中国火山

刘嘉麒 著



科学出版社

中 国 火 山

刘 嘉 麒 著

科 学 出 版 社
1999

内 容 简 介

本书详尽而全面地论述了中国新生代火山和火山岩的时空分布、地貌形态、地质特征、矿物岩石地球化学性状、生成时代及活动规律，火山活动与构造气候旋回，玛珥湖及其古气候记录，火山资源与火山灾害……。探讨了火山活动机制和火山喷发对气候环境的影响，并把中国的火山同全球火山及气候变化联系在一起。书中资料翔实，内容丰富，观点新颖，理论创新，是迄今为止最全面系统论述中国火山的科学专著。

本书可作为地质、地理、地震、环境、旅游等部门科研生产人员的重要参考文献，也可作为有关高等院校有关专业本科生、研究生的教科书或参考书。

中国火山

刘嘉麒 著

责任编辑 谢洪源 宋云华

科学出版社出版

北京东黄城根北街16号

邮政编码 100717

中国科学院印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

1999年3月第 一 版 开本：787×1092 1/16

1999年3月第一次印刷 印张：14 1/4 插页：9

印数：1—1 200 字数：323 000

ISBN 7-03-007339-8/P·1119

定价：50.00元

（如有印装质量问题，我社负责调换（科印））



作 者 简 介

刘嘉麒，1941 年 5 月 29 日生，辽宁省北宁市人，满族，理学博士，现为中国科学院地质研究所研究员、所长、博士生导师。1967年于长春地质学院（现为长春科技大学）地球化学专业研究生毕业，1981 年和 1986 年在中国科技大学研究生院和中国科学院地质研究所先后获得硕士、博士学位。多年来从事火山学、同位素地质年代学和第四纪地质环境学研究。曾获得首届“侯德封奖（地球化学）”、中国科学院科技进步一等奖、中国科学院自然科学一等奖、国家海洋局科技进步特等奖和国家科技进步二等奖等奖项。现为中国火山学会副理事长、中国第四纪研究委员会秘书长、中国地质学会副秘书长、中国矿物岩石地球化学学会常务理事、中国青藏高原研究会常务理事、中国人与生物圈国家委员会委员，国际火山学与地球内部化学协会会员、火山作用专业委员会委员和国际第四纪研究联合会（INQUA）火山学与火山灰年代学专业委员会委员。

序

看过刘嘉麒撰写的《中国火山》书稿，感到该书内容丰富，资料翔实，立论有据，观点创新，是迄今为止最全面系统论述中国火山的科学专著，是作者多年刻苦钻研、辛勤耕耘的结晶。它为我国地球科学的知识宝库增添了新的内容，我为此书不久将能问世感到高兴。欣喜之余写此短序，以抒情怀。

我了解刘嘉麒同志始于 1986 年，那年中国矿物岩石地球化学学会以著名地质学家侯德封先生命名设立了“侯德封奖”。在受理首届“侯德封奖”候选人名单中，刘嘉麒的名字引起我和评委们的注意，从他提交的请奖论文中可以发现，他对中国东北地区（包括内蒙古）新生代火山岩进行了广泛深入的野外地质调查，取得许多第一手资料；随后，他又亲自做了大量实验工作，完成和发表的数以百计的高质量的火山岩同位素年龄、岩石化学数据和同位素地球化学数据，一直为国内外同行视为档案性资料，广为引用；他在翔实地质工作和实验数据的基础上指出，火山岩钾的含量不具备从大陆边缘向内陆逐渐增高的明显规律，而是在每个构造单元中，随时间的演变，从老到新钾有增高的趋势；他建立的火山幕和对中国东北大陆裂谷系的论证等成果，推进了中国火山地质的研究。他扎实的野外工作功底和精细的实验技能，表现出良好的科学素养，评委们对他的工作给予很高的评价，同意他为首届“侯德封奖”的获奖者。刘嘉麒是侯德封先生“文革”后招收的首批研究生，一个学生能首先获得以他的导师命名的奖励，这对师生来说都是莫大的幸事。

侯老谢世后，刘嘉麒师从刘东生先生攻读博士学位，他以优异成绩获得博士学位后继续在刘先生指导下工作。他工作积极，研究勤奋，学风严谨，思想敏捷，有一股锲而不舍、永远向上的劲头，在科学的道路上不断攀登。为了查明中国火山的时空分布和地质特征，探讨火山的生成机制和地质意义，他从黑龙江到海南岛，从东海之滨到青藏高原，对全国的大部分火山和火山岩进行了考察。与此同时，又借助国际合作与交流的机会，考察了日本、美国、墨西哥、智利、南极、新西兰、留尼汪、德国等国家和地区的火山，把中国的火山活动同全球火山活动有机地联系起来，进而在火山地质学的基础上，开展了火山学、火山灰学、火山气候学和火山灾害学等领域的研究，探讨火山喷发对气候的影响，提出火山作用与构造气候旋回的新观点；率先在中国开展玛珥湖的研究，把火山活动与气候、环境演变及全球变化密切地联系在一起；把火山学与其它相关学科联系起来，实现多学科的交叉与综合，这正是当今科学研究所追求的方向。刘嘉麒求实创新、善于合作的治学精神和谦虚谨慎、待人以诚的做人品格，颇得侯德封和刘东生两位地质大师的真传。

火山和火山岩是重要的地质体，火山活动是重要的地质现象。关于火山和火山岩的研究一直是地质学中最活跃的研究领域之一。早在 18 世纪，地质学中的“火成论”和“水成论”之争就是由岩浆与火山活动引起的，在水火之争的影响下地质学得到了

发展。本世纪板块学说的建立，引发了地质学的一场新变革；而为确定大陆漂移、海底扩张，进而建立板块学说，火山研究又发挥了重要作用。火山（岩）是地球内部信息和样品的载体，是窥测地球深部信息的窗口，许多地质问题都与火山作用有关。火山活动除了会给自然和社会带来灾害之外，还会给人类创造财富，许多矿产资源、温泉和矿泉资源、地热资源、旅游资源等都与火山（作用）有关，因此刘嘉麒的这本《中国火山》，无论对科学研究还是应用开发都有一定的价值。

据我所知，国外研究火山的机构数以百计，论述火山的著作层出不穷，然而在一本洋洋数万言的论著中，要么对中国火山一字不提，要么轻描淡写，其主要原因是他们对中国火山缺乏了解，而我们中国人自己也缺少这方面的系统研究和报道。如今出版刘嘉麒的《中国火山》一书，对中国火山研究和地质学发展无疑是一个重要贡献，希望他能继续努力，做出更大成绩！

徐克勤

1999.2.8

前　言

火山喷发是最壮观的地质现象，火山作用是唯一能贯穿地幔和大气圈、影响地下到空中的地质作用，许多矿产资源，许多地质问题都与火山作用有关。火山在给自然与社会带来灾祸的同时，也给人类创造许多宝贵财富。当圣海伦斯、皮纳图博等火山咆哮时，整个世界都为之震惊；当富士山、黄石公园等秀丽景色展示在人们面前时，火山又多么令人神往。

