其上、下同砂岩接触的边冷却较快, 形成细粒岩石 (称边缘相), 其成分基本上代表岩浆的平均成分。而它的内部因缓慢冷却, 有充分的结晶分异条件, 成分上发生分离, 形成不同成分的岩石分带, 并具有发育良好的层状堆积构造。

岩浆冷却过程从早期到晚期的矿物结晶顺序是有一定规律的。早在 1922 年, 美国学者鲍文 (N. L. Bowen) 根据实验结果提出了一种基本的模式, 这就是岩石学上著名的“鲍文反应系列”。他根据玄武岩浆结晶过程的大量实验和玄武岩产状的观察研究, 认为玄武岩浆的结晶过程包括了两个矿物演化系列 (图 14—23), 其一是右侧的 Ca—Na 斜长石的连

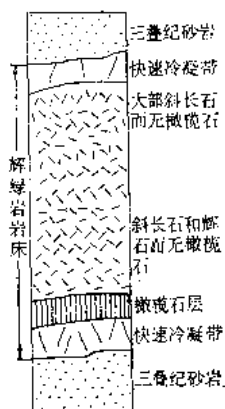


图 14—22 帕里萨德斯
辉绿岩岩床侵入体剖面

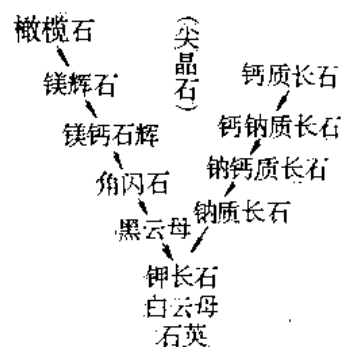


图 14—23 鲍文反应系列
(据鲍文, 1928)

续固溶体系列, 即在高温时结晶出富钙长石成分的斜长石, 随着温度的下降, 到低温时逐渐晶出富钠长石的斜长石。其二是左侧的镁铁质矿物不连续反应系列, 即从高温到低温的不同温度阶段按橄榄石→辉石→角闪石→黑云母的顺序晶出不同的矿物。前后相邻矿物之间不是成分上的连续过渡, 而是岩浆同早期矿物反应而形成新矿物, 因此在基性岩中经常可见到“反应边结构”(如橄榄石颗粒边部形成的辉石反应圈)和斜长石的环带结构(中间为富钙长石, 其外围逐圈形成更富钠长石成分的斜长石)。随着温度的下降, 此二系列同

时演化,经黑云母和钠质长石晶出后,便进入钾长石、白云母和石英晶出阶段。

鲍文认为,如果结晶分异作用充分,由玄武岩浆可形成从超基性到酸性的所有岩石类型。

鲍文的上述模式,主要根据低压条件下的简单成分实验得出的,同部分地质现象颇相吻合,在岩石学发展方面起过重要作用。然而自然界所有不同岩石类型皆由一种玄武岩浆分异作用而成的观点显然与自然界实际情况不相附合。因为沿某些造山带分布的大量的岩基群,没有与其相伴出现的基性、超基性岩浆岩。现已得到证明的事实是,自然界存在的各种岩石类型,是由多种独立来源的岩浆形成。此外,不同条件下形成的不同性质的岩浆,其结晶分异进程也可有很大的差别。所以,岩浆岩多样性的原因,是由多方面的复杂因素所决定的。

同化混染作用 (assimilation-contamination)

一些大规模侵入活动形成的花岗质岩基,多属深成侵入作用的产物。这种岩浆的上侵过程非常缓慢,岩浆以其热量熔化围岩,并且吞掉大量的掉入其中的岩块,用这种方式取得侵入岩体空间的作用,称为岩浆的顶蚀作用 (stoping)。顶蚀作用过程中,不同性质的围岩不断熔解在岩浆中,使岩浆成分不断发生变化,这种作用过程称为岩浆同化作用。同化作用的现象多见于岩体顶部和侧面,与围岩的接触带上。那里经常有大量的围岩捕虏体,是尚未同化了的残余体。与石灰岩接触的岩体,由于岩浆吸收了大量的碳酸钙成分,斜长石往往具有反环带结构(外环比内环含更多的钙长石分子)。与岩浆成分相近的围岩及小块岩石易被同化,但与岩浆成分差别较大的围岩,往往较难被同化,因而经常保留着边界模糊的岩块。有时只残留一些难熔的矿物如石榴子石、夕线石、堇青石和角闪石等在岩浆岩中不均匀分布,使岩石成分污染,故称为混染作用。

在一些地区,不同成分的岩体先后多次侵入,造成复杂的穿插关系。经研究证明,其中某些岩体时代相近,成分上又有“亲缘关系”,是属于同源岩浆的不同演化阶段逐次侵入产物。它们在岩体及其周围呈岩脉或岩墙产出,成分上与主岩体有所差别,形成不同的岩石类型。这种同源岩浆结晶的晚期小规模再度侵入的过程称为附加侵入作用。

由此可见,原始岩浆的种类是有限的,岩浆的结晶分异作用、同化作用、附加侵入作用和岩浆结晶条件等,是岩浆岩岩石类型多样性的重要原因。

第四节 岩浆起源问题

认为地球内部处处都有岩浆的老概念显然已经过时了。因为从现代深部地球物理和实验岩石学资料不能得出这样的结论。岩浆是怎样形成的?物质来源于何处?原生岩浆有几种?岩浆活动受什么机制控制?这些都是研究岩浆起源问题的主要内容。

人们对岩浆活动与地壳运动的关系,研究得比较详细,现代高温、高压实验技术能够模拟地幔条件下的物理化学过程,并利用一些元素的同位素、重稀土元素等作为示踪标志(见第三章第二节),能够相当准确地追踪和证实岩浆作用的某些细微过程。特别是板块构造理论,对于岩浆起源问题的研究,提供了更有生命力的前景。因此,有关岩浆起源的讨论,从过去的假说阶段进入了定量的证实阶段。

各种岩浆岩经常是沿着一定的构造带或某些区域相伴出现。因此根据岩浆岩组合特征

来研究它的成因更为方便和合理。我们将发育于一定的地质构造环境，并在时间和空间上紧密共生的一套岩浆岩，称为**岩浆岩的共生组合**。

据全球性岩浆岩共生组合的初步研究表明，有大洋中脊拉斑玄武岩①组合；大洋岛屿碱性玄武岩②及拉斑玄武岩组合；岛弧和大陆边缘的钙碱性安山岩③及花岗质岩石组合；大陆裂谷带的碱性玄武岩、碱性岩及金伯利岩组合；大陆内部的深成花岗质岩石及斜长岩组合等。

岩浆起源，特别是玄武岩浆、安山岩浆、花岗质岩浆的起源问题，是岩浆作用的基本问题之一。这一节将主要讨论这些岩浆的形成和分布问题。

按照近代概念，一般认为玄武岩浆是上地幔部分熔融形成；花岗质岩浆则是地壳深部熔融形成。

已知岩浆的温度约在800—1,200℃之间。在地壳和上地幔某部位形成岩浆，即意味着该部位曾达到过上述的温度（那怕是暂时的）。各种造岩矿物和岩石的高温、高压熔融实验表明，存在着如下经验规律：

第一、在缺水或无水条件下的矿物和岩石，开始熔融的温度（熔点）随压力的增大而增高。但是由深部地球物理资料推算的地热梯度，则是愈向深部愈变小（图14—24）。由

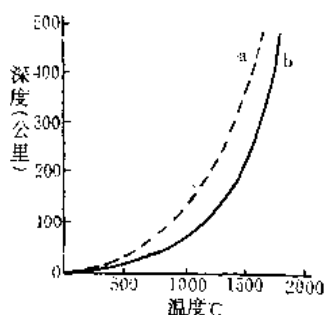


图 14—24 地热梯度随深度的变化

a—陆壳下面；b—洋壳下面

图可见，虽然地温随深度增高，但总是达不到相应深度（压力）的岩石熔点。因而在正常情况下无论在地壳深部或在上地幔，都不能发生部分熔融形成岩浆。

第二、在有水或水过剩的条件下，与上述情况正相反，即随压力的增大（向深部）矿物和岩石的熔点普遍降低，特别是长英质（长石和石英为主，接近花岗质成分）岩石，在压力增大的最初几个千巴区间，其熔点降低200—300℃。因此，在有水或水过剩的条件下，花岗质岩石的熔融曲线能够在地壳压力范围内与相应地热曲线相交。说明地壳深部可以形成花岗质岩浆。

第三、实验表明，部分熔融的程度（百分率）直接影响原始岩浆的成分和性质。因为最初熔出的是那些低熔点的长英质组分，随着温度进一步上升，才有镁铁质等难熔组分熔融。如在上地幔上部发生部分熔融时，因为压力不过分大，部分熔融程度较高（30%以上），易于形成拉斑质岩浆。在上地幔的深处形成岩浆时，由于压力很大，许多组分的熔融受到限制，部分熔融程度低，形成碱性玄武岩浆。

从上述规律来看，在上地幔中形成岩浆，需要局部压力降低、温度升高和水的加入；而在大陆硅铝质地壳内形成花岗质和安山质岩浆，需要不太大的压力（15—30公里深度），很高的地热流的上升和水的加入等条件。

部分熔融的液相产物存在于未熔矿物颗粒之间，与固体矿物比较，其比重较小，具有向压力降低的上部聚集和运移趋势。部分熔融产物只有从母源脱离而上升时，才具有独立岩浆的意义。

① 拉斑质玄武岩系列：其化学组成比一般玄武岩富 SiO_2 ，贫 K_2O ；

② 碱性玄武岩系列：比一般玄武岩贫 SiO_2 ，富 K_2O ，有时含碱性暗色矿物；

③ 钙碱性安山岩、流纹岩、花岗岩系列：为富 SiO_2 、富 K_2O ，是在陆上相当普遍的岩浆岩类。

形成岩浆的上述条件，在地球内部并非到处存在，而是存在于某些构造活动带和地热流异常地段上。如沿深大断裂带、地幔物质上涌的张裂带、岛弧和大陆边缘的板块俯冲带（包括造山带）以及某些由地幔深部上升的热点上。

构成世界大洋底的洋壳，主要由玄武岩和侵入其中的辉长岩、辉绿岩组成，它们是伴随洋中脊的中央裂谷不断张开过程中喷发和侵入的。这里由于地幔对流和膨胀上隆，以及高热流，陆续形成低钾的拉斑质玄武岩浆。据现代火山区的地震观测表明，岩浆活动时产生的震源深度约为 50—70 公里。这个深度与依据实验岩石学估计的岩浆形成于小于 100 公里左右的数字十分接近。一些大陆裂谷系的玄武岩浆，其形成机制也与大洋中脊类似，但从大量碱性玄武岩的存在来看，其形成深度更大些（>100 公里）。

岩浆作用的环太平洋带位置，恰好与太平洋板块向大陆和岛弧下面俯冲的洋壳消亡带相一致（图 14—16）。许多研究者认为：当大洋板块携带富含水的海洋沉积物沿贝尼奥夫带插入上地幔时，由于高温、高压条件使含水岩石脱水并向上部扩散。在有水的条件下，促使贝尼奥夫带以上的地幔岩部分熔融形成岩浆。岩浆起源的上述板块构造模式，颇与实际相符，已受到大多数研究者的支持。但是岩浆形成的具体部位和物理化学条件问题，意见尚不统一。

久野久对日本第四纪火山带的研究中认为，横越日本列岛的火山岩成分呈现有规律的带状分布（见图 14—25）现象，即从日本列岛靠太平洋一侧的火山带前缘为拉斑玄武岩，由此再向西部依次出现高铝玄武岩和碱性玄武岩，它们的 $K_2O + Na_2O$ 含量和 K/Na 比值逐渐增大。他进一步将岩浆形成的深度同震源面的分布联系起来，提出了不同深度形成不同成分的独立岩浆的观点，即源于震源深度 130—160 公里地带者为拉斑质玄武岩浆；源于震源深度为 160—250 公里地带者为高铝玄武岩浆；而西部源于震源深度大于 250 公里者为碱性玄武岩浆等，认为上地幔橄榄岩的不同深度的部分熔融，形成不同成分的岩浆。

值得注意的是沿美洲大陆西部边缘造山带的岩浆活动特征。那里沿北美科迪勒拉山脉发育有大量的花岗质岩基群，而南美洲安第斯山脉则发育有大量的钙碱性安山岩及花岗岩。这里不仅是岩浆成分变化如同日本列岛，而且它们的形成时代也作有规律的带状分布。显然，这种分布特点是与东太平洋板块向美洲大陆西部边缘俯冲消亡的机制有密切的成因联系。

另一个较为明显的现象，便是洋壳俯冲于洋壳之下时，不形成钙碱质安山岩、流纹岩、花岗岩岩浆。由此可看出，钙碱质岩浆的形成

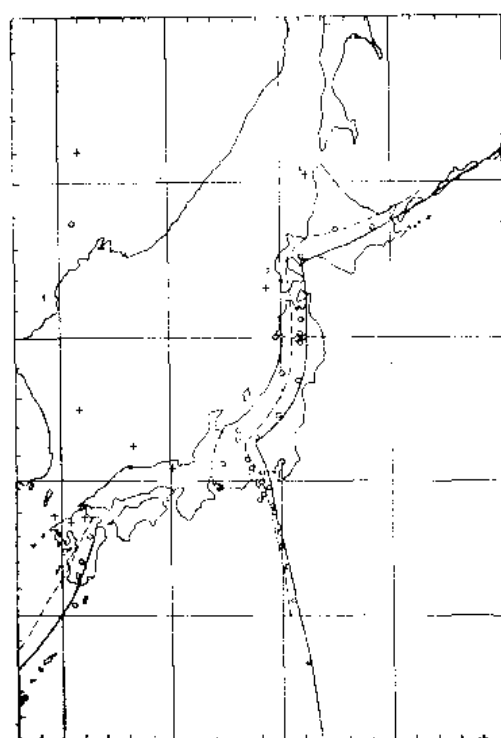


图 14—25 日本及其附近第四纪火山岩石区

（久野，1960）

空圈表示拉斑玄武岩；黑点表示高铝玄武岩；
加号表示碱性玄武岩；实线表示火山带的前缘；
虚线表示岩石区的边界

有赖于富硅铝质的大陆地壳的存在。大陆地壳平均成分与安山岩浆相当，并富含角闪石和黑云母等含水矿物。据此，遂出现了大陆地壳部分熔融形成钙碱质岩浆的模式。按照这种模式，由于大洋壳向大陆壳下面俯冲时，在上升的高热流和水气的作用下，使15—30公里深处的大陆壳岩石熔融而形成钙碱质岩浆。这种假说与地槽早期阶段的中基性岩浆活动与造山阶段的花岗质岩基大量形成的地质规律颇相吻合。

某些古老地盾区大面积出露的深成花岗质岩石，在时间与空间上常与区域混合岩相伴出现，并与后者具有逐渐过渡关系。关于此类岩体的成因将在变质作用一章中论述。

第十五章 变质作用

第一节 变质作用的概念及其影响因素

一、变质作用的概念

在地壳演化过程中,在风化带和胶结带以下一定深度内,由于内力的影响,物理化学条件有了改变,原有岩石的矿物成分和结构、构造发生了变化,转化再造为新的岩石。这种转化再造叫作**变质作用** (metamorphism),所产生的岩石叫做变质岩。

变质作用的概念首先是根据对变质岩的观察研究,经过推理和实践检验,包括模拟实验而建立和发展起来的。

变质岩不论在产状、矿物成分和组构方面均与岩浆岩和沉积岩有一定区别,用岩浆作用和沉积作用的概念不能解释变质岩的各种岩石学特征。有些变质岩可以通过野外追索证实,它们是沉积岩等转化变成的岩石。最明显的例子是在侵入体的接触带,沉积岩在靠近侵入体的地方常常发生显著的变化,如原来粒度微细的石灰岩变为粗粒显晶质的大理岩;松软的泥质岩石变为致密坚硬的角岩。而距侵入体愈远,这种变化愈小,直至完全过渡为正常的沉积岩,其变化的范围可达1公里以上。显然,这是由于岩浆的热力使原来的沉积岩改造为新的岩石。早在1850年,赫顿的支持者哈尔(S. J. Hall)就在密封的容器中加热白垩而得到了粒状的大理岩。由于实验技术的发展,目前已有大量资料证实,当温度、压力等条件变化以后,一些矿物或矿物组合,会变成另一些矿物或矿物组合,例如粘土矿物在400℃左右和不高的压力下即可转变为云母等矿物。

变质岩主要分布在古老地块和褶皱山区。另外,在侵入体的边缘、大断裂带的附近也较常见。

岩石的变质作用方式比较复杂,最主要是通过以下三种方式:

1. **重结晶作用** (recrystallization) 主要在固体状态下进行的。一般是同种矿物经有限的粒间溶解、迁移,重新结晶,通常是结晶成较大的颗粒。前述石灰岩变为大理岩即为重结晶的典型例子。重结晶与岩石中矿物的表面能有关。同体积的岩石,如粒度增大一倍,矿物颗粒表面积便减至十分之一。粒度变粗使岩石的内能变小,在温度增高时较为稳定。除温度外,压力、具化学活动性流体和原岩成分也均对重结晶作用有影响。

2. **重组合作用** (变质反应) 指原有矿物或矿物组合转变为新的矿物和矿物组合。每一矿物或矿物组合都只在一定的温度、压力区间内稳定,当温度、压力超过这一区间时,矿物即不稳定,最终将转化为在新条件下稳定的新矿物。例如,高岭石、蒙脱石等粘土矿物主要是在地表附近形成的,在常温、常压时是稳定的矿物。当温度、压力增高时,则变为白云母、蓝晶石、红柱石、夕线石、钾长石等矿物。因此,粘土岩变质后成为各种云母质的角岩、片岩、片麻岩等。根据室内模拟实验,有关的反应如下(发生反应的温度、压力界限见图15—1)。

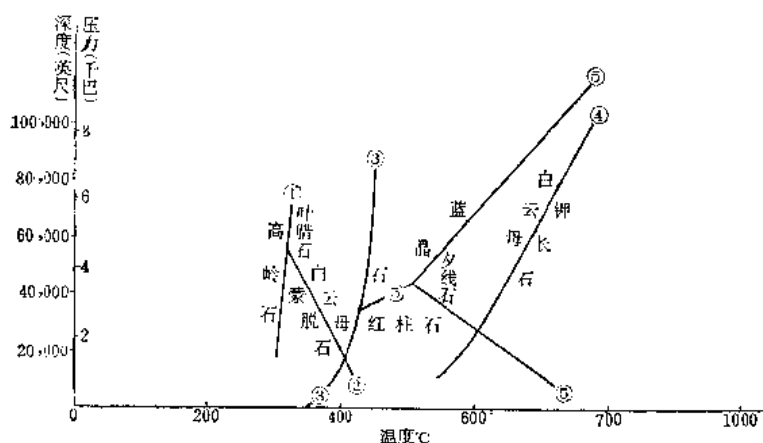
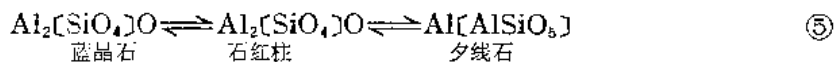
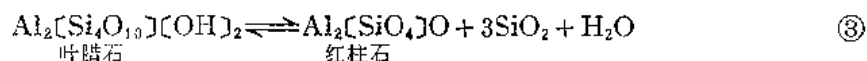
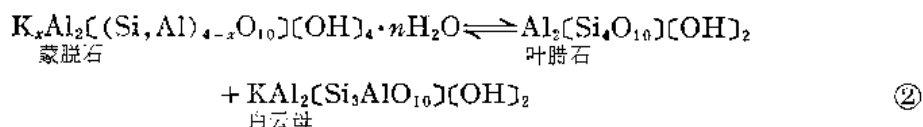
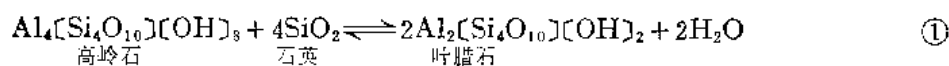


图 15—1 某些铝硅酸盐反应的大致温度、压力界限
(多种来源)



3. 交代作用(metasomatism) 是一种物质置换作用。变质作用过程中, 除 H_2O 、 CO_2 等流体组分可以发生变化外, 一般造岩组分 Si、Al、K、Na、Fe 等也可以有带出和带入, 使岩石组分发生变化。如钾长石可以在富含钠的流体作用下被改造为钠长石。在这一过程中随着 K 带出的同时, Na 被带入, 即 $\text{Na}^+ + \text{KAlSi}_3\text{O}_8 \rightarrow \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{K}^+$ 。在一定条件下, 原来的钠长石也可被富钾流体交代变为钾长石。这种作用是以分子、原子或离子的交换来实现的。原来矿物的晶体格架按照原子、离子逐个离开的方式被瓦解, 新生的交代矿物则大致同时以同样方式生成和增长自己的晶格, 占据原矿物所占空间。在宏观上, 表现为新矿物将原矿物逐步“蚕食”掉(图 15—2) 这与先有空间后充填的充填作用有本质区别, 一般交代作用遵循体积守恒原则, 交代前后总体积不变。交代时虽然是以离子、原子状态进行, 但交代和被交代的离子、原子等大小不同, 并不按一对一的方式交换, 只是按照前后等体积的原则改造晶体格架。

交代作用并非变质作用所特有, 在沉积成岩作用和岩浆作用中也经常有交代作用。生物化石的形成就是交代作用的结果, 所以才能保存微细的生物构造。在变质作用中, 一般交代作用并不普遍, 但在某些变质作用或其一定阶段, 交代作用可以占有十分重要的地位。

应当着重指出, 根据实际观察, 变质作用一般是在岩石总体保持固体状态下进行的, 变质岩中有时可保存原岩的杏仁、层理等构造, 已经表明了这一点。如果岩石曾经历过液

态, 则不能保存原岩组构, 而应出现近似岩浆岩的构造。变质岩有时具复杂的揉皱, 显示塑性变形较剧, 但与液体流动有本质区别。所以不论是重结晶、变质反应和交代作用一般都是在岩石整体呈固态时进行的。只在“混合岩化”等变质作用向岩浆作用过渡转化时, 可导致形成某些有一定流动特征的岩石, 逐渐过渡进入岩浆作用的范畴。

二、变质作用的因素

变质作用的因素系指促使和影响岩石发生重结晶、变质反应和交代作用的因素。除了原岩本身岩性外, 这些因素主要为温度、压力和具化学活动性流体。

(一) 温度

温度的变化是引起变质作用的主要因素, 多数变质作用随温度增高而进行, 温度增高不仅会导致原岩发生重结晶、变质反应, 而且增强了各种流体的化学活动性。温度进一步增高还可以引起原岩中易熔组分的重熔(溶), 进入“混合岩化作用”。

在变质反应中, 每一种反应都要求一定的温度和压力。当压力相对固定时, 温度是决定变质反应能否进行和进行方向的主要因素。在许多变质反应中, 温度起着主导作用。如图 15—1 由粘土→白云母→钾长石, 温度比压力的影响更明显; 在另一些变质作用中, 也可能压力影响较大, 这要视反应种类而异。

大多数含[OH]的矿物在温度增高时, 易吸热脱水([OH]), 变为不含[OH]的矿物, 如角闪石类变为辉石类即是; 图 15—1 中由高岭土→云母→钾长石, [OH]逐渐减少直至缺失。

不论何种变质方式都涉及物质发生某种程度的位移, 重新排列。温度增高使晶格上的原子、离子活动性增强, 使重结晶、变质反应和交代作用更容易进行。隐晶质的石灰岩变为大理岩时, 由于粒度变粗, 多余的表面能要释放出来。但首先要克服原有晶粒边界等重结晶障碍, 需要一定的能量, 因而只有温度的增高, 才能推动重结晶加速进行。

在产生变质作用时, 温度升高的原因可以是岩浆带来的热量, 或埋藏较深、地热增温、构造运动的一部分能量也可以转化为热。这些通常只具有局部意义。大面积区域变质主要是由区域性地热流增高而引起的。

(二) 压力

压力可分为静压力和应力。

静压力系指各个方向均等的压力, 或称围压, 类似静水压力。地壳深部岩石具一定塑性, 因此, 上覆岩层的重量所造成的压力变为围压。静压力主要决定于岩层埋藏深度, 在地壳范围内, 大致每加深 1 公里, 静压力增加 0.275 千巴, 静压力增高时, 矿物趋向于转为晶体格架更紧密、密度更大的矿物。例如红柱石(比重 3.1—3.2)在压力较高时转变为成分相同、但密度更大的蓝晶石(比重 3.56—3.68)。所以高压下形成的变质岩具较高的



图 15—2 混合花岗岩中斜长石(P1)被钾长石(Kfs)交代, 出现岛屿状结构, 注意被钾长石“蚕食”的斜长石残余“孤岛”与其主体结晶方位相同。放大 38 倍(显微镜下); 辽宁弓长岭。

(地质学院地矿所二室)

密度。

压力是变质反应的重要因素，前面已经指出，每一变质反应均要求一定的温度、压力条件。

应力 这一术语在变质岩石学中是个习惯用语，指定向的压力。应力主要来自构造运动。一般认为，地壳浅部岩石塑性较小，构造运动所产生的定向压力不可能全部转化为均向的围压。所以在浅部，应力的影响常较明显。地表见到大量褶皱、断裂，表明构造运动的力量是有方向性的，不是围压。但在深部，则因岩石具塑性，可转为围压。应力主要影响变质岩石的组构，一般矿物晶体于最大压力方向较易于溶解，而在最小压力方向（垂直于最大压力方向）较易于生长。已经证实，某些千枚岩的片理平行于区域构造线，与原岩层理无关，它们肯定是应力作用的结果。应力对矿物成分也有一定影响，不过这个问题还有不少争论。

（三）具化学活动性的流体

作为各种变质方式的媒介， H_2O 、 CO_2 等流体具十分重要的意义。不论重结晶、重组合，特别是交代作用，如果没有一定流体作为原子、离子迁移的介质，单纯固体晶体接触，作用将极为缓慢，甚至不可能产生有实际意义的结果。一些含 $[OH]$ 、 $[CO_3]$ 等矿物的分解和形成，更是与 H_2O 、 CO_2 等的饱和程度有密切关系。

流体组分的另一重要意义是对岩石熔点的影响，在水饱和条件下，花岗岩在 $640^\circ \pm 20^\circ C$ 即开始重熔。而在完全干的条件下，则要 $950^\circ C$ 才开始重熔。

流体在变质作用中虽然很重要，但数量并不大，变质时岩石为固态，含流体通常为1—2%或稍大，且以水为重要成分，主要以薄膜状态存在于各晶粒之间，但正是这一层薄膜流体，在各种反应中起着媒介作用。人工实验表明，高温高压下的硅酸盐只要有0.1—1%左右的水，即达饱和状态。一般地表岩石含水可达百分之几。所以，从数量上说，处于地下的原岩所含的水可以充当变质作用中的流体。此外，岩浆分异、地壳深部重力分异都可以析出一些水等挥发分，参与变质作用。

第二节 变质作用的主要类型

变质作用按其产生的地质背景及作用的特点，分为以下几类。其中混合岩化作用是变质作用向岩浆作用过渡的作用，是个争论较多而又十分重要的问题，将一并讨论。

一、区域变质作用(regional metamorphism)

区域变质作用泛指大面积发生的变质作用，其所形成的岩石分布常达几万平方公里以上，有时呈狭长带状分布，长可达数百至上千公里，宽数十至数百公里。例如加拿大、北欧、非洲和我国华北都有多少呈面状分布的大面积古老变质岩，而许多褶皱山脉，如阿尔卑斯山、北美西缘的海岸山脉、我国祁连山等均有狭长带状的变质岩带。根据区域变质岩的矿物组合等方面来看，这一作用形成的温度、压力条件变化范围很宽，因地制宜，可以是低温高压，也可以是高温低压。

区域变质以形成片岩、片麻岩等具有片理构造的岩石为其特征。变质岩的片理有的受区域构造控制，与层理无关；有的则与原岩层理基本一致，可能是继承重结晶的结果，其形

成机理比较复杂。

单纯的区域变质为封闭系统，变质前后岩石化学成分基本上不变。一般按原岩化学成分分别形成相应的不同岩石。如页岩、泥质粉砂岩等富泥质的岩石，以含较高的 Al_2O_3 、 K_2O 和贫 CaO 为特征，在温度较低、应力较强时形成板岩，随着温度、压力增高，出现云母等矿物，形成千枚岩、云母片岩、云母片麻岩等岩石。并可有红柱石、蓝晶石、夕线石等高铝矿物。而基性火山岩或成分相当的沉积岩，如富铁的泥质白云岩等，则在温度较低时形成富含绿泥石、阳起石、绿帘石等的绿（色）片岩，如绿泥石片岩等，当变质进一步加深时，则出现普通角闪石，形成（斜长）角闪岩，变质更深时出现紫苏辉石等，形成“麻粒岩”。石英砂岩及纯石灰岩在区域变质时，分别变为石英岩和大理岩。

二、混合岩化作用 (migmatization)

在许多区域变质地区，都可发现有一套特殊的、逐渐向花岗质岩石过渡的岩石，并经常达到很大规模，这就是混合岩化作用所形成的混合岩。

混合岩 (migmatite) 表现为变质岩中出现一系列新生的长石和石英，使岩石中长英质成分含量增多，最终构成与花岗岩（或稍偏中性）成分相当的岩石。新生的长英质称“脉体”，可呈脉状、团块状、眼球状、雾迷状等，其边缘常具交代结构，表明脉体是通过交代作用形成，与基体（变质岩原来矿物成分）多少是逐渐过渡，而没有截然的边界。与通常岩浆贯入形成的细脉等有明显区别（图15—3、4、5、6）。



图 15—3 受轻微混合岩化的基性变质岩。浅色近直立的条带和斑点为长英质脉体。自左上—右下脉带清晰者为晚期贯入的花岗岩脉，注意两者的区别。

（据D. L. Reynolds）

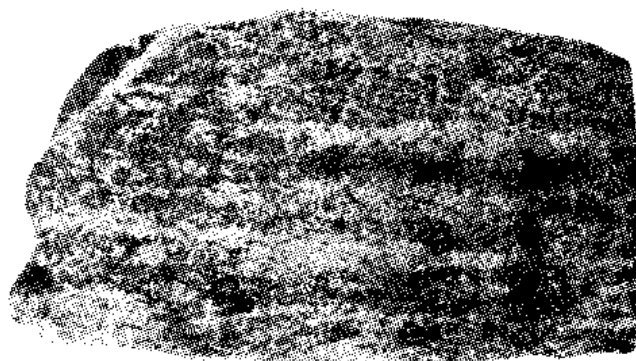


图 15—4 角闪黑云条痕状混合岩 浅色条带为脉体，山东平邑，手标本

（据王泽九）

随着混合岩化程度增高，岩石中新生长英质成分逐步增多，片理逐步减弱，岩石由原变质岩转为条带状混合岩、混合片麻岩。混合岩化进一步发展，可成为“混合花岗岩”。

混合岩在总体上的规律可归结为以下三点：

1. 混合岩分布局限于变质区域以内，从不超出变质区域，并与区域变质岩石呈和谐关系，不呈现区域的穿切现象，表明它与区域变质作用有密切关系，是区域变质作用进一



图 15—5 细条痕状混合岩所含二条长英质脉体(浅色)中有“围岩”(深色条痕)残迹,脉旁围岩未显示有被挤压推动的现象。辽宁弓长岭
(据程裕祺)



图 15—6 混合花岗岩(浅色)中呈雾迷(或星云)状的角闪质岩石(深色)残留体。河北平山县会口,转石
(据陈晋德)

步发展的结果。

2. 混合岩之间及其与变质岩之间,岩石是渐变过渡的,最终可形成粒度较粗的花岗质岩石。

3. 混合岩普遍发育有交代作用,表明在混合岩化过程中,有大量流体参与。

混合岩化作用是区域变质作用向岩浆作用转化的过渡过程。但其具体形成过程和机理则尚有不同观点,问题的核心是长英质脉体是怎样形成的。一种观点认为脉体是原岩中易熔组分首先“选择性重熔”的结果,混合岩化作用实质就是酸性岩浆形成和产生的过程。另一种观点则认为脉体是由来自深部某种流体交代产生的结果,“混合花岗岩”是原岩在固体状态下被交代的极端产物。这两种观点各有一定证据,很可能都存在,尚有待进一步研究。

三、接触变质作用(contact metamorphism)

接触变质作用指在岩浆岩体接触带附近发生的变质作用,通常规模不大,变质带宽可自数米达1公里以上。主要是围岩受岩浆散发的热量和挥发分影响而发生的变质作用。一般在侵入体特别是酸性侵入体附近较发育。因为中酸性岩浆通常含挥发分较高,挥发分的散发及其传播的热量有利于围岩发生重结晶等作用。

根据一些详细研究过的地区来看,这种变质作用一般形成的深度较浅,通常不超过几公里,所以压力较低(<3 千巴),但靠近侵入体部位的温度可以较高,其变质条件为从低压、低温至高压、高温。大多数接触变质作用产生的岩石不具片理。但在区域变质带中的则可有片理并与区域变质岩呈过渡关系。

接触变质按其作用特点,可分为两种典型情况:

1. 热接触变质作用(contact thermal metamorphism) 围岩主要受热的影响而发生重结晶和重组。岩石的总化学成分在变质前后没有变化,没有交代作用,变质过程中

没有明显的物质迁移。在热接触变质时,泥质岩石变为角岩,石灰岩变为大理岩,不纯的石灰岩则可出现含透闪石、硅灰石等硅酸盐矿物的大理岩。砂岩则变为石英岩。

热接触变质作用较为常见,尤其在较大侵入体边部的围岩中较为明显。

2. 接触交代作用 (contact metasomatism) 由于岩浆中挥发分的加入,使接触带内外的岩浆岩和围岩发生明显的交代现象,部分成分被带出和带入以及交换,变质前后岩石的化学成分有明显变化。当围岩为碳酸盐等化学性质较活泼的岩石时,沿着接触带及其层间裂隙或断裂面,比较易于发生接触交代作用。

接触交代作用使围岩中Si、Al等(来自岩浆)增加,出现一套以钙、铁质辉石和石榴子石为主要矿物的岩石,称为夕卡岩(skarn)。有时伴有铁和有色金属矿物而形成矿床。接触带内侧岩浆岩中有时也由于Ca、Mg增加(来自围岩),Si、Al等减少,出现相应的矿物成分变化。接触交代作用实质上是一种特殊的气—液变质作用,以形成夕卡岩为其特征。

上述两种变质作用也可以在同一地区出现。

四、气——液变质作用(Pneumato-hydrothermal metamorphism)

为泛指化学性质比较活泼的气、液流体对岩石发生以交代为主的作用,形成各种蚀变岩石。这些流体通常以 H_2O 为主要成分,当高温时,呈气态,温度降低则成液态,称为热液。气水热液因温度较高,富含挥发分,具有很强的渗透能力,可以产生剧烈的交代作用。热液的来源可以是岩浆分异析出的水;也可以是变质和混合岩化过程中,原岩析出的水和可能来自深部的流体;也可以是深处因地热增温而形成的高温地下水。

由于热液的来源、性质各异,其作用特点也常有差别。但受一定裂隙或孔隙系统(如易渗透的岩层)的控制,并以交代作用为主则是共同的。气液变质作用在适宜的条件下,有时可以有金属矿物沉淀,形成矿床。

气——热变质一般在低压、低温——高温的条件下发生,蚀变类型繁多,如蛇纹石化、绿泥石化、绢云母化、硅化等等。蚀变程度较弱时,原岩矿物成分和组构大部保留,蚀变强烈时原岩几乎全部由新生交代矿物组成。

五、碎裂(动力)变质作用(cataclastic metamorphism)

岩石在构造运动的强烈应力下发生破碎,变形甚至重结晶等变化称为碎裂变质作用。如一些巨型构造断裂带及其附近的岩石常因此而受到剧烈地改造。在许多情况下,岩石以机械的破碎为主,岩石的重结晶不明显。但有时由于机械挤压摩擦产生的热能,可导致生成绢云母、绿泥石等新生矿物,形成一些具片理特征的岩石,甚至使剪裂面上的岩石局部重熔——玻璃化。

六、变质强度的概念

为了研究变质作用的机理和规律,变质强度的研究是必须解决的基础问题之一。起初,根据最直观的标志,人们强调以变质岩的粒度作为评价其变质强度的主要标准,认为千枚岩变质强度低,片岩较高,片麻岩最高。随着岩石学的发展,发现影响岩石粒度的因素比较复杂,流体和应力状况均有很大影响。这一概念仅在由非晶质或稳晶质岩石转变为显晶质岩石时才比较符合实际情况。许多野外观察及模拟实验证实,某些片岩形成的温度、压力

比一些片麻岩还高,有些麻粒岩要求很高的温度、压力,但其粒度不一定很粗。目前主要根据变质矿物成分来研究变质时的物理化学条件。当没有物质成分的带入和带出,且变质反应已充分平衡时,一定成分的原岩在一定的温度、压力条件下应具有一定的矿物成分。

在本世纪初,开始根据同一种岩石(主要是泥质岩石,因其变质反应较灵敏)中某些标志矿物的出现或消失,来划分不同变质强度的带,称为变质带。巴罗(G. Barrow 1893、1912)首先在苏格兰高地,把早古生代的区域变质岩由低而高划分为绿泥石带、黑云母带、铁铝石榴子石带、十字石带、蓝晶石带和夕线石带六个带。通常称巴罗式变质带,是区域变质分带的典型模式之一。

但是,实践证明,不同区域的原岩和变质条件不尽相同,其分带特点也可不同。而且只限于一种岩石,反应的情况还不够全面,也不便于互相对比。于是将这一方法由单一标志矿物扩大到矿物组合,由某一种岩石扩大到不同的岩石,提出了变质相的概念。变质相是指变质作用过程中同时形成的一套矿物组合及其形成时的物化条件。每一变质相代表一定的温度和压力范围。在每一变质相内,不同的岩石都按其化学成分形成相应的不同矿物组合。这样,对于不同地区,尽管岩石组合和变质特点不同,也可以根据变质相互间进行对比,分析各自变质条件的特点。

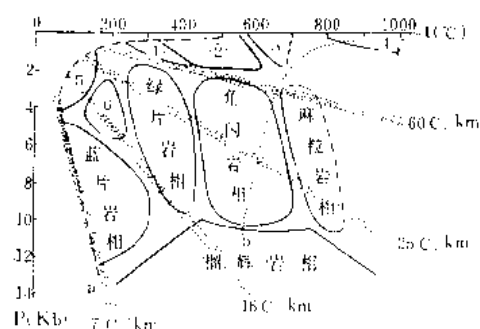


图 15—7 变质相温度—压力区间图解

P 压力, t 温度; a 不变质区上限, b 花岗岩开始重熔下限; ①绿帘角闪角闪岩相; ②角闪角闪岩相; ③辉石角闪岩相; ④透长石相; ⑤沸石相; ⑥葡萄石绿纤石相。

(据特纳1968, 为便于理解和对比, 用细点条带标出了主要的地温梯度线)

根据变质岩中实际存在的矿物组合, 结合其产出的地质条件以及室内有关实验的结果, 通常分为十一个变质相(图15—7), 并可进一步划分一些亚相。每个相一般以基性岩(或成分相当的沉积岩等)在该相条件下所变成的岩石为代表来命名。

一个变质作用地区, 常出现不只一个相。例如在接触变质作用中, 离侵入体愈远, 温度愈低, 可依次出现透长石相、辉石角闪岩相、角闪角闪岩相和绿帘角闪岩相。这样就构成了变质相的组合。由于不同地区地热梯度不同, 随着深度增加, 温度与压力比值的变化率也就不同, 因此会出现不同相特别是亚相的组合。

每一个变质地区, 温度、压力的变化常常可用

一系列变质相来表示, 这些变质相系列即变质相系。例如, 在太平洋沿岸的许多变质地区, 经常出现沸石相、葡萄石、绿纤石相和蓝片岩相组合, 表明这些地区变质时处于低温低压——低温高压条件, 随着压力变大(深度加大)温度上升很慢, 即地热梯度低。这与上面所列举的接触带变质相组合所表明的特点正好完全相反。

根据都城秋穗(1961)的意见(图15—7), 区域变质作用可大致分为低压相系或低压型(地热梯度 60—25°C/km)、中压相系或中压型(16—25°C/km)和高压相系或高压型(16—7°C/km)三种基本类型。地热梯度大于 60°C/km 为接触变质相系。都城的分类如与目前一般地热梯度相比, 中压相系比较接近大陆的正常地热梯度(20—30°C/km)、低压相系相对偏低压高温, 高压相系则偏高压低温。

除了都城的变质相系以外, 还有其他一些关于变质相组合划分和研究的意见, 其总的

原则都注意到变质条件与地壳地质环境的联系。

第三节 变质作用与地壳演化

一、变质作用的时空分布特点

接触变质和碎裂变质分布局限，大面积的区域变质主要发育于以下三类地区：

1. **前寒武纪地块** 前寒武系以变质岩为主。太古界除了部分岩浆岩外，无例外地都是变质岩。元古界开始有了未变质的沉积岩。震旦系则多未变质。寒武系及其以后的岩石除少数地壳活动带外，一般都没有变质。

前寒武系特别是太古界的普遍变质，表明它与以后地质时代的显然不同。反映了地壳早期地热流较高的特点。这与许多地方早期变质具有面状区域性分布特点是一致的。同时太古界变质岩中经常见到的低压浅变质基性岩（“绿岩”——一般为绿片岩相）与上述概念也是一致的。太古界的另一类变质岩是麻粒岩，变质程度很高，表明早期地壳已经出现了横向不均一性，已经有活动带与不活动带的区别。

2. **古生代以来的褶皱山脉** 古生界一般不变质，但在各个不同时代的褶皱山脉中，都可发现已经变质的古生代甚至中生代的岩石。这些岩石构成了褶皱山脉的“山根”，表明显生宙以来地热流明显降低，只有在地壳活动带，才能有较高的地热流，造成呈线状展布的变质岩带。在中新生代形成的较新褶皱山脉，经常有蓝片岩等高压、低温的变质岩出现，而较老的褶皱山则较少见。这一现象可能也标志着地壳的地热流仍在继续降低。

3. **现代的地壳活动带** 由于变质作用在地下进行，因而在地表很难直接看到现代正在进行的变质作用。但已经证实，洋脊的中央裂谷在脊峰一公里以下谷壁的玄武岩，已开始变为低压的绿片岩相岩石。一些高地热异常区，如在新西兰的怀拉基、日本的鬼首等地，勘察地热的钻探发现在二、三百米的深度就开始出现含有新生的钠长石、沸石等的沸石相变质岩。

上述分布特点表明变质作用的发生与地壳演化的一定阶段和特定空间有关。

二、变质作用与岩浆的关系

变质作用与岩浆作用有十分密切的关系，在变质岩区，可以发现从典型原地交代形成的混合花岗岩和典型岩浆侵入形成的花岗岩之间的各种过渡类型的花岗岩，它们应当代表了变质作用——岩浆作用不同发展阶段和不同条件下的产物。地质学的奠基人莱伊尔一开始就注意到变质作用与岩浆作用的密切关系，例如他所提出的深成岩（plutonic rock）是指“地下火山作用”形成的岩石，包括花岗岩和与之共生的片岩、片麻岩、大理岩等。这一术语以后才专指岩浆在深部侵入形成的岩石。今天，当地质学已进入更深入的领域，开始探索岩浆起源、地球动力学等根本性问题时，越来越多的学者超越了分学科的范畴，“重新”强调岩浆与变质作用之间的内在联系，认为它们都是地壳演化总过程中某一方面的表征。

三、双 变 质 带

在太平洋沿岸的中、新生代褶皱山脉和岛弧，普遍发育有双变质带，如日本列岛、北美海岸山脉，均有一条高压低温（高压相系）变质带①，并在大陆内侧方向还有一条与之并行的高温低压（低压相系）变质带（图15—8），称为双变质带。

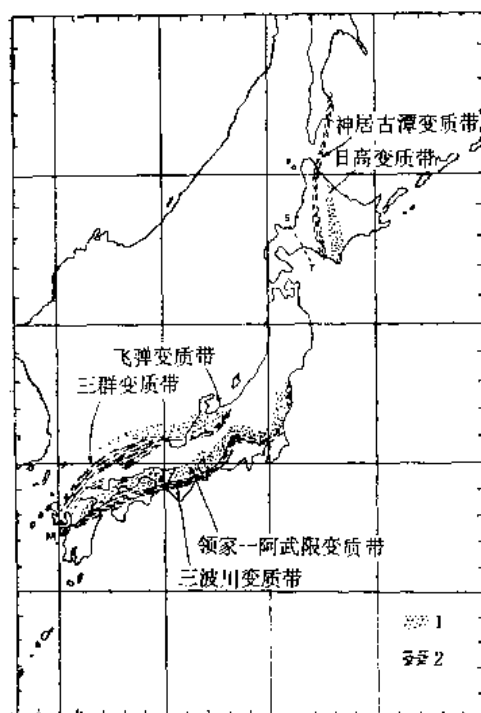


图 15—8 日本列岛的双变质带

1—低压高温变质带；2—高压低温变质带
（据都城秋穗，1961）

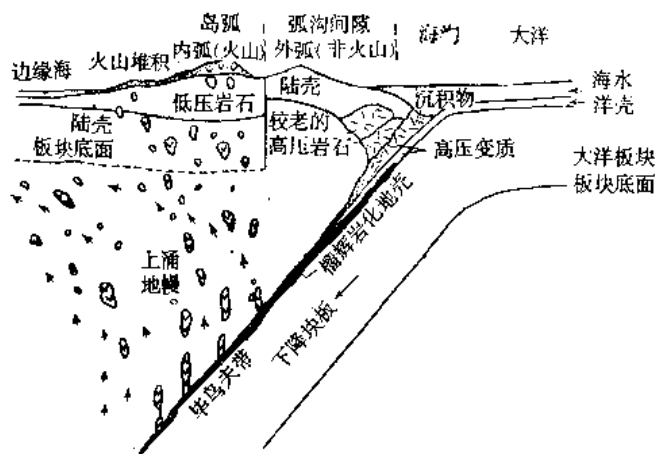


图 15—9 双变质带成因示意图

（据都城秋穗，1972）

高压低温变质带是怎样形成的？为什么会产生双变质带？目前一般认为是岩石圈板块碰撞的结果。在板块相撞，互相重叠时，向下俯冲的板块进入深部，压力迅速增加，但还来不及热透，因此产生了高压低温变质。至于另一侧低压高温变质带的形成，则与岛弧火山带形成机理相同，是由于下插板块进入地幔重熔产生的岩浆和挥发分携带大量热量上升，使地壳温度增高，在地下较深处造成低压高温变质，在地表则为火山喷发（图15—9）。高压变质岩产生在俯冲板块一定深度的部位，当板块停止俯冲后，原来下插的部分由于重力均衡，迅速回升隆起，遭受剥蚀，才使这些岩石出露于地表。所以，这些岩石在地表的出现，表示那里是已经死亡的板块碰撞带。

双变质带的发现和研究，进一步阐明了变质作用与地壳运动的关系。

综上所述，变质作用、岩浆作用和构造运动都是岩石圈运动演化，在不同方面的表现特征。它们之间有着统一的内在联系，而不属于简单的因果关系。

① 泛指变质作用发育的长条形区域，不是黑云母带等变质强度带。

第十六章 海底扩张

第二次世界大战以前,地质学主要还是以大陆的研究为基础。由于技术条件的限制,当时对于海洋特别是海底的情况还知道得很少。然而,海洋占据了地球表面近四分之三的面积,任何地质理论如果不符合海洋(海底)的实际情况,就不可能具有全球性的普遍意义。在第二次世界大战期间和以后,由于军事和寻找资源等目的,对海洋进行了许多的考察工作,获得了大量有关海洋地质及地球物理的资料,使人类第一次了解了海底的基本情况。人们很快就发现,根据研究大陆而建立起来的传统地质学,不能解释海洋地质及地球物理的特点。显然,地质学已经面临新的发展阶段。一大批地质及地球物理学家纷纷开始探索海洋考察所提出的新问题,这一探索热潮导致了“海底扩张说”的建立。发现和证实了洋底是在不断扩张、消亡和更新。这个发现随即促成了对整个地球岩石圈活动演化总体规律的重新认识。

第一节 洋脊的地质和地球物理特征

洋脊位于深海,是地球表面最大最长的山脉。有些洋脊的中部有中央裂谷,裂谷具有地堑地貌。另外,海洋的地震震中约95%位于洋脊或其附近,这些震源几乎无例外地都是浅震震源,已经研究过的发震机制皆为水平拉张。总的看来,洋脊是现在正在活动的岩石圈巨型的张裂隙,岩石圈从洋脊向两侧裂开。

一、地热的排泄口

根据实地勘测,洋脊在地球物理方面还有以下一些特点:

第一、洋脊为高地热流异常区,中央裂谷(或顶峰)附近几百公里内地热流可达3~5 HFU,平均为1.9(±),而深海洋盆的正常值为1.47(±)。

第二、洋脊为重力负异常区,其布格重力值通常为200~250毫伽,较正常洋盆(250~300毫伽)偏低(图16—1)。同时重力曲线形状的分析表明重力亏损和补偿的深度都较浅,其重力均衡主要按普拉特模式。

第三,地震波的研究表明洋脊下方的地幔波速降低,波速小于正常的8.0~8.1公里/秒,地壳变薄,同时莫霍面模糊不清。

上述三方面表明洋脊可能因下方的地温较高,因此地幔变轻,并且由于部分熔融而使波速降低。总起来看,洋脊是软流圈上涌的部位。

大西洋洋脊目前研究较为详细,深潜及海底打捞资料表明,洋脊大部分地段基岩裸露,没有或者只有极薄的深海沉积。在中央裂谷两侧几百公里以外才开始有大量沉积层覆盖。谷壁和谷底主要为玻璃质的、常具枕状构造的玄武岩。

在裂谷附近及距离较远的地方还见有零星的超基性岩(已蛇纹石化)。所有上述资料都说明,中央裂谷是洋底的岩浆而且主要是基性岩浆的涌出口。

在谷壁上的玄武岩，许多已经轻微变质，距离谷壁顶以下一公里左右开始出现低级变质的（参见第十五章）绿色片岩。有些更深的地段还打捞到变质较高的斜长角闪岩。这一情况与前述洋脊具有高地热流的特点是吻合的，由于地温高，地下深度不大的地方岩石即已开始变质（图16—2）

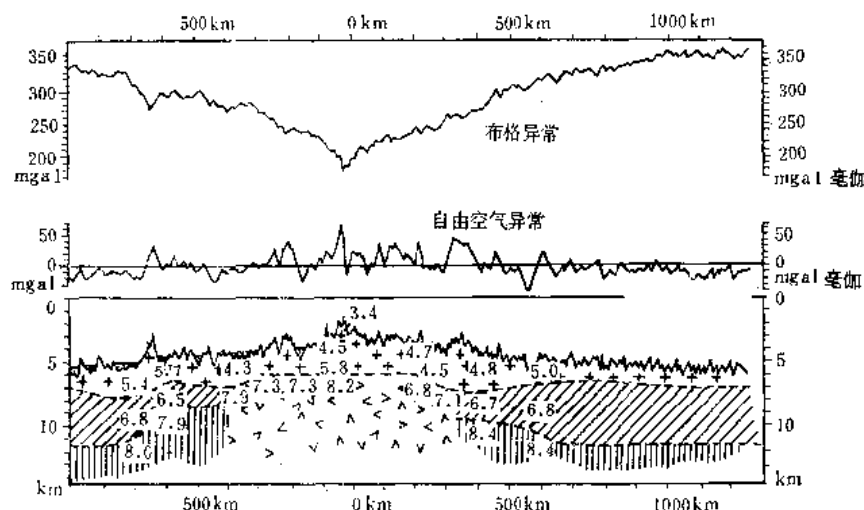


图 16—1 北大西洋脊的深部地质及地球物理剖面

（据Talwani等，1965）

剖面上的数字为P波波速（公里/秒），斜线代表洋底层3，铅直线代表地幔

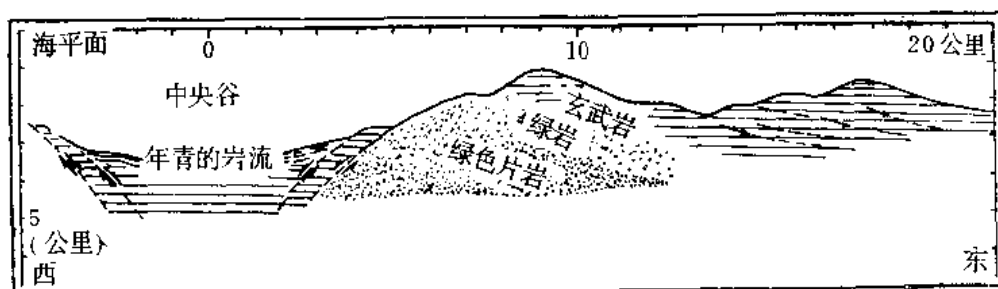


图 16—2 靠近北纬22°30'的大西洋中央裂谷及其东侧峰脊剖面

（据Van Andel和Bowin，1968）

综上所述，洋脊是地幔温度较高、软流圈上隆的地段，是岩石圈的巨型张裂隙，也是岩浆的涌出口和区域变质发生的地带。

二、地质及地球物理特征的对称性

应当特别指出的是洋脊在地质和地球物理上所表现的对称性，即以中央裂谷或脊峰为中心，两侧的地形、地质和地球物理都多少有对称相似的特点。尤其值得注意的是：

第一、基岩的风化程度向两侧逐渐加深。

第二、从整个深海区来考察，沉积层在洋脊最薄，甚至缺失，向两侧逐渐加厚（图10—37）。

以上两点反映出洋脊是较新生成的地质单元。由于深海远离大陆，海底风化强度和沉积速度是相对一致的，洋脊刚形成不久，所以风化较浅，同时还来不及接受足够厚度的深

海沉积。

第三、最奇特的是洋脊的磁场，具有高度的对称性。横穿洋脊的磁测所得到的磁力异常曲线两侧相似（图16-3），每一侧的正、负异常都在另一侧同样的位置出现。将所有横

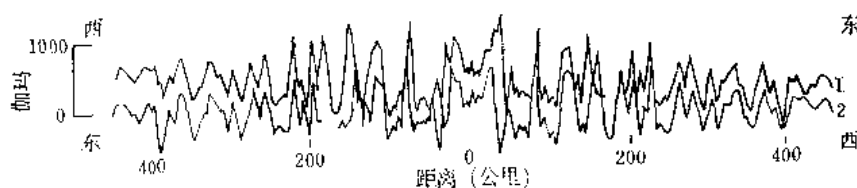


图 16-3 洋脊磁测剖面的一个实例（据海茨勒 1968）曲线 1 为实测的磁力异常曲线，曲线 2 为其掉转 180° 的图象

剖面上对应的正、负异常连接起来，就可以看出，洋脊两侧具有一系列与之平行的条带状磁异常，正异常和负异常交替出现，以脊峰为中心对称排列。每一条磁异常宽度不超过数十公里，而长度却一直伴随着洋脊长达几千公里以上。这种特殊的磁异常一般称为海洋的**磁条带**。已经查明，凡有洋脊的地方都有磁条带。实际上除边缘地区外，大部分深海区也都有磁条带。

海洋磁条带的奇异性质，特别是其对称性，是以往地球物理学中从未接触过的问题。由于分布面积广泛，它显然是洋壳形成演化的某种重要信息。

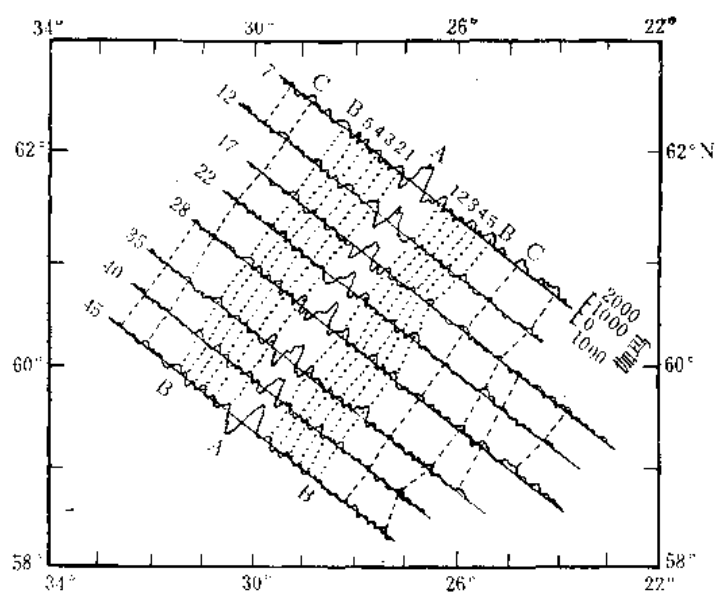


图 16-4 冰岛南侧大西洋脊的磁条带
数字代表测线编号；A—洋脊中部；B、C及1—5等数字代表两侧对称部分

第二节 海沟的地质和地球物理特征

一、海沟是另一类切穿岩石圈的巨型断裂

尽管某些细节尚未充分弄清，但是，一致认为海沟是一条切穿岩石圈的巨型断裂，它

的宏观地形已经清楚地表现为岩石圈表面的深大裂隙。同时海沟总是伴随着地震带，是贝尼奥夫带在地表的出露线。由于贝尼奥夫带延深达数百公里，所以这个断裂已经切穿了岩石圈，进入到上地幔。

根据近年在中美洲海沟的深潜观察，海沟轴线附近洋侧为一系列平行的台阶，每个台阶高10~30米，宽150~200米左右，是一些断距不大的正断层。台阶表面平滑，陡坎下有已固结但尚未成岩的沉积物角砾。轴线处为一宽约30米、外观呈围巾状的破碎带，有大量沉积物的角砾碎块，其直径可达1~3米。陆侧谷壁陡峻，其上有许多近垂直的V型沟槽，宽0.5~2米，深1~2米，是断层的沟槽和滑阶。

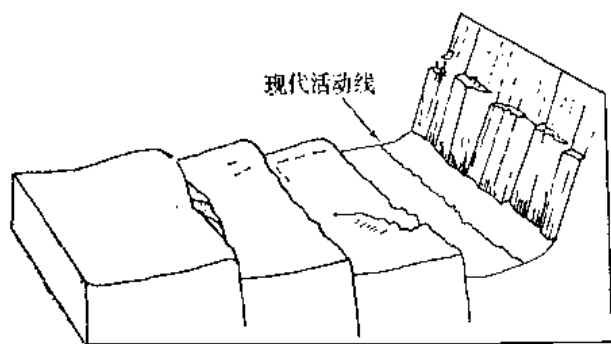


图 16—5 深潜观察所作中美洲海沟的远景素描
(据希曾等, 1977有删减)

张裂,可能是浅部发震机制和地表出现正断层的原因。岩石圈下插至深部因压力增高,势必使原来岩石转为密度更高(体积更小)的高压相,这种转变如果是阵发性质的,就会造成压缩性的发震机制。彻底搞清这个问题,还需要做许多工作。

综上所述,与洋脊相比,海沟是另一类型的巨型断裂。洋脊是将岩石圈拉开,海沟则是缩短。根据震源的深度,洋脊的断裂较浅,基本上刚切过岩石圈就终止;而海沟——贝尼奥夫带则切入地幔较深。

二、海沟是强制下陷的地区

海沟是下陷很深的负地形,如果深部已经补偿,达到了重力均衡,则应表现为重力的正异常区。但是,实测的结果,海沟都表现为重力负异常(图16—6)。这表明,海沟是重力尚未达到均衡的地区,一定有一种超过了重力均衡的力强制海沟下陷。这个力从何而来,正是当前地球动力学研究的重点问题之一。

由于海沟是个很窄的地区,同时岩石圈在这里交叉重叠,界面的倾角较大,目前还不能根据地震波的研究得到海沟岩石圈深部的精确剖面。但是根据研究较详细的中美洲、阿留申

上述深潜的实际观察进一步确证海沟是近代的“活断层”,在接受沉积的同时还有脉动的断裂位移。

目前大多数学者仍认为贝尼奥夫带基本上应属于逆断层性质。是洋侧的岩石圈向另一侧的岩石圈下方插下去,总的效果是在使岩石圈“缩短”。

由于洋侧岩石圈下插时弯曲而产生的

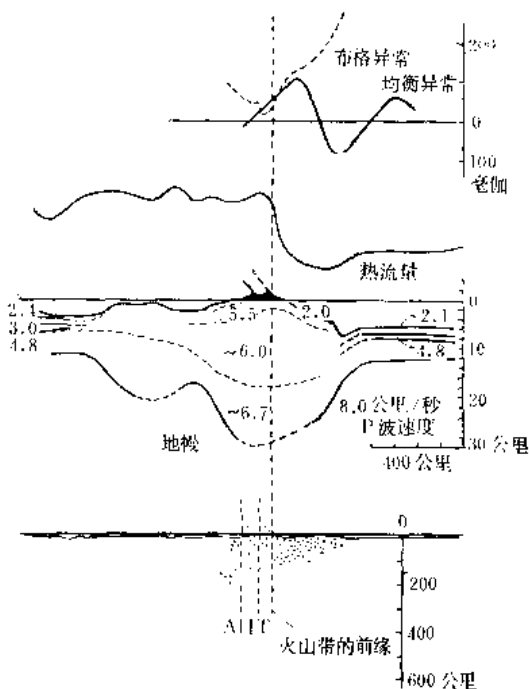


图 16—6 日本列岛东侧海沟的综合地球物理剖面

T. H. A 示火山岩浆系列,由→A, K₂O 增高;
黑点为震源(据上田诚野1969)

等海沟的资料,海沟下方向陆侧莫霍面深度加大;地幔的质量并不降低等异常现象,表明这种力已经影响到地幔的正常分布。此外,重力负异常的中心常不在海沟中心而偏向大陆一侧。实际上,海沟陆侧的地壳结构目前还不能准确地掌握。这些情况表明,这个力的力源可能要到地幔中寻找。

由于贝尼奥夫带是不对称的、倾向陆侧的斜面,所以最简单的可能,就是假设有一种力在使洋侧的岩石圈相对地向陆侧位移,沿贝尼奥夫带挤入另一侧岩石圈下面。至少,这个力是不能缺少的。

三、海沟是不对称的地热流异常区

海沟的地热流比正常洋盆显著低,是个低地热流异常区。海沟地热流的平均值不同学者统计略有出入,分别为 $0.99 \sim 1.16$ HFU。海沟一般没有现代火山,这与地热流低是一致的。

由海沟向陆侧200~300公里开始,地热流迅速增高,可达 2.0 HFU左右。形成一个高地热流异常区。在火山一章中已经指出,海沟陆侧始终伴随有火山带,是世界上最主要的火山带,这个火山带也大约开始于海沟陆侧200公里左右,与高地热流异常的位置基本相同。但是当海沟的陆侧为岛弧时,高地热流异常区常一直扩大到整个边缘海等弧后盆地,远远超出火山带的范围。

这样就形成海沟附近高、低一对地热异常带以及相应的火山带。这种规律性显然是深部地质、地球物理某种规律在地表的反映。特别是火山带的开始一般多少有些突变的特点,似乎存有一条无形的界线。由海沟向陆侧的一段距离内并没有火山活动,但一到这条界线,立刻出现大量火山,然后逐渐减弱以至消失。这条无形的界线应当是地下地质作用的某条重要界线在地表的踪迹。

海沟上述几个基本特点表明其生成机制与洋脊全然不同,许多特点则恰好相反。

第三节 海底扩张说的基本概念

海底地形、地质和地球物理的基本情况在本世纪六十年代初期已经初步有所掌握,其中特别是对洋脊和海沟的一系列特点引起了人们的极大注意。这些特点是当时以大陆研究为基础而建立起来的传统地质理论所无法解释的。

如果按照“将今论古”的方法进行分析,则将进一步引出更多无法解答的问题,主要有:

第一、已知洋脊是正在活动的、有大量岩浆涌出的张裂隙。如果这一特性长期持续下去,涌出的岩浆到哪里去了?岩石圈会被拉开吗?拉开后将出现什么结果?

第二、海沟、贝尼奥夫带断裂长期持续活动将使岩石圈缩短,其后果又将如何?

第三、深海沉积为什么很薄?深海沉积速度虽然很慢,每百年只一毫米左右。但如果从太古代算起,应积累至30公里以上的厚度,即使从古生代(6亿年)算起,也应有6公里左右。这些数据差不多与实际情况差一个数量级。显然,其中必定要有一个重大的地质事件才能解释这个矛盾。

还可以列出许多其它问题。

所有这些问题的核心,实质上就是海洋地壳是怎样形成和演化的。在六十年代初期,由于地球物理和地质学的发展,对下面一些问题已有初步认识,使新地球观的建立具备了更广泛的科学基础和适宜的背景:

第一、大多数学者相信地幔是经过重熔或不彻底的部分重熔而再次凝固的。它不能冷却到比其熔点低很多,因为一旦凝固,热就只能慢慢逸出。固体在温度接近熔点时较易变形。另外,固体在长期受力时可以发生蠕变的概念和理论均已有了发展,在物理学中已逐步开始流行和应用。

第二、对于地球内部构造的现代模式已经基本确立,特别是明确了软流圈的存在。

第三、由于四十年代关于花岗岩成因的论战以及实验岩石学的进展,对于岩浆成因的认识已经大大前进了一步。多种作用和多元起因逐渐代替了简单的结晶分异的一元论。

第四、海洋的考察证实海底并不曾经有过“陆桥”。另外,由于同位素年龄测定方法的建立和发展,已经查明深海的岛屿都是年轻的,形成时期不超过中生代。

第五、古地磁学研究的成果已初具轮廓,已经得到的数据必须用大陆漂移的理论才能解释。由于当时从事古地磁学研究工作的都是地球物理学家,于是在强烈反对大陆漂移的地球物理学界内部出现了分歧意见。

1960~1962年,赫斯(H. H. Hess)和迪茨(R. S. Deitz)首先提出了“海底扩张”(sea floor spreading)的假说,认为洋壳在洋脊处不断生长并向两侧漂移,在海沟处插入地幔熔融消失,因此,洋壳是不断更新的。

“海底扩张说”经过不断地补充丰富,其要点可归结如下:

1. 海洋的岩石圈因密度较低,浮在塑性的软流圈之上,是可以漂移的。
2. 由于地幔温度不均匀导致密度不均匀(参见第三章),结果在软流层或整个地幔中引起对流。较热的地幔物质向上流动,较冷的则向下流动,形成环流。
3. 地幔向上环流的地方在地表形成洋脊,温度较高,来自地幔的岩浆反复从洋脊涌出,冷凝后形成新的洋壳。已经形成的洋壳驮在软流圈上,随着环流的地幔向两侧漂移。因此,随着新洋壳在洋脊不断生长,洋壳向两侧扩张,越老的洋壳距洋脊越远。
4. 海沟是地幔和软流圈向下环流的部位,原来的岩石圈在这里因受两侧挤压,发生断裂,海洋的岩石圈沿断裂插入地幔。
5. 插入地幔的岩石圈由于其沉积层中多少含水,深处温度较高,因此将部分以至全部熔融消失,并导致岩浆的生成。岩浆及挥发分携带大量热上升,形成海沟陆侧的高地热流带,并可使陆侧深部的地壳重熔。原有的、上升过程混染了的和重熔产生的岩浆都因内压较高而向上运移,成为火山带的岩浆来源。由于成分中渗入了硅铝层的组分,所以火山带喷出的岩浆总的看来接近中性,是安山岩质的,而不是基性的(见第十四章)。

海底扩张说很好地解释了海底地形、地质和地球物理的基本特征。如洋脊成为巨型的张裂、在地质和地球物理上表现出一系列的对称特征;海沟之所以被强制下陷、形成高和低一对地热异常区以及海沟总是伴随有地震带和火山带等等。海底扩张说还说明了深海沉积厚度小的原因,由于洋壳不断更新,年轻的洋壳自然不会积累巨厚的深海沉积。

海底扩张说把许多似乎互不联系的问题纳入了一个简明的总体模式和由此而形成的总体规律。

海底扩张在1960~1962年初是作为一种推测的假说提出的,赫斯在他的论文序中自己称之为“地球的诗篇”,认为需要很长时间才能证实。但是,由于许多科学家都在酝酿类似的思想,而假说本身又具有坚实的科学基础,所以在短短四、五年内,就取得了大多数地学家的赞同。差不多每一次新的实践都进一步证实了这个假说。目前不少人认为,海底扩张这一事实本身已经不再是一个假说,而是已经证实的理论,只是扩张的起因和机制还有待进一步研究。

第四节 海底扩张说的证实

一、海洋磁条带成因的证实

(一) 地磁极的反转和古地磁年表

根据古地磁学的研究,在地质历史上,地磁极曾有多次反转。按照岩石剩磁所求得的古地磁极有相当数量是反向的,即磁南、北极对调。沿岩层厚度方向,磁极的正反一般是突变的,即相邻上层和下层岩石的剩磁方向正好调转近 180° ,中间没有连续渐变的记录。经过多年研究查明,只有极个别的熔岩是自发反转^①,自发反转的岩石在所有反向磁化岩石中为数小于1%。对于一般的反向磁化,只有认为是地磁场反转的结果。

磁极从一个极反转到另一个极的时间,一般只有几百年至一、二千年,所以地层中很难找到正在反转的轨迹。

由于同位素年龄测定技术的发展和配合,已经查明最近几百万年内主要正向和反向期平均持续时间大致为20万年左右,但各次长短不一。如以时间为纵座标,可以按正、反向编成柱状谱表,即古地磁年表,如图16—8所示。目前已有450万年的详细年表。配合其它资料(K-Ar同位素年龄测定技术误差约为5%,年龄>450万年时,误差已超过20万年,大于磁场转向的平均时间,必须配合其它依据)可以将年表延至7600万年左右,粗略的简表可到2.5亿年左右。