中国这样一个大国，有没有火山，是人们常常思考的问题。当年，著名的科学史学家李约瑟博士在《中国科学技术史》中写到："由于中国境内根本没有火山，因此关于火山的一切资料就只能来自中国境外"；后来在同国外同行接触过程中发现他们对中国火山了解甚少，这不能不使中国人，特别是地质工作者感到遗憾。因为中国不仅仅有火山，而且也不少，只是研究得不够，宣传得不多。这使我很早就萌生了写一本《中国火山》一书的念头。恰好我的大学毕业论文和研究生论文都是围绕火成岩和火山岩开展工作的，近些年得到国家自然科学基金委员会等部门的资助和支持而开展了这方面的研究，使我有机会考察了中国乃至全球的许多火山，积累了较多的资料，断断续续地写了一些文章，做了一些总结，但是终未成书。

近年，在刘东生先生的指导和鼓励下，在郭正府博士以及刘强、贺怀宇、张国平、王文远、储国强等研究生的大力帮助下，终于完成了本书手稿，算作本人多年工作的一个阶段性总结，也是对众多地质前辈和同仁们的科研成果学习的心得。在完成此书稿的过程中，涂光炽院士、叶大年院士以及袁宝印、韩家懋等同事给予了许多指导和鼓励；宋云华和周云生帮助编辑、修改了稿件；沈晓东、王津津和陈爱华帮助清绘了全书图件；邵兴亚、胥云、张亚光帮助复照制版；科学出版社在任务繁重的情况下接受出版此书；……，对此，作者一并表示衷心的谢意。

本书的许多成果是在执行研究项目过程中，从相关的研究专题或研究内容获得的，包括：国家自然科学基金委员会重大项目（高分辨率的湖泊古气候记录，编号：49894174）、面上基金项目（昆仑山中段第四纪火山与生态环境研究，编号：4860161；火山灰及火山灰年代学研究，编号：49173176；湖光岩玛珥湖纹层年代学研究，编号：49772173）、中国科学院重大项目（KZ951-A1-402-06：火山活动与气候变化）、国家科学技术部攀登计划预选项目（攀登计划 95-预-40：华南玛珥湖高分辨率气候记录）、国家科学技术部中－比国际合作项目（青藏高原的隆升与火山作用和全球环境变化的关系）、国家地震局重点项目（吉林龙岗地区玛珥湖的时空分布及地质背景）和国土资源部同位素地质开放实验室基金项目（中国东部火山区玛珥湖形成的同位素年代学研究）以及其它项目。在此，对于有关部门的支持和资助表示诚挚的谢意。

借此机会我也要感谢在野外工作时，特别是在艰苦的青藏高原和大兴安岭工作时

给予真诚帮助的同事、朋友、边防战士和当地群众；感谢美国地质调查所 Marven Lanphere 博士、英国开放大学 Peter Francis 博士、德国地球科学中心 J. N. W. Negendank 教授、比利时布鲁塞尔自由大学 P. Pasteels 教授以及骆祥君博士近年来的通力合作；感谢恩师刘东生院士和鄂莫岚教授的指导和教诲，缅怀导师侯德封先生和穆克敏教授。必须指出，由于时间仓促，水平有限，书中谬误一定不少，敬请所有关心本书的同事和读者批评指正。

作者

1999 年 1 月于北京

目　录

序
前言
第一章　概论……（1）
　第一节　火山的概念 ……（1）
　第二节　世界火山分布 ……（2）
　第三节　中国火山概况 ……（5）
　第四节　中国火山研究简史 ……（8）
第二章　中国火山的时空分布与地质特征 ……（13）
　第一节　东北地区新生代火山与火山岩……（13）
　第二节　华北地区新生代火山与火山岩……（28）
　第三节　东南沿海地区新生代火山与火山岩……（32）
　第四节　青藏高原及周边地区新生代火山与火山岩……（42）
第三章　火山岩年代学与火山活动规律 ……（53）
　第一节　火山岩年龄测定……（53）
　第二节　中国新生代火山幕……（60）
　第三节　中国历史时期的火山喷发……（71）
　第四节　中国火山活动与全球火山活动的联系……（75）
第四章　火山岩岩石化学与地球化学特征 ……（78）
　第一节　岩石化学成分与岩石分类……（78）
　第二节　火山岩地球化学特征……（98）
第五章　火山活动的动力机制……（112）
　第一节　大陆裂谷作用与火山活动 ……（112）
　第二节　火山活动与青藏高原隆升的关系 ……（125）
第六章　玛珥湖与古气候记录 ……（127）
　第一节　玛珥的概念、特征及其形成过程 ……（127）
　第二节　玛珥湖与古气候研究 ……（130）
　第三节　中国的玛珥湖 ……（135）
第七章　火山活动与气候变迁……（145）
　第一节　火山喷发对气候的影响 ……（145）
　第二节　火山活动与冰期-间冰期的关系……（166）
第八章　火山资源与灾害……（178）
　第一节　火山资源 ……（178）
　第二节　火山灾害 ……（187）

第三节　中国火山潜在的危险 …… (191)
第四节　火山活动的监测与预报 …… (192)
主要参考文献 …… (194)
图版 …… (220)

第一章　概 论

第一节　火山的概念

提起火山喷发，人们自然想到那是地壳的自我爆炸，是大地的轰鸣和喷火，是岩浆的喷溢与泛滥。火山喷发的过程是地球释放内能的过程，是一种重要的地质作用。处于高温状态（1000℃以上）的地下岩浆和沸腾着的流体沿着一定的通道，有时以爆炸或喷射的形式冲出地表，进入高空，回落到地面堆积成各种形态的地质体，有岩流，有岩丘，有渣堆……；有时岩浆并不剧烈地咆哮和喷射，而是沿着地壳的裂缝“宁静”地溢出，形成岩浆的河，冷凝后成为熔岩流；也有时没有岩浆喷溢，而只有喷射的气体和灰尘。在各种喷发形式中，以中心式喷发较为普遍，喷出物围绕着喷出口堆积形成圆形的山丘，有锥状、盾状及其它形状，就是普通意义上的火山。在地质学中的火山含义，既包括了火山本身的形态与特征，也包括岩浆的成因与运移过程，以及喷发的形式及产物……，这是一个完整的地质系统。

按照火山形成的历史，分为死火山和活火山，以及介于它们之间的休眠火山。所谓死火山，不仅形成久远，而且被证明在可预见的未来不可能再喷发的火山；而活火山就是现在仍在喷发或有历史记载喷发过的火山。各国划定活火山的时限长短不一，比较普遍的界限是将 10000 年来有过喷发活动的火山都称活火山。而在某些多火山的国家（如日本）则把 2000 年来有过喷发活动的火山视为活火山。不同地区，不同火山活动的周期与频率各不相同，有的喷发一次即告终结，不再喷发；有的则连续喷发很多次，且在每次喷发中间还有短暂的间歇，停止一段时间再次喷发。这种在一次喷发之后处于静止，但仍可能喷发，或在两次喷发之间较长时间处于相对静止状态的火山，被称为休眠火山；休眠火山属于活火山的范畴。例如，位于意大利西西里岛东北角的埃特纳（Etna）火山，自公元前 475 年首次记载它的喷发以来，至今已有 2000 多次喷发，几乎从未间断过，即使在休止期间，火山口也冒浓烟，且在夜幕中能见到火光。而美国西部的圣海伦斯火山（Mount St. Helens），据研究，它的最老的火山灰堆积至少在 40000 年前，经过冰期的低潮之后，到 1980 年喷发之前，曾有过九次脉冲活动，这些脉冲活动每次持续时间从 5000 年到少于 100 年。1980 年的大喷发就是在静止了 123 年之后发生的。从 1980 年 3 月 27 日开始喷发，到 1981 年 4 月 11 日停止，其间喷喷停停经历了多次（Tilling et al.，1993）。

“火山”一词的英文名字叫 Volcano，它是由位于地中海利帕里群岛的武尔卡诺火山（Vulcano）音译而来。古代，地中海一带火山活动频繁，开始人们见到火山喷发的情景，以为是什么东西在地下燃烧，并用罗马神话中火神武尔卡（Vulcan）的名字称呼这地下冒火的现象，著名的武尔卡诺（Vulcano）火山也由此得名。尽管火山喷发不是

当初人们所猜测的某种物质在地下燃烧，而是一种地质作用，但以武尔卡诺（Volcano）作为火山的术语却一直延用下来。

在中国历史文献中，提到火山的地方也不罕见，例如在《山海经》的大荒西经中就有“炎火之山”之说；《魏书》西域列传中记有“般悦国火山”；顾祖禹（1624~1680）的《读史方与纪要》中在河曲县下专列“火山”一节，记述为“火山，在县西五里，黄河东岸，山上有孔，以草投孔中，烟焰上发，可熟食。”……类似这样的记载举不胜举。然而，如果说古罗马人把真正的火山现象误认为是某物质在“地下燃烧”，而中国人恰恰相反，往往把地下的物质燃烧（一般都是煤的自燃，也有油气藏的燃烧）误称火山，如上面提到的河曲县“火山”，后经章鸿钊（1924）考证即为煤层自燃，而不是地质意义上的火山。关于中国史料中对于火山记述的真伪，陶世龙（1983）的“火山辨”做了很好的论述，此不赘述。

人们除了把地下物质燃烧误认为火山之外，还有一种被称为“泥火山”的有时也与“火山”混淆。泥火山的活动现象与火山喷发有些类似，即在某些地区的地表或近地表时有大量气体、泥土和岩石碎屑喷出，有时也伴随气体的燃烧而出现火焰，喷出物往往堆积成各种大小不等的平顶锥形台地，通常高不足 10m，直径十几米至几十米，人们将这泥（土）丘称之为泥火山。说是火山，其实不是火山，因为它的发生既无火山通道也与岩浆无关，而往往与油田有关。世界上最大的泥火山出现在里海的巴库油田，中国新疆克拉玛依油田附近的独山子也有泥火山产出。在东欧一些泥火山发育地区，已探明其下有油气藏。关于泥火山的成因目前尚无定论，通常认为是由于地层中有厚层塑性沉积物存在，其中含有大量水和碳氢气体，当这种塑性沉积物受到构造变动或挤压时，就喷出地表形成泥火山。

第二节　世界火山分布

太阳系所有岩石组成的行星都发生过火山作用，但火山活动的时代各有不同，有的已停息几十亿年，如月球；有的则停息时间不长，如火星和金星，那里的火山都很年轻；地球和木星是太阳系中至今仍有火山活动的两颗行星，且地球上的火山活动频繁，木星上则偶尔发生，多数是发生在它的卫星 I_0 上。自 10000 年前以来，地球上保持活动的火山不少于 1343 个，它们至少都有一次喷发，有的喷发数次，数十次；仅过去 2000 年以来记录下来的独立火山喷发就达 5000 多次，而近几十年每年都有 50 多次的喷发。这些火山喷发不只发生在大陆上，也发生在海洋中，即使在 3000~4000m 的深海中，承受 30~40MPa 压力的情况下也有火山喷发发生（Frankel，1996）。占地球表面约 2/3 的大洋底部几乎全为玄武岩，大洋中的许多岛屿就是由水中的火山出露而成，并且随着火山的不断喷发，熔岩不断堆积，岛屿的面积也不断扩大，陆地高度也有增高。如太平洋中的夏威夷群岛、复活节岛，印度洋中的毛里求斯岛、留尼汪岛（照片 2）和大西洋中的圣多美岛和普林西比岛等都是火山形成的。

全球火山多分布在构造板块的边缘（图 1-2-1），2/3 集中在太平洋边缘的“火链”，这个火链从印度尼西亚、菲律宾，向北经日本、库页岛、堪察加半岛，向东经阿留申群岛，至北美、中美和南美洲的西海岸（Chester，1993）；在非洲东部（东非裂谷），印