(二) 海洋磁条带成因的推断和证实

根据一般岩石磁学的知识,海洋磁条带应当是由海洋层2(即玄武岩)引起的。因为层1是沉积物,磁性很小;层3因温度高(见洋脊地热流及变质作用等叙述)岩石铁磁性将消失,都不可能引起磁条带那样强度的异常。而玄武岩感磁一般不高,也不能形成这样的异常,只有玄武岩的剩磁能够形成如此强度的异常。

1963年瓦因(F. J. Vine)和马修斯(D. H. Mathews)推断,磁条带是玄武岩浆在洋脊涌出冷却时,在地磁场中磁化所获得的热剩磁所形成的。当新的熔岩继续涌出和被磁化时,老的熔岩向两侧推移。在这个过程中,地磁场仍按其固有规律反复转向。因此,洋脊两侧的玄武岩就会像录音带那样保存了地磁场转向的正、反记录。正磁化玄武岩的上方出现正异常,反磁化玄武岩的上方则为负异常,这样就形成了磁条带。如果扩张速度为定值,则各条正、反磁化玄武岩的宽度应与地磁场各次正、反向时间的长短成比例,即各磁条带的宽度应与古地磁年表中对应的谱线宽度相关。虽然由于相邻地段的相互影响等,磁异常宽度、形状、峰值等都会有一定变化。

为了检验上述推论,设计了一种计算模型,假定海平面下一定深度有一层正、反磁化相间排列的玄武岩,根据一般经验给出其假定的剩磁强度,同时按给定的海底扩张速度和古地磁年表划分出每条正、反磁化玄武岩的宽度。然后计算这个模型上方应当出现的理论

① 这类熔岩的铁磁性矿物为 Fe_2O_3 — FeTiO_3 类质同像固溶体,当温度降低时脱熔为两种成分不同,因此居里点不同的矿物,互相紧密嵌生。在熔岩冷却,温度不断下降的过程中,居里点高的矿物先磁化,并因温度尚高,磁化率较高,可以在其晶粒附近形成一个强度大于地磁场的反向磁场,使较晚磁化的低居里点矿物反向磁化,如果最终后者的剩磁大于前者,则整个颗粒出现反向的剩磁。

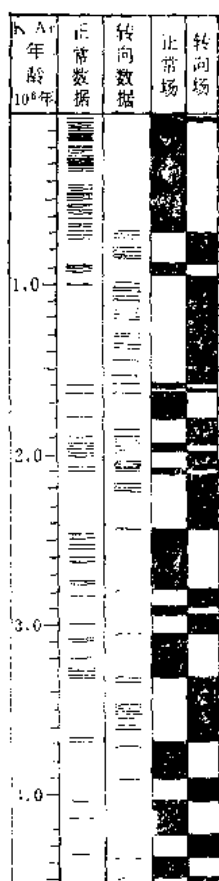


图 16—7 古地磁年表
(据 A. Cox 1969 简化)

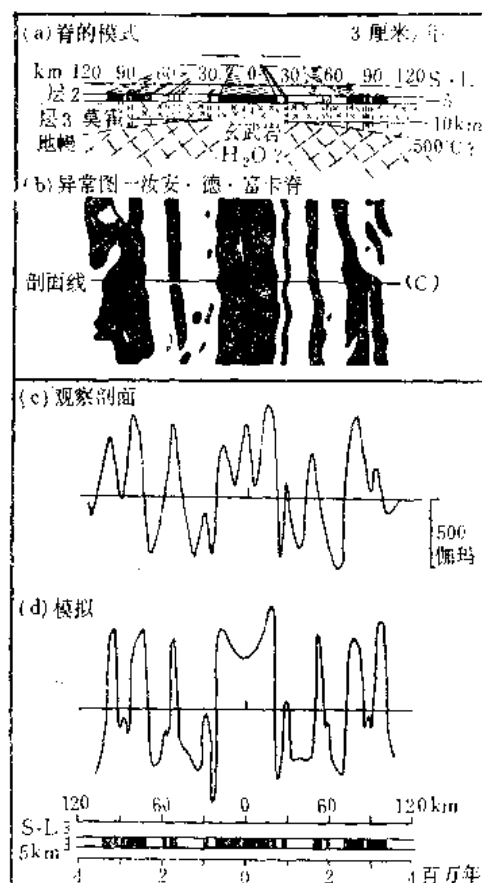


图 16—8 瓦因等对海洋磁条带成因及
验算的示意图

(据瓦因1968, 以东北太平洋的坎安·德·富卡洋脊为例。黑色及阴影部分为正磁化玄武岩及正异常, 白色为反磁化玄武岩及负异常)

a—假设的模型; b—磁条带平面图; c—剖面实测磁异常曲线; d—按模型计算的理论曲线; S. L.—海平面; 玄武岩的有效剩磁强度假定为 ± 0.01 , 脊峰部分为 ± 0.02 ; 1 伽玛 (G) = 10^{-6} 奥斯特

磁异常曲线, 将其与实测的曲线对比。如不吻合, 则修改扩张速度、剩磁强度等, 重新计算。如此反复, 看能否找到一个合适的扩张速度, 得到与实测结果一致的磁异常曲线。验算的结果是果然得到了与实测剖面吻合得很好的曲线 (图16—8)。这就不仅证明了海底扩张的推断, 同时也求出了扩张的速度。特别是对于世界各大洋的磁测成果进行了计算, 都得出了同样的结果。只是各个洋脊的扩张速度有差别, 分别为 1 ~ 6 厘米/年。

上述验算最先是由瓦因在1966年发表的, 由于逻辑严密, 计算精确, 理论与实际数据高度吻合, 在地学历史上是空前的, 成为当时地学界的“轰动事件”。应当说明的是, 在这以前, 地磁极反转还未取得公认, 有些人还持怀疑态度。瓦因的计算也证明了磁极反转是真实的。特别是与此同时, 对深海海泥的研究也证明了当时根据大陆资料而建立起来的古地磁年表的可靠性。深海沉积的特点是缓慢、均匀、持续不断地进行, 其沉积速度在相当时间内几乎固定不变。因此, 各段厚度比直接代表着时间比。对不同大洋海泥剩磁的研究表明, 正反磁化的海泥在垂直方向上逐层交互排列, 各层厚度比正好与古地磁年表的时

间间隔比值一致。除了两者折算的比值（决定于沉积速度）因地而异外，各方面的对比都是一致的。这就构成了所谓“三位一体”，即大陆上的熔岩、海洋磁条带、深海洋泥三种

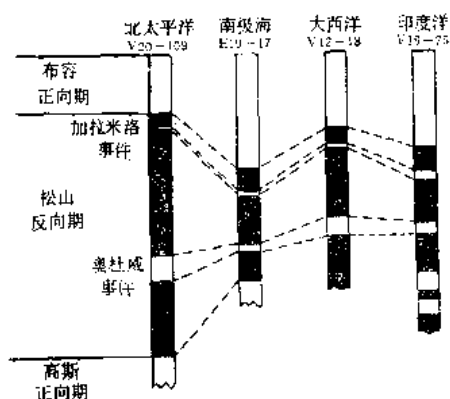


图 16—9 深海沉积岩芯的极性对比
(转引自D. H. 塔林, 1978)

成因上互无联系的事物在剩磁方面却具有令人惊奇的统一规律。“三位一体”证实了地磁场反转、古地磁年表和海底扩张的概念都是正确的。为海底扩张说取得了决定性的证据。

二、深海钻探和洋底年龄的证实

由于根据同位素年龄只能得到最近几百万年的可靠的古地磁年表，所以上述瓦因的验算也只限于三、四百万年，只涉及洋脊脊峰附近的少数磁条带。海茨勒(J. R. Heitzler)等进一步研究了各大洋其余的磁条带，发现若按照既定的已知扩张速度进行对比，则各大洋的磁条带图谱仍然是互相对应

吻合的。这表明各大洋的扩张速度可以上推到以往相当长的地质时代。也就是说，在相当长时间内，各大洋的扩张速度是基本固定的，否则磁条带不可能互相吻合。除非有某一段时期各大洋同时停止和重新扩张，这种可能性虽然不能完全排除，但毕竟过于戏剧化，缺乏任何依据。因此，可以根据全部磁条带的图谱来补充完善古地磁年表。根据分析对比，以南大西洋的扩张速度较慢，也较稳定。因此以其为基准，得出了76.27百万年以来的详细古地磁年表。这个年表以后实践证明是正确的，一直沿用至今。在这期间，地磁场反向主要有85次，正、反共171次。

按照既定的年表统一各大洋磁条带的编号，即可根据磁条带绘出各个海洋洋底形成年龄的等值线。用这种方法求得的洋底年龄称为古地磁年龄。相当部分深海洋底的古地磁年龄不超过新生代(65百万年)，部分为中生代。深海区边缘一般没有磁条带，如果按照扩张速度估计，则也不超过中生代(2亿年左右)。如此则不超过2亿年，洋底即可全部更新一次。大陆上最古老的岩石为38亿年，相形之下，洋壳是十分年轻的。

根据扩张率和磁条带所得出的洋底古地磁年龄是合理的，但是扩张率基本恒定这一前提本身的证明还不充分，仍然需要进一步检验。

1968年“深海钻探计划”开始执行，著名的深海钻探船“格罗玛·挑战者”号在各大洋进行了大量钻探。到1975年为止，已在400多个地方打了钻，共取得约5万米的岩芯，为海洋地质研究提供了重要的资料。

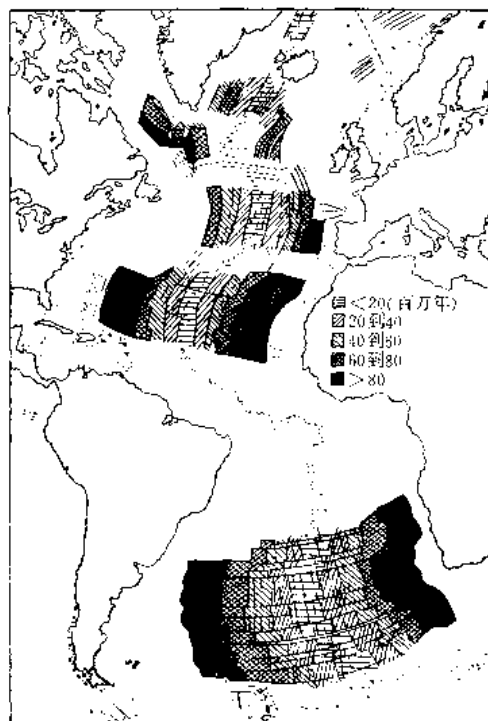


图 16—10 大西洋底的古地磁年龄略图
(转引自汉布林《地球动力系统》)

深海钻探计划前三年的工作结果即证实海底扩张和古地磁年龄的推算正确的。以后的资料也一直没有出现相反的证据,只是深海钻探所取得的层2玄武岩的表层样品大多风化较剧,不能进行K-Ar同位素年龄测定,所以只好用层1最底层的沉积层配合古生物方法测定年龄,这个年龄与玄武岩表层的年龄应当是十分接近的。根据深海钻探的结果,洋脊两侧洋壳年龄的确愈远愈老,成对称分布;包括没有磁条带的深海域在内,洋底已知最老的年龄不超过侏罗纪;按照钻探结果所求得的扩张率与原来的数据是一致的。曾经在大西洋严格按磁条带打了一排钻孔,所得到的年龄与古地磁年龄惊人的吻合。

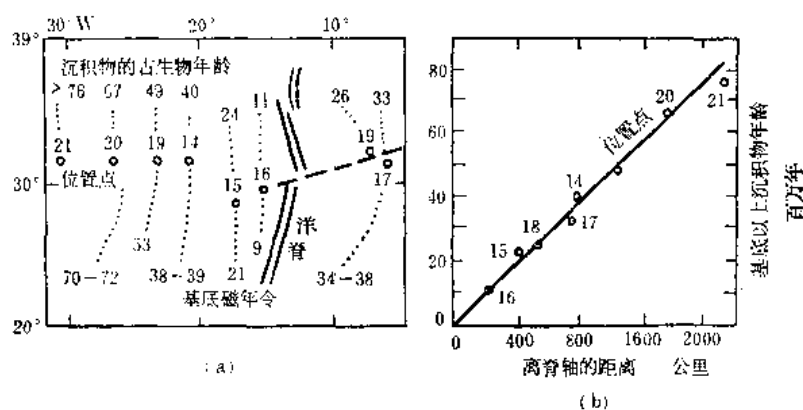


图 16—11 大西洋深海钻探对古地磁年龄检验的结果

a—钻探位置平面图, 圆圈为钻孔, 点线及其两端数字为古地磁年龄线及年龄数值 (百万年); b—取样结果联线为直线, 表明有 2 厘米/年的恒定扩张速度 (据马克斯韦尔等1970)

三、转换断层的推断和证实

深海洋底有许多断层, 这些断层在地形上呈一条深沟, 两侧的地质和地球物理特征都有截然变化, 是地震震源密集分布的地带, 作为断裂是明确无疑的。这些断层在洋脊附近最为明显, 它们使洋脊和磁条带发生错断, 很像是一般的平推断层, 水平断距可达数百公里以上。但是仔细考察一下, 就会发现有一些不同于通常的平推断层的特征:

第一, 有不少断层以洋脊或海沟为终点, 断层的消失是突然的, 尽管还有很显著的断距。

第二、另一些断层虽然从地形、磁条带等观察, 可以切割洋脊延伸很远, 但是只有被错开的洋脊这一段断层上有震源, 其它地段基本没有。

威尔逊 (J. T. Wilson) 在1965年首先从海底扩张的理论出发, 提出“转换断层”的概念来解释这些特点。一般的断层在错断时并不伴随着两盘岩石或地壳的增减, 但是切割洋脊的断裂则由于洋脊两侧的洋壳在不断地生长和扩展, 就会出现上述特点。

转换断层与一般平推断层最根本的区别是:

第一、在被错开的洋脊之间, 沿着断层两盘的位移主要是由于洋脊的持续扩张, 因此运动方向与洋脊错开的方向相反。而一越过洋脊轴, 两盘位移方向和错动即改为同向以至同步。

第二、在断裂持续发展时, 两盘位移增加, 被错开的洋脊之间的距离不一定增加, 可以保持不变。如为通常的平推断层, 则洋脊间距一定随着断距增加。

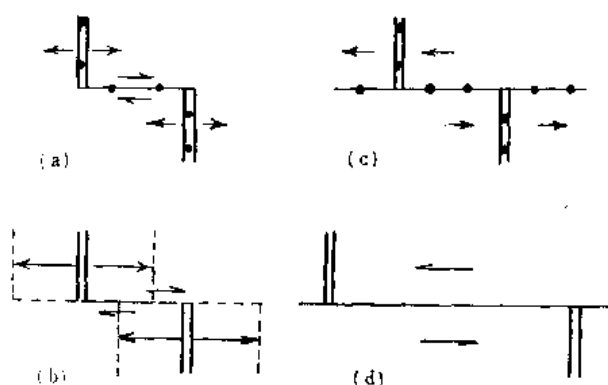


图 16—12 转换断层与平推断层区别示意图

双线为洋脊，圆点为震源，a 和 b 为转换断层，c 和 d 为平推断层持续发展的结果

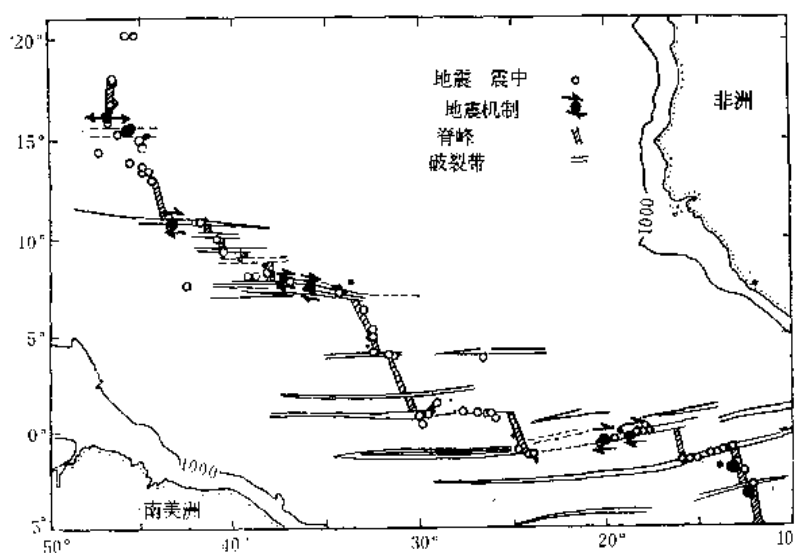


图 16—13 大西洋中部1955—65地震震源和已求出的六次发震机制
(据Sykes, 1968)

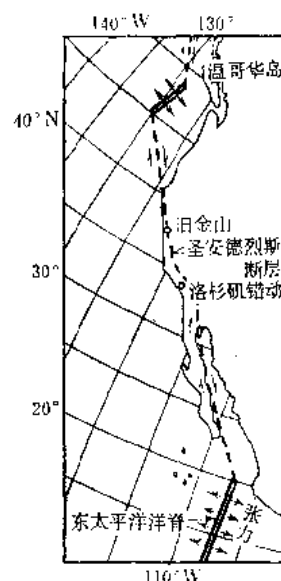


图 16—14 被圣·安德列斯断层错开的太平洋隆

为了证实这种解释，关键是考察断层的发震机制。1965—1968年赛克斯等分析了大西洋1955—1965年内在 5°S — 20°N 之间所发生的主要地震的发震机制，果然是“相反”的（图16—14）。另外，太平洋隆到了北美洲南部就转为圣·安德列斯断层，这种由张裂→扭裂的突变在构造地质学的理论上是很难解释的。圣·安德列斯断层是已知的右旋平推断层，其西盘根据地质资料北移达1100多公里。威尔逊认为这个断层很可能属于转换断层，这样，断层与太平洋隆的关系就比较好理解。但是，若果真如此，则在断层东盘按“相反”方向应能找到被错断的太平洋隆。威尔逊和瓦因在1965年系统整理研究了旧金山以北当时刚测得的海洋磁测资料，果然找到被错开的太平洋隆（命名为汝安·德·富卡洋脊），其扩张速度也正好与太平洋基本相当。

转换断层的推断和证实是地球物理学界继磁条带问题的一次“轰动事件”。结合深海钻探的结果，从三个方面检验了海底扩张说，使海底扩张说有了极为牢固的基础。到了1970年前后，已经很少有人再怀疑其真实性，终于确立了现代活动论在地质学方面的主流地位。

第十七章 大陆漂移和板块构造

第一节 大陆漂移

近代地学领域有越来越多的证据表明大陆确实发生过大规模的水平位移, 距离可达数千公里。直到现今仍以每年几厘米的速度在不停地移动。

事实上, 明确了海底扩张以后, 必然随着就要承认大陆漂移。例如大西洋底与大陆之间没有海沟, 是连续的一个整体。当洋壳向两侧扩张位移时, 两侧的非洲和南美洲必然随着一起移动, 两者间的距离越来越远。所以海洋和大陆的岩石圈都是活动的。

最先将大陆漂移 (continental drift) 作为科学假说提出出来的是伟大的地学先驱 魏格纳 (Alfred Wegener, 1915), 这一假说的提出引起了本世纪以来地学界的一场最大论战。由于当时地球物理学等有关科学的发展还不够成熟, 传统习惯势力的影响以及决定性的证据不足和不够确切等, 使这一假说未能获得公认。直到最近20年, 由于地球物理学的进展和大规模的海洋考察以古地磁学研究的突破为转机, 这一观点又在新的基础上以海底扩张和板块构造 (plate tectonics) 学说的形式重新被提出, 并为大多数学者所接受。

魏格纳在系统总结当时地学有关资料的基础上认为, 在二叠纪时只有一个巨大的原始大陆, 他称之为泛大陆 (Pangaea 或联合古陆)。以后沿古地中海分裂为北方的劳亚古陆和南方的冈瓦纳古陆, 并逐步分裂成若干陆块, 四散漂移融合, 成为现今的各个大陆。这一认识与现代板块构造学说的论点 (除印度的位置等细节外) 基本相同, 但论证依据已有重要补充与修正。

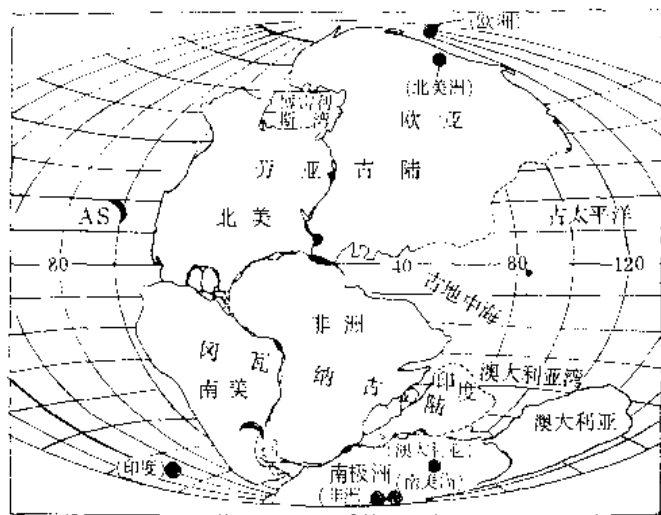


图 17-1 按照现代活动论推断的二叠纪海陆分布图
实心圆点为拼合后各大陆的古地磁极 (见后) (据迪茨等, 1970)。

现代活动论的最大特点是它并不否定地质学各分支学科已有的基本规律, 而只是将其纳入一个统一的简明模式。使一些看来毫无联系的规律如古地磁极移与古生物群的分布等展示出了内在的根本联系。现代活动论的确立, 深刻地影响了地学的许多基

础理论和各分支学科的前进发展, 因此, 被一些人称之为地学的革命。

下面简述根据大陆的研究所取得的有关大陆漂移的证据, 其中除古地磁学方面的证据外, 大多数是魏格纳时代已经提出过的论据, 但以后又进一步予以补充修正。海底扩张的

证据实际上就是从海洋方面对大陆漂移提供的证据。

一、大陆边界的拼合

从地形图上可以看到大西洋两岸轮廓有惊人的对应性。魏格纳最初也正是从这一点得到启示,并以此作为其论据之一,提出非洲、南美洲原来应为一个大陆,以后裂开,出现大西洋,所以两岸可以很好地拼合。

由于陆壳与洋壳有明显的区别,所以大陆的边界不应当以海岸线为准,而应以陆壳的边界,即大陆坡的坡脚附近为准。同时,还应考虑到后期内、外力作用对陆壳的增筑和改造,而加以消除。准确标定陆壳的侧面边界,需要大量的地球物理勘测工作,一般只能取大陆坡某一定的等深线作为客观的标志进行对比。

1965年,布拉德等使用电子计算机以数学方法进行拼接,终于取得了令人信服的成果(图17—2)。他们根据最新的海图,发现按500呎(约915米,1呎=6呎)的等深线拼合效果最好。因为大西洋的陆坡脚深度一般为二千多米,所以这一深度也基本上相当于陆坡中部。拼合中还删去了冰岛等地块,因为它们是由第三纪和近代的火山岩组成的,是后期增筑的陆壳。此外,还将西班牙旋转到使比斯开湾关闭,因为有大量古地磁资料证明比斯开湾是后来张开的。布拉德等拼合的误差一般不超过 1° ,总的均方差为30~90公里。只是加勒比海有较大空缺,是否原来如此?尚待研究。另外,尼日尔河口附近重叠误差达270公里,这显然是尼日尔河三角洲沉积增筑的结果。

除了大西洋两岸以外,还有人用同样的方法研究了南极、澳大利亚、印度、阿拉伯等大陆的拼合,也都取得了令人满意的结果。

为了进一步证实大陆边界的拼合是原始大陆破裂漂移的结果,则应当像一张报纸被撕破一样,不仅可以按碎片的形状拼接复原,而且复原后其上面文字词句也是联接的。也就是说,各种地质记录也应是一致的和可以联接的。

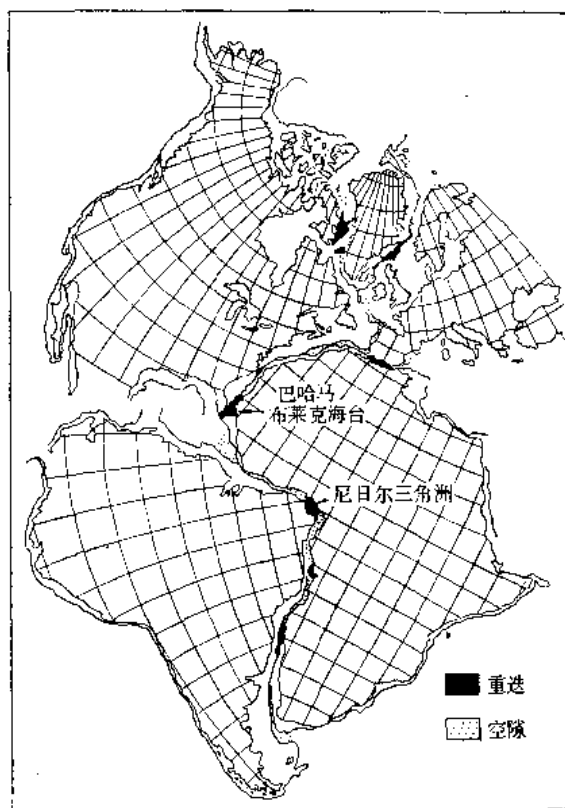


图 17—2 大陆边界的拼合
(据布拉德等1965)

二、岩石和构造的拼合

由于大陆有较长时期的发展历史,已知最古老的岩石生成已有38亿年。在这漫长的时期内大陆经历了各种内、外力多次的地质作用,留下了复杂的岩石和构造记录。任何大陆的地质图,其内容都不是单一的,各种界线蜿蜒曲折,各期记录重叠在一起。要求所有界线

——拼合既不可能也是不合理的，只能从总的地质格架轮廓作对比。而作为定性标记，必须选定一些比较明显而有意义的界线和岩石。

以大西洋两岸的情况为例，大西洋的西边是北美洲和南美洲，东边是欧洲和非洲。从总的看，由北而南，两边都是两头老，中间新。北美洲的北部、格陵兰和北欧都是主要由寒武纪以前古老岩石形成的地块；南端南美洲的东部和对应的非洲西部以致非洲的大部分也都是古老的地块。所有这些老地块中都有近三分之一或更大比例的岩石是17亿年以前形成的。在南、北老地块之间，西边是南北美洲之间的过渡地带，东边是欧洲南部和非洲北部、西部，都是古生代或更新的岩石的分布地区，而且岩层的走向大多在东北到南东区间，靠近东西向而不靠近南北向。许多地质学家都曾经指出，北美东南部的阿巴拉契亚山脉，在地质上是一系列下古生代岩层所形成的平行山脉的褶皱带，这个褶皱带向东北延至纽芬兰一带转成北北东方向，而沿走向隔着大西洋与苏格兰同样特点的褶皱带遥相对应，正好可以拼接起来。

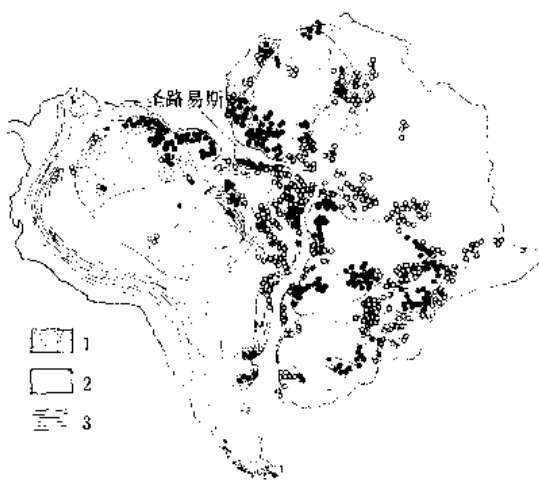


图 17—3 南美洲与非洲岩石和构造的拼合
(据 P. M. Hurley 1968)

1—>19~20 亿年；2—<19~20 亿年；3—构造线

比较细致的拼合可参见图 17—3，南美与非洲不仅地形可以很好的拼合，而拼合后在地质上也的确是互相对应的。大量的同位素年龄资料提供了客观的令人信服的证据。图中实心点为 >19~20 亿年，空心点绝大部分为 4.5~6.5 亿年，两者的分界线是截然的，是理想的对比标志。从图中还可以看出，两个大陆的构造线也是互相对应联接的。

对冈瓦纳古陆等也进行了类似的对比，不一一列举。

三、生物学证据

最著名的例子是冈瓦纳古陆上的古生物。

很早就已发现，远隔重洋的非洲、南美洲、澳大利亚和印度等地（以后又增加了南极洲）二

叠纪早期具有相同的古生物。植物方面种属比较单调，并以舌羊齿和恒河羊齿(图 17—4)为其典型代表。而欧洲等其他大陆则没有这些植物，出现的是另一些典型化石。如果没有风播等特殊条件，一般只有几十公里宽的水域即可成为陆生植物无法逾越的障碍。舌羊齿是一种种子蕨，其种子的直径达几毫米，由风把它们吹过大西洋是根本不可能的。海洋的洋流也不可能将其散播到如此广阔的范围，特别是要越过赤道到达印度，而且种子能否经住海水长期浸泡也是问题。当时还根本没有鸟类，也许在偶然的情况下(例如在喙囊中)，可以把它们带过大海。因此，从来古生物学界就认定上述各大陆在当时应当是有陆地相连的一个整体，并且称为冈瓦纳古陆(冈瓦纳是印度的一个地名)。由于不能想像大陆可以远距离漂移，所以一

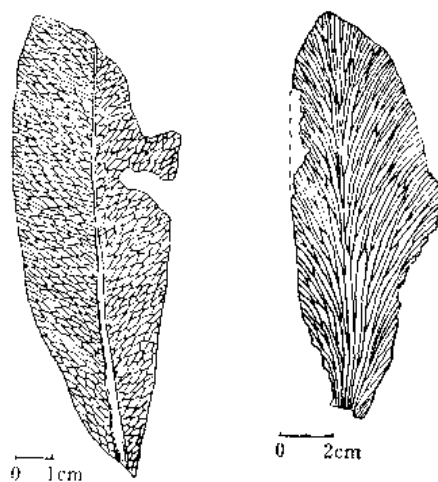


图 17—4 冈瓦纳植物群的典型分子
左舌羊齿；右恒河羊齿

般采用“陆桥说”来解释，即当时曾有狭窄的地峡联接这些大陆。现代的海洋考察已经证实，根本不存在这种陆桥。因此，大陆漂移是能够解释冈瓦纳植物群分布特点的唯一可取的理论。

另一个同样重要的证据在动物方面，这几个大陆中生代都发现有相同的小爬行动物，化石产于陆相地层中，而且不论从体型及各种器官看，它们都属于主要生活在陆地的动物，不善于游泳，因为不具备流线型的体型和鳍及蹼或扁平的长尾等，它们显然不可能远渡重洋。

另外，还有古代和近代尚残存的一些淡水鱼，如肺鱼等，也在不同的大陆上有相同的属。有一种圆口蜗牛仅见于西欧和北美东部，大西洋两岸同一纬度内的蚯蚓有近亲关系。这些，用大陆漂移来解释是比较合理的。

四、古地磁学证据

在第三章已经讨论过，通过岩石剩磁方向的测定可以求得岩石形成时地磁极的位置，同时，足够长时间内地磁极的平均位置等于地理极位置。因此，只要按照层序对一个地层单位取足够密度和数量的标本作测定，取平均值，就可以求得该地质时代的古地磁极，也即古地理极的位置。由于公认地理极是相对固定的，所以古地磁学方法可以提供岩石在地质时代里所在空间位置的定量数据。

如果大陆是固定的，则不论是哪一个大陆，不论是什么时代的古地磁极都应当与现代的地理极重合。但是，实际研究的结果却不是这样。以往地质时代的古地磁极一般都与现在的地理极不重合，而且通常是时代越古老偏离越大。不仅如此，同一时代不同大陆的数据也不同。但各个大陆内部，特别是地质情况相同的区域内的数据却基本上是一致的。古地磁极偏离地理极称为“极移”，极移现象只能用大陆漂移来解释，除非假设在地质时代里地磁极不只一对，而且其位置也不固定。但这种假设是大多数科学家所不同意的。如果承认大陆漂移，则必然形成极移现象。例如北美和欧洲，如果中生代时是一个大陆，则这个大陆上在当时形成的岩石的剩磁方向都指向同一古地磁极，也即古地理极。中生代以后分裂成两个大陆，中生代的岩石连同其古地磁记录一并随着所在的大陆漂移分开。如果现在于欧洲和北美取中生代岩石测剩磁，则两个大陆所求得的古地磁极必然不相同，而且也都与地理极不重合。但欧洲或北美内部的古地磁极则仍然是一致的（图17—5）。

单一时代的古地磁记录不能反映取样点沿古磁纬度位移的分量。如取样的地块曾沿古磁纬度移动，并不产生极移。为了克服这一困难，可以对比所有时代古地磁极的连线——极移曲线。大陆不可能总是沿磁纬度位移，只要有一段时间偏离，两个大陆的极移曲线即会分离开来。

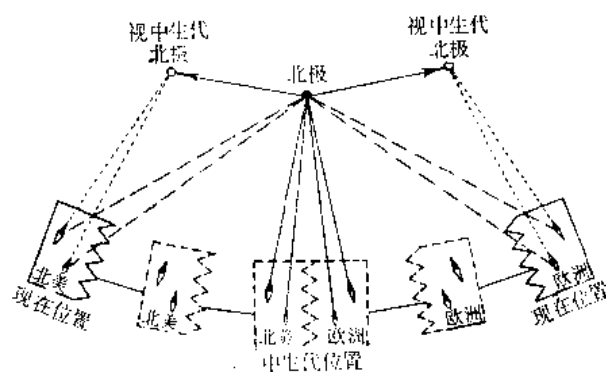


图 17—5 由于大陆漂移而造成极移现象示意图

图 17—6 是欧洲和北美经反复计算所得的实际极移曲线，两条曲线虽不重合，形状却

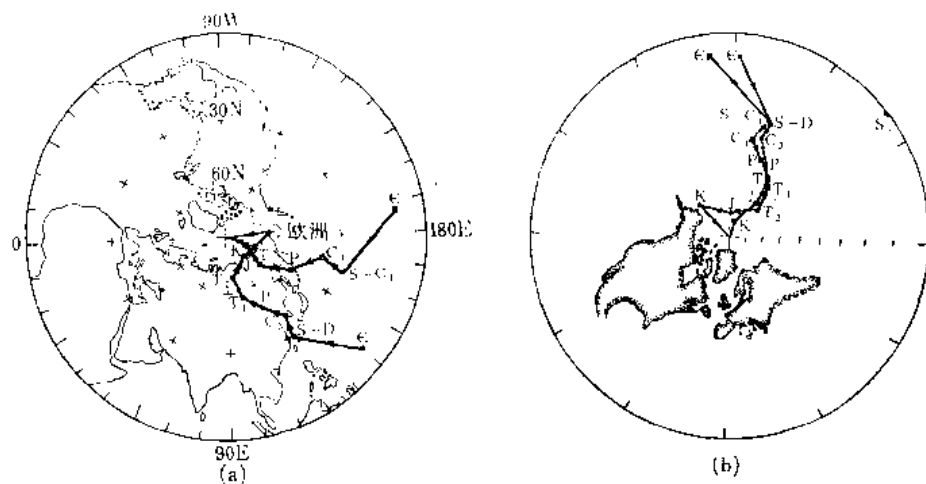


图 17—6 欧洲及北美古地磁极移曲线对比，右图为旋转后地形及极移曲线的拼合。方块为欧洲的古地磁极，圆点为北美洲古地磁极

(据麦克埃尔亨宁等1973)