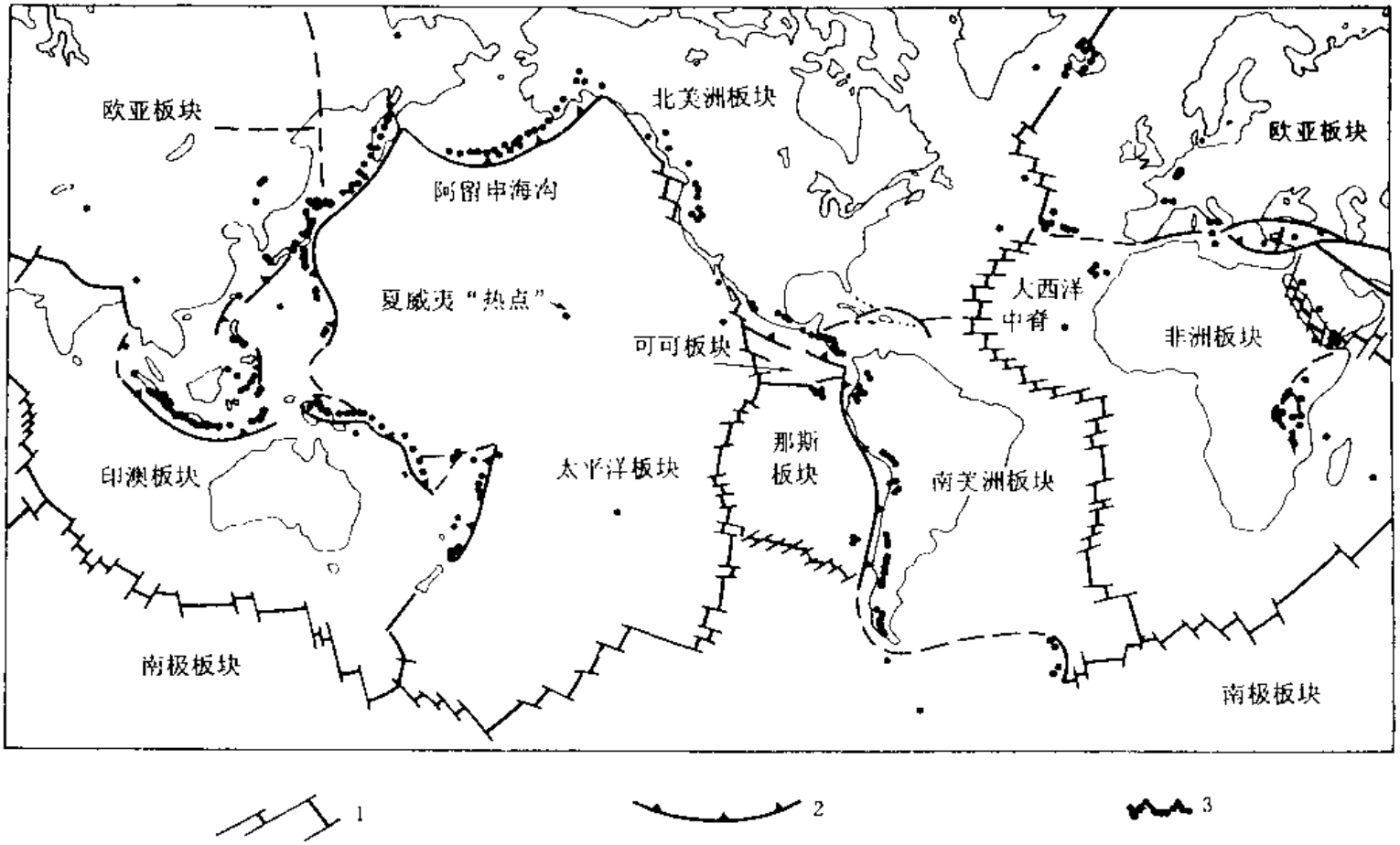

图 1-2-1　世界火山分布

1.洋中脊和转换断层　2.俯冲带　3.火山

度洋中的个别岛屿，地中海沿岸，北冰洋的冰岛和南极洲的欺骗岛等地都有火山活动和产出。主要的火山国家有印度尼西亚、日本、俄罗斯、美国、墨西哥、哥伦比亚、厄瓜多尔、智利、新西兰、肯尼亚、意大利和冰岛；中国、法国、德国等国家也有一些火山。活火山最多的国家是印度尼西亚、日本、美国（Simkin et al.，1981；Simkin，1993）。

印度尼西亚是“千岛之国”，也是“火山之国”。全国有 400 多座火山，其中有 100 多座是活火山。位于松巴哇岛北部的坦博拉火山（Tanbola）于 1815 年的一次大喷发从 4 月 5 日持续到 7 月中旬，是世界上有历史记载的最大一次火山爆发，喷发物达 70Gt，其中 99%为气体和火山灰。火山灰弥漫天空，使方圆 480km 的范围内连续 3 天暗无天日，有 92000 人在这次火山爆发中丧生。1883 年喀拉喀托（Krakatau）火山爆发，有“声震一万里，灰撒三大洋”之势，使当地的火山岛毁灭，50000 人死亡，也是一次规模巨大的火山爆发。

菲律宾的皮纳图博火山（Pinatubo）在沉睡了 500 多年之后于 1991 年 6 月 2 日爆发，持续 10 多小时，火山烟灰冲进 35km 高的大气层，弥漫范围跨越约 500km，火山灰覆盖面积达数千平方公里，最大堆积厚度达 200m，同时喷射出约 17Mt 的 SO_2 进入平流层，形成气溶胶，对气候造成很大影响，这是 20 世纪规模最大的一次火山喷发（Self and Mouginis-Mark，1995；Newhall et al.，1997）。日本陆地面积仅占全球陆地的 1/400，却集中了世界 1/10 的活火山，著名的火山有富士山（Fuji）、浅间山（Asama）（照片 1）、阿苏山（Aso）、樱岛（Sakurajima）和岩手山（Iwate）等。大部分火山喷发物为安山岩，而富士山却为玄武岩。富士山具有典型的火山地貌和火山景观，是天然的火山博物馆；它高 3776m，为日本万山之王；从公元 781 年到 1704 年曾发生过 20 多次喷发，至今已沉睡 290 多年（荒木重雄，1978；彰坚　修，1978）。

意大利是世界上研究火山最早的国家，那里的维苏威（Vesuvio）、埃特纳（Etna）、武尔卡诺（Vulcano）、斯特龙博利（Stromboli）等火山都是世界著名火山。每个火山喷发都代表着一种喷发类型。如维苏威火山于公元 79 年的大喷发，由于喷出大量有害气体，使当时在现场观测该火山喷发的火山学家普里尼（Pliny）中毒身亡，为纪念这位火山研究的先驱，把维苏威这种富含挥发分和硅质火山灰的浅层火山喷发称为普里尼式（Plinian）。埃特纳火山位于西西里岛东北角，火山口海拔 3295m，周长 212km，占地 1570km^2，是欧洲最大的活火山，也是世界上极少见的一直未中断喷发的活火山，从公元前 475 年第一次喷发，至今已喷发 2000 多次；公元 1169 年的一次喷发，熔岩摧毁了卡塔尼亚城。斯特龙博利火山代表了一种典型火山，它的喷发周期短，缓和而有规律，大约 20 分钟到 1 小时喷发一次，连续多年，成为“地中海上的灯塔”。

位于北冰洋的冰岛虽然全岛有 3/4 的地区为现代冰川覆盖，却在 13000km^2 的范围分布着数以百计的火山，是世界上火山密度最大的国家之一，地热资源非常丰富。著名的火山有华纳达尔斯（Hvannadalshnukur）、海克拉（Hekla）、卡特拉（Katla）和拉基（Laki）火山等。由于火山不断喷发，在冰岛周围海域生成新岛的现象时有发生，最典型的是苏特西岛，那是 1963 年 11 月在冰岛南部海域发生的火山喷发，持续两个多月，于次年 1 月底火山高出海面约 150m，面积达 2.8km^2，形成岛屿，称为苏特西岛。

美国的活火山主要分布于阿拉斯加、夏威夷和美国本土西部沿海诸州。在阿拉斯加半岛和阿留申群岛分布着一连串的活火山，总数达 55 个，如 1912 年发生一次大规模

喷发的奥瓦鲁波塔火山（Novarupta），在过去 200 年内有过 30 次喷发的巴甫洛夫火山（Pavlof），1988 年仍在喷发的阿库坦火山（Akutan），以及 1977 年喷发后形成乌金列克（Ukinrek）玛珥湖的乌嘎斯克火山。这些火山与隔白令海相望的千岛群岛火山如阿拉依德火山（2339m）和堪察加半岛上的火山如克柳契夫火山连成一气，构成太平洋北部火山链。夏威夷活火山多集中在夏威夷岛上，其中最著名的是基劳亚（Kilauea）和冒纳罗亚（Mauna Loa）火山，前者在过去的 200 年当中有过 47 次喷发，最后一次喷发从 1983 年开始至今还没有停止，主要喷发玄武质熔岩，火山灰极少。在美国大陆上的活火山沿西部的科迪勒拉山分布，最重要的火山是圣海伦斯火山（Mount St. Helens），它于 1980 年发生大规模的喷发，把山头掀掉 2.8km^3，高度减低 400m，喷出火山灰 1.1km^3。15 分钟后即进入 2400m 的高空，3 天内笼罩整个美国。这次火山活动一直持续到 1996 年（Wright and Pierson，1992；Brantley and Myers，1997）。

拉丁美洲是火山活动非常活跃地区，沿太平洋东岸的科迪勒拉山脉和安第斯山脉有许多火山，构成环太平洋火山链的另一部分。世界上海拔在 5000m 以上的火山大都分布在这里，如墨西哥的奥里萨巴火山（Orizaba，5700m，海拔高度，下同）和波波卡特佩特尔火山（Popocatepetl，5452m），哥伦比亚的普伊斯火山（5400m），厄瓜多尔的科托帕希火山（Cotopaxi，5897m）、卡扬贝火山（5790m）、桑盖火山（5230m）、安蒂萨纳火山（5706m），秘鲁的来斯蒂火山（5822m）和图图帕卡（5815m），智利的奥亚圭（Ollagüe，5870m）和迈波火山（5323m）。拉丁美洲最高的火山是智利的圣佩德罗（San Pedro，6159m），它位于智利北端与玻利维亚、阿根廷交界处。南美的主峰阿空加瓜峰（Aconcagua，6960m）处于智利首都圣地亚哥北侧的阿根廷境内，它是座死火山。除上述高海拔的火山外，本地区还有一些虽然不很高，却很重要的火山，如哥伦比亚的普拉塞火山（4646m），危地马拉的塔胡穆尔科火山（4220m），它是中美洲的主峰。萨尔瓦多也是个“火山之国”，主要有圣安娜火山和伊萨尔科火山。巴拿马的奇里基火山是该国最高峰（3475m）。

非洲的火山主要沿东非裂谷分布，位于坦桑尼亚和肯尼亚边境的乞力马扎罗山（5895m）和梅鲁山（4566m）都是火山，前者是非洲第一高峰；肯尼亚的主峰巴蒂安山（5199m）是座死火山锥，而在其北部的泰来基火山（646m）和基伍湖北端的卡里辛比火山（450m）都是活火山。除东非裂谷之外，在西非的喀麦隆和大西洋中的一些岛屿也有活火山，佛得角的 18 个岛屿几乎全为火山岛，福古火山（2829m）是其中的活火山。

除了上述火山，在南大洋和南极洲也有火山，如新西兰北岛的塔拉韦拉火山、鲁阿佩胡火山以及罗斯岛上的埃里伯斯火山。可见无论是陆地还是海洋，也无论是热带还是两极，到处都有火山分布（图 1-2-1）。

第三节　中国火山概况

中国虽然缺少现代火山喷发，但新生代的火山活动频频发生，一直没有停息，从中新世到更新世的 2000 多万年的地质时期，中国也是多火山国家。那时中国的火山喷发，尤其是东北地区，并不亚于日本。在中国也有广泛的火山和火山岩分布，按照地理

位置，可划分为两大区域：一是沿我国东部大陆边缘，形成数以百计的火山群和火山锥，成为环太平洋火山链的一部分；另一是位于青藏高原及周边地区的火山群。在东部的火山群有黑龙江省的五大连池、科洛、诺敏、镜泊湖，吉林省的长白山、龙岗、伊通、双辽，辽宁省的宽甸，内蒙古的哈拉哈、达来诺尔、集宁、汉诺坝，山西省的大同，山东省的蓬莱、临沂，江苏省的六合，安徽省的嘉山，福建省的明溪，台湾省的大屯、基隆及周围海域，广东省的雷州半岛，海南省的琼北和云南省的腾冲；青藏高原的火山群主要包括阿什库勒、黑石北湖、泉水沟、大红柳滩、康西瓦、可可西里、强巴欠、涌波错（湖）、木孜塔格、雄鹰台、鲸鱼湖、多格错仁、巴毛穷宗、狮泉河和礼县等（图 1-3-1）。

以东北地区为例，从白垩纪晚期到现代大体可划分出 10 个火山幕，高峰期在中新世中期和第四纪。它们受东北大陆裂谷系的控制，从裂谷中央向西侧呈递迭式发展，中间老，两侧新，越是向外（尤其是向大陆边缘一侧）火山活动的时代越新。古近纪（老第三纪）[1]火山活动多发生在东北大陆裂谷系中央，分布在松辽盆地、下辽河拗陷、渤海湾和华北平原，除松辽盆地南端双辽一带的七星山火山有较好的火山锥，其它地区的火山熔岩多与沉积物互层，埋藏在平原和海底之下，年龄介于 24.7~74.7Ma，这一时期的火山活动以弱碱性玄武岩及拉斑玄武岩岩浆溢流为主。新近纪火山活动异常活跃，中新世中、晚期（16~7Ma），无论是东部大陆边缘还是青藏高原，几乎所有火山群都有，尤其是沿郯庐断裂及其东北延伸的伊通-依兰断裂更为强烈，东北尚志、伊通，华北赤峰、达来诺尔、汉诺坝，山东山旺，江苏六合山，福建牛头山，广东雷州半岛等处的一些火山均在这个时期形成，岩石是碱性和强碱性的，含丰富的超镁铁质岩包体。青藏高原可可西里等地的大部分火山也是此时形成，岩性为超钾质火山岩。

新近纪到第四纪初，火山活动一度消沉。从早更新世中期起，火山活动再度活跃，至中更新世出现新的高潮，科洛、五大连池、龙岗、大同、明溪、大屯、基隆、雷琼、腾冲、阿什库勒等火山群在此时期都有大规模的火山喷发，高大的长白山火山也主要是在这个时期形成的。

到了全新世，上述许多地区的火山活动仍在继续着。虽然缺少现代火山喷发，但有历史记载的火山喷发也有多处，如五大连池、长白山、台湾、腾冲、西昆仑等地区在近 400 年间都有过火山喷发。长白山仅目前查到的历史记录就有三次以上，最近的一次发生在 1903 年；西昆仑阿什火山的最近一次喷发发生在 1951 年 5 月 27 日，这是已发现的最新火山喷发。它们均属于活火山，只是现时处于休眠状态。

中国的火山活动多呈中心式喷发，形成截顶圆锥状的火山锥，锥体普遍较小，锥体直径 400~1000m，相对高度 70~220m，由熔岩、浮岩及火山碎屑物组成。熔岩在火山周围或溢出口方向上形成由近及远、由厚变薄的舌形、扇形熔岩台地。有一些火山是裂隙式喷溢，其岩浆往往沿河谷或平原形成熔岩席或熔岩被。当熔岩体堵塞河流时，便形成堰塞湖，镜泊湖是中国最大的堰塞湖。长白山火山是中国最大的层状复式火山，由多次喷发而筑成。可可西里地区的火山喷发类似于夏威夷式，那里缺少形态明显的火山

[1] 本书的地层时代划分以国际地质科学联合会（IUGS）地层专业委员会 1998 年公布的地层年表为依据。新地层年表将原来的早第三纪改为 Paleogene，代号为 P，中文译为古近纪，包括古新世（P_1）、始新世（P_2）和渐新世（P_3）；原来的晚第三纪仍为 Neogene，代号为 N，中文译为新近纪，包括中新世（N_1）和上新世（N_2）。第四纪未变，但改为二分，即更新世（Q_1）和全新世（Q_2），这与中国以往的四分有较大变动。