很相似。如以 88.5°N 、 27.7°E 为轴将北美洲转 38° ，则大西洋闭合。同时两条极移曲线也基本重合。特别是志留纪——三叠纪这一段吻合度很高。表明北美和西欧在这段时期是一个大陆。三叠纪以后，两个大陆的古地磁极明显不重合，表明两个大陆已分离开来。此外。寒武纪古地磁极相距较远，有人认为是当时曾存在过“古大西洋”的证据，这还有待研究。

图17—7为欧洲和西伯利亚极移曲线的对比，三叠纪开始重合，证明欧、亚原为两个大陆，二叠纪以后、三叠纪以前互相碰撞焊合成一个大陆。两大洲分界的乌拉尔山脉正是焊合的接缝。

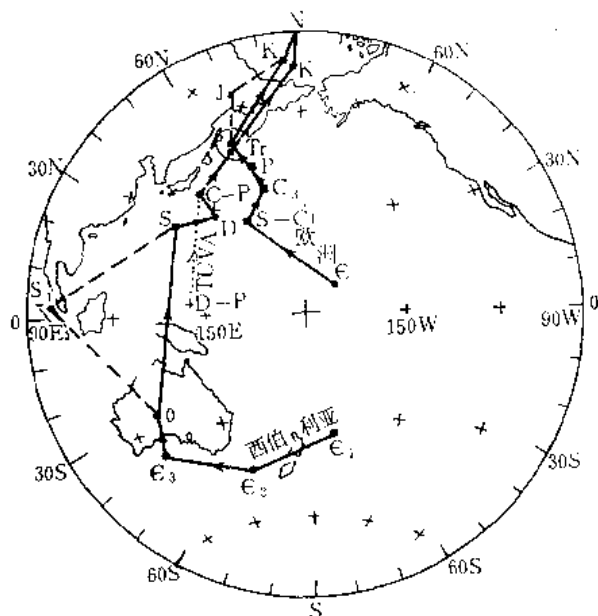


图 17—7 欧洲和西伯利亚极移曲线的对比

(据麦克埃尔亨宁1973)

在本世纪50年代即已查明，根据古地磁资料，印度在石炭纪和二叠纪时应应在南半球，以后逐渐北移，是大陆漂移早期的古地磁证据。图17—8为印度与西伯利亚极移曲线的对比，两者没有任何相似的地方。如按白垩纪古地磁极衡量，印度当时仍在现今位置 50° 左右以南。我国的古地磁资料还较少，据现有资料比较接近西伯利亚，因此，这两个大陆的碰撞应在中国和印度之间。结合地质情况来看，一般认为应在喜马拉雅山脉、青藏高原一带。根据曲线对比，在白垩纪——老第三纪时，两条曲线尚未重合，表明当时两个大陆块还未焊合。之后，才焊合在一起的，为了确定具

体的准确时间,从古地磁学来说还需做大量的详细工作。

五、古气候证据

在印度、非洲、南美洲等属于冈瓦纳古陆的大陆上都有二叠纪的冰碛层,因此推论二叠纪早期发生过冰川活动,是一次大冰期。如此,则气候转冷应当是全球性的。假如大陆固定不动,像印度、非洲这样热带以至赤道附近都有了冰川,则当时全球都应被冰川覆盖。但是从石炭至二叠纪,欧亚大陆、北美包括大片寒带地区的地层中,一点冰川的痕迹也没有。这表明,用冰期解释冈瓦纳古陆上的二叠纪冰碛层是不恰当的。魏格纳指出,冈瓦纳古陆上冰碛层的出现并不是因为当时是冰期,而是因为当时这个古陆正位于极区附近。冰碛层是极地冰盖的产物。据近代古地磁研究结果,石炭一二叠纪时,非洲南部和南极洲均位于极区,整个冈瓦纳古陆的各陆块也都位于高纬度地带,在极圈附近。整理总结各大陆这方面的研究结果,如图 17—9 所示,正好与极地大陆冰川向四

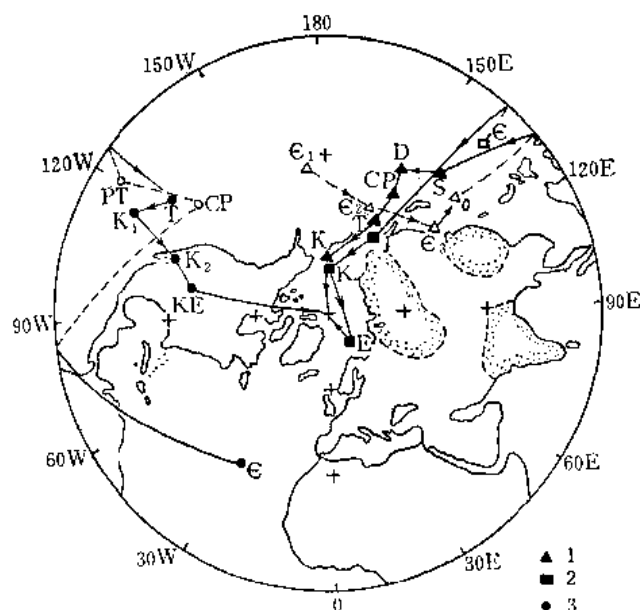


图 17—8 西伯利亚、印度和中国极移曲线的对比
1—西伯利亚; 2—中国; 3—印度的古地磁极, 空心点及断线为位于南半球的点线

个古陆正位于极区附近。冰碛层是极地冰盖的产物。据近代古地磁研究结果,石炭一二叠纪时,非洲南部和南极洲均位于极区,整个冈瓦纳古陆的各陆块也都位于高纬度地带,在极圈附近。整理总结各大陆这方面的研究结果,如图 17—9 所示,正好与极地大陆冰川向四

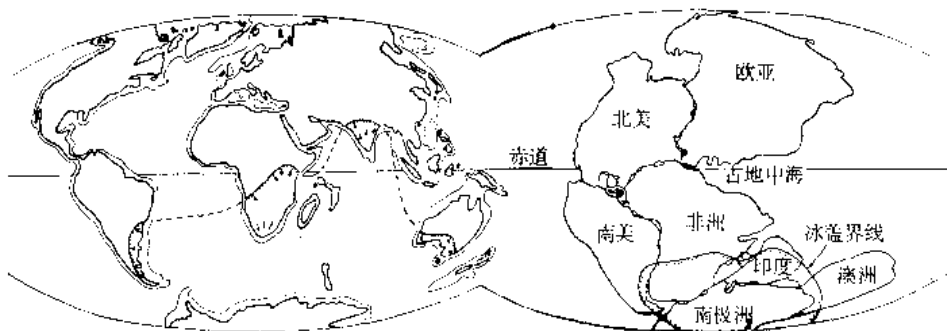


图 17—9 冈瓦纳古陆上二叠纪冰川的分布及拼合

(据 Dietz 等 1971)

左图为按现代位置古冰川的分布,右图为拼合复原后的情况。点线为冰川分布区,箭头为冰川流动方向

周流动的理想模式吻合。另外,还应提到的是,各大陆的地层剖面都是冰碛层的上面即为含煤的砂、页岩,前述的舌羊齿等就是产于这一套含煤地层之中。综合从地层、古生物、古冰川和古地磁各个不同领域所得出的相同结论,更加令人信服冈瓦纳古陆的存在以至分裂和漂移。

另外,如以古代(例如泥盆纪)的岩石在各大陆(按现今位置)的分布情况和现代气候带中所形成的沉积物分布规律对比,则各大陆的古赤道相对位置与现代有很大差异。这表明当时各大陆不同于现代的位置,已发生了漂移。

第二节 板 块 构 造

一、板块构造说的基本概念

(一) 概述

板块构造说是海底扩张说的进一步发展,是把海底扩张说的基本原理扩大应用到大陆,形成对整个岩石圈运动、演化总体规律的认识。其基本论点在1968年前后开始提出,1973年左右基本成型,直到现在仍在继续发展。

岩石圈相对于软流圈是刚性的,同时岩石圈本身具有侧向不均匀性,分布有洋脊、海沟等各种类型的活动带,活动带之间的岩石圈则是稳定的板块。因此,整个岩石圈可以理解为由若干刚性板块拼合起来的层圈。板块内部是稳定的,板块边缘和接缝地带则是不稳定的,是发生构造运动、地震岩浆及变质作用的主要场所。这是板块构造说的第一个主导思想和论点。

板块构造说的第二个主导思想是认为岩石圈板块是活动的,并以水平运动占主导地位,可以发生几千公里的大规模水平位移。在漂移过程中,板块或分散裂开,或碰撞焊合,或平移相错。这些不同的相互运动方式以及相应的各类活动带的产生、转化和消失决定了全球岩石圈运动和演化的基本格局。

下面进一步讨论板块边界、运动规律和驱动力等问题。

(二) 板块边界的基本类型

根据海洋地区的情况,作为板块边界的地壳活动带不外洋脊、海沟和转换断层,三者必居其一。洋脊是板块离散增生的部位,为离散板块边界 (divergent plate boundary)。海沟是板块的碰撞带,是板块会聚和消亡的部位,为会聚板块边界 (convergent plate boundary) 或消亡带 (subduction zone)。转换断层^①有时泛称走向滑移断层。此外,大陆板块的碰撞带与海沟有明显区别,应划分为另一种单独类型的古板块边界,叫作地缝合线 (geosuture)。

地缝合线的典型例子是喜马拉雅——阿尔卑斯这一著名的构造带,特别是这个带东段的喜马拉雅山脉北面的雅鲁藏布江一带,是印度板块与欧亚板块的碰撞带。地缝合线与海沟的主要区别是前者为陆壳与陆壳的碰撞带,由于两侧都是厚而轻的陆壳,是否一定会使一个板块俯冲到另一个板块下面,或两者只是在碰撞带压缩增厚,或者两种情况兼而有之,尚待研究。但比较肯定的是在地形上有时没有明显的深沟作为标志,相反,表现为高峻的山脉。此外,喜马拉雅山脉——阿尔卑斯山脉都有比较发育的中、新生代的海相地层,在隆起成山以前应该是海洋,即古地中海。这表明地缝合线应当是海沟发展的末期,当洋壳全部俯冲消亡后,海洋封闭消失,跟在后面的陆壳继续推进,于是出现了陆壳与陆壳的碰撞。

① 这类断层的成因应当是复合的,既有扩张速度的差异因素,又有构造运动的平移作用,而习惯上常将转换断层一词主要用于由洋脊扩张速度差异所形成的断层。

(三) 板块运动的几何学规律

板块是固体地球表面壳层的一个块段，不是平板，而是曲面，并且始终沿着地球表面运动漂移。因此，其运动轨迹应服从球面几何学有关的定律。根据几何学中的“欧拉定律”，任何一个刚体沿球体表面的运动，都必定是一种绕轴的旋转运动。或者说，球体表面的一点可以通过围绕某一经过球心的轴的旋转，沿着球面移动至另一位置。所以，两个或两个以上的板块互相分离或拼合时，必然是以某一直线为旋转轴，板块上各点便均沿垂直该轴的小圆（相当于纬度线）位移。如果板块构造理论是正确的，岩石圈漂移时具相对刚性板块性质，则其运动轨迹应符合于欧拉定律。

以洋脊为例，当两个板块从洋脊分向两边移动时，如果把旋转轴看作相当于通过南、北极的轴，则板块上各点应沿相当于纬线的圆位移。严格标定和恢复板块上某一点移动轨迹，常常缺乏明显而精确的标志。简单而精确的办法是以切割洋脊的转换断层为标志，如果板块运动符合欧拉定律，则转换断层一般应平行上述假定的纬线。为了证实这一点只要垂直每个转换断层作大圆（圆心与球心重合的圆，即相当于上述假定的经度圆），则各大圆应交于一点。这一点正是旋转轴与球面的交点，相当于上述假定的南、北极，通常称为

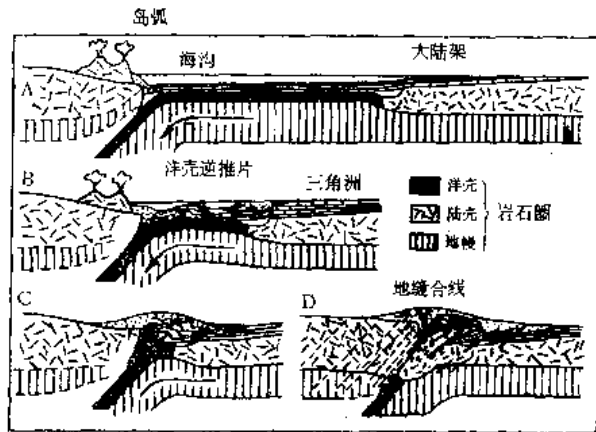


图 17—10 地缝合线形成过程示意图

(据Dewey 和 Bird 1970)

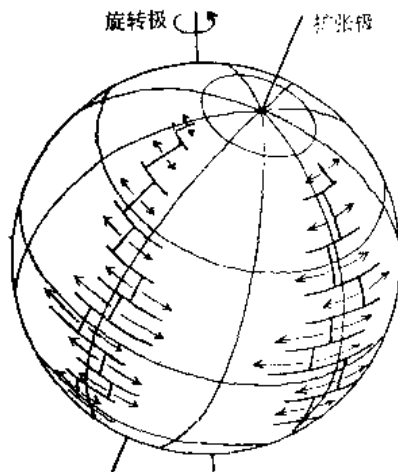


图 17—11 洋脊扩张极示意图

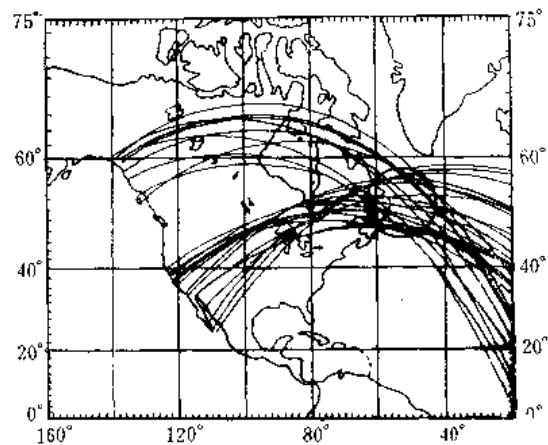


图 17—12 根据圣·安德列斯等太平洋板块—美洲板块间断层的垂直大圆求得这一对板块运动的旋转极

(据摩根, 1968)

洋脊的扩张极。如果不交于一点，则表明板块运动轨迹不符合欧拉定律。

经过实际计算，各个洋脊都确实存在着这样一个扩张极，垂直转换断层的大圆除了个别例外，果然是交于一点（图17—12）。由于各对相应板块位移的方向不尽相同，洋脊不

同地段的转换断层方向会有系统的差异。例如大西洋洋脊，北段是（北）美洲板块与欧亚板块的界线，南段是（南）美洲板块与非洲板块的界线，其转换断层方向及扩张极均有一定差别。

板块运动既然是一种绕轴的旋转，则其扩张速度应在扩张极附近最小，而在扩张赤道上最大。通过磁条带可以详细计算各地段的扩张速度，计算的结果基本符合这一规律，如大西洋洋脊在中部扩张速度最大，达2厘米/年左右，向南、北逐渐减小。这就从另一方面验证了板块的运动是绕轴旋转。

此外，根据洋脊、海沟等的发震机制的方向，也可以计算求得板块运动的方向和旋转极所在位置，其结果也基本相同。

以上述各方面分析的结果作为定性和半定量的依据，基本上彼此吻合，都证明板块的运动是绕极旋转，符合欧拉定律。图17—13表明了地球表面板块运动的基本格局。不同的学者研究结果在细节上还有所差异，这表明定量的精确性尚有待提高。但总的格局基本相同。还必须指出，把板块作为刚体显然只能是相对的，如果过分强调甚至绝对化是不恰当的。

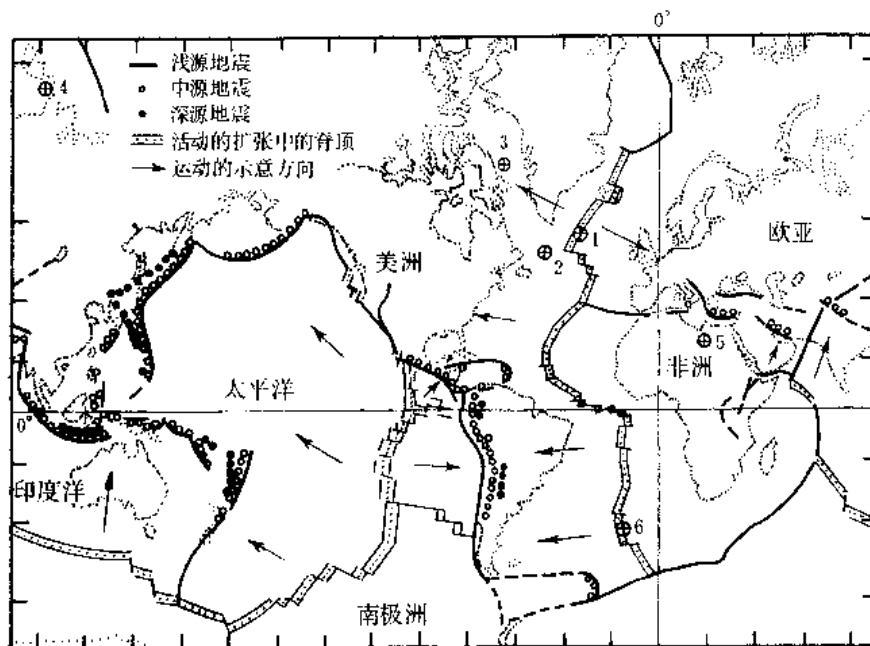


图 17—13 全球板块运动的基本格局

（据勒皮雄等1968的资料）

带+号的圆圈为板块运动的旋转极；1至5见表17—1；6为南极洲—非洲旋转极的初步推定位置

根据板块的扩张速度，可以计算各对相应板块相对扩张的角速度（见下表）。

在地质时代里，地球的半径并没有显著的变化（在海洋考察初期发现洋底有巨大张裂——洋脊存在时，有些学者曾结合古地磁初期工作发现各地古地磁极不重合等情况，再次讨论过地球膨胀的假说，但至今没有找到确切的证据）。因此，从全球的格局来看，岩石圈由于扩张而拉开的距离与碰撞消亡的数量是相等的，或者说，生长和破坏的速度是相等的。但是，怎样用较精确的计算验证这一点，尚待研究。

由于各个板块交错镶嵌，每个板块的移动都涉及相邻的板块以至全球板块的格局，要想搞清板块运动的规律，必须研究全球板块的活动情况。同时，板块构造说使全球的基本构造格局形成一个协调的、

主要板块的旋转极和扩张角速度

表 17-1

| 地区 (相对旋转的一对板块) | 旋 转 极 位 置 | 扩张角速度 (10^{-7} 度/年) |
|-----------------------|---|------------------------|
| 1. 大西洋 (美洲板块—非洲板块) | $53^{\circ}\text{N}37^{\circ}\text{W}$ | 3.7 |
| 2. 北太平洋 (太平洋板块—美洲板块) | $53^{\circ}\text{N}47^{\circ}\text{W}$ | 6.6 |
| 3. 南太平洋 (太平洋板块—南极洲板块) | $70^{\circ}\text{S}118^{\circ}\text{E}$ | 10.8 |
| 4. 北冰洋 (美洲板块—欧亚板块) | $78^{\circ}\text{N}102^{\circ}\text{E}$ | 2.8 |
| 5. 印度洋 (非洲板块—印度板块) | $26^{\circ}\text{N}21^{\circ}\text{E}$ | 4.0 |

(据 X. Le Pichon)

有规律的整体。因此，板块构造又称为“全球构造”。

(四) 大陆地质构造问题

虽然有些板块是以海陆边界为界，但板块的划分绝不能以此为依据，一个板块可以一部分是海洋，一部分是大陆，只要它们现在是一个稳定的整体就行。当把海底扩张的理论用来研究大陆时，由于海、陆在形成历史及地壳结构上有重要的区别，必然出现一些需要解决的新问题。关键是大陆有长期演化的历史，由于多次运动的结果重叠在一起，所以情况远较海洋复杂得多。

研究大陆地质时，区分和查明各次运动的规律和结果，是必须解决的基础问题。例如，绝大多数大陆上的矿产都是过去地质作用的产物，为了寻找这些矿产，最重要的是要查明过去地质作用的规律。作为一种基础的地质理论，如果不能解决上述问题，则对于大陆地质研究就失去了主要的意义，甚至可以被认为不适用于大陆（由于大陆和海洋有着重要差别，这种可能性是确实存在的）。至多只适用于解决大陆上与现代地质作用有关的一些问题。虽然大陆面积只占地球表面积的三分之一，但却是人类生活和生产的主要场所，任何地质理论的重要意义，主要还是取决于在大陆上实践和应用。

板块构造学说认为，现代的大陆主要是过去已有的古板块碰撞拼接和分裂而成的，这些古板块又同样是更早期板块分裂拼接的结果。由于板块内部是岩石圈稳定的地段，变化小甚至基本没有变化，所以现代大陆内部地质构造的基本格局取决于历次古板块分合所遗留下来的古碰撞带和古走向滑动带。大陆可以形象地理解为一个带有各种古活动带伤痕和焊缝的旧板块。因此，研究大陆构造地质问题的实质主要是对古板块的鉴别和研究，其核心问题是对各种古板块边界的研究和证实。

古代大陆可以分裂，现代的大陆在将来也可以分裂。在大陆上什么地方孕育着分裂，在最近的将来可能发生怎样的分裂？这些地方有什么地质构造、岩石、地层等地质和地球物理特征？显然是影响大陆地质格局的另一重要因素，也是搞清岩石圈的发展和海陆演化所必须研究的问题。

古洋脊在发展过程中，随即转化为隔开大陆的海洋。只有以后又经过俯冲消亡，使这个海洋闭合，形成地缝合线时，才会存在于大陆内部。但此时原来的古洋脊及由其生成的古洋壳均已消失，只能保存原古大陆边缘（大西洋型）局部的地质特征，并且已经转化为碰撞带边部的一个组成部分。

因此，研究大陆地质最重要的问题是古碰撞带和未来可能产生的洋脊。这正是1973年前后板块学说基本成型以来急待研究的两个重点问题，另一个研究重点是板块运动的动力

来源问题。

二、板块碰撞带的地质记录

地缝合线，特别是古地缝合线的证实，在一定程度上可以认为是“板块上陆”的关键问题。但是海底扩张—板块构造说的许多决定性的证据是建立在海洋地球物理的研究上的，在研究古地缝合线时，诸如磁条带等主要标志已不能直接利用。某些地球物理特征如地热流异常、地震及发震机制等可能已经消失。因此，增加了许多困难，要更多地依靠地质标志。

按照科学研究方法和程序，应当先搞清现代地缝合线的特征，因为它各方面的特征保存较完整。然后以此为指导去研究古代的地缝合线。

当前着重研究时代较新的地缝合线，主要是在青藏高原和喜马拉雅——阿尔卑斯带。就地质条件而言，以青藏高原和印度北缘较为典型，因其地形最高，地壳最厚，而且两侧都是大陆，故有人认为是解决“板块上陆”的“金钥匙”。其它地段多半一侧是大海或沙漠等，基岩的地质考察条件较差。然而这一条带全部位居比较荒僻、通行困难的高山地区，特别是西藏。这些地区的地质及地球物理研究程度也多较低。因此，至今对这一近代地缝合线还有许多问题未搞清。目前，有关古碰撞带的认识主要还是以环太平洋周围的考察为基础。我国近年在青藏地区进行了大量的地质及科学考察工作，必将对板块学说的发展起重要影响。

为了研究和证实古碰撞带，前面已介绍的各种方法，除了磁条带等已经消失的记录外，其它仍是适用的。特别是：1. 古地磁极移曲线；2. 古生物群；3. 岩石和构造；4. 古地理仍然是基本依据。地球物理方面如地震对于某些近期又有活动的古碰撞带也仍然是重要的内容之一。如祁连山——秦岭一线，一般认为是华北、华南两个古生代板块的碰撞带，中、新生代以来，仍有活动，现在还是个地震带。

在地质方面研究蛇绿岩、火山带的岩浆成分、混杂岩以及变质双带等，对确定地缝合线具有十分重要的意义，特别是蛇绿岩，许多人认为是洋壳碎片，是碰撞带的重要证据。

在一些岩层剧烈褶皱的山脉中，很早就发现有断续延展很远的超基性岩带，一般都认为是沿由地幔一直切穿地壳的深大断裂侵入上来的岩石。的确，这些超基性岩带总是位于一些深大断裂之中或其附近。以后又逐步发现，用通常岩浆侵入的概念来解释这些超基性岩的形成有许多可疑之处。主要是这些岩体的围岩一般没有接触带所具有的接触变质现象，而超基性岩浆的温度显然比酸性岩等高，应当有更明显的热力变质现象。另外，更为引人注意的是：

第一、实际上常常与围岩成断层接触；

第二、经常与枕状基性熔岩（海底喷发）和显然属深海沉积的含放射虫硅质岩等（有时是大理岩）伴生。

上述现象表明这一套岩石有其特殊的成因，为了强调这一套岩石在成因上的联系，将其总称为蛇绿岩（ophiolite，因基性及超基性岩多已变为含绿泥石和蛇纹石等带绿色的岩石）。

本世纪60年代对蛇绿岩的研究表明，蛇绿岩一般按“层序”自下而上为超基性岩——辉长岩——基性熔岩——深海沉积岩，底部以断层与其它岩层接触。在地中海东端塞浦路斯岛上的蛇绿岩保存有明显的“层”状特征，其各种岩石间的相互关系如图17—16所示。

如果仔细对比一下, 整个岩层剖面刚好相当于一般洋壳的岩石组合, 深海沉积层为层1, 枕状熔岩流为层2, 辉长岩相当层3, 超基性岩则相当于地幔的岩石。

塞浦路斯一带正位于喜马拉雅——阿尔卑斯地缝合线上, 许多人认为这里的蛇绿岩应当就是洋壳, 是板块碰撞时逆冲到陆上的洋壳碎片。并认为, 在地缝合线形成的过程中, 原来两个大陆间的洋壳, 由于挤压、错断, 常常会遗留一些碎片在缝合线上。因此, 大陆内部的蛇绿岩应是地缝合线的可靠标志。我国祁连山、青藏高原, 内蒙南部等地都有蛇绿岩分布。

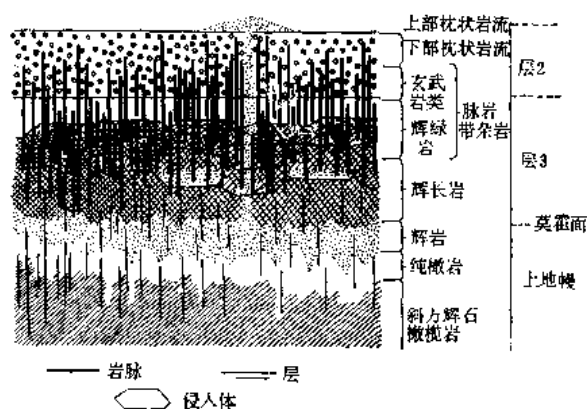


图 17—14 塞浦路斯蛇绿岩套岩石相互关系示意图
(据 E. M. Moores 和 F. J. Vine, 1971)

塞浦路斯的蛇绿岩除具有层状特征外, 在辉长岩上部还有一个奇特的“席状岩墙带”, 整个“层”几乎全部为直立的岩墙拼合而成, 这些岩墙绝大多数只是一侧有冷凝边。这个特点被认为是海底扩张的绝妙证据。岩浆从中央裂谷涌出, 上部形成枕状熔岩流, 下部冷却为长条形的“墙”状块体。每一次新岩浆涌出都把老的“墙”劈开为二, 在中间形成新的“墙”。如果反复进行, 就会形成只由一侧有冷凝边的直立岩墙连续排列的席状岩墙带。

有的岩石学家认为塞浦路斯蛇绿岩的化学成分与已知洋壳的典型岩石有一定区别, 比较接近岛弧产物; 另外, 绝大多数地区的蛇绿岩因受构造错动, 看不出层状的特点。尽管如此, 大多数人根据总的岩石组合和产状, 确信蛇绿岩就是洋壳的碎片。事实上, 在已经确定的一些碰撞带, 差不多都有蛇绿岩产出, 这不能认为是偶然现象。可能有不同成因的蛇绿岩, 但在许多情况下, 蛇绿岩是古洋壳碎片, 是鉴别碰撞带的重要标志。

除蛇绿岩外, 古碰撞带常常还可有下面一些岩石学标志:

1. 火山带岩浆成分的变化

沿下插板块俯冲方向, 岩浆系列由所谓岛弧拉斑玄武岩亚系列→钙碱亚系列→碱性玄武岩亚系列 (参见第十四章)。各系列均有一定特征, 其含碱量 ($K_2O + Na_2O$), 特别是 K_2O 依次增高, 与据地震所得的贝尼奥夫带的深度有明显的相关关系 (图17—15)。据实验, $Na_2O \cdot MgO \cdot SiO_2$ 系或理想地幔岩成分在压力越高时, 分熔出的液相中碱金属含量越高。因此, 这一现象被解释为贝尼奥夫带不同部位深度对岩浆形成产生的影响。利用这一规律可以判断古火山带是否与板块碰撞带有关, 并推断板块俯冲的方向。

2. 混杂岩 (melange)

相当长时间以来, 就发现有不同时代和不同成因的岩石混生的现象, 这些岩石与一般断层角砾岩等不一样, 与沉积成因的砾岩等也有明显差别, 始终未能有满意的解释。但由于很少见, 所以一直研究较差。

板块构造学说提出后, 根据这些岩石只见于碰撞带, 有时

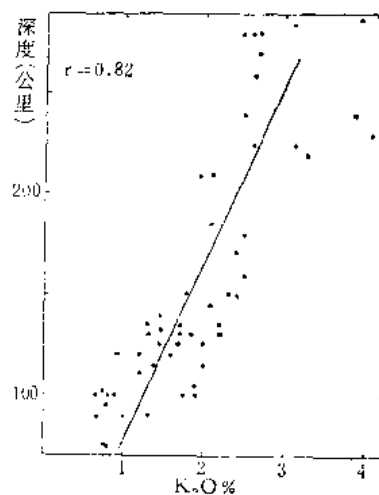


图 17—15 现代碰撞带火山岩中 K_2O 含量 (以含 SiO_2 60% 为基准) 与该地贝尼奥夫带深度 (SZ) 的关系

(据 Dickinson, 1970)

r 为相关系数

与蛇绿岩和高压相系变质岩等交生为一体，因而提出了混杂岩的概念，这些奇怪岩石的成因才得到比较合理的解释。当板块俯冲下插时，两个板块边缘很难避免相互刮削，刮削下来的岩石自然混在一起，于是成为混杂岩。



图 17—16 秦岭西段的混杂岩 外来体为早二叠世的灰岩等，基质为晚二叠世的泥质岩石（已变为板岩）。（据冯益民等，1975）

混杂岩的主要特点是在“充满”着剪裂面的基质（多为泥质）中，混有数量不等、大小悬殊的各种“外来体”的岩块，所谓外来体是因为这些岩石不是当地附近的，而是来自很远的地方。

混杂岩与沉积的角砾岩、冰碛等的区别是基质显然经过强烈的挤压剪切，另外，层位新老不符合层序律。外来体岩块小到几毫米，大可达几十以至几百公里，可以是一座山。这样大的岩块除了构造作用，任何外力是无法远距离搬运的。混杂岩与一般断裂带岩石有一定相似之处，但其基质成分在一定范围内基本上还是一种岩石，还保持着单一岩石外貌，这又是与一般断裂带岩石成分混杂有明显区别之处。一般认为，基质在强大的压力下具一定塑性，较硬的外来岩块强制挤入基质造成上述现象。不过混杂岩形成的详细机理，特别是基质是否已经完全固结成岩，还有些问题需要深入研究。

北美西部海岸山脉的混杂岩研究较为详细，其基质为泥质及部分硬砂岩质，常有不均匀的变质现象。外来体则为辉长岩、蛇纹岩、英安岩、安山角砾岩和砂岩、页岩、硬砂岩等，并有不同程度变质。海岸山脉在中生代至新生代曾经是一碰撞带，蛇绿岩、高压相系变质岩的分布均表明

了这一点。

我国近年在秦岭、青藏高原和川西的一些地区也发现有混杂岩，说明这些地区曾分别是不同时代的地缝合线。

3. 变质双带 主要是高压低温变质带的存在（见第十五章）。但是应当指出，如果板块俯冲速度很慢，或者受后来地热事件改造，有可能不形成或不保存高压相系的岩石。

此外地层中巨厚的浊积岩石和普遍发育的滑坡揉皱、泥砾等典型半深海沉积的存在表明该区当时正位于大陆边缘（陆壳边缘）的位置，也是帮助推定古碰撞带的重要参考。

三、大陆裂谷

大陆裂谷为张裂构造。现已证明，许多巨型裂谷是切穿地壳的断裂，其形成与地幔的活动有关，是影响大陆地质构造格局发展的重要因素。目前一般认为，大陆裂谷是胚胎时期的洋脊，裂谷如果沿着既定的方向继续发展下去，即将转变为真正的洋脊，使大陆分裂。但并不是所有的裂谷都会成为洋脊，已经证实有不少是已“死亡”的裂谷。相当数量的裂谷发展到一定程度即转为稳定，不再继续张裂。而什么样的裂谷会转化为洋脊或中途“死亡”，则正是现在地球动力学研究的重点课题之一。

（一）地质及地球物理特征

大陆裂谷在地形方面的特征可参阅第二章。绝大多数裂谷为复式的地堑，中间下陷最深，两侧为一系列阶梯状断层，主要是高角度正断层。少数裂谷为简单的地堑或断裂台

阶。这些断层的垂直断距总和可达数千米，贝加尔裂谷基底岩石的总垂直断距达7000米。

裂谷两侧及基底通常是较老的岩块。典型的裂谷位于隆起地带的顶部，如东非裂谷，两侧自远而近地势逐渐增高达2000~3000米，而正在这一长条隆起带的脊线，出现了裂谷。所以很早就认为，裂谷是隆起带顶部张裂的断块因重力下落而造成的结果。

裂谷之中及其附近火山发育，东非裂谷中有一系列密集排列的火山，且有侵入岩，是岩浆活动频繁的火山带。以富钾的碱性玄武岩等为主，有时尚有金伯利岩等更深来源的岩浆岩。另外，裂谷谷底常有较新的沉积物充填，厚可达数千米，表明近期为一迅速下陷地带。

裂谷的地球物理特点与洋脊极为相似：

1. 一般为低的重力负异常，通常不超过50~200毫伽。根据曲线变化梯度和有的负异常中心有小的正向突起，结合地震资料表明重力已经充分补偿以至补偿过剩，而且补偿深度很浅，类似洋脊（图17—17）。

2. 根据地震波及重力资料的分析，裂谷下方地幔上界面明显上隆，地幔波速低（ $P_n=7.5$ 公里/秒±），密度也降低（2.9~3.0±），地壳厚度变薄，已知数据为18~34公里，其中新裂谷一般为20公里左右，较厚者为较老的裂谷。

3. 具明显的高地热流异常，达2 H FU以上。

4. 浅源地震的地震带。

显然，裂谷是温度较高的地幔上隆的地段，从而使地壳拱起，最终导致顶部张裂，因重力下陷形成地堑，总的机制与洋脊基本相同。

（二）裂谷的发展和海洋的演化旋回

除了形成的机理类似外，裂谷有时与洋脊直接为统一的构造系统，例如冰岛裂谷本身就是大西洋洋脊的一个环节。最明显的是红海、亚丁湾及其以南的东非裂谷，前两者是刚形成的幼年期海洋，其两岸地形还保持着良好的拼接性，发育有一系列高角度的阶梯状正断层，同时有许多火山，与裂谷侧壁的特点是一致的。这三者差不多呈三叉形交会于阿法尔附近，三联点周围地形隆起最高，实际上相当于在穹状隆起上面张裂出三叉形的三条裂隙。按照数学模拟计算，这是最易出现的张裂型式。根据古地磁和火山岩的同位素年龄，表明红海、亚丁湾和东非裂谷都是第三纪同时形成的。另外，阿法尔地区主要为各式各样的玻璃质玄武岩，根据许多地质及地球物理特征，它们应当为洋壳的岩石，而且也有扩张中心。越向中心岩石越年轻，岩石的含钾量也逐步降低，由两侧富钾的碱性玄武岩转为

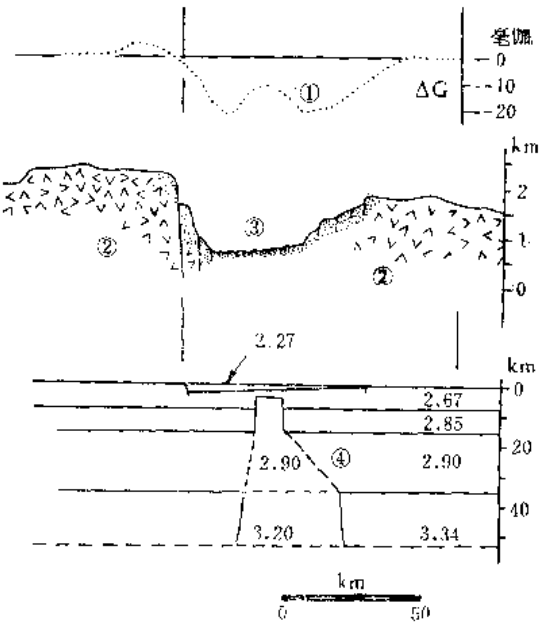


图 17—17 东非裂谷系 Madagi 附近重力剖面及推算的地壳结构

1—布格重力异常；2—岩浆岩和变质岩；
3—火山岩；4—异常地幔
(据J. Wahlenberg, 1975)

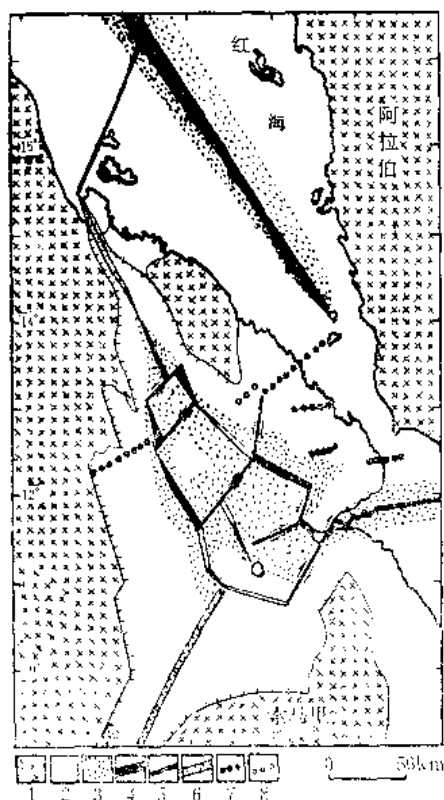


图 17—18 阿法尔地区的构造图

1—大陆基底出露区；2—裂谷中充填的沉积物和火山岩；3—3~4 百万年前形成的洋壳；4—分裂轴；5—转换断层；6—火山不大发育的地段；7—火山链；8—中央火山
(据 F. Barberi 等 1978)

中心与一般洋底相同的“低钾拉斑玄武岩”。表明裂谷张开初期，地壳尚较厚，岩浆来自较深部位，以后逐步变浅。红海、亚丁湾两岸的火山岩是富钾的硷性玄武岩，在岩石上仍保留了早期为裂谷火山岩的特点。

阿法尔地区的情况证明裂谷和洋脊不论在空间、时间和物质成分上都是统一和连续的。因此，认为洋脊是由裂谷发展而成是合理的。

红海作为幼年期海洋是公认的。根据洋底的最老年龄记录，太平洋比大西洋老。此外，前面已经提到的地中海以前较大，古代它曾是分开劳亚古陆和冈瓦纳古陆的大海，现在已经缩小，是个衰老的海洋。其东端北缘已经转变为一系列地缝合线。因此，可以得出海洋形成与封闭的全部过程大致相当于下列的发展旋回（威尔逊旋回）：

裂谷→红海型海洋→大西洋型海洋→太平洋型海洋→地中海型海洋→地缝合线。

目前看来，地中海型前后的具体演化规律尚不够确切，近年来正在深入研究。

四、热点的概念和板块运动的驱动力

板块构造说认为板块运动的原因是地幔对流携带着漂浮在上面的岩石圈板块一起移动，因此，板块运动是被动的。这种假设较之魏格纳的大陆因

离极力而主动漂移的假设获得了更多学者的赞同。只要承认地幔对流，则板块运动机制在物理学上的难题可以顺利解决。从已知地幔的密度存在有横向不均匀和地热流的标志来推测地幔对流的产生，是合理的。但是，这只能是一种科学的假说，还需要证实。究竟有没有地幔对流，应寻找进一步的证据。由于问题的难度太大，近十年来，曾进行过大规模的国际合作，虽然取得了不少成果，但至今尚未能迈出决定性的一步，使地幔对流的概念越出假说的范畴。实际上，由于技术条件的限制，到目前为止，还没有得到有关地幔运动的任何直接证据。从地表能够观察到的除了已讨论过的与板块运动本身有关的一些地质及地球物理事实外，唯一可能反映地幔运动的标志就是所谓热点。这是个与板块驱动力有关，但涉及面更广的一个问题，热点的提出使对驱动力的研究深入一步，但还有许多工作要做。

（一）热点（Hot spot）和地幔柱（mantle plume, 或称地幔涌流）

除了岛弧型、安第斯型以及洋脊、裂谷等板块边缘的火山带以外，在板块内部，包括大陆与海洋，还有一些相对孤立的火山和火山群，这表明，除了在板块的分离和会聚边缘外，还有其它因素可在地下深部形成岩浆源。

上述火山地区常有以下特征：

1. 地形隆起;
2. 喷出的岩石主要是含钾较高的硷性玄武岩等 (包括洋底的火山), 与通常从洋脊喷出、构成洋壳的低钾拉斑玄武岩显然有别。高含钾量表明岩浆源较深;
3. 常有重力值增高现象, 表明较重的地幔岩石距地表较浅;
4. 地热流高。

这些地区一般面积不大, 通常方圆不超过200公里。

按照上述特点推断, 这些火山是地幔热点在地表现的表现。热的地幔向上呈柱状突起, 成为地幔柱, 分熔产生的岩浆穿过岩石圈喷出。据统计, 目前全球发现的热点已达122处。

热点和地幔柱的概念可以从以下几点得到验证:

第一、美国的黄石公园, 是个重要的热点, 火山及温泉发育, 地热流很高, 1975年前后, 通过人工地震波观测, 证实其深部确实存在着一个圆柱形突起的异常地幔。

第二、大洋中有一些火山岛链 (和海山) 呈线状排列, 最明显的是太平洋中大致呈北西向延展的几条岛链, 其中最长的一条从夏威夷群岛的基拉韦厄向西北经中途岛等与皇帝海岭的海山链相连, 全长约6000公里, 这些岛链共同的特点是东南端点为现代活火山, 向西北火山的年龄逐步增大。这些岛链都有一个改变方向 (NNW→NW) 的转折点, 测定其附近岩石年龄得知, 发生转折的时间大约在42百万年前。根据年龄差和距离计算得出的火山迁移速度, 大致等于按磁条带所求得的太平洋的扩张速度。如果设想岛链东南端点为地幔柱, 且相对地极位置固定, 当太平洋板块的岩石圈在其上方按正常的扩张速度漂移过去时, 在洋底就会依次出现火山, 造成上述岛链。在中途岛 (位于北纬28°) 根据深海钻探岩芯测得的古地磁纬度为 $14.7^{\circ} \pm 4.2^{\circ}$, 两者相差达 13° , 表明中途岛喷发后又向北漂移了, 位移的南北向分量达 13° 。而基拉韦厄的纬度却是 19° , 与中途岛的古地磁纬度基本吻合。

第三、海洋中还有一些与洋脊斜交的海岭, 一般没有地震, 所以有时称为无震海岭。现已查明, 这些海岭形成的机制与上述岛链是十分相似的。近年对印度洋中 90°E 海岭的研究结果表明也是南端年龄新, 向北逐渐增大。按深海钻探样品的同位素年龄计算的扩张速度为八千万年以来平均 9.4 ± 0.3 厘米/年。所采集样品的古地磁纬度均为 50°S 左右, 相当于它与印度洋脊的交点附近。

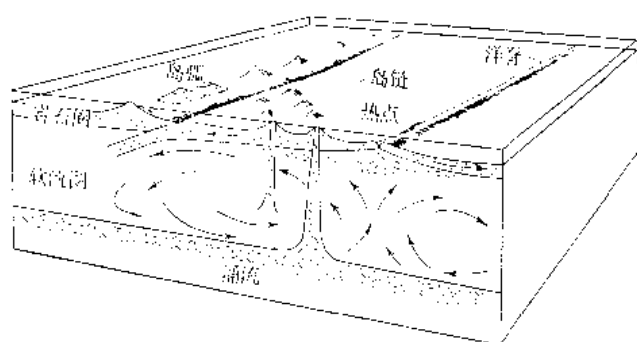


图 17—19 热点起源深度示意图
(据K. C. Burkett和J. T. 威尔逊1976)

上述第二、三点的计算结果, 由于各种测定技术的问题, 作为精确定量还存在一些问题, 如扩张速度偏大、不很稳定等, 有待进一步深入工作, 但作为定性和半定量资料还是可靠的。

此外, 也不能排除这样一种可能, 那就是这些地方的地幔柱的位置不是完全固定的。

有些热点并未形成火山链, 而是不同时代的火山在同一位置反复喷发, 这表明板块未发生漂移, 在这一时间内, 位置固定不动。例如, 非洲的许多热点都是如此。根据热点上火山岩的年龄, 非洲在三千万年以来, 没有发生过漂移, 而更早则有漂移。这样则可用热点来作为分析板块移动的“绝对”标尺。但是, 是否所有热点都是位置固定的, 大陆上火

山链为什么不发育？都是需要研究的问题。

地幔柱的概念较圆满地解释了何以作为洋脊一环的冰岛却成为陆地。由于冰岛本身是个热点，所以喷出的火山岩浆在数量上远远超过洋脊的其它地段。

假如地幔柱是相对固定的，则其起源深度至少应在不受地幔对流影响的深度以下，即在软流圈以下。或者正处于对流圈环流的中心部位，地幔柱根部较深与其火山岩含钾量高这一事实是一致的。

(二) 板块运动的驱动力

海底扩张和板块学说初期提出的软流层对流的假说曾经帮助人们从理论上承认大陆漂移的可能。同时这个假说比较圆满地解释了各种已知的现象，因此被许多人所接受。但是随着一些新成果的获得和从物理学等基础理论的进一步研究，出现了一些矛盾和争议，其中最主要的是：

第一、迄今为止，得不到成功的数学模拟或物理模拟。也就是说，根据目前对地球深部和对流理论认识，既不能推导证实应当有这种对流，也不能用试验方法制造出这种对流。而且还有许多地方是否定的。例如软流层面积很大，厚度太薄，按照通常的对流理论，即使能产生对流，也只能是半径很小的环流。

第二、海沟的实际考察和发震机制都表明是正断层。虽然可以用板块弯曲外缘张裂来理解，但仍有不少人强调这一事实，主张板块是被一种力强拉下去，而不是被推下去。

这两点都导致一些人去探索地幔对流以外的驱动力，主要的思路有以下三个方面：

一是下插的冷板块密度较大，据计算可较正常地幔重百分之几，因此有下沉力将后面的板块拖下去；

一是下插的板块因压力增大，发生物相转换，形成密度较高的岩石，产生重力下沉，板块陆续被拖下去。

一是洋脊高，海沟低，重力会使整个板块向海沟滑动，类似地表的滑坡现象。

所有设想的这些力可能实际都是存在的，但同样不能做出可靠的数学和物理模拟，也同样得不到比假说更进一步的直接证据，而且在解决了已知矛盾之后，又引出了另一些新的矛盾。因此，目前关于驱动力的来源仍然以对流说居主流地位。不过赞成冷板块下沉拖曳的观点的日益增多，同时大家都承认驱动力问题是板块说急待深入研究的课题。

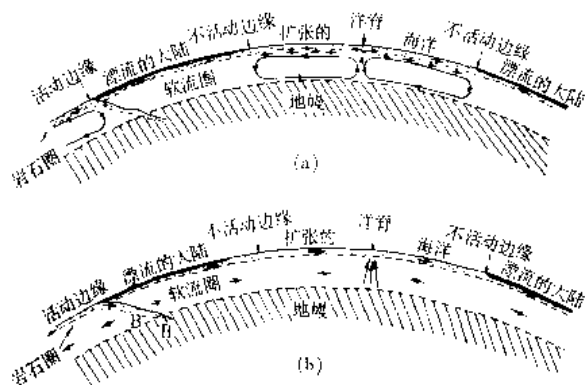


图 17-20 浅对流模型
(据Boll等, 1971)

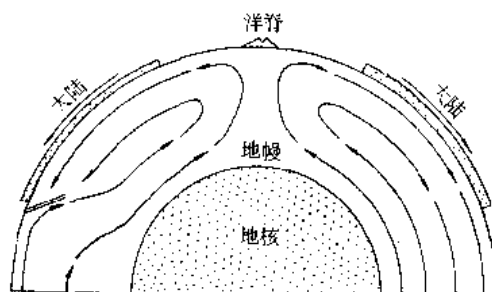


图 17-21 深对流模型
(据Orowan等, 1969年)

目前提出的驱动力模式主要可参阅图17—20和21。

图17—20a是通常理解的对流模式，图17—20b是推—拉结合的模式，即假设软流层的粘性很小，板块向洋脊两侧因重力小下滑，同时下插的冷板块密度较大，下沉产生拉力，加上洋脊处洋壳增生的推力共同起作用。

一些人舍弃了软流层可流动的特殊意义，从整个地幔来考虑固体在长期受力塑变状态下的对流，如图17—21，成为深对流。深对流模式的倡导者一般将地球层圈形成的机制引入，更多强调了重力不均匀，重物质下沉，轻物质上升引起的对流，把地核或地幔的形成、增生及软流圈的耗损等作为对流形成的原因。因此，认为对流是地球演化一定阶段的产物。

第三类模式是热点模式。如果承认热点，则必然会导出由热点——→三叉裂谷——→洋脊

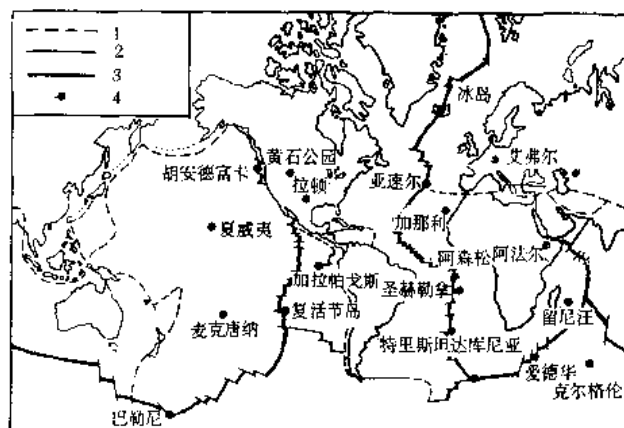


图 17—22 最重要的21个热点分布图

(据摩根 1972)

1—破坏性边缘，2—转换断层，3—成生性边缘，4—热点

的发展过程。非洲的阿法尔当然是个热点，它可以作为上述发展过程的实例。当热点排列成线状时，就可能形成互相连接的裂谷，并转变成洋脊，上涌的地幔柱将板块向两侧推开，并形成类似图17—20b的对流模式。海洋中一些最重要的热点多位于洋脊附近（图17—22），是这种假说的证据之一。对于地幔对流，热点是目前差不多唯一的多少有点直接意义的标记。但作为驱动力来源去解释，所面临的困难并不比其它假说少，前述一系列基础的理论问题仍然有待解决。

从以上关于驱动力的简介中可以看出这个问题的解决尚需较长时间，有待于对地球深部的更多了解。这个问题一旦解决，必将对整个地学有重大影响。

五、板块构造说存在的问题

除了驱动力问题外，板块构造说还存在一些弱点和反对意见。从另一个角度看，这些意见也正是发展板块构造说应注意解决的问题。

1. 大陆的某些地区是由地盾地区的很古老岩石组成，至今在这些地区400公里以下深处尚未发现有软流层，或不很明显。因此，有人认为软流层的存在不是全球性的，大陆的岩石圈是固定的。这个问题曾经是强有力的反对意见，但是近年来形势又有所缓和。因

为：第一，软流圈各处深度不一，古老的陆块理应较深，现有资料不能证明 400 公里以下没有；第二，这些地区仍然有重力均衡造成的垂直运动，例如北欧冰盖溶化后导致地壳回升等，都证明深部应有软流层；第三，由于逐步加强了固体流变的论点（如深对流模式的提出），软流层的意义有所降低。这些解释不能认为是决定性的，总起来看，这个问题尚待深入研究。

2. 在板块运动过程中，洋脊的位置有时也在变化，并无固定规律。例如非洲板块三面均为洋脊包围，三个洋脊都在扩张，洋脊必须后退才能提供扩张的空间。因此，地幔对流位置也要相应变化。另外，转换断层错开的洋脊下方，断层两侧对流方向相反。这些问题都是对流的概念难以解释的。除非假设断裂诱发对流。断裂与对流，何者为因？何者为果？尚待研究。

3. 板内构造问题，将板块作为刚体来看，显然只是相对的，板块内部也并非理想的均一地壳，如我国除青藏外，大陆主体部分在中生代已经焊接为一个板块。但是侏罗、白垩纪时，我国许多地方都有剧烈的断裂运动，大量火山喷发和岩浆侵入。这些地方都位于板内。按照现有的板块理论，并无现成的规律可以解释这些地质事件的形成机制。或者是板块边缘的碰撞、滑动决定了板块内部的构造运动和岩浆作用；或者是板内构造受其它因素控制而与板块构造运动无关。另外，陆块内部的沉陷和隆起似乎是垂直运动起重要作用，而与板块构造运动没有明显的联系。这些都是需要进一步研究的。

4. 在板块会聚的活动边缘区，大洋岩石圈下插到大陆下的地幔中。板块消亡作用如何引起边缘区的各种造山活动，特别是岩石圈在深部能否保持它原有的特性？而且最后结局如何？都是不甚明确而需要深入研究的。

5. 古板块有关的问题，是研究大陆地质必须搞清的问题，特别是地缝合线，这些问题和有关的规律弄不清楚，板块构造说在研究大陆地质时就很难具有决定性意义。

此外，板块运动是否任何地质时期都存在？更是一个十分重要的问题。因为最有说服力的证据如海洋的地球物理等资料毕竟只能肯定二叠纪以后有板块活动，至于更早时期岩石圈的演化规律如何？怎样来确定古板块和古缝合线？以及是否还有其它形式的证据存在等，都是些需要急待研究的问题。

第十八章 地球的起源和演化

根据近来测定月岩和陨石年龄取得的数据推算,地球作为一颗原始行星在太阳系中出现的时间距今已有46亿年。到目前为止,在地球表面发现的最老岩石年龄是38亿年。一般将开始有确切地质记录的时间作为地球历史的天文演化时期和地质历史时期的分界。本世纪30年代,有人以出现大量动物化石的寒武纪为界,将地史时期划分作两大阶段,把距今约38~6亿年的前寒武纪叫作“隐生宙”(Cryptozoic Eon),把距今6亿年以来的有大量动物化石出现的后寒武纪,叫作“显生宙”(Phanerozoic Eon)。

本章将对太阳系和地球的起源问题作一简要介绍,然后、着重讲述原始地球层圈构造和大气圈、水圈、生物圈的形成、演化以及显生宙全球板块构造的演化和各地质历史时期所发生的重大地质事件。

第一节 太阳系和地球起源问题

一、太阳系(solar system)的组成

太阳系的直径为119亿公里,太阳为主体,居于中央。这个星系有九个行星围绕着太阳旋转。自内而外依次为水星、金星、地球、火星、木星、土星、天王星、海王星和冥王星。有些行星的外围又有卫星绕着它旋转。在火星和木星之间,有无数小行星成环带状绕着太阳运行。还有总数在10万个以上的彗星,并且到处存在着星际物质。兹将太阳系成员的主要数据列于下表。

太 阳 系 成 员 主 要 数 据 表

表 18-1

| | 距日平均距离 (百万公里) | 公转周期 (地球单位) | 自转周期 (地球单位) | 赤道直径 (公里) | 质 量 地球=1 | 密 度 (克/厘米 ³) | 卫星数 |
|------|------------------|----------------|----------------|--------------|-------------|-----------------------------|-------|
| 太 阳 | — | — | 赤道25天 两极35天 | 1,390,000 | 343,000 | 1.42 | — |
| 水 星 | 58 | 89.97天 | 58.64天 | 4,830 | 0.10 | 5.43 | 0 |
| 金 星 | 108 | 224.20天 | 243天 | 12,108 | 0.82 | 5.27 | 0 |
| 地 球 | 149 | 365.26天 | 23.9小时 | 12,756 | 1.00 | 5.52 | 1 |
| 火 星 | 229 | 686.98天 | 246小时 | 6,800 | 0.11 | 3.89 | 2 |
| 木 星 | 780 | 11.86年 | 9.93小时 | 143,000 | 317.8 | 1.34 | 17 |
| 土 星 | 1,431 | 29.46年 | 10.67小时 | 121,000 | 95.1 | 0.69 | 16(?) |
| 天王星 | 2,880 | 84.02年 | 12.3小时 | 47,000 | 14.5 | 1.70 | 5 |
| 海王星 | 4,510 | 164.79年 | 15.8小时 | 45,000 | 17.2 | 2.30 | 2 |
| 冥王星 | 5,950 | 284.4年 | 6.39天 | 14,000(?) | 0.8(?) | 3.0(?) | 1 |
| 月 球* | — | 365.26天 | 27.3天 | 3,475 | 0.012 | 3.36 | — |

* 月球为地球的卫星。

二、太阳系的主要特征

1. 全部行星的公转轨道都是椭圆形,并分布在同太阳赤道面斜交约为 7° 的同一平面内(冥王星除外)。全部行星都以同一方向绕日运行,还各自以同一方向绕轴自转(其中金星和天王星以及天王星和海王星的部分卫星呈反向旋转)。

2. 各行星与太阳间的距离具有近似几何级数递增的规律。

3. 所有行星可以分为两大类:

(1) 类地行星:包括水星、金星、地球和火星。它们的特征是距离太阳近,体积小,质量小,密度大,重元素含量多,自转慢,卫星数少。

(2) 类木行星:包括木星、土星、天王星和海王星。它们的特征是距离太阳远,体积大,质量大,密度小,轻元素含量较多,自转快,卫星数多,木星、土星、天王星都有星环围绕。

冥王星是太阳系的“边陲哨兵”,体积小,质量小,缺乏气体元素,具有类地行星的某些特征。

4. 太阳具有太阳系总质量的99.86%,可是角动量 $C = M\gamma^2\omega$,即旋转体的质量、转动半径平方和转动角速度三者的乘积),只占太阳系角动量的1%,而99%是分配在行星、卫星、彗星和小行星中。

5. 太阳同行星的物质组成有差别,太阳组成的99%为氢、氦这两种元素,而行星则主要由较重元素组成。在类地行星中铁、氧、硅、镁占90%左右。

三、地球的起源问题

天体是怎样形成的?以后又历经什么样的发展过程?早已引起人们的注意。18世纪以来,科学家们先后提出过30多个地球起源假说,因为限于当时的科学水平,加以有些立论无据,不能圆满解释太阳系存在的客观规律,因而一个个相继退出历史舞台。但是其中有些在促进天体演化学发展上却起了一定的积极作用,有的对当代科学特别是地质学的发展有极大影响。

例如1796年法国数学家拉普拉斯(P. S. de Laplace, 1749—1827)提出的星云说(图18—1)。他认为有一个庞大的原始高温气态星云在比现在太阳系大几倍的空间里缓慢地转动着,并逐渐冷却收缩,密度加大,转动加快,离心力随之增加,使星云变成扁平的盘

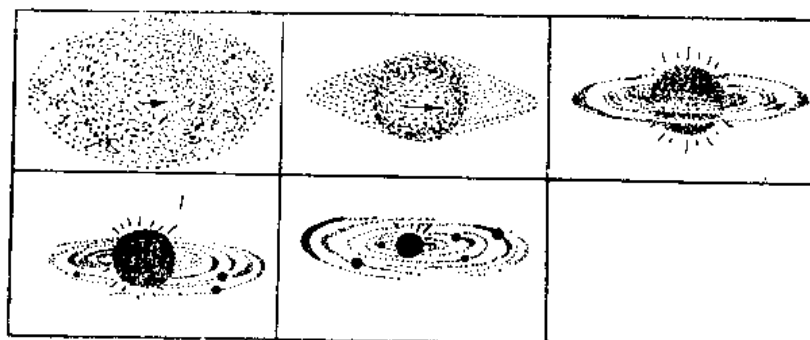


图 18—1 拉普拉斯星云说

状。当边缘物质的离心力大于中心的吸引力时,便从边缘自外而内分出一个一个的环来。

环里的物质并不均一，大凝团吸引小的残余物质，乃逐渐发展成为行星。围绕行星又以同样过程形成卫星。该学说对于行星的运行及其轨道的规律问题给予合理解释，所以在以后的一个多世纪里长期居统治地位。许多传统地质学理论，特别是在地壳发展规律、造山运动、岩浆起源、火山作用、变质作用等方面，受该学说地球由热变冷观点的影响极大。该说摧毁了上帝创造世界的唯心观点，把发展的观点牢固地带入天体演化学，给旧的僵化自然观打开一个缺口。因此得到恩格斯的极高评价。由于受到当时的科学水平限制，这个学说对于后来发现的太阳系规律，如有些卫星逆转和角动量分配不平均等问题都无法解释，成为它的致命弱点，到20世纪初期遂退出历史舞台。但是假说中认为宇宙是由稀薄物质发展而成的理论，给以后探讨新的天体演化说开辟了道路。

创立现代的地球起源假说，首先必须能够圆满解释前述太阳系所具有的主要特征，特别是角动量分配不平均问题。同时立论必须建立在“太阳仅是宇宙间极其寻常的一颗恒星”这样一个基点上。因此，探讨它的起源问题应当同整个天体演化问题联系起来，要充分重视近代天体演化学上已被证实的客观存在的几个基本事实：

1. 万物始于氢 物理学家和化学家指出氢是形成所有元素的原始材料，氢可转变成氦和其它元素，转变过程发生热核反应，可放出大量热能。

2. 气尘弥漫于星际空间 宇宙空间弥漫着极其稀薄的气体“尘埃”物质，天文观察确定气体占99%，尘埃占1%，气体成分主要为氢和氦，“尘埃”成分同地面上的相似，如硅的化合物、氧化铁、冰晶和包括有机质在内的其它小分子。可由它们组成星云。

3. 恒星在不断形成与消亡之中 天文学家发现宇宙中存在一种由青色和白色星体组成的“星协”，它们是一些很年轻的星体，估计年龄有的只有几百万年。由此证明恒星并非同时形成，而是有先有后，有的目前还正在形成之中。本世纪六十年代曾发现一批红外星云，它们在不断向外辐射红外线。它的温度同球状星体相近，但是体积却要大上百倍，推测是星团^①的胚胎。这说明恒星不一定是单独形成的，很可能是以星团形式产生的。

基于上述事实，现将当前流行的地球和太阳系的起源假说综合介绍如下：

约于五、六十亿年前，在我们银河系所在部位存在一个巨大的气体“尘埃”星云，叫作太阳云(solar nebula)。一开始它就在不稳定地自转，同时在自身引力作用下进行收缩，使大量物质聚集于中心部分(图18—2A)。根据旋转体角动量守恒定律，体积缩小将

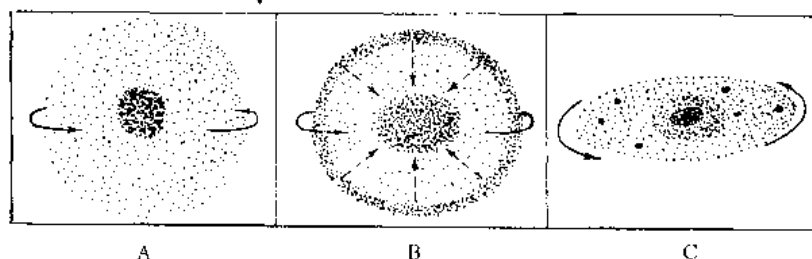


图 18—2 太阳系的形成

A—原始太阳云具有密度较大的气体“尘埃”中心；B—中心部分形成原始太阳；C—在同一赤道面上，聚集形成行星胚胎

① 在一个比较不大的空间区域里，数十颗至数万颗以上的恒星聚集在一起所形成的恒星集团，叫作星团。

导致自转速度加快，于是离心力随之加大，太阳云逐渐变扁成圆盘状。太阳云收缩过程，密度压力加大，乃导致温度急剧上升，使原来寒冷的太阳云的内部温度上升达数百万度。于是产生氢聚变为氦的核反应，释放出巨大能量，向外产生强烈辐射，于是光芒四射的原始太阳（proto sun）就此诞生（图18—2B）。

原始太阳经过一个不稳定阶段，抛射出大量物质。早在本世纪60年代，英国天文学家霍伊尔（F. Hoyle）和法国天文学家沙兹曼（E. Schatzman）就提出角动量可以通过带电粒子在磁场中运动的方式来转移的观点。他们认为原始太阳演化早期就有很强磁场，热核反应使它发出电磁辐射，使周围圆盘气体电离成等离子体，随磁场转动而产生力矩，于是将太阳的角动量大量地转移给外围圆盘，圆盘获得角动量乃向外扩张。太阳继续冷缩，不断失去角动量而转动变得很慢。太阳抛出物质参加到围绕它旋转的圆盘中去，并使之旋转速度加快，角动量也增加到很大，在这个围绕太阳旋转的盘状星云赤道面上，自转离心力和吸引力达到相对平衡状态，而内部却发生激烈的分化。尘埃物质作为气体凝聚的核，集结成一个个大小团块，并沿赤道下沉，形成一圈圈有规律间隔的尘环。环内物质在不均匀的引力作用下，相对运动速度逐渐增加，相互碰撞粘合的机会大大增加，于是大团块吸引小的，聚结成为行星胚胎（图18—2C）。以同样形式从围绕行星的次级“尘环”发展成为卫星。有的卫星也可能是后来以捕获的方式形成的。

原始行星的直径较现在要大几百倍，但是密度很小，因为它们开始阶段含有大量的氢和氦，而只有少量重元素。一方面随着重力场加强，不断收缩而变得有较大的密度。同时由于内部产生重力分异，也可使重元素沉向中心；另一方面由于氢、氦很轻，在距离太阳较近的类地行星当中，受太阳风^①的辐射压力而被驱散，所以它们的主要成分是硅、氧、镁、铁等^②。至于在距日较远的木星和土星区域，基本保留着太阳云的原始成分，氢、氦等轻元素较多，因而体积大，密度小。在更远的天王星和海王星区域，由于太阳对它们所产生的引力太弱，氢、氦等元素也易于逃逸，因而密度又变大。至于太阳系的边缘“哨兵”——冥王星，体积更小。在火星和木星之间的小行星带，有人认为是一些没能形成行星的小团块；也有人认为是由一颗大行星碎裂后形成的。

在这里对太阳系起源问题只是描绘了一个极其概括的图象。无疑，随着天体演化学和其它有关科学的发展，只要能够以辩证唯物主义的观点和方法去认识它、研究它，一些更完善的、崭新的太阳系起源、演化学说将会不断出现。

第二节 地球层圈构造的形成

一、地球内热的演化问题

了解地球内热的演化是研究地球全部演化历史的一个关键性问题。从地球形成到开始有地质记录之前，即距今46—38亿年期间，原始地球是均质的团块，主要为硅质化合物，

① 太阳风指太阳连续不断喷出的正负离子混合物，主要是由氢和氦所构成的大量物质，总质量要比地球大上几倍。

② 行星中铁的相对含量是随着距日渐远而减少，推测由于太阳云内具有温差（温度梯度），在较热的太阳近邻凝聚有较多的铁。

铁和镁的氧化物以及含量很少的所有其它各种化学元素。一般认为原始地球开始是冷的，由于下列原因逐渐变热：

1. 由微星碰撞转换而来的热能 无数尘埃碎块受原始行星团块吸引而坠落到来，产生大量由动能转化而来的热能，尽管有一大部分要散失到地球以外的空间，但仍有一部分保留在行星内部而使其温度升高。

2. 压缩导致温度升高 随着地球的增长，内部压力不断增高，造成绝热压缩，使地球温度增高。由于岩石导热性差，大部热能积累起来。据计算，这种压力使新形成的地球内部温度平均达1000℃。

3. 放射性元素蜕变生热 U、Th和K⁴⁰等蜕变时放出的热能，长期积累起来的热量，可造成地球升温。

图18—3曲线表示在行星形成之后内部温度逐年增加的情况。图中下面曲线表示地球开始形成时由于物质积累发生压缩而产生的温度可达1000℃或更高；计算证明放射性热的产生比散失要多。因此，如中间曲线所示，在地球早期的5亿年时使内部逐渐热起来；上面曲线表示出金属铁在地球内部熔化的温度，指出地球形成的开始10亿年时，在地球深度为400—800公里范围内，温度已上升达到铁的熔点。地球内部由于压力是随着深度增加而加大的，所以熔点也增高了。