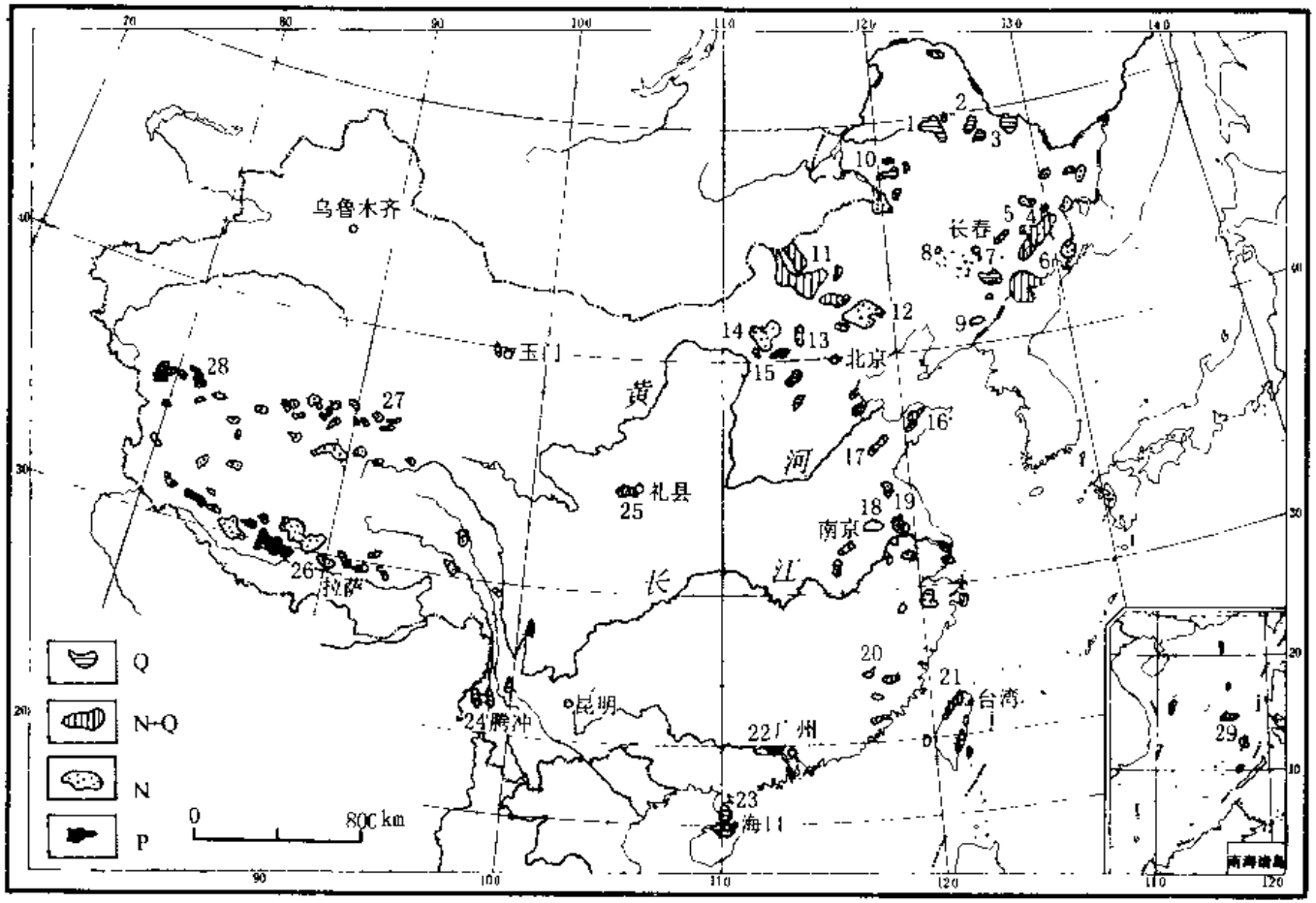

图 1-3-1　中国火山（岩）分布图

1.诺敏　2.科洛　3.五大连池　4.镜泊湖　5.伊通　6.长白山　7.龙岗　8.双辽　9.宽甸　10.哈拉哈　11.达来诺尔　12.围场　13.汉诺坝　14.集宁　15.大同　16.蓬莱　17.临朐　18.嘉山　19.六合　20.明溪　21.台湾　22.一水　23.雷琼　24.腾冲　25.礼县　26.冈底斯　27.可可西里　28.西昆仑　29.南海

锥，在广阔的熔岩台地中有许多低于地表的锅状火山口，熔岩体则围绕着火山口分布（照片 19），显示多中心喷发的特点。

中国新生代火山岩绝大部分为玄武岩，特别是碱性玄武岩占优势，拉斑玄武岩较少。岩石普遍含碱高，且富钾；碱性玄武岩普遍含有超镁铁质岩包体，其中，尖晶石二辉橄榄岩最多，也有辉石岩、橄榄岩和石榴二辉橄榄岩等地幔岩类。除玄武岩外，在长白山还分布着大量粗面岩、碱流岩，在腾冲有安山岩和粗安岩，青藏高原北部的火山岩为富钾粗安岩，也称超钾质火山岩。上述火山岩几乎都富含轻稀土元素，且稀土元素含量与碱含量成正相关，为明显的轻稀土富集型分馏模式，仅长白山粗面岩出现 Eu 亏损。东部地区玄武岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值一般为 0.705~0.706，$^{143}Nd/^{144}Nd$ 值为 0.512334~0.512994，ε_{Nd} 值为-5.9~+7.0，这些岩石主要是幔源成因的；而长白山的粗面岩和腾冲的火山岩则有更高的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值，分别为 0.705138~0.710387 和 0.705775~0.714372；青藏高原超钾火山岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值则为 0.708820~0.710540，显示出碰撞带后期岩浆活动的特点。

第四节　中国火山研究简史

中国地域辽阔，火山广布，很久以前就引起国内外的关注。根据研究的内容和深度大体可分三个阶段，即火山地理、地质调查阶段，火山基础地质研究阶段和火山综合研究阶段。

中国火山的地理、地质调查从 16 世纪就已开始，直到 20 世纪中叶。不同的学者考察的地域和目的各有不同，多数学者以研究地理分布、地貌形态、地质产状、岩石类型为主。在东北地区早期进行火山考察的主要是俄国人和日本人，也有法国人和中国人。俄国人 Wasillief 在 1855 年就报道了五大连池火山；接着克洛波特金于 1865 年穿过大兴安岭抵达甘河、诺敏河一带，对那里的火山进行考察（中国科学院黑龙江流域综合考察队，1963）；另一名俄国人阿涅尔特于本世纪 20 年代末到 30 年代初，在黑龙江省东北部和长白山做过一些工作，在长白山发现了炭化木。外国人来东北做工作最多的是日本人。他们当中，小藤文次郎于 1912 年发现了辽宁省草市的玄武岩；德田贞一于 1921 年对黑龙江省穆棱一带的玄武岩台地做了考察；田中秀作（1924）、神津淑祜（1922，1927）、川崎繁太郎（1926）、山成不二磨（1927）、渡边五男（1933）和浅野五郎（1935）等先后对长白山等火山进行了地质考察，把天池周围的碱性流纹岩和粗面岩命名为“白头岩”，认为玄武岩喷发于上新世，白头岩形成于上新世乃至现代，并把这里的火山活动同邻区做了对比；佐藤舍一（1933）考察了河北围场、辽宁凌源等地，指出该处玄武岩为橄榄拉长粗安质玄武岩。在日本人当中做工作最多的是小仓　勉，他从 1935 年到 1947 年间先后对五大连池、长白山等火山进行了野外地质考察，写出五大连池、二克山、七星山、龙湾等四份火山地质调查报告以及“满洲火山的形态”等十余篇文章，较详细地记述了东北地区一些主要火山的形态，地质环境、岩石类型及部分岩石的化学成分等情况，发现五大连池的碱性玄武岩含白榴石和较多的歪长石，将其称为“石龙岩”。小仓　勉（1940）记述：“龙岗火山为位于横跨金川、蒙江（现吉林省靖宇）由一英人介绍而闻名于世的”。这是记载英国人在东北进行地质工作的唯一报道，可是这个英国人是谁，做了什么工作？小仓　勉未做交待，也难以考证。