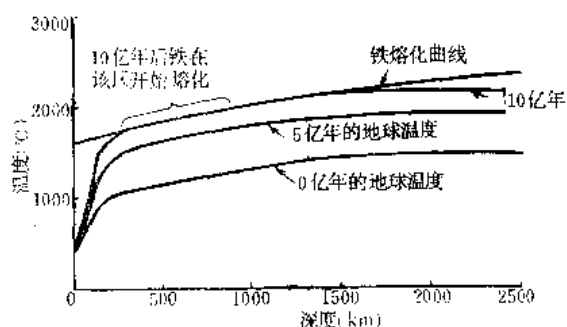


图 18—3 地球历史不同时期的内部温度

(据F. C. 赫克斯和D. L. 安德逊)

铁是地球中的一种富有元素，约占地球质量的1/3，它较其它普通元素为重，当它在一层里开始熔化，便可形成大滴向中心降落，挤出那里的较轻物质。铁沉至地心形成地核，沉降过程释放出大量重力能，并逐渐转换成热，可达 2×10^{27} 尔格，温度上升平均达2000℃，使地球的大部分（而非全部）熔化。从而产生大规模的分异作用，使原来处于均质状态的地球，发生激烈的化学成分上的迁移演化，使整个地球具有明显的层圈构造。隐生宙以后所发生的构造运动、岩浆作用、地震等内力作用都以地内热作为主要能源。

今天的整个地球是在热起来？冷下去？还是保持稳定的热平衡状态呢？火山、地震、深矿井和钻井都证明至今仍然有热不断从内部流出。尽管原来生热的放射性元素含量由于蜕变而逐渐减少，但是由于岩石的导热性能很低，岩石圈充当着阻止过多内热外逸的保护壳作用。有人曾作过有趣的估算，热通过10米厚的岩石需要3年，100米厚的熔浆完全冷却大约需要300年；还有人推测，热穿过400公里厚的岩石圈板块则需要50亿年之久。假如事实果真如此，那么仅就热传导这一点来看地球冷却问题，显然超过400公里深处的热至今尚未到达地面。目前从地球内部（主要来自地壳部分）流出地面的平均地热流约为1.5微卡/厘米²·秒，在10亿年之内仅能使地球温度降低100℃，而放射性元素蜕变所积累的热，可使地球温度每10亿年大约升高200℃；又根据大多数计算结果，从地球形成以来所产生的热能在 $6-20 \times 10^{27}$ 尔格范围内，而从地面流出的总热能在 $1-8 \times 10^{27}$ 尔格范围内，可见地球产生的热量比消失的热量大2—3倍，总的看来，这意味着地内温度是在增加。另一方面，根据目前对地幔和地核物质组成的估计，推算出地球熔化时所需的潜热应等于或大于

30×10^{37} 尔格。因此, 在过去地球历史中由放射性元素所产生的热, 远不足以使地球全部熔化。那么今后的情况如何? 由于放射性元素蜕变是不断地进行着, 结果会使它们在岩石中的含量逐渐减少, 这又意味着地球终究要冷却下去。但是由于地球导热性很低, 而且放射性元素含量仍然很高, 开始冷却是在若干亿年之后的事。当今的地球只有表层渐冷, 而内部温度是在增高。据此有人认为地球内部是在膨胀之中, 它的膨胀率为1000年半径增大1厘米。相反, 地球外层则正在收缩, 又使内部膨胀受到限制。无疑这种热的演化, 是促使地球不断发展变化的主导因素。

二、固体地球内部各圈的形成

开始形成的原始地球接近于均质体, 以后由于内部生热, 导致物质运动和发生化学分异作用, 于是形成地核、地幔和地壳, 从而具有层圈构造。大约在40亿年前, 地内400—800公里深部的温度已达到 2000°C , 由于铁、镍的熔点较硅酸盐低, 这时达到熔点而首先熔化, 形成熔融的金属层。同时硅酸盐开始软化, 为重力分异作用创造了有利条件, 于是比重大的铁、镍形成大的熔滴而向地心下沉。降落过程中将释放出的大量重力能转变成为热能, 使地球的大部分转化成为部分熔融状态。铁、镍最后向地心集结而成为地核; 与此同时, 硅铝、硅镁等较轻物质上浮, 冷却而形成原始地壳; 二者之间的铁、镁硅酸盐组成地幔。在长期分异作用下, 地核不断加大, 地核内热不复散失, 使外核部分保持液体状态。

地球的层圈构造, 就是在这样的重者下沉、轻者上浮的分异作用下形成的。目前在地表找到的最老岩石的年龄为38亿年, 由此可以说明最晚在距今38亿年时已经由分异作用形成了古老的地壳。

目前流行的关于层圈构造形成模式较多, 下面着重介绍1975年孔代(K. C. Condie)在他著的《板块构造与地壳演化》中提出的模式: 原始地壳是地球历史早期热变化的重要产物, 在地球分异作用过程形成地核、地幔、地壳、大气圈和海洋, 经历时间较短, 小于5亿年。综合地壳起源的理论可分作两大类: 非激变的和激变的。前者主张由于地球内热导致物质熔化而迅速形成地壳; 后者主张由于陨石撞击触发早期物质熔化而形成地壳。对于地球是否经历过完全熔化阶段这个问题, 目前尚有争论。但是对于地球形成初期的5—15亿年曾经迅速热起来过, 早期太古代的地热梯度曾达到大于 $100^{\circ}\text{C}/\text{公里}$ 这一推断, 逐渐为人们所确信。

(一) 非激变模式

根据产生熔化的原因, 孔代又将它分为四种:

1. 由于地球物质的非均匀聚集而产生的熔化 譬如地幔中水的局部聚集可降低硅酸盐矿物的熔点, 从而产生熔化; 又如地幔中有低熔点矿物(如云母和角闪石等)局部聚集或有较多的放射性元素(如 K^{40} 、U、Th)相对集中, 可较外围先行熔化等。

由这些非均匀物质造成熔化所形成的岩浆可向上移动到地面, 从而构成地壳发育的核心。

2. 伴随地核形成过程产生的熔化 在地球内部大约大于100公里的深处, 铁、镍熔点低于地幔的硅酸盐, 因此, 在地球形成早期5—15亿年的增温时期, 铁、镍首先开始熔化, 在500—1000公里深处形成一个厚的熔化带, 并逐渐向地球中心下沉而放出热量, 特别是在

水量多的部位,可使上覆地幔局部熔化而形成岩浆,向上喷出地面而构成地壳核心。

3. 广泛的区域熔化 这个模式系假设地幔中有放射性热源的均匀分布和具有热传播的均匀机制,因而发生了一种十分均匀的遍及全球的上升地热。在地幔中产生大量岩浆并发生喷发,造成一个覆盖整个地球的薄层地壳。在此过程中通过结晶分异作用,可导致富碱及有关元素逐渐上升形成一个薄层硅铝壳。但是已形成的薄层、均匀的地壳,可能被同时或以后发生的陨石碰撞或构造运动所破坏而重新熔化分异,形成新的地壳。

4. 板块边缘的熔化 这种模式包括早期开始的地内对流和板块构造作用,正如今天所认为的板块边缘在地幔中熔化而产生原始岩浆。这种地内对流上升部分形成离散型板块边缘,造成新的洋壳;在对流下降部分形成消亡带,造成岛弧或新的陆壳。这种模式认为陆壳(硅铝的)和洋壳(硅镁的)可以同时产生。

(二) 激变模式

近代天体演化学认为太阳系是在大约五、六十亿年前由巨大的气体、“尘埃”星云开始发展而成。行星是由围绕原始太阳的尘埃环中物质碰撞聚集而形成的,卫星又是围绕行星的尘埃环物质聚集而成。近来通过载人宇宙飞船对月球的探测研究,证明在月球上曾经发生过长期的大规模碰撞事件。现有资料指出,这种碰撞事件早在38—40亿年以前便开始了。比月球体积约大48倍的地球遭受宇宙来客—陨石的撞击,当然更是毫无疑问的了。大型撞击产生的巨大能量可使之局部熔化,从而导致岩浆喷发,形成最早的地壳。格陵(Green, 1972)认为太古代绿片岩带便是由于地球遭受撞击发生熔化而产生的。在陨石固体物质坠落过程给予地球以角动量,很可能使地球旋转轴对黄道^①而发生倾斜。坠落到地球上的陨石物质,开始在赤道上具有最大厚度,随着地球动力作用使之比较均匀地分布在整个地球表面,而形成地壳,这个论点是反对地壳由内部物质分异而来的说法。

至今对于地壳成因问题尚有不同看法。

三、地球外部水圈和大气圈的形成

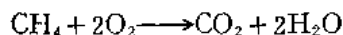
原始地球的表面有点像今天的月球表面那样,根本没有水、气、生物三个层圈的存在,它们是分异作用过程后来逐渐形成的。在地球没有热起来之前,原始水被组合在矿物之内,将氧和氢封闭在钾—铝云母 $[KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2]$ 矿物之内。当地球内部热起来,发生熔化和分异作用,水便以蒸气云的形式或伴同熔浆随着火山喷发而释放出来,水气冷凝成雨降落地面,汇集成为包围在地壳外面的浅的海洋,出现了原始的水圈。

原始地球由冷的微星聚集而成,冷的微星体积小,不能依靠重力吸附任何气体,大气圈是在发生火山作用后,由释放出的气体逐渐形成。火山喷发的气体成分主要是水蒸气、二氧化碳、一氧化碳和少量氯化氢、氨和甲烷等。其中水汽冷凝成雨,降落形成海洋,剩余的成分主要为二氧化碳。它同今天大气的成分不同,现代大气中含有N78%,O21%和CO₂0.03%。据研究产生这种变化主要有三个原因:

第一,是大气圈长期演化过程中所发生一系列复杂化学反应的必然结果;

1. 原始水蒸汽在太阳紫外线光能作用下分解成氢和氧,氢大量逃逸于太空;
2. 新形成的自由氧和甲烷发生反应形成二氧化碳和大量的水汽;

① 黄道即地球公转轨道,它同地球赤道面交角为 $23^{\circ}27'$ 。



3. 氧又与氮反应形成氮和水:



4. 当全部甲烷和氨转换成 CO_2 和 N_2 以后, 水汽再进一步发生分解, 就会聚集大量的自由氧。

在上述一系列反应下可形成以氧和氮为主的大气圈成分。

第二, 二氧化碳的一部分溶于水, 同钙化合而形成 CaCO_3 沉积下来。这点从古老海相岩石中含有大量石灰岩可资证明。这就是后来大气中二氧化碳成分所以减少的原因之一。

第三, 生物的新陈代谢作用: 当地面出现生物以后, 植物的光合作用可摄取大量 CO_2 而放出氧, 氧和氮化合可放出氮气。还有在成煤、成油作用中, 也要放出氧而把碳聚集起来。从大约在18—20亿年前形成的最早的红色残积层和铁矿(氧化铁)来看, 说明那时在大气圈中已经存在有相当多的氧, 但是显然是在有了大量植物并进行光合作用之后, 在大气圈中才能聚集大量的氧。

在上述各种复杂反应下, 原始大气圈才逐渐演变成为具有今天这样的气体成分。

四、生命的起源问题

欲了解地球上的生命是在何时和怎样形成的? 首先必须从形成生命所必须具备的先决条件谈起。那就是组成生物的主要元素、适当的温度和产生生命的能源。

所有有机体都是由多种化学元素(包括一些微量元素)组成的。构成细胞质的95%是C、H、O、N、P和S, 此外尚显著地含有K、Na、Mn、Ca、和Cl, 还有微量的Fe、Cu、Zn、Mo、B、F、Si和I, 这些元素同时也是水圈和大气圈的重要组成, 并经常处于不断运动和混合状态。最初的生命是在水圈中发生的。在其它星体上, 水或气化或冻结成为固体而不利于生命的形成。

在过热或过冷的温度之下, 是不适合于生命生存的。在液体水温 $0^\circ\text{—}100^\circ\text{C}$ 范围内是生命繁殖的良好环境。由于地球在太阳系所处位置, 恰好具有这样的温度条件。温度不只为生命起源所需要, 还必须保持足够长的时间以有利于生命的演化。现在确定海水至少存在了35亿年, 地球上曾具有上述有利于生命演化的优越条件。

地球上存在着多种维持生命的能量形式, 如太阳各种波长的紫外线辐射、闪电、陨石冲击、宇宙射线、自然放射性活动、火山和温泉、震波和来自地下的热流传播等。从化学观点来看, 在上述能源中只要有很少的能量有效地被运用于恰当的场所, 便足以供给形成生命的需要。

恩格斯在《自然辩证法》中早就提出: “生命是怎样从无机界中发生的。……只要把蛋白质的化学成分弄清楚, 化学就能着手制造活的蛋白质。”近代科学实验很好地证明了这个重要推断。通过模拟早期地球自然条件的实验室试验, 不断取得惊人的成果。1953年美国科学家S. L. 米勒通过使 CH_4 、 NH_3 、 H_2 和水在热系统中循环, 并使热蒸汽遭受模拟闪电的电冲击125小时, 结果形成20个化合物, 其中包括4个氨基酸和在活的有机质中存在的其它物质变种。后来又有人发现当在 CH_4 、 N_2 和水混合物中加入 CO_2 、CO和 N_2 等气体时, 产生大量为生命起源所不可缺少的一种最重要化合物HCH。1965年我国科学工作者在世界

上首先用化学方法人工合成有生命活力的蛋白质—胰岛素 ($C_{90}H_{150}N_{22}O_{24}S_2$), 为生命起源理论提出有力的证据。一个蛋白质包括一个或许多个缩多氨酸链, 缩多氨酸链是由氨基酸连在一起形成的, 也就是说蛋白质是氨基酸的有机组合。把这个化学成分弄清楚, 便可人工制造出活的蛋白质来。“生命是从无机界中发生的”这一科学论断得到充分证明。

通过对最古老的大量沉积岩系统地进行有机质分析, 得知在各时代岩石中都含有很多的碳, 而这些碳分子只能来源于有生命物质。我们知道, 植物进行光合作用是利用轻而稳定的 C^{12} , 而不是重同位素 C^{13} 。但是目前资料证明只有在年龄小于 33 亿年的岩石中才显示富含 C^{12} , 而以前是 C^{13} 含量比例较大, 可作为推断生命起源由何时开始的有力证据。当然在这以前不能排除还有较老的、尚不能利用光合作用的其它摄取能量的生活方式。那时古老的生命不能制造自己的食物, 只是依赖矿物的自然作用所放出的能量来维持生命。

需要指出, 因原始大气圈中含 CO_2 较现代要多上许多倍, 而不适于生命生存。只有到 CO_2 含量减少到接近 0.03%、压力为一个大气压时才有利于生命的开始。另外, 只有当大气圈中氧的含量达到今日的10%以上的时候, 在高能紫外线辐射作用下, 才能制造出一定数量的臭氧(O_3)而形成大气圈上部的臭氧层, 从而构成地面生命的保护层, 防止了紫外线的破坏杀伤, 以后才有形成生命的可能。

成分为 SiO_2 的燧石在海水中成为结核或薄层迅速沉积下来, 是保存细菌和藻类等简单有机物的理想岩石(图18—4)。有人在南非翁费尔丽赫特群的碳质燧石中发现有机质, 经确定侵入该燧石层的岩体年龄为32—33亿年, 有机质颇似海藻具有球状、丝状构造和碳质碎块, 可能是当前找到的最古老的真化石。在津巴布韦(罗得西亚)西南的布拉瓦约群地层中曾找到大约为28—31亿年前的最古老的迭层石(stromatolite, 图18—5)。

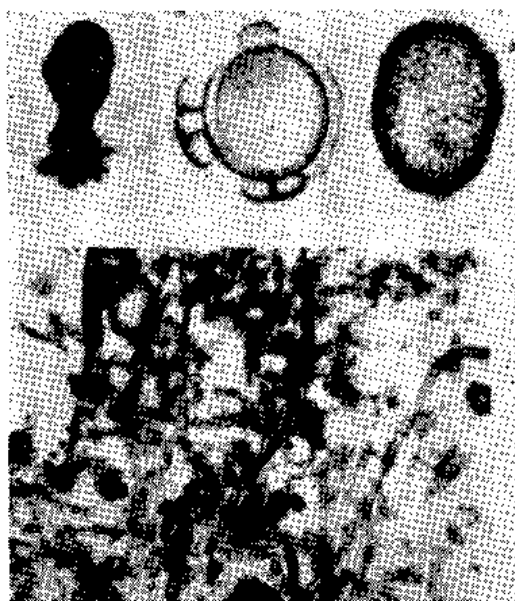


图 18—4 在加拿大安大略省燧石中找到的
17—21亿年前的原始藻类和其它微生物
(据E. S. 巴洪, 高倍放大)



图 18—5 大约为28—31亿年前的迭层石

由无机物转化为原始生命是一个复杂的物理化学作用过程, 这个阶段要历经几亿年的时间; 由原始生命再进行成为细胞是一个复杂的生物化学作用过程, 这个阶段可能需要经

历几亿年的时间。在以后的漫长岁月中，它们便按照由简单到复杂，由低级到高级、由水生到陆生的演化规律，而形成门类繁多的动植物，使地球上出现了繁盛的生物圈。

当地球外部出现水、气、生物三个层圈之后，地壳表面再也不像以前那样的石块遍野、死气沉沉，而是显得碧海荡漾、生气勃勃！特别是当地面有海陆之分，出现原始古陆之后，地球内外便开始了剧烈复杂的运动变化，在内外地质动力的长期作用下，大陆在漂移，海底在扩张，山川有升降，湖沼有变迁。在漫长的三十八亿年或更长的地质历史中，我们所居住的地球，真可以说是翻天覆地、沧桑多变，直到两千多万年前的新第三纪，才具有近似今日的海陆分布轮廓。地球今后又会怎么样呢？毫无疑问仍将继续发展变化下去。

第三节 陆壳的起源和演化

一、原始壳的形成

前面已经谈过现代地壳是由洋壳和陆壳组成的，洋壳较薄，主要为硅镁层，而缺少硅铝层；陆壳较厚，在硅镁层之上覆盖着硅铝层。海洋研究证明，洋壳任何部分的年龄尚未发现有超过二亿年的，因为较老洋壳通过俯冲而消失于地幔中。目前已知陆壳岩石年龄最老的38亿年。另外我们还知道组成陆壳的基本构造单元有两部分：

1. 地盾 (shield) 是由前寒武纪古老地层组成的大陆核心部分。每个大陆都有一个、两个或多个这样的核心。有围绕它而发展成为大陆的记录。如北美洲在加拿大北部和中部的一个地盾中的所有岩石年龄都是25亿年或更老些，而周围特别是钻孔的深部岩石都是10~25亿年，再向外为6000万年（图18—6）。据此推断，北美显然是先由古地盾形成大陆的核心，以后逐渐向边缘扩大形成山系。我国华北地台在山西五台太行地区、山东泰山地区和辽东地区都有大面积地盾出露。地盾上的古老岩石多已变质，某些由基性岩经轻微

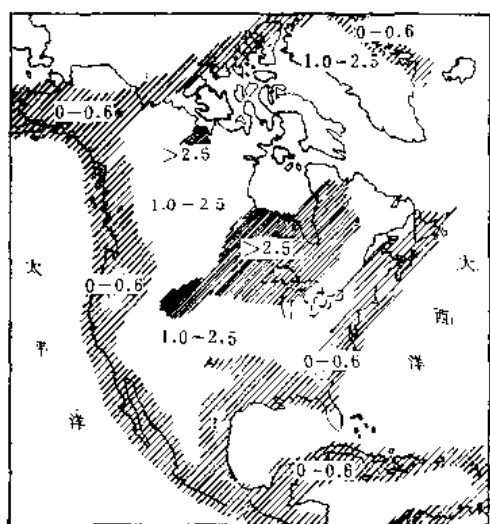


图 18—6 北美大陆壳的绝对年龄带。
单位：十亿年

（据R. F. 弗林特，1977）

变质而形成的含有绿泥石、角闪石等绿色矿物的片岩，通常笼统地称之为绿岩 (greenstone)。其中常可找到保存有较好枕状构造的熔岩，说明属海底喷发型。还夹有古老的海洋化学沉积的硅质层。有人认为在形成地盾古老岩石的早期，海水盖满整个地球，当时地壳很薄，并未露出水面，故无碎屑沉积。

2. 强烈的褶皱断裂带 形成时代从25亿年以前开始，而现存山脉主要是在近6亿年以来多期运动形成的，地貌上较地盾为高，明显表现是从外围“焊结”到地盾上去的。

根据上述事实推断，原始地壳同现代海洋地壳相近，是硅镁质的，可与月球的玄武岩壳对比。而硅铝质的陆壳是后生的，即认为大陆是由洋壳演化而来的，所以陆壳是板块构造活

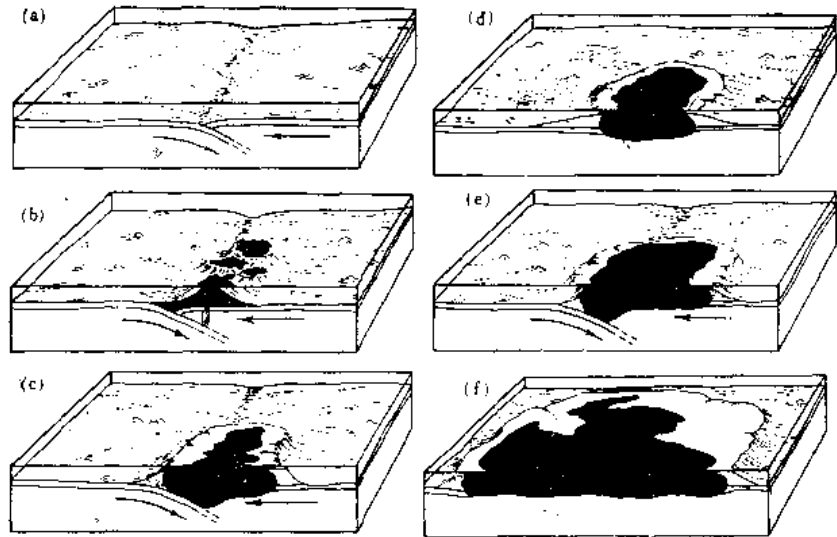


图 18—7 陆壳的起源和发展

动的产物。另外，也有人主张原始地壳是酸性的，而陆壳可以转化为洋壳。但是大多数人对后者持怀疑态度。至于陆壳的起源问题目前尚处于推测性探讨阶段。现将当前对于陆壳起源及其发展的一般模式简要介绍如下：

原始地壳是玄武岩质的，未出现花岗岩石，也就是说整个地球表面为洋壳所覆盖。它是由地幔对流上升的裂谷系统产生的，而在海沟处遭受破坏（图18—7a）。

陆壳开始形成的第一步，可能在板块结合处，玄武岩质地壳在那里发生拗褶向下俯冲，于是伴随火山作用在靠近海沟的地方形成岛弧（18—7b）。

这时俯冲板块下降到地幔后，部分熔融而分异产生富含硅铝质的岩浆，并可形成花岗岩侵入体和喷出地球表面的安山岩流；另外火山岛屿被风化、剥蚀下来的碎屑经过搬运作用，使石英砂集中起来，形成相当于硅铝质成分的石英和粘土堆积。这些硅铝质产物较玄武岩质地壳为轻，在俯冲带不能全部被搬回地幔中去，在板块相碰撞时遭受挤压而褶皱成为山脉。在山脉根部产生变质作用，并有花岗岩侵入。于是这种轻的、富含硅铝质岩石便漂浮在较致密的玄武岩质地壳之上，构成未来的陆壳增长核心（图18—7c）。

山脉被剥蚀削低到海洋平面，产生的沉积物堆积在大陆边缘的海沟中（图18—7d）。这些沉积物经过成岩作用和碰撞挤压变形而形成新的山脉。当沉积岩发生变质和被花岗岩质岩浆侵入时，又一起“焊结”到大陆地块之上（图18—7e），经过规律性的向前发展的多旋地迴作用，便发育起一系列的稳定变质带，逐渐熔接在一起，一个个更广大的大陆地块或地盾便这样地形成了（图18—7f）。当陆壳的厚度达到25—75公里时，终于可建立起壳的均衡。

以后多次发生上升、下降运动，在陆壳上形成多次海进、海退，结果使长期稳定大片地区—克拉通（craton）边缘为厚层沉积所覆盖。地槽（geosyncline）就是一种位于克拉通边缘的沉积带，它是一种长条形槽地或盆地。沉积层通常可厚达15,000米以上，它是在长期缓慢沉降中形成的。如图18—8所示，洋壳板块俯冲碰撞使巨厚的沉积层褶皱隆起成山，形成褶皱带，并伴有岩浆活动和变质作用。经受长期外力地质作用，山脉被夷平，即转化为稳定的地台（platform），表面堆积有较薄的沉积盖层，无深水沉积，主要是浅

水的沉积(或滨岸)砂岩和页岩,岩层产状多为水平或缓倾斜。地槽又可分为两种:一种是

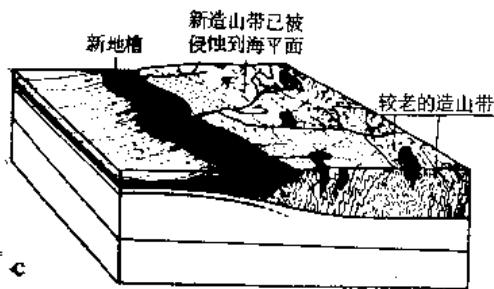
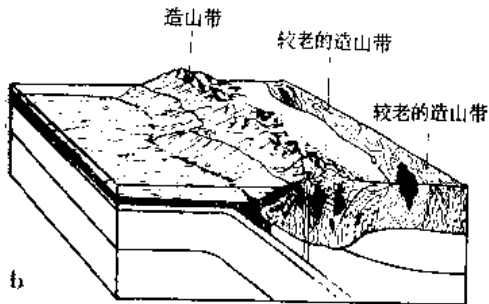
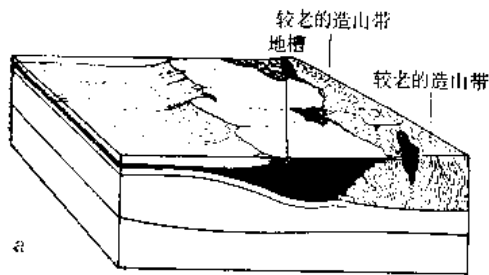


图 18—8 地槽演化示意图

a 示早期下沉, b 示俯冲碰撞后隆起成山, 并伴有岩浆活动和变质作用, c 示被夷平转变为地台 (据汉布林, 1977)

是靠近大陆地台以陆壳为基底的冒地槽 (mio-geosyncline), 无火山活动, 为薄层石灰岩、页岩和沉积砂岩等所填充; 一种是远离大陆地台以洋壳为基底的优地槽 (eugeosyncline), 有火山作用, 巨厚层沉积由浊流砂岩和页岩、深海灰岩和页岩以及火山灰和熔岩所组成。

二、显生宙的大漂移

自20世纪50年代以来, 先后有许多人根据古地磁资料进行研究, 绘编成极移曲线图。对这些资料和磁异常研究进行综合分析, 已经绘编出显生宙大陆漂移历史概略图。

目前, 对联合古陆开始形成的时间尚有争论, 但是至迟在2亿年前, 这个联合古陆已经存在却是公认无疑的。当时这个古陆的一部分为浅海所覆盖, 四周环以大洋, 大洋面积约占地球表面积的60%, 联合古陆的北半部由北美洲和欧亚大陆组成, 为劳亚古陆; 南部几个大陆于志留纪末期已构成冈瓦纳古陆。下面探索一下它们的形成演化历史。

(一) 在联合古陆出现之前

图18—9是怀利(P. J. Wyllie)根据J. C. 布里登等人的研究成果绘制的。图20—6d表明在5.1亿年以前(即寒武纪及其以前), 劳亚古陆是由较小的大陆块所组成。美洲大陆与欧洲大陆为一片大洋所隔开, 同后来位置相对比,

非洲和南美洲几乎颠倒过来了, 南非和南美的南端在当时是指向北的。苏格兰和爱尔兰的北部是美洲大陆的一部分, 它们的南部与欧洲大陆相连。现今纽芬兰的一部分也同欧洲大陆相连接。

图18—9c表明到了距今3.8亿年前后(泥盆纪), 冈瓦纳古陆曾发生急剧转动。劳亚古陆同冈瓦纳古陆的东部尚未衔接起来, 欧亚连接线ab相距尚远。原先苏格兰、爱尔兰和纽芬兰分离的各部分已经结合起来。由于大陆相撞产生一条高耸的山脉, 在劳亚古陆的美欧部分同冈瓦纳古陆之间存着一片汪洋大海。

图18—9b表示在距今3.4亿年时(石炭纪), 劳亚古陆的亚洲部分和美欧部分发生了顺时针方向的转动和向北移动, 那片大洋变窄了, 分布在北美和非洲之间, 并贯穿了欧洲的大部。

图18—9a表示在距今3.4至2.25亿年间的1.15亿年里(石炭—二叠纪), 劳亚古陆的北美和北欧部分不断移动, 沿ab边界与亚洲部分相撞, 使乌拉尔山脉隆起, 劳亚古陆延长,

北美和非洲之间的大洋闭合起来,形成如图所示的联合古陆。由于冈瓦纳古陆的转动展开而形成特提斯海。而南极洲、印度和澳大利亚则移向南方。于是联合古陆就这样诞生了。由于中南非、印度、澳洲、南美于晚石炭世位于南极周围,在这些古陆上广泛出现大陆冰川现象,可作为后来大陆发生漂移的证据。

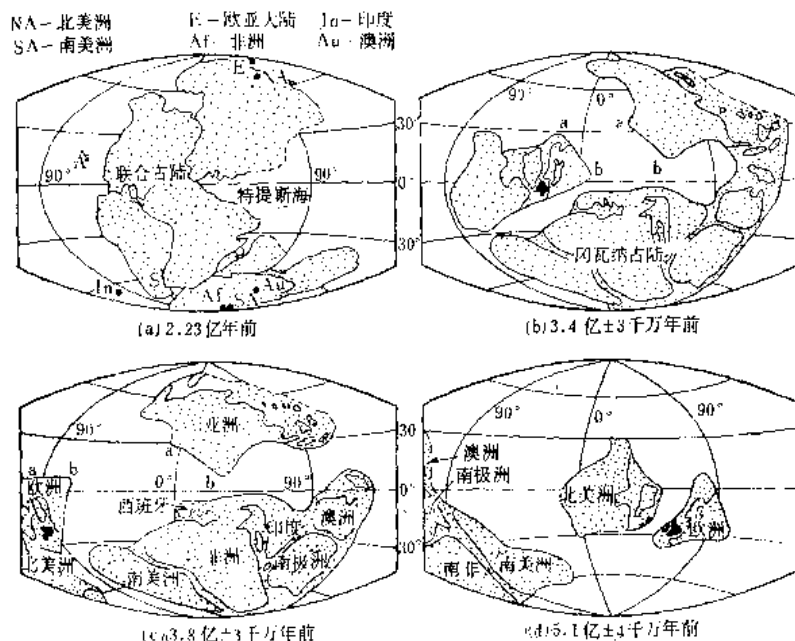


图 18—9 大陆漂移和联合古陆的形成

* 联合古陆,虚线表示古磁极相对于大陆的位置。b、c、d 表明根据极移路线的分析,大陆在各时期的相对位置。这种情形只限于南北方向,并无东西方向上漂移的直接资料。ab 线为界的海洋闭合后形成乌拉尔山。

注意苏格兰和北爱尔兰已从 d 图中的北美迁移到 c 图中的欧洲

(P. J. 怀利据 J. C. 布里等的研究成果绘制)

(二) 在联合古陆形成之后

联合古陆形成之后,大约在 2 亿年以前的中生代初期开始解体,它沿着一条裂隙开始破裂,根据古地磁资料分析,分裂速度平均为每年几厘米。沿裂隙带喷发出大量熔岩。经过二千万年的分裂和漂移之后,如图 18—10a 所示,劳亚古陆与冈瓦纳古陆分开,劳亚作顺时针而非洲作逆时针方向旋转,并且在南北美之间形成一条洋脊,洋底沿之扩张,使得各个大陆如北美同非洲逐渐移动分开。另一条洋脊使南美、非洲同冈瓦纳古陆的其余部分发生分离,同时印度也与南极分离。正如指明大陆运动的箭头所表示的那样,包括劳亚古陆与冈瓦纳古陆东部的一些板块不断发生会聚。沿长虚线穿过特提斯海的一条海沟,代表着会聚板块的边界,那时已显示出地中海的原始轮廓。

图 18—10b 表示 1.35 亿年以前晚侏罗纪的情况。海底不断扩张,使大西洋北部和印度洋扩张展开,特提斯海逐渐闭合,欧亚板块边界西段相对于非洲向西滑动。特提斯海中的沉积物随之发生褶皱和隆起,开始形成阿尔卑斯山脉和喜马拉雅山脉。一条深断裂开始使南美洲与非洲分开,初期为裂谷,以后演变为类似现在红海那样的一片窄海。

图 18—10c 表示南大西洋经过长期大陆漂移,至距今 6,500 万年以前的白垩纪时已经展宽,并与北大西洋连成一片,但是大西洋中脊并未进入北冰洋。正如安第列斯弧和斯科舍

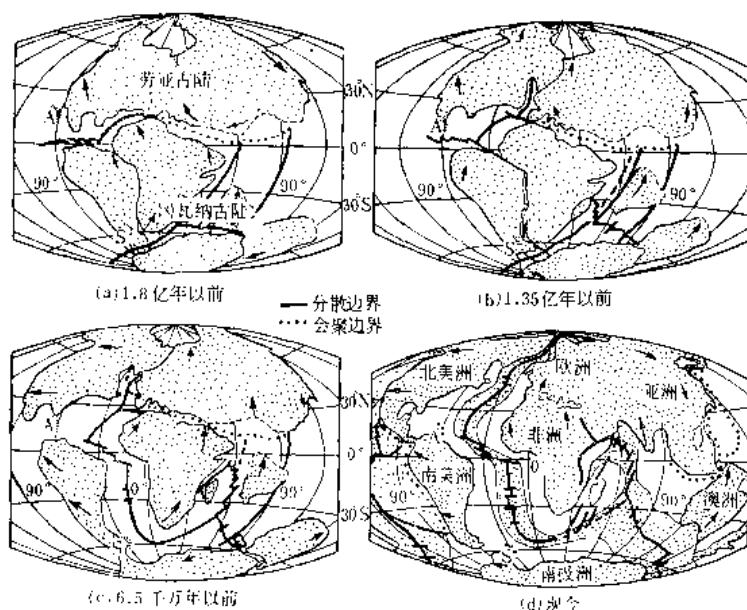


图 18—10 过去 2 亿年间联合古陆的漂移分散，表示联合古陆及其运动方向。带影线的 A 和 S 表示加勒比海的安第列斯弧南大西洋斯科舍弧的现代位置

(据 R. S. 迪茨和 J. C. 霍尔登, 1970)

弧两条参考线所表明的那样。南美同非洲完全分开，北美同欧洲开始分开，形成比斯开湾，美洲的两块大陆已经向西漂移得很远了。澳大利亚开始同南极洲分开。劳亚古陆继续作顺时针转动，非洲则作反时针转动向北漂移，使特提斯海的东端几乎完全闭合，移动过程形成强烈构造运动。马达加斯加沿着一条新的裂谷同非洲分开，印度则继续向北漂移。

在距今 6,500 万年以来的第三纪、第四纪期间，各大陆逐渐移动到如图 18—7d 所示的现今位置上。大西洋中脊进入北冰洋，格陵兰和挪威完全分开，冰岛诞生；由于洋底自新

联合古陆破裂过程产生的重要事件

表 18—1

| 地质时代 | 距今年数 (百万年) | 冈瓦纳古陆 | 劳亚古陆 |
|------|---------------|---|--|
| 新生代 | 65 | 东非裂谷、红海和亚丁湾的张开。 地中海的形成。 印度同欧亚碰撞，形成喜马拉雅山和西藏高原。 | 加利福尼亚湾的张开。 东太平洋改变扩张方向。 南美同北美连接起来。 冰岛的诞生。 格陵兰同挪威分开。 |
| 白垩纪 | 135 | 澳洲同南极洲开始分开。 马达加斯加岛同非洲分开。 南、北大西洋连成一片。 | 比斯开湾的张开。 北美同欧洲开始张开。 |
| 侏罗纪 | 190 | 南美同非洲开始分开。 | 特提斯海逐渐闭合。 |
| 三叠纪 | 225 | 南美、非洲开始同冈瓦纳古陆分开，印度开始同南极洲分开。 劳亚古陆同冈瓦纳古陆分开。 | 北美同非洲开始分开。 |

洋脊向外扩张，澳大利亚从南极大陆分出后向北漂移；南北美洲被由火山喷发造成的海峡给连接起来；特提斯海东端闭合，形成地中海；东非裂谷系同红海和亚丁湾一起张开。印度同亚洲碰撞连接起来，形成喜马拉雅山和青藏高原；在最后一千万年里，东太平洋扩张方向改变了，北美加利福尼亚湾张开，伴随着圣·安德列斯转换断层带的发展。】

各岩石圈板块是在不停地继续运动着，运动方向如图中箭头所示。迪茨和霍尔登预测板块的今后运动趋势是：大西洋继续扩张；澳大利亚向着亚洲板块移动；地中海因非洲板块向北漂移而将闭合起来；在加勒比海地区，由于挤压力和因此引起的隆起，将出现新陆地；圣·安德列斯断层带是太平洋板块同北美板块的边界，当北美板块向西漂移时，断层带同西面的加利福尼亚断块正伴同太平洋板块一起向西北方移动；大约在1,000万年内洛杉矶将同旧金山并列起来，大约在6,000万年内，洛杉矶将开始滑入阿留申海沟中去。

第四节 中国大陆的演化和古板块的划分

中国大陆是欧亚板块东部的主要组成部分，它的演化是同联合古陆特别是劳亚古陆的形成、发展有着密切关系。中国大陆随着古洋壳板块的离散、会聚而出现原始稳定地块，在漫长的38亿年里，不断发生俯冲碰撞，历经多次构造运动（表18—2）、岩浆作用、变质

中国地质历史中构造运动和生物演化简表

表 18—2

| 宙 | 代 | 纪 | 构造运动期 | 生物演化阶段 | |
|-----|-----|------|--------|--------|---------------|
| | | | | 植 物 | 动 物 |
| 显生宙 | 新生代 | 第四纪 | 喜马拉雅运动 | | 古人类出现 |
| | | 晚第三纪 | | | |
| | | 早第三纪 | | | 哺乳动物 |
| | 中生代 | 白垩纪 | 燕山运动 | 被子植物 | |
| | | 侏罗纪 | | | |
| | | 三叠纪 | | | 爬行动物 |
| | 古生代 | 二叠纪 | 印支运动 | 裸子植物 | 两栖动物 |
| | | 石炭纪 | | | |
| | | 泥盆纪 | 海西运动 | 裸蕨植物 | 鱼 类 |
| | | 志留纪 | | | |
| | | 奥陶纪 | | | |
| | | 寒武纪 | | | |
| 隐生宙 | 元古代 | 震旦纪 | 加里东运动 | | |
| | | | | | |
| | | | | | 无脊椎动物 |
| | 太古代 | | 吕梁运动 | | |
| | | | 五台运动 | | |
| 宙 | 太古代 | | 阜平运动 | | |
| | | | | | 原核生物出现（菌类及藻类） |

84

91

1.11

作用以及一系列的外动力地质作用,直到第三纪才开始具有现今大陆构造格局和地貌轮廓。划分古板块接触线的主要依据是:蛇绿岩带、混杂堆积、双变质带、深大断裂和地层分区不同等。二板块之间的最新蛇绿岩带的位置可以代表它的缝合线位置。板块构造的地质遗迹经常要受到后期构造运动、岩浆作用和变质作用的破坏,时代越老,所保留下来的地质证据越少,给研究古板块构造带来的困难越大。目前所开展对中国大陆古板块的研究工作系以显生宙为主,至于对隐生宙板块构造的研究资料,尚了解得很少。

一、隐 生 宙

在隐生宙早期的20多亿年里(距今约为38~18亿年,包括太古代与早元古代),地壳历经漫长而复杂的演化过程,至少发生过阜平、五台、吕梁等三次大的构造运动。在太古代地层里出现了海相陆源碎屑沉积,说明当时已经存在有供给陆源碎屑的“原始古陆”,不过出露范围较小,只是成一些小“岛屿”状态散布在太古代的海洋里。在上述三个构造旋回的每一次中都是以发生洋壳俯冲并伴随有大规模基性、超基性火山喷发,继之以褶皱上升并伴有区域变质作用和岩浆作用,最后以扩大小块“原始古陆”的面积而结束,于是形成陆壳的稳定核心——地盾(地面直接裸露出古老基岩的克拉通)。原始塔里木和中朝地台在当时已经逐渐形成。

隐生宙晚期(距今约为18—6亿年,包括中元古代和晚元古代)的显著特点是稳定地块的面积不断扩大,当时海水不只漫及我国东部的广大地区,而且延展到甘肃、青海、新疆等地。沉积物以浅海——滨海相的碳酸盐岩类为主。总的看来,气候是温暖的,晚期随着全球性气候的变冷,广泛分布有冰川沉积。隐生宙晚期的地层在我国发育最好,分布在北方的中元古界长城群、蓟县群和青白口群的标准剖面是以燕山南部的河北蓟县地层剖面为代表,总厚度是9,340米。这说明当时的燕辽地区(包括燕山、太行山北段、东北南部、山东和内蒙集宁地区)沉降幅度很大。中元古界在华南则出露于川西、川东等地,那里地壳活动性较大,火山喷发普遍而频繁。分布在华南的上元古界震旦系标准剖面是以长江西陵峡的地层剖面为代表,总厚度是1,040米。在距今10—8亿年期间,华南发生一次强烈构造运动——晋宁运动,使以四川盆地为核心的上扬子区的边缘海和岛弧区发生俯冲碰撞,先后褶皱升起,形成杨子古板块的褶皱基底,固结成为相对稳定的大型地块。地壳上升遭受剥蚀,气候转冷,形成巨厚的大陆冰盖,堆积有层位稳定的冰碛层。末期融化,引起广泛海浸。此外,准噶尔地块、柴达木地块、藏北的羌塘地块和藏南的印度地块(北缘)都具有8~10亿年前的基底(图18—11)。

二、显 生 宙

显生宙包括古生代、中生代和新生代。从古生代开始,地球的历史发展进入了一个新的阶段。几个稳定的地台区及其间活动带的格局虽然是在震旦纪以前,即八亿年前形成的,但是随着板块活动,古陆面积逐渐扩大。整个早古生代的海浸、海退在规律地进行,每纪初期开始海浸,中期扩大,形成辽阔的海洋盆地,进入比较稳定的沉积阶段;晚期,形成海退。整个早古生代历经三次海浸、海退。从泥盆纪开始,以海浸为主的早古生代转入以大陆急剧增长为主的晚古生代。到二叠纪末,我国除西南少数地区外,海水已大部分退出,形成前所未有的广阔大陆,这是我国历史上从海洋向大陆转化的重大变革时

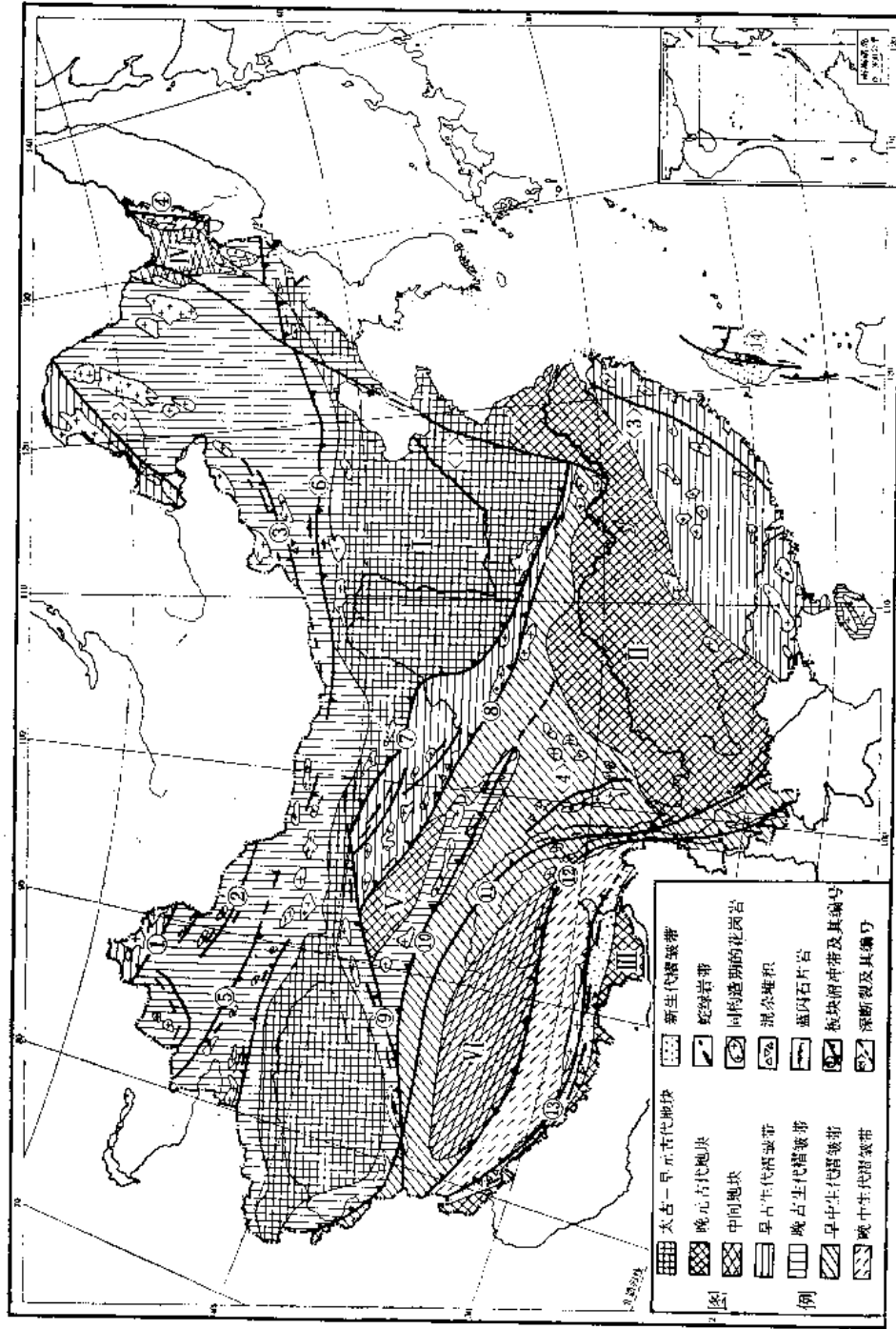


图 18—11 中国板块构造示意图

(据李春昱等, 1979)

图例：地壳或中间地壳；I. 塔里木—中朝地壳；II. 扬子地壳；III. 印度地壳；IV. 佳木斯中间地壳；V. 柴达木中间地壳；VI. 羌塘中间地壳。不同时期的板块俯冲带和碰撞带：①阿尔泰山—阴山—祁连山—秦岭—喜马拉雅山—印度洋板块俯冲带；②昆仑山—秦岭—喜马拉雅山—印度洋板块俯冲带；③天山—祁连山—秦岭—喜马拉雅山—印度洋板块俯冲带；④祁连山—秦岭—喜马拉雅山—印度洋板块俯冲带；⑤天山—祁连山—秦岭—喜马拉雅山—印度洋板块俯冲带；⑥祁连山—秦岭—喜马拉雅山—印度洋板块俯冲带；⑦祁连山—秦岭—喜马拉雅山—印度洋板块俯冲带；⑧祁连山—秦岭—喜马拉雅山—印度洋板块俯冲带；⑨祁连山—秦岭—喜马拉雅山—印度洋板块俯冲带；⑩祁连山—秦岭—喜马拉雅山—印度洋板块俯冲带；⑪祁连山—秦岭—喜马拉雅山—印度洋板块俯冲带；⑫祁连山—秦岭—喜马拉雅山—印度洋板块俯冲带；⑬祁连山—秦岭—喜马拉雅山—印度洋板块俯冲带。

期。

就显生宙以来的构造发展来看,李春昱教授将中国划分为塔里木——中朝、扬子、藏北羌塘和藏南(印度北缘)等古板块。北与西伯利亚古板块、东与太平洋板块为邻,南与印度古板块、西与土耳其——中伊朗古板块相连(图18—11)。

(一) 塔里木——中朝板块

塔里木——中朝板块横贯东西,系由太古代、元古代变质岩以及沉积岩所组成的古老地盾或地台。板块北缘是天山——内蒙——兴安地槽,该地槽在古生代是介于南北二板块之间的海洋盆地,宽度约在4000公里以上。在该地带产生了一系列古生代俯冲带以及缝合线。

在早古生代晚期,沿阿尔泰山南麓阿尔齐斯深断裂向北俯冲于西伯利亚板块之下。

加里东运动后,西伯利亚古陆南缘已达阿尔泰山南麓、蒙古南部及大兴安岭北段,该线以南为晚古生代海洋盆地。佳木斯中间地块就是位于其中的微型大陆。内蒙北部索伦山——贺根山为一晚古生代俯冲带,当时的海洋板块向北或北北西消亡。沿线分布有由巨厚的拉斑玄武岩、硅质岩以及基性超基性杂岩等组成的蛇绿岩。这个俯冲带向西同东准噶尔俯冲带相互连结。阿尔泰山和兴安岭属于西伯利亚板块的边缘山系,而东准噶尔、内蒙索伦山——贺根山则是西伯利亚板块同塔里木——中朝板块之间的缝合线。该线恰好同华夏——安加拉两大温、寒带古植物地理区的界线基本一致。天山、北山、阴山至图门一线则是塔里木——中朝板块的陆缘山系。

南缘的昆仑山——祁连山——秦岭构造带,在古生代靠近地块的河西走廊是一个冒地槽,它南面的北祁连山和南祁连山都是优地槽,在那里沉积了厚达2万米的古生代地层,蛇绿岩带相当发育。祁连山地槽向东延伸至宝鸡而同秦岭连接。在志留纪末期,该地槽向北俯冲于大陆板块之下,形成广阔的褶皱带和变质带。

沿塔里木盆地南缘的西昆仑,向东经阿尔金山至柴达木盆地南缘和北缘是个早古生代的优地槽沉积带,到了晚古生代发生碰撞而形成褶皱带。古生代之后,祁连山、北秦岭和柴达木南北都已褶皱成山,合并于塔里木——中朝板块,而其南侧仍受海浸,构成新的地槽。地槽中沉积的三叠纪碎屑岩和碳酸盐岩于中三叠世后发生褶皱,并向北俯冲于祁连山加里东褶皱带之下。在俯冲带西段,混杂堆积非常发育,二叠——石炭纪石灰岩混杂于三叠纪页岩、板岩之内。岩块大小悬殊,大者径长达千米以上。

(二) 扬子板块

扬子板块的基底由相当于晚元古代的浅变质岩构成。盖层为震旦系以及古生代、中生代地层。浙西、赣北至桂北一线存在一条北东向的弧形深断裂,推测是隐生宙末期晚元古代板块的缝合线。沿深断裂出露有海相中、基性熔岩、火山碎屑岩和侵位于其中的蛇绿岩。黔东、湘西的同期岛弧型中、酸性火山岩同位素年龄为687百万年和337百万年。

扬子板块的东南缘邻接一早古生代褶皱带,分布在浙、闽、赣、粤、桂等省,组成它的震旦纪和早古生代冒地槽型碎屑沉积,于古生代晚期遭受强烈褶皱和轻微变质。变质年龄为361—401百万年。

扬子板块西北缘的龙门山西北有一条深断裂,它的西北侧是地台型沉积。沿龙门山分布有由泥盆、石炭、二叠至三叠纪岩石构成的混杂堆积,还可见到下第三系的褶皱倒转。这都说明白垩纪末至第三纪初期扬子板块曾向西北移动,沿龙门山形成一个俯冲带。

台湾大纵谷是菲律宾板块同中国板块之间的重要缝合线,呈北北东向,长约150公里,宽5—7公里。纵谷东侧的海岸山脉与西侧的中央山脉在中生代发生碰撞,海洋板块向西俯冲于台湾中央山脉之下。

(三) 藏北板块

羌塘中间地块是藏北板块的核心。板块北部及其东缘的俯冲作用从晚二叠世开始,到了晚三叠世逐渐减弱消失,形成了可可西里山脉褶皱带。整个俯冲带呈自西北向东南延伸的弧形,称为可可西里——金沙——哀牢俯冲带或缝合线(图18—11之⑪)。沿金沙江及其上游通天河分布有蛇绿混杂堆积,在俯冲带东侧还见有混杂堆积和低温、高压变质带,由玉树到木里有由拉斑玄武岩系列如钙碱性岩系列构成

的古火山岛弧带。在哀牢山东侧有些酸性侵入岩体的同位素年龄是 217—91 百万年。

藏北板块南缘从班公湖至丁青同南面的拉萨地槽褶皱带有一条明显的成断层接触的地质界限（图 18—11 之 12），沿线有不完整的蛇绿岩套剖面出路。

（四）印度板块（北缘）

喜马拉雅山地区，南自细瓦里克山脉，北到雅鲁藏布江是一个宽约 200—250 公里的复杂构造带。它的南缘隶属于冈瓦纳大陆印度板块北缘的断裂褶皱带，它是在中生代早期就开始发育的印度板块的北缘地槽。白垩纪至始新世，由于印度板块同亚洲板块碰撞，特提斯洋壳大规模地向北俯冲消亡，形成北缘褶皱带。目前认为雅鲁藏布江——印度河一线是印度板块同亚洲板块分界的缝合线。沿线广泛分布有典型的蛇绿岩带，剖面上可见枕状熔岩和含有白垩纪放射虫的硅质岩。它同南北两侧的地层成断层接触，并发育有混杂堆积。在中生界上部沉积岩中混杂有含二叠纪、三叠纪化石的外来岩块。雅鲁藏布江北岸出露有延长达 1500 公里以上的巨大酸性侵入岩带，其中老的同位素年龄为 120—70 百万年，新的为 52—8.6 百万年。

从褶皱、断裂构造的形成、变质作用和岩浆活动的时代来看，印度板块同欧亚板块的碰撞时间是由晚白垩世开始的，但是主要发生在始新世。中新世起，构造活动中心逐渐南移。由于碰撞，使特提斯——喜马拉雅地槽区褶皱隆起，以后继续上升，世界上年轻的巨大山系——阿尔卑斯、喜马拉雅山脉就是这时形成的。

我国大陆的演化史也就是上述几个古板块及其相邻板块的活动发展史。随着各个板块的俯冲碰撞和扩张漂移所产生的一系列复杂的内外力地质作用，导致海陆的消亡、增生和地貌、气候变迁等方面作规律性的旋迴发展。总的看来，以贺兰山——六盘山——龙门山一线为界，可将全国分作东西两部，西部的板块俯冲碰撞时代，自北而南逐渐变新，构造线以北西和北北西向的发育；东部的构造线则以北北东和北东向的发育。以秦岭——昆仑山一线为界，又可将全国分作南北两区。中生代时，西部之南区仍属特提斯海的一部分，沉积物以海相和海陆交互相为主。东部和西部北区，则以陆相盆地为主，含油、石膏和岩盐沉积。

第三纪以来，在太平洋西岸，由于太平洋板块沿海沟多次向亚洲板块下面俯冲而发生强烈褶皱和变质作用，火山活动贯彻始终。我国的台湾及其周围岛屿同日本、琉球、菲律宾等群岛在这时一起升起海面，形成火山岛弧，构成现代世界著名的火山、地震带。同时，海南岛则脱离大陆，而成为南海中的大岛。大陆板块内部在古生代已形成的山系，如昆仑山、天山、阿尔泰山沿断裂带一再上升，而山地之间的一些盆地则强烈下降。如准噶尔、塔里木、柴达木等盆地以及松辽、华北、苏北、江汉等沉陷平原则强烈下降，其中有些成为有经济价值的成煤、成盐盆地，在一些深湖的还原条件还形成含石油、天然气的沉积。到了第四纪，差异性升降运动仍然明显，如青藏高原与西北地区的主要山系是上升的最强烈地区。估计青藏高原和珠穆朗玛峰一带升高近 3,000—4,000 米；云贵高原升高约 2,000 米。相反，华北平原则下降达千米。

第三纪晚期，原始古陆已经紧密的连接镶嵌在一起，形成一块巨大完整的大陆板块。这时我国的海陆轮廓已同现代一致，在各种内外动力地质作用下，逐渐形成现代地表地形的起伏状况，总的趋势是西高东低。第四纪，由于山系联续上升，高低差异明显，形成广泛的山岳冰川。由于气候寒暖更替，冰川随之扩大或消失，第四纪冰期又可至少分为四个亚冰期和间冰期（见第七章）。

第五节 古生物的演化

隐生宙早期是原始生命出现到原始单细胞生物出现的演化时期。太古代只存在原始的单细胞生物——原核生物，它没有被核膜所包围的细胞核，只能进行无性生殖，可分作细菌和蓝藻两类。最近在澳大利亚太古界找到了属于原核生物的微体化石（炭质球体），产在距今约35亿年的碳酸盐沉积中。这一发现鼓舞人们到更老的地层里去探索生命的起源问题。太古代是细菌与蓝藻的发展时期，此外还有一种同蓝藻及其生命活动有关的生物沉积结构——迭层石（图18—5），但是数量、类型不多，结构也比较简单，到了早元古代才比较发育。这时可能出现具有细胞核的真核生物，已能进行有性生殖，大大促进了生物的变异和发展，使以后有出现多细胞生物的可能，这是生物发展的一个飞跃。到了隐生宙晚期，生物界又有很大的进化和发展。首先是藻类植物的大发展，无论在种类、数量和分布范围上都有空前繁盛景象，除低等蓝藻以外，较高等的褐藻、绿藻、红藻也大量繁殖起来，常形成藻礁灰岩。这个时期还发育有大量迭层灰岩，迭层石外形有柱状、锥状、球状和层状等，其中以柱状的较为重要，可供作划分地层的参考标志。另外真核生物在此阶段也开始发展。到了后期还出现几个门类的无脊椎动物，但是仍然是原始、低级和内容贫乏。

地壳运动和板块构造的演变给自然地理环境带来巨大变化，同时也促进了生物界的变革和发展，适者生存，不适者淘汰。早古生代广泛的海洋环境和温暖气候给海生无脊椎动物的发展提供了条件，寒武纪起，得到第一次大发展，出现了门类繁多、数量很大的较高级动物。其中以三叶虫最多，占总数60%左右；腕足类次之，约占30%。此时演化迅速、分布广泛的还有笔石、头足类、珊瑚、棘皮动物和古杯类（图18—12）。三叶虫是一类发育较高级的节肢动物，就全世界而言，奥陶纪时发育到顶点，到志留纪急剧衰退，但是在我国的奥陶纪，三叶虫已不占重要地位。笔石从寒武纪开始出现，到奥陶纪和志留纪极端繁盛，是这个时期最重要的标准化石类别之一。头足类在奥陶纪也很繁盛，常可作为标准化石，如珠角石和震旦角石等。珊瑚从奥陶纪开始



图 18—12 寒武纪海洋中的生物群
(三叶虫、水母和古杯类)

开始出现，在志留纪海洋中已很繁盛。志留纪晚期是海生无脊椎动物新旧更替的大变革时期，表现为一些门类的兴起和发展，另一些门类的衰减或灭亡。

加里东运动后，到了晚古生代，从泥盆纪开始，海洋明显地消亡而向大陆转化，经过海西运动，到了二叠纪末，我国除西南少数地区外，海水已大部分退出，形成前所未有的广阔大陆。这是我国地史上从海洋向大陆转化的重大变革时期。由于大陆面积扩大，生物界向大陆转移，首先是陆生植物的大量繁殖。这时的植物以孢子植物为主，也有几类裸子植物非常繁盛，它们大多是高大的乔木，如芦木、鳞木和科达树等，形成巨大森林，为成煤创造了有利条件。二叠纪后期，植物界的面貌有了重大改变，具有中生代的特点，是以裸

子植物占了主要地位。脊椎动物在这个时期也愈来愈适应于陆地生活，泥盆纪的鱼类获得空前发展（图 18—13），有“**鱼类时代**”之称。晚泥盆世，由鱼类的一个分支演化而成为两栖动物，到了石炭——二叠纪获得极大发展，所以石炭——二叠纪又有“**两栖动物时代**”之称。另一类更高极的脊椎动物——爬行动物也在二叠纪开始发展。除了植物和脊椎动物之外，无脊椎动物也向前发展，出现大量昆虫和淡水软体动物。海生无脊椎动物仍充当主要角色，当时的重要化石类别是腕足类、瓣鳃（图 18—13）和珊瑚等。

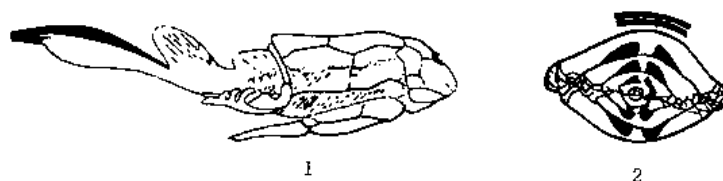


图 18—13 晚古生代动物化石

1—沟鳞鱼(D_1)；2—小纺锤瓣(C_2)

中生代是生物演化史中一个承先启后的重要过渡阶段，随着大陆面积的继续增长，促使两栖动物和低级爬行动物向高级演化，尤以大型恐龙对自然环境的适应性最强，统治着当时的大陆和海洋，所以中生代又叫“**恐龙时代**”。所谓“龙”是指形形色色的爬行动物，而不是像神话故事中所传说的什么东海龙宫中的“龙”。三叠纪开始出现大爬行动物和原始哺乳动物，如我国所产云南禄丰龙。到侏罗纪，爬行动物发展到更高级阶段，不仅陆地上有长达50米的剑龙和巨龙（图 18—15）；而且在海洋中有鱼龙，空中飞的有翼手龙。并开始出现了鸟类的祖先——始祖鸟（图 18—16），它除了具有鸟类的典型特征之外，还保留许多爬行动物的特征（如牙齿、具脊椎骨的长尾、翼上有爪等），可见鸟类是由爬行动物演化而来的。这时，鱼类也很繁盛。白垩纪的爬行动物，在脊椎动物中仍居主要地位。陆地上出现许多形状古怪的巨大恐龙，如三椅龙等（图 18—17）。在山东诸城



图 18—14 许氏禄丰龙(T)

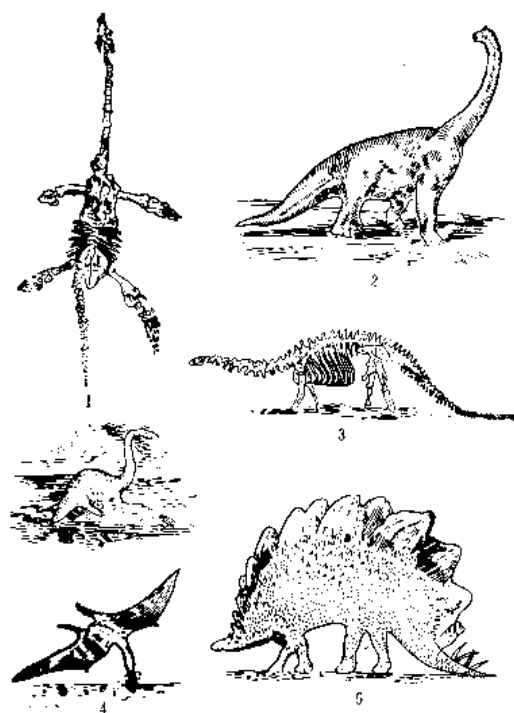


图 18—15 侏罗纪爬行动物

1—蛇头龙；2—巨龙；3—雷龙；4—翼手龙；5—剑龙



图 18—18 侏罗纪始祖鸟
统治地位。

是晚白垩世地层中发掘出来的“巨型山东龙”，高 8 米，长 15 米，要算是目前世界上已知的鸭嘴龙中最高者。中生代的海生无脊椎动物中软体动物菊石类的发展达到顶峰，成为当时海相地层中的重要标准化石。到中生代末期菊石同爬行动物完全灭绝。中生代的植物以裸子植物中的松柏类、苏铁类和银杏类为特征；晚古生代盛极一时的孢子植物大为衰落。到白垩纪后期，被子植物又代替裸子植物而居



图 18—17 白垩纪的爬行动物和植物
鸟龙（上），三棱龙（左），霸王龙（中），鸭嘴龙（右），甲龙（右前）

到了新生代，最高级动植物类群特别繁盛了，如哺乳动物、鸟类和被子植物等，所以新生代又有“哺乳动物和被子植物时代”之称。人类的出现是生物界发展中的最重要事件。由于自然条件的巨大变化，形成不同的气候带，那些丧失适应环境能力的大爬行动物相继灭绝，繁盛起来的是那些能够适应新环境的哺乳动物。无脊椎动物则以瓣鳃类和腹足类最为发育。这时的哺乳动物产生了重新在水中和空中生活的类型（如鲸鱼、海豹和蝙蝠等）。第三纪初期的哺乳动物，一般形体较小，后来逐渐变大，种类也随之增多。例如第三纪初期的原始马（图18—18）只有今日山羊那样大，脚趾很多，前四后三，到了第三纪末期，形体变大，前后足都变成只有一个脚趾，齿冠变高，最后形成现代马。第四纪早期还出现大熊猫和适应寒冷气候的猛犸象。第四纪人类的出现，是生物演化史上的一个重大飞跃，是地球上一件破天荒的大事。人类是由猿类分化出来的，是通过劳动经过若干次飞跃而实现的。猿人是人类的直接祖先，生活于更新世中期，已经进化到能够制造工具。在北京周口店发现的中国猿人，距今已有 50 万年—23 万年，发现他们有用火的遗迹，并已开始使用骨器。在距今约 10 万年以前的晚更新世早期（旧石器时代中期）已进入到古人阶段，他们已能用兽皮蔽体，并能取火御寒。到了距今 5 万年的晚更新世后期（旧石器时代晚期）进入新人阶段，活动范围较古人广泛。他们已知取火煮食，用骨针兽皮缝制衣服，还开始捕鱼和制造一些装饰品。

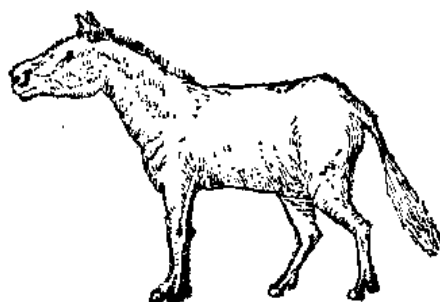


图 18—18 三趾马

从以上各阶段的古生物演化史（参阅表 18—2）可以看出它们的变化、发展是同板块活动以及构造运动所引起的古地理、古气候条件的变化有着极其密切关系。在每一个发展的新阶段，生物的种类越来越多，组织越来越完善，分支越来越复杂。事实证明，生命来源于无生物，它们沿着由简单到复杂、由低级到高级、由水生到陆生的规律发展着，这种进化是不可逆的。

结 束 语

——地质学的回顾与展望——

人类居住在地球上，一切生活资料、生产资料无不取之于地球。地质学的产生和发展始终同人类的生活、生产活动密切相关，特别对工、农业发展起着开路先锋的作用，它要向社会提供足够的矿产、动力资源，否则“一马挡路，万马不能前行”。就现今而言，不止我国的社会主义现代化建设无法完成，就是整个世界上工业发展，也将停滞不前。因此，恩格斯指出：“地质学和古生物学”是打破“保守自然观的第二缺口”^①。同时又说：“科学的发生和发展一开始就是由生产决定的”。地质学当然更是这样，它虽是一门年轻的自然科学，但是由于它同人类的生活、生产实践息息相关，因此，一些地质概念、地质思想萌芽却是“出土”最早，在一万年前的旧石器时代，人类便已经学会用岩石制造劳动工具和武器。要给石块进行加工就得选择石材和了解岩石的性质；后来，到了青铜时代已知开采铜、金、锡等自然金属和少量易于采冶的矿石；到了铁器时代，已知开采更多种类的矿石。这都需要对岩石、矿石的种类、特征和分布规律有一定认识。地质科学技术的发展来源于实践。下面简略叙述一些国内外地质思想，回顾地质学的过去和展望它的未来，作为本课程的结束语。

第一节 古代的地质思想

一、我国古代的地质思想

我国历史上最早的一本地理、地质书要算是《禹贡》了，它被铸在九鼎上的。书中记载了公元前21世纪大禹治水时候所了解全国各地的产物情况和山川地形；按颜色将当时的九州土壤进行分类、命名；并记有盐、金、银、铜、铁等十二种矿物和金属。仅就铸造铜鼎这件事来看，说明当时已有足够的地质知识和冶炼技术来寻找、开发和冶炼铜矿。到了公元前16—11世纪的商朝，已能冶炼熟铁，这从河北藁县商代遗址中铁刃铜钺的发现便可证明，那是由一种含镍较高的富铁矿石冶炼而成。

成书于春秋战国时代（公元前770—221年）的《山海经》是我国另一部较早的地质矿产文献，该书系由集体创作的18卷巨著。书中记录了当时已知的铁、铜、金、煤（那时名叫石涅）等矿产产地八十多处。1974年在湖北大冶挖掘出这个时代的矿井，说明当时已掌握地下开采、运输、支护、通风、排水和选矿的方法技术。齐国宰相管仲推行“官山海”政策，把炼铁、煮盐管理起来，改为官营。统一制造货币、改革农具，发展农业生产，致使齐国富强。到公元前六百年前后，盐铁生产大发展，季煮盐上千吨，开采铁矿近百处，还开采铜矿和金矿。管仲在他著的《管子》一书中，有利用矿物共生组合和铁帽作为找矿标志