与日本人工作同时，法国人 Lacroix（1929）报道了内蒙古、东北等地的玄武岩多属硅酸饱和的中长玄武岩，伴随有硅酸不饱和的玻基辉橄岩、似碧玄岩、霞石玄武岩（满洲岩）等，并指出穆棱一带的玄武岩特别富钾质（其实并不然，真正富钾质的玄武岩不在穆棱）。德日进（Teilhard de Charhin）于 1925~1926 年考察并发现了内蒙古达来诺尔火山群。他在“中国较新火成岩分布图说”中，按照分布地区、地质产状和喷发时代记述了中国新生代玄武岩的产出情况，指出白头山为中国东部仅见的新生代酸性喷出岩区域（德日进，1937）。

德日进还与杨钟健于 1929 年对山西第四纪地质进行过考察。考察中他们注意了火山群的存在，记述到“山西桑干河盆地北部边沿有一系列保存良好的被黄土覆盖的火山（至少九个）。火山熔岩直覆于三门系之上”（德日进和杨钟健，1931）。当时认为三门系为下更新统，则火山岩应晚于下更新统。1931 年美国地质学家巴尔博（Barbour）等也对大同火山做过短期考察，并于次年发表了一篇题为“桑干河的更新统火山”的文章，记述了大同火山的地质特征。尹赞勋（1932）在前人工作基础上对大同火山做了较详细的研究，对火山区的地理、地层、基底和三门系的岩性做了较详细的描述，发现黄土中夹有火山砾，划分了火山喷发物的类型，确定了火山活动时代。尹赞勋（1937）记述了东北地区 18 个火山和火山群的分布和构造类型，绘制了黑龙江镜泊湖地区的地形地质图，详细地填绘了玄武岩的分布。与尹赞勋工作的同时，杨傑（1935）也发表了类似文章，文中除包括五大连池等地的火山资料外，还增添了大同和井陉等地的火山资料。

与中国北方的火山考察相对应，南方的考察也已展开。其先驱者当首推明代著名地理学家徐弘祖（徐霞客）。他在洋洋数万言的“徐霞客游记”中记述了我国许多地方的山川景致、风土人情，其中也不乏对火山的考察，凡涉及云南腾冲火山之事，无不引经据典回顾徐老先生的考察记录，他于公元 1639 年（明代崇祯 12 年）4 月到过那里，在“滇游日记九”中描述了腾冲的火山分布情况：“巅塘关南越大谷，西南绕古勇关北，分支东突者为尖山，南突者为马鞍山。又分支南下者为主峰，又南为打鼓尖，又南尽于龙关台；其马鞍山正支东度者，一起为笔峰，又起为茏苁。于是南环为赤土，为乱箭哨过脊，又南为半个山，而西北环来凤而结州治，此所谓回龙顾祖也”。对于打鹰山的描述更是细腻翔实，书中写道：“据土人言其上多鹰，旧志名为集鹰山，而土音又伪为打鹰云。其山脉自冠子坪南耸，从顶上分二岐，一峙西南，一峙东北。二峰之支，如抱臂前环，西南下者，当壑右而伏过中，复起小阜而为中案，南坠而下，复起一峰为前案；东北下者，当壑左而伏结为东洼之钥。两峰坳处，正其环窝处，前蹲一峰当窝中，其脉复自东北峰降而中度，宛如一珠之托盘中；其前复起两小阜，如二乳之列于胸。……两乳之前，左右俱有洼中坳，中峰之后，左右亦有峡中局，其脉若甚平，而一起一伏隐然可寻。”“土人言，三十年前，其上皆大木巨竹，蒙蔽无隙，中有龙潭四，深莫能测，足声至，则涌波而起，人莫敢近。后有牧羊者，一雷而震毙羊五六百及牧者数人，连日夜火，大树深篁，燎无子遗，而潭亦成陆。今山下有出水之穴，俱从山根分逗云。山顶

之石，色赭而质轻浮，状如蜂房，为浮沫结成者，虽大至合抱，而两指可携，然其质仍坚，真劫灰之余也"。后人正是据此记录景观，推测打鹰山在徐考察之前30年，即1609年喷发过。

在徐霞客之后，Anderson（1871，1876）、Loczy 和 Ludwing（1893）以及印度地调所的 Brown（1913）先后到腾冲考察，证实火山的存在。张忠胤（Chang，1948）详细研究了腾冲火山地貌，并绘制了地貌图。中外科学工作者还对其它地区的火山做了调查研究，这在章鸿钊 1924 年发表的《火山》一书中有所反映。该书是中国最早系统介绍火山概念、火山分布和地质特征、火山成因以及与火山有关的温泉等情况的一部科学著作。书中概要记述了中外学者对中国火山的考察情况，指出"翁文灏氏曾在丰镇凉城和林格尔归绥中间，察见玄武岩厚层平铺于片麻岩高原之上，上部还有多孔的浮石，显示曾经迸出的。""安特生氏曾在张家口北汉诺坝地方见玄武岩流中间夹入粘土质页岩，中有第三纪植物化石，那个迸出时代也就明了了。奉天抚顺煤矿中也有玄武岩流，和第三纪的水成岩交错成层，自然还是同时代的活动作用。""李希德霍芬氏又曾在山东青州和登州（今蓬莱县）地方发现岩浆状和火山圆锥状的玄武岩""丁文江氏曾在井陉雪花山见玄武岩与黄土接触处，黄土被炙成砖状，好像活动的经过，有一部分已经在黄土造成时代以后了。""再从中国北方转到南方南京东北长江北岸，像方山、红山、灵岩山、双女山、大铜山、小铜山、瓜埠山、马头山、怡山等，顶上都盖着玄武岩流，从前李希德霍芬氏便给它一个"南京火山"的名称"。后来 Anderson 对南京火山进一步研究，指出那些玄武岩丘除去方山大都为平台状，除去玄武岩流还有火山砂砾、熔岩石弹和成层的凝灰岩等。在"南京火山"北部，处于苏皖交界的女山火山群是由李捷和张文佑（1937）最初报道的，李承山（1929）则对海南岛北部的火山最早做过调查，当时发现临高、琼山一带有8个火山锥，并对雷虎岭、马鞍山等火山机构形态做了描述。

青藏高原由于其特殊的地理位置和艰苦的环境，对于火山活动的调查研究开始得比较晚，工作进展的程度也比较低。Sven Hedin 在 1899~1908 年曾三次进藏，在东经 85°~90°30′，北纬 35°~36°31′地域（即东昆仑和可可西里地区）发现有火山岩分布，命名为凝灰岩。1913 年德国动物学家 Zugmayer 在克里雅河上游发现两火山，经 Leuchs 鉴定其岩石为玄武岩；前苏联学者西尼村在 1954 年报道了 1951 年西昆仑阿什库勒火山的喷发，并与中国同事填制了 1:100 万地质图。直到 1976 年赵铭钰才进一步证实西昆仑阿什库勒火山的存在。

纵观中国火山的调查史，在新中国成立之前，即 20 世纪中叶以前，处于零星的调查阶段，而从 20 世纪 50 年代起，新中国的地质工作者在全国范围内开展了全面的地质调查，大多数地区填制了 1:20 万地质图和更大比例尺的地形图，这才使中国的地质工作走上正规的轨道，火山研究也得到发展和提高，并从地理地质调查阶段步入基础地质研究阶段。这一阶段从 50 年代中期持续到 80 年代后期，其研究的内容包括火山的地质背景，时空分布，矿物学、岩石学、地球化学特征以及火山形成动力机制。其代表性工作包括：赵宗溥（1956）对中国东部新生代玄武岩类岩石化学的研究，其中收集了大量