① 恩格斯著《自然辩证法》173页，人民出版社，1971。

的记载。如：“上有慈（磁）石者，下有铜金；上有赧者（指褐铁矿铁帽），下有铁”等等。书中指出当时已知有“出铜之山四百六十七，出铁之山三千六百有九。”可见当时已对全国铜、铁矿床进行过粗略调查。书中还对河流的横向环流侧蚀作用形成河曲过程进行了说理分析。他说：“水之性，行至曲，必留退，满则后推前。……杜（冲）曲则捋毁，杜曲激则跃，跃则倚（排挤），倚则环（指环流），环则中（冲），中则涵（沉积），涵则塞，塞则移（搬运），移则空，空则水安行。”远在二千六百多年前，管仲对于横向环流产生外侧侵蚀、内侧沉积作用从而促进河曲发展的规律论述得如此缜密正确，真乃难能可贵！后来到了战国时期，随着冶铁业的发展，人们在利用磁铁矿过程，发现磁石具有磁性，从而发明了名之为“司南”的指南仪器。公元前二百多年，我国的航海船舶，已经开始使用罗盘，指针是用一小块天然磁铁做成的。

在老子《道德经》中记载了他对海陆变迁的认识，他说：“桑田变沧海，我为之添一筹，沧海变桑田，我为之添一筹。今观海屋筹，忽已三千年矣。”他还谈到宇宙的无限和永恒现象间的相互联系、有和无的统一及其相互作用。他具有朴素的辩证观点，他认为最初存在着由小质点“气”组成的云雾状物质，形成一片混沌；小质点有阴阳两极之分，对立两极浓缩而形成天地，地球万物、人和有机体都是小质点相互作用的产物。在《诗经》中也有“高岸为谷，深谷为陵”的记载，当时已经认识到地壳升降可导致海陆变迁这一事实。

秦、汉之际，我国四川一带采掘铜、铁之外，并广泛烧煮盐井水，可取得百分之五十的盐。这在《华阳国志》中有记述。《汉书·地理志》还记载有汉武帝时（公元前61年）鸿门（今陕西神木县）天封苑的天然气自燃现象：“天封苑火井，祠火从地中出也。”同书还论述了石油的性质和产地，说：“上郡高奴县（今陕西延安）有洧水（石油）可燃（燃）。”《后汉书》又进一步论述甘肃玉门石油的性质及其产地，说“注地为沟，其中有水，如煮肉泊（汁），漾漾永永，如石凝膏。然（燃）之极明，不可食。县人谓之石漆。”这是目前已知我国发现和利用天然气与石油的最早记录。石油在古代先后给以石漆、洧水、树脂水、黑香油、火油等近二十种名称，直到北宋沈括在他著的《梦溪笔谈》中才开始出现“石油”这一名词。

我国历代对地震都有专门记载，是世界上对地震现象记录最早、最多的国家。《竹书纪年》记载了夏代帝发（公元前19世纪）时候发生的“泰山震”。东汉阳嘉元年（公元132年）杰出的科学家张衡发明了世界上的第一台地震仪——候风地动仪。应用效果极好，测出当时远在陇西发生的地震。《后汉书·张衡传》称：“阳嘉元年，复造候风地动仪，……验之以事，合契若神。自书典所记，未之有也。尝一龙机发，而地不觉动。京师学者咸怪其无征。后数日驿至，果地震陇西，于是皆服其妙。”张衡还提出地球为球体和地球中心说观点。他说：“浑天如鸡子，……地如壳中黄。”即所称之浑天说。成书于东汉初年的《尚书纬·考灵曜》中有关于地球运动的论述：“地恒动不止，而人不知。譬如人在大舟中，闭牖（窗户）而坐，舟行而人不觉也。”这是世界上认识到地球自身在运动的最早记录。

南北朝时，北魏卓越的地学家郦道元在研究前人著作的基础上，结合自己实际考察，于公元512—518年编写出著名的地学著作《水经注》。书中涉及地域广泛，东北至朝鲜大同江，东到海，南到柬埔寨，西南到今印度的印度河，西到今伊朗、咸海，北到蒙古沙漠。记述内容包括河流、瀑布、湖泊、风沙、溶洞、火山、地震、山崩、地滑、温泉、喷泉、陨石、化石、矿物、岩石和矿产等多方面的地理、地质内容，记事真实，论述有据，不愧

为我国古代又一丰富多彩的地学巨著，至今仍有参考价值。书中《瀑水》部分记录了山西大同火山的活动情况：“山上有火井，南北六、七十步，广减尺许，源深不见底。炎势上升，常若微雷发响。以草爨之，则烟腾火发。”在《涟水》和《湘水》部分记载了湖南湘乡页岩中的鱼和石燕化石：“石鱼山，下多玄石（暗褐色页岩），山高八十余丈，广十里。石色黑而理（层理）若云母，开发一重，辄（则）有鱼形，鳞鳍首尾，有若刻画，鱼形备足。”又称：“其山有石，绀（红黑）而状燕，因以名山。其石或大或小，若母子焉。”这可能是世界上最早的化石记载。书中《河水》部分对龙门峡河流地貌和河流侵蚀作用作了精辟论述：“水非石凿而能入石，信哉！”指出河水有强烈下切作用。书中还对岩溶地貌和钟乳石成因予以科学论述：“入石门，又得钟乳石。穴上素崖壁立，非人迹所及。穴中多钟乳，凝膏下垂，望齐冰雪。微晶细液，滴沥不断。幽穴潜远，行者不极穷深。”对于琳琅满目、美不胜收的溶洞壮观景色，描绘得维妙维肖；对于钟乳石成因和形成过程分析得简明正确。书中还记载湖南郴县人民用温泉灌田，年可丰收三次。这是我国古代利用地热的珍贵史料。

我国古代的钻井和矿井工程方面也很发达。据唐《元和郡县志》记载元和年间（公元806—820）四川中部共有盐井94处，深度和产量不断提高。如仁寿县的陵井，深达80余丈，“以大牛皮囊盛水引出之”；富顺县的高义盐井，“月出盐三千六百六十石。”钻井技术到北宋已发展成为一项较复杂的机械组合，深度可达二百米以上。

宋朝沈括（公元1031—1095）在从事政治革新的同时，还艰苦地进行科学研究和野外考察。他曾编制出75万分之一的较精确地图—《天下州县图》；晚年又完成《梦溪笔谈》巨著，内容包括数学、天文、物理、化学、地理、气象、医药、水文工程和地质等方面的科学技术问题，共计609条。涉及地质方面的包括陨石、地震、矿物、矿床、盐泽、化石、河流、地下水、海陆变迁、地形测量和制图等各方面。特别对海陆变迁、地貌、河流作用和化石方面的问题，解释新颖，论述正确，起着推进我国古代地质学理论向前发展的作用。例如，远在十一世纪初，他就说明华北平原是由河流自上游搬运泥沙到下游沉积而形成的冲积平原。他还根据在太行山东麓山崖间所见海生螺蚌壳，而推断东距大海千里以外的大陆，在古代曾经东居海滨。他还根据化石推测古地理、古气候的变迁。这比意大利人达·芬奇所提出的类似观点要早400年。书中第340条对公元1064年常洲陨石坠落现象作了详细记载，不只描述了陨石的热力、颜色、重量和形状，而且指出：“色如铁，重也如之。”肯定了铁陨石的成分和性质，是陨石记录史上的空前创举。他还是“石油”名词的创始人。并推断我国“石油至多，生于地中无穷。”这一部900年前的著作，至今仍然闪耀着光辉。

明朝李时珍（公元1518—1593）所著并于公元1596年出版的《本草纲目》中，包括有160多种矿物、岩石和化石。并对矿物和温泉进行了分类。在对一些矿物描述中引用到有关晶形、颜色、硬度、解理、脆性、展性和味觉等性质的描述，十分正确可靠。书中大部分矿物名称，一直沿用到现在。

我国古代对泉、井和地下水地质作用方面的零星记载极多，至南北朝以后，相继出现许多专门书籍。如刘宋盛弘之著《荆州记》、唐朝莫休符著《桂林风土记》、宋朝杜绾著《云林石谱》、范成大著《桂海虞衡志》、周去非著《岭外代答》、明朝徐宏祖著《徐霞客游记》、邝露著《赤雅》和清朝檀萃著《滇海虞衡志》等。其中亲自进行广泛考察，深入研究的要算明朝徐宏祖（公元1586—1641）了。他在三十多年里，不畏艰险，跋山涉水，

走遍华北、华东、东南沿海和西南的16个省，对岩溶地貌进行了详细考察，亲自作过细致观察的溶洞就达101个，研究水平较高。同时对云南腾冲火山喷发、温泉作了观察，并将当时所见（包括水文、地貌、气候、植被等）及时记入日记。这就是后来誉为“奇人奇书”的《徐霞客游记》，是我国古代一部重要的岩溶地貌和地学文献。更为可贵的是他对于石灰岩层理和构造的观察，如在《楚游日记》中有这样的记述：“既入，内层亦横裂，西南裂者不甚深；其东北裂处上一石坳，忽又纵裂起，上穹下狭，高不见顶。至此，石幻殊形，肤理顿易，片窍俱欲生动。”他不但对层理、裂隙进行了细致观察，同时记录了断层切断层理使岩层发生变动的现象。这里所称“片窍”，显然是指石灰岩里出现的扁豆状张性裂隙。

就上述事实，可见我国古代特别在秦汉以前的地质学思想非常活跃，无论是在生产实践和理论探索方面都取得很大成就。英人李约瑟（Joseph Needham）在他著的《中国科学技术史》第一卷中提到中国自汉至明的1500年中，有二十多种技术发明传到欧洲，对西方各国经济的影响很大。后来由于西方资本主义的迅速成长，特别是欧洲的文艺复兴（约在公元1350—1550年）、科学革命（约在公元1550—1750年）和工业革命（约在公元1750—1900年），积极促进了西方现代科学技术的发展。相形之下，长期处于封建和半封建、半殖民地社会制度下的旧中国，由于腐朽的黑暗统制，使地质科学同其它自然科学都走上极其落后的下坡路。直到解放后，我国的地质学才开始走上新生和日益发展的道路。

二、国外古代的地质思想

国外的古代地质思想主要以希腊和罗马为代表：

希腊哲学家泰利斯（Thales，公元前636—546年）曾经考查过波浪对海岸岩石的冲击，观察过尼罗河沙洲堆积的情形，认为水可剥蚀海岸，并将剥蚀下来的碎屑堆积在海里，从而改变地球表面形状。科学家兼哲学家亚里斯多德（Aristotle，公元前384—322年）认为地球比其它星体都小，是宇宙的中心；指出鱼死后可变为化石；他认为河流会沉积淤泥，并指出尼罗河三角洲面积会日益增大，结果可将海水从埃及海岸推向深处而淹没其它一些地方。他还指出，一个地方不会永远是陆地或永远是海洋，海陆变迁的速度是缓慢的，由于人生短暂，对一些变化根本观察不出来，一种大的变化必须经历很长的时间。他的学生席奥夫拉斯塔（Theophrastus，公元前370—287年）对于岩石矿物的应用很有研究，著有《论岩石》，书中介绍有16种矿物，分为金属、岩石和泥土三大类；虽仅14页，却被认为是权威著作，一直影响到19世纪。相继被译成英、法、德等国文字，实为岩石学的先声。

古罗马的斯特拉波（Strabo，公元前63—公元20年）是著名的地理、历史学家，著有《地理学》，书中谈论许多地质学问题。例如他在高山岩石中见到海生贝壳，便判断陆地曾经发生升降；论述了火山、地震现象，在维苏威火山静止期中，他到山顶观察外形之后，便确定为火山作用形成的，指出埃特纳火山熔岩是由喷出的流质冷凝而成；他还研究了河流的搬运与沉积作用。老普里尼（Pliny the Elder）在公元77年著有《自然史》，共37册，一共印过222版，直到17世纪末，仍然属于权威性著作而广泛流传。书中最后5册是专门论述矿物的，谈到当时使用的各种矿物、建筑用石材、矿石及其矿床资料，包括采矿和从矿砂中提炼金属的方法，尤其是提炼金的方法。尽管书中有些结论是错误的，但在当

时却起了很大作用。他从事火山研究，死于公元79年维苏威火山喷发。与他同时代的西尼卡 (Seneca)，著有《自然问题》等书，论述了关于地震、地下水和地面水问题，认识到河流对山谷的侵蚀作用，提出河流造成山谷的理论。

古代的地质思想尽管不完全和有错误，但是已经相当清楚地意识到地球及其表面不是永恒不变的，而是处于不停地变化和改造状态中，并能指出地球的历史是较稳定的发展时期同较激烈的发展时期相交替。从公元500年—1100年间，罗马帝国遭受北方民族入侵，同时由于神学思想的统治和经院哲学压抑下，科学文化遭受摧毁，历史上称为“黑暗时代”。可是当时在东方由回教人所建立的横跨欧、亚、非三洲的阿拉伯大帝国的科学文化却极盛一时。其中对地质方面有贡献的以塔吉克的哲学家阿维森纳 (Avicenna，公元980—1037) 最为著名。书中提出山脉有两种成因：一是由伴随地震的陆地上升而成；一是由风雨侵蚀而成。他研究了矿物、陨石的组成和性质，提出岩石和矿物的分类，得到广泛传播。一直沿用到18世纪，并作为后来魏尔纳的矿物学教程的基础。他认为粘土可转变为岩石，提出在地球的漫长历史中，海陆是不止一次地更替着。

14世纪至16世纪末叶的欧洲“文艺复兴”运动，是知识分子对过去基督教会长期压迫的反抗，促进了地质学思想的发展。随着采矿、冶金工业的日益发展，开始形成矿物学，出现许多著名学者，如意大利学者、艺术家达·芬奇 (Da Vinci) 在观察挖掘运河工程时，不止一次发现在不同深度地层中含有海生贝壳化石，于是他便得出海陆缓慢变迁的结论。第一个提出用现实主义来解释地质资料的方法，大胆批判了洪水灭世的荒诞神话。德国的阿格里柯拉 (Agricola，公元1494—1555) 著有七种地质著作。除了叙述德国采矿事业的发展以外，还根据物理性质对矿物进一步进行分类，对矿物与金属矿床的形成及相互关系都有论述，还涉及古生物学问题。18世纪时魏尔纳称他为“矿物学之父”，还有人称他为“地质学的始祖。”丹麦物理学家斯台诺 (N. Steno，公元1638—1687) 在运用结晶面从事矿物分析方面作出极大贡献，他是第一个发现矿物品体面角恒等定律者；他还确定岩层特征及其产状方面的两个规律：他第一个指出每一岩层都受两个具有水平状态的平行面所限制，因此，如若见到倾斜岩层，就肯定它受后来作用改造过；另外，他还指出岩层在延伸方向如若中断，便推测有断裂存在。

俄国学者罗蒙诺索夫 (公元1711—1766) 对地质学的诞生起了积极推动作用。他在《论地层》和《论金属由地震生成说》两部著作中第一次提出地质学定义。认为地质学是论述地球由于地质变化而发展的一门科学。把地质作用分成内动力作用和外动力作用两大类。并认为地内热是内动力作用的主要能源。说明地球具有悠久的历史，始终处于不断的运动之中。

上面介绍了自远古至18世纪中叶地质思想萌芽和地质知识积累时期的梗概，自18世纪中叶以后便进入地质学的创立时期。

第二节 地质学的创立和重要论战

在国外，18世纪是地质学史上的转折点，由于资本主义生产关系的形成，产业革命的推动，促进冶矿业的发展，加强了地质调查工作，使地质学开始成为一门新的科学。在这个时期首先形成的是矿物学，其次是地层古生物学和地质制图学。18世纪末至19世纪初，

确定了根据化石确定地层时代的古生物法,编制出欧洲部分地质年代表,进一步促进构造地质学和地史学的发展。由于研究对象和研究方法的确立,使地质学成为一门独立的科学。产生火成论对水成论、进化论对灾变论以及活动论对固定论的论战。地质学通过这几次重要论战而不断向前发展着。

一、火成论对水成论的论战

18世纪初,化学发展很快,证明在溶液中能够结晶沉淀出矿物,这对地质学有很大影响。德国学者魏尔纳(公元1750—1817)在沉积岩发育地区工作,当他研究附近沉积岩以后,热心于当时化学上的成就,迷信于结晶沉淀的方式,竟认为所有岩石都是由原始海水结晶沉淀而成,或者是世界洪水时期的沉积物,后来变成岩石。他认为包括花岗岩和玄武岩在内的一切岩石都是水成的,都是外力作用的产物,因此,被称作水成论(Neptunism)。主张地球从取得现有形态以后没有发生过大的变化,这种论点得到教会的积极支持。他的弟子遍布各地,水成论曾经极盛一时。但是由于他们实际观察的范围狭小,只限于萨克逊地区,事实基础薄弱,在同火成派的激烈争执、攻击之下不到半个世纪便烟消云散,宣告失败。

与魏尔纳同时代的苏格兰学者郝屯(J. Hutton, 公元1726—1797)及其门徒的足迹几乎遍及欧洲,在通过观察搜集的丰富事实资料基础上,结合推理,一方面承认岩石水成的重要性,另一方面认为存在着花岗岩等大量火成岩石,被称为火成论(Plutonism)。郝屯于公元1795年出版《地球理论》一书,极有价值,被人称为“现代地质学的创立者”。他对地质学的最大贡献是认识到地层不整合的意义,每次不整合都代表一次构造运动。地层之所以会升起变形主要是来自地球内部因热膨胀引起深成岩侵入的结果。这种见解被叫作郝屯学说。他还主张宇宙是无始无终的,现在是了解过去的关键。

经过水成论与火成论的大争辩,推动人们对事实资料的搜集,使唯物主义解释和进化论思想在地质学中得到极大发展,自然界永恒不变的概念受到沉重打击。火成论虽然取得胜利,但是有些火成论者(如布赫)不恰当地夸大火山作用,后来转变为灾变论(Catastrophism,或译作激变论)者。

二、进化论对灾变论的论战

奠定灾变论基础并使之大大向前发展的是法国古生物学家居维尔(G. Cuvier, 公元1769—1832),他发现在时代不同、相隔很近的岩层中动植物化石群的种属有显著差异,曾经一度出现的古生物种属,以后竟完全消灭不见,又出现新种属。他还看到较老岩层发生褶皱,上面盖以水平的沉积岩层。于是他便认为地壳曾经发生巨大变革,产生世界规模的大灾变,致使地形改变、生物灭绝,在一定地质时间内再重新创造出新的动植物来,这就是较老动植物群之所以灭绝,而代之以出现新动植物群的重要原因。他的学生又进一步把灾变论发展到极端,竟估计地球史上发生过27次大灾变,后来又有人增加到32次。地球上最后一次灾变发生在五、六千年之前,与《圣经》上所说的洪水灭世神话相吻合,所以受到教会的热烈欢迎。这种认为地质现象和生物的改变是突然而猛烈的,完全违反有机进化的生物学思想,形成了地质学中的灾变学派。居维尔虽然对奠定古脊椎动物学起了一定作用,不可否定的功绩是同时他还提出了在地质历史中具有飞跃发展阶段的合理成分,但是

当时他的主导思想是符合上帝创造一切的迷信思潮的，因而为宗教宣传所利用。恩格斯评价说：“居维尔关于地球经历多次革命的理论在词句上是革命的，而在实质上是反动的。他以一系列重复的创造行动代替了单一的上帝的创造行动，使神迹成为自然界的根本的杠杆。只是莱伊尔（又译作赖尔，C. Lyell, 1813—1895）才第一次把理性带进地质学中，因为他以地球的缓慢变化这样一种渐进作用，代替了由于造物主的一时兴发所引起的突然革命”。^①

法国生物学家拉马克（Lamarck, 公元1744—1829）以进化论观点对巴黎盆地第三纪介壳类进行了研究，提出生物种与种之间有过渡关系，这说明一些属种是由另一些属种逐渐发展而来。低级属种向高级属种发展的进化过程是极其漫长的，由此推断出地球的历史极其悠久。这种渐变思想对古生物学贡献很大，但是在其生前并未得到人们的重视。正如恩格斯所说，第一次把理性带进地质学里来的，给予灾变论以重大打击的是英国地质学家莱伊尔。他的名著《地质学原理》是以均变论（Uniformitarianism）为主导思想，指出解释地球历史用不着求助于灾变。那些通常看来像是很微弱的地质动力，经过长期缓慢的作用过程，就能使地壳构造发生很大的变化。并提出“现在是理解过去的钥匙”的现实主义原理，这对当时的地质学起了很大推动作用。但是在方法论上存在着严重缺点，是建立在“古今一致”的“均变论”基础上的。正由于此，在他正确的指出地球发展长期渐进、有力地反对灾变论的同时，本身却又存在否认在地壳发展史中有飞跃发展阶段的片面性。

上述两大派别的论争代表着当时新兴资产阶级机械唯物主义进化论对封建教会集团的形而上学唯心主义旧灾变论的斗争，结果是进化论在地质学领域中取得全面胜利，对促进后来地质学的发展具有重大意义。

三、活动论对固定论的论战

传统地质学认为自从大陆和大洋形成以来，无论在外形轮廓上还是在地理位置上都是固定不变的。亘古以来，大陆永远是大陆，大洋永远是大洋。这个洋陆永恒的固定论（Fixism）在19世纪为美国德纳（J. D. Dana, 1813—1895）首先提出，一直到本世纪50年代仍占统治地位。本世纪30年代美国舒可特（C. Schuchert）和维里斯（B. Willis, 1857—1949）极力宣扬这个大陆固定、大洋永存的观点。他们为了解释南美与非洲、马达加斯加与印度在陆生生物分布方面的极为密切关系，特别提出陆桥说，认为两大陆之间曾有陆地相连，好像有一座“桥”横贯在大陆之间的大洋里，成为生物迁移的通道。“陆桥”有时上升，有时下沉，目前都下沉到大洋中去了。但是现在海洋地质调查证明，大洋底根本没有“陆桥”存在的事实。

建立在以研究大陆资料为基础的现代传统大地构造学派，如斯蒂勒（H. Stille）、别洛索夫等人是支持固定论的。地球物理学家杰弗里斯（H. Jeffreys）也认为由大规模水平运动导致大陆漂移是不可能的。苏联大地构造学家别洛索夫认为现在的印度洋在过去曾经是大陆，它把非洲、印度和澳洲几乎连接成一块大陆，直到中生代以后才沉降为印度洋。他认为大西洋以前也存在过大陆。并认为地壳运动方式以垂直运动为主，陆壳和洋壳只能发生升降运动而不能发生大规模的水平运动，现代海陆的分布轮廓就是这样形成

① 恩格斯著《自然辩证法》，人民出版社中文译本，1971年版，第13页。

的。

同固定论相反,活动论(Mobilism)者则主张大陆和大洋无论在外形轮廓上还是在相对位置上都非固定不变,而曾发生过大规模的水平移动。活动论的著名代表人物是魏格纳,他于1910年首先提出大陆漂移说向固定论挑战。开始曾遭到强烈反对,一度长期消声匿迹。直到本世纪50年代以后,随着海洋地质学和古地磁学的迅速发展,揭开了海底扩张的秘密,大量资料不仅使大陆漂移说得到证实,而且很快发展为板块构造学说,在事实面前给固定论以致命打击,引起科学界的莫大重视,极大地促进了地质学理论的变革,给地质学领域带来一场大革命。

综上所述,可见目前作为现代活动论核心的板块构造学说之所以为科学家们所拥护而得以广泛流传和取得不断发展,主要是因为他能够合理地解释自然界客观存在的大量事实,这是我们必须予以重视的!当然,同时还应当正视它还存在许多严重缺点和急待解决的问题。例如,它主要莫基于以海洋地质资料为基础的简单原始模式,当人们取得更多而又更为复杂的大陆地质资料之后,肯定会有更多的新发现,需要做某些重要修改,同时也会找到许多新矛盾、新问题、需要重新给予评价。

第三节 现代地质学及其发展远景

一、本世纪七十年代地质学的发展梗概

研究地球必须是国际性的、多科学的,近年来地质学的突出进展,正是由于国际组织制定了一系列卓有成效的计划方案的结果,继六十年代开展以研究地壳和上地幔的物质成分以及各种物理场的特性为主题的国际上地幔计划之后,于七十年代又开展了国际地球动力学计划,至1973年已有50个国家参加。重点研究造成地壳和上地幔各种物理场深部地质作用过程,探讨深部地质作用的动力、能量、性质和机制。通过大地、海洋和卫星测量、地震研究、地磁与古地磁测量、地热、地电、高温高压等手段,以及其它动力过程的观测等方面的全球地球物理数据测定等,制定出地壳和地幔的构造模式,以及地壳、地幔的演化、发展的动力模式。

七十年代,板块构造学继续发展在地质学领域中起着主导作用,成为各分科的理论基础。由于执行国际钻探计划,使它取得重要进展,在东太平洋加拉戈帕斯海隆发现一个喷孔正在不断放出热和含矿热液。在那里的深海水是缺氧的,但是却出现奇特的生物群(大蛤、蟹与蠕虫等),它们依靠硫磺细菌所产生的东西来生存。这给研究古生物的生存环境提出一个新的可能场所,同时表明洋底是矿产的一个重要原始来源。由于美、法潜艇的探险成功,人类第一次在大洋裂谷的轴线上,在大陆边缘的深海底部(可达6000米深处)观察并拍摄到洋底扩张及其沿海沟向下俯冲的惊人证据。并发现海沟的大陆一侧的张性构造发育区控制着块状硫化物矿床,而在压性构造发育区则控制着斑岩铜矿矿床,在大陆坡底部区厚沉积物中储集和扩大了良好的油区。研究板块内部构造的重要性正在越来越多的为人们所认识,位居印度板块与欧亚板块碰撞带上的我国西藏高原,吸引着国内外广大地质学家们的极大研究兴趣。近年来,我国广大地质学家对青藏高原所取得的研究成果,深受国际上的重视。

应用空间技术的现代大地测量已成为直接测量板块运动的新工具，正在用以测量水平位移，有效地测出加利福尼亚地区的南北向缩短和东西向伸长。不久也可能用来测定垂向运动。

高温、高压实验使我们对岩浆成因有进一步的认识，挥发物、水和二氧化碳的作用已深受重视。沉积物随同板块向下俯冲，就象有一个大的运载工具向地幔不断充水一样。

70年代晚期的一个特点是运用动力学方法研究地质作用，研究部位已超过地幔浅部。地幔演化可能有一定周期性的，不止地壳而且连地幔都存在着明显的侧向不均匀性。

深海钻探不断提供丰富资料，扭转了对海洋地质知识极端贫乏的局面，现在的兴趣已经集中在某些悬而未决的重大事件，例如缺氧期，特别是白垩纪和古新世之间以及始新世和渐新世之间大量生物的突然灭绝等，从而产生一些多少有冒险性的假说，如超新星的爆炸和陨石坠落假说等。地质学家开始认识到有些在过去看来不太可能的事件，可是在漫长的地质时期内却变为可能。

沉积物年龄测定工作已经大有改进。元古代的生物地层表逐渐变得可行。由于古生物学家、地质年代学家和古地磁学家的密切合作，可对晚白垩世以来特别是对晚第三纪到全新世进行更仔细划分，可分作几万年甚至几千年的间隔。现在古生物学所研究的不仅是有机体，而且要进一步研究它的分子和氨基酸，名符其实的分子古生物学正在诞生。

宇宙空间探索，拍摄大量关于木星、土星及其卫星和水星的大量动人的图片资料，通过星体探索将有助于研究天体演化，地球的形成和发展历史。

近几年来地质工作的主要欠缺是在环境地质工作处理有毒废物和放射性物质方面以及在解决能源短缺问题上都存在不少问题，特别是对于大陆不发达地区和海底资源研究得很差。

二、地质学的未来

地质学是一门以地球作为主要研究对象的科学，同时还必须对宇宙和人类进行总体研究，不仅要研究地球的构造和演化，还要探索天体的演化问题，要利用原始生物遗迹追索生命起源问题。由于地质学具有空间和时间（历史）的两维特点，就决定它必然具有进行多科学综合研究的特点。“大陆漂移说”之所以迅速发展成为具有现代科学先进性的“全球板块”模式，便是多种学科联合、深入钻研而取得巨大成果的典范。地质学的基础理论和应用两方面并重，相互促进，是地质学取得光辉成就的另一重要因素，二者只能是相辅相成，而不可有所偏废。

本世纪末的中心问题之一，是为发现新资源和改进利用主要消耗资源提供必需的基础理论和技术。矿物燃料资源、金属和陶瓷原料以及肥料等，都是属于随着工农业技术不断发展需求量剧增的必需品，应尽快建立更为合理的矿床成因、形态和分布规律模式。为了克服食品资源短缺，要求有效地寻求和建立新种植区、控制沙漠扩展、开发水源和解决干旱区灌溉问题。对于人类生存环境的保护应采取有效措施，要防止人类活动对自然环境所造成的破坏，尤其要注意对于易受污染水源的保护。要作好预测、预防自然灾害（如地震、火山爆发、雪崩和下坡运动等）。要迅速发展遥感、同位素化学等新技术新方法，不仅要绘制地面地质图，而且还要绘制500米、1000米或更深的深部地质图。地质学是从采矿事业中成长起来的，迫切需要大力改进和发展现代的应用技术方法。我们需要建立足够规模的大

型地壳实验室和太空实验室。

岩石圈是八十年代地学研究的新领域，国际大地测量地球物理联合会及国际地质科学联合会制定的岩石圈动力学和演化的研究规划，在八十年代执行，中心题目是岩石圈的现状、形成、演化和动力学，特别注重大陆及其边缘问题。还包括对岩石圈以下地球深部的结构、组成和各种作用过程的研究。规划的主要科学目标是：

1. 确定和解释大陆岩石圈与大洋岩石圈之间的主要差异及其影响深度，阐明板块运动过程中这些差异得以保留的原因。

2. 直接测量当代板块的相对运动和制定引起这种运动的机制，包括驱动板块的能量来源和主要驱动力是什么？以及地幔中与板块运动有关的垂直运动和水平运动的规模有多大？

3. 验证板块以刚性体形式运动的假说和寻求板内构造运动和火山活动的解释。

4. 阐明各种能表征板块在共同边界上相互影响的物理作用和化学作用。主要课题有：板块边界的应变积累和释放机制；会聚和离散的板块边界上的岩浆生成、侵入和喷出作用；消亡作用过程。

5. 制定岩石圈演化的定量模式，可分为三个地史时期：从现在到2亿年前的（新生代—中生代）地球史；2—25亿年前的（古生代—晚前寒武纪）地球史；早前寒武纪的地球史。

岩石圈科研规划的实施必将打开地球科学各专业领域的大门，扩大科学家们对基本问题、知识、理论、技术方法和仪器设备等方面的交流。科学成果将促进地学理论的发展，对满足人类的未来需求作出重大贡献。不仅要探索能源和矿产资源的供应、利用作出重要保证，同时要正确评价、预测和大力减轻地质灾害。能够预报未来可能发生大地震和火山喷发的地点及发生的时间间隔，它的直接根据在于岩石圈的化学、物理作用。

最后，我们提出一个问题来结束本课程，那就是“为什么有这么多的重要山系都出现在中国西部或其邻区？”这必将会引起我们来研究岩石圈的现状及其演化的极大兴趣！

主要参考文献

1. 成都地质学院普通地质教研室: 动力地质学原理, 1978, 地质出版社。
2. W. K. 汉布林: 地球动力系统, 1975, 地质出版社 (中文译本)。
3. P. J. 怀利: 地球是怎样活动的, 1980, 地质出版社 (中文译本)。
4. J. A. 雅各布斯: 地球学教程, 1974, 地震出版社 (中文译本)。
5. P. J. 威利: 动力地球学, 1978, 地质出版社 (中文译本)。
6. A. E. 夏德格: 地球动力学原理, 1977, 科学出版社 (中文译本)。
7. A. A. 科尼列夫: 板块构造与矿床, 1980, 地质出版社 (中文译本)。
8. 上田诚也: 新地球观, 1973, 科学出版社 (中文译本)。
9. 金性春: 漂移的大陆, 1979, 上海科技出版社。
10. F. W. 斯宾塞: 地球构造导论, 1981, 地质出版社 (中文译本)。
11. 武汉地院、成都地院、南京大学、河北地院合编: 构造地质学, 1979, 地质出版社。
12. 武汉地质学院岩石教研室: 岩浆岩石学, 1979, 地质出版社。
13. 刘宝琛: 沉积岩石学, 1979, 地质出版社。
14. 何起祥: 沉积岩和沉积矿床, 1978, 地质出版社。
15. A. И. 列兹尼科夫: 沉积岩石学讲稿, 1959, 科学出版社。
16. H. 布拉特等: 沉积岩成因, 1978, 科学出版社 (中文译本)。
17. 同济大学海洋地质研究室: 海洋地质学, 1981, 地质出版社。
18. 贺同兴等: 变质岩石学, 1980, 地质出版社。
19. B. A. 阿波洛夫: 河流学, 1956, 高等教育出版社 (中文译本)。
20. M. B. 克连诺娃: 海洋地质学, 1959, 地质出版社 (中文译本)。
21. 北京大学、南京大学等地理系合编: 地貌学, 1978, 人民教育出版社。
22. 中国科学院中国自然地理编辑委员会: 中国自然地理·地貌, 1980, 科学出版社。
23. 王鸿祯等: 地史学教程, 1979, 地质出版社。
24. 袁见齐等: 矿床学, 1979, 地质出版社。
25. 南京大学地貌教研室: 中国第四纪冰川与冰期问题, 1974, 科学出版社。
26. R. A. 拜格诺: 风沙和荒漠沙丘物理学, 1959, 科学出版社。
27. 杜恒俭等: 地貌学及第四纪地质学, 地质出版社, 1981。
28. 上田诚也等: 岛弧, 1979, 地质出版社 (中文译本)。
29. D. H. 塔林: 古地磁学的原理和应用, 1978, 科学出版社 (中文译本)。
30. 李春昱等: 中国板块构造的轮廓, 中国地质科学院院报, 1980, 第2卷, 第一号。
31. 久诚育夫等: 地球科学, 1978, 岩波书店。
32. 柏野义夫等: 一般地学, 共立出版株式会社。
33. 中田正次: 地学通论, 共立出版株式会社。
34. 国家地震局地质研究所译: 岩石圈一八十年代国际地球科学研究的新领域, 1981, 中国地质学会。
35. A. Holmes: Principles of Physical Geology, 1978.
36. R. J. Foster: Physical Geology, 1975.
37. J. Gilluly, etc.: Principles of Geology, 1975.
38. S. Judson, etc.: Physical Geology, 1976.
39. W. L. Stokes, etc.: Introduction to Geology, Physical and Historical, 1978.
40. R. F. Flint, etc.: Physical Geology, 1977.
41. F. Press, etc.: Earth, 1978.
42. L. D. Lect, etc.: Physical Geology, 1978.

43. J. A. Jacobs, etc., *Physical and Geology*, 1974.
44. R. H. Dott, JR., *Evolution of the Earth*, 1976.
45. D. H. Tarling, *Evolution of the Earth's Crust*, 1978.
46. F. M. Bullard, *Volcanoes of the Earth*, 1976.
47. K. C. Condie, *Plate Tectonics and Crustal Evolution*, 1976.
48. M. W. Meethunny, *Palaeomagnetism and Plate Tectonics*, 1973.
49. M. Gary, etc., *Glossary of Geology*, 1972.
50. D. N. Lapides, *McGraw-Hill Encyclopedia of the Geological Sciences*, 1978.
51. Sir Dudley Stamp, etc., *A Glossary of Geographical Terms* (3rd edition), 1979