岩石化学数据，论述了中国新生代玄武岩的岩石化学特征，指出中国新生代玄武岩比全球玄武岩碱性强、钾含量高，且从大陆边缘向内陆有增强趋势。列别金斯基（1958）的《大同火山群》专著，是对一个局部火山的地貌、地质、构造、矿物、岩石等方面进行综合研究的代表作，并把这一研究同世界其它地区的火山进行对比，把中国火山同邻区火山联系起来。邓晋福等（1980）、路凤香等（1981，1983）、鄂莫岚等（1982，1983），在火山岩的矿物学、岩石学研究基础上，开拓了深源包体的研究领域，通过对超镁铁质岩和巨晶的岩石物理化学分析，推算岩浆的生成温度、压力和形成深度，促进了成因岩石学和地幔岩的研究，为探讨岩浆的形成和演化、岩石圈的形成和演化开辟了新的途径。

吴利仁等（1984，1985）和邱家骧等（1986a、b，1988，1991）对中国东部新生代火山的岩石化学做了大量工作，并对火山岩的分类提出一些新的见解。对青藏高原新生代火山岩研究比较早和比较多的当数邓万明，他考察了那里的大部分火山，并系统地进行了岩石化学分析研究，在此基础上探讨了火山形成机制（邓万明，1978，1989，1991，1993，1995）。

我国新生代火山的年代学和地球化学研究是我国在建立了同位素地质实验室之后于60年代末逐渐展开的。陈文寄等（1986，1992b）详细研究了大同火山的生成时代，并系统测定了来自下辽河等地玄武岩的年龄（陈文寄等，1992c），岁修泉和陈启桐（1990）对内蒙古集宁等地玄武岩的时代进行了研究，陈道公等（1985，1988，1992）、王慧芬等（1985，1988）、朱铭等（1985）和陈文寄等（1992a）测定了山东及东南沿海地区大部分火山岩的年龄；穆治国等（1987，1992）为腾冲和科洛火山群的火山岩测定了大量年龄数据；刘嘉麒和王松山（1982）、刘嘉麒[1]（1983，1987，1988）系统地测定东北地区新生代火山岩的年龄，并建立了10个火山幕；青藏高原火山岩的年龄测定主要由许荣华等（Xu et al.，1985；许荣华等，1990）、Coulon等（1986）、刘嘉麒（1989a）、刘嘉麒和买买提依明（1990）、丁林等（1995）和张连生和钟大赉（1996）分别完成。

火山岩的地球化学特征是围绕稀土元素和Rb、Sr、Sm、Nd和Pb同位素等的测试分析进行的。周新华和Armstrong（1982）、朱炳泉等（1983，1988，1989，1991，1992）、陈道公等（1985，1986，1988a、b，1990，1992）、解广轰等（1988，1989a、b、c，1992）、刘从强等（1989，1992，1993）做了大量工作。在此基础上人们对火山的形成机制、岩石圈的性状及形成演化进行了较深入的探讨。

应该说，中国的火山研究，在相当长的时间内，大量的、广泛的工作都集中在火山和火山岩的地质、地球化学工作方面；也许是因为中国缺少现代火山喷发，而长期忽视火山学和火山气候学的研究。直到近十年来，才开始重视火山的综合研究，即把火山地质学、火山学、气候学、环境学等联系在一起，探讨火山活动的动力学机制，探讨火山的灾害和利用，探讨火山喷发对气候环境的影响，使火山研究进入一个新阶段。刘若新等（1996，1998）以长白山火山为重点，恢复了历史上最大一次火山喷发所造成的影

[1] 刘嘉麒，1985，论中国东北新生代火山活动与大陆裂谷系——火山岩地质年代学与地球化学方面证据，中国科学院地质研究所博士学位论文。

响，并对现时火山潜在的危险进行观测和监测；郭正府和刘嘉麒（1997，1998）则在估算火山喷发的强度、高度和分析火山灰物质组成的基础上，探讨火山活动对气候的影响；刘嘉麒与郭正府（1998）提出火山作用与构造气候旋回的新观点，指出火山喷发虽然在短时间内会促进气候变冷，但从长时间尺度来看，火山活动却很少发生在冰期，而是发生在间冰期；他们还在中国首先开展了玛珥湖的研究，把火山口湖的沉积物记录同古气候环境变化紧密结合在一起。

第二章　中国火山的时空分布与地质特征

第一节　东北地区新生代火山与火山岩

1　区域地质背景

东北地区由两个传统的大地构造单元——褶皱区和地台区组成。褶皱区包括由几个不同时代隆起和拗陷组成的吉黑褶皱系，早三叠世结束地槽活动的内蒙古大兴安岭华力西褶皱系，主要由石炭、二叠系组成的延边优地槽褶皱系和额尔古纳褶皱系，中侏罗世晚期结束地槽沉积的那丹哈达优地槽褶皱带，以及奠基于兴凯褶皱基底之上的上黑龙江早燕山冒地槽褶皱带（图 2-1-1）。

这些构造单元在未发生褶皱之前，均接受了大量地槽型沉积，尤以本区最北部的上黑龙江早燕山冒地槽沉积厚度大，砂页岩厚度达 10000m。地台区处于本区的南部，为中朝准地台的东北部分，包括胶辽台隆，燕山台褶带，内蒙古地轴和山西断隆的北端（任纪舜等，1980），是迄今所知的中国最古老的地块，从河北迁西到辽宁鞍山、清原，吉林桦甸出露大面积太古宙和元古宙地层，在此基底上有地台型的海相和陆相沉积。

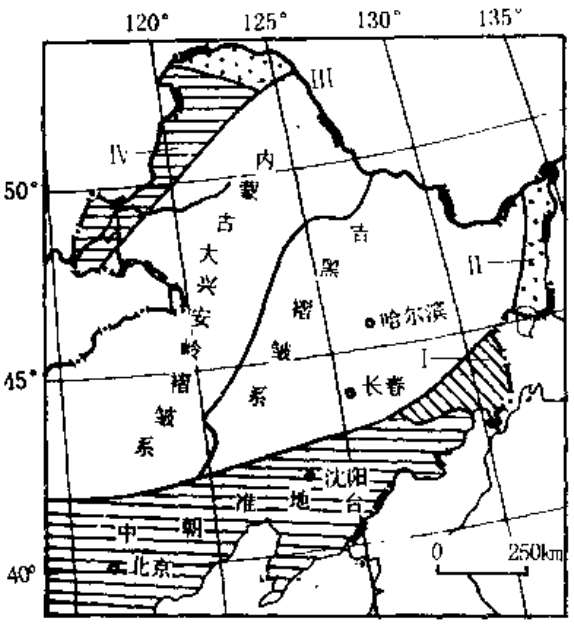

图 2-1-1　东北大地构造分区图

（据任纪舜等，1980）

Ⅰ. 延边燕山褶皱系　Ⅱ. 那丹哈达优地槽褶皱系
Ⅲ. 上黑龙江冒地槽褶皱带　Ⅳ. 额尔古纳褶皱系

上述两个大地构造单元，在中生代以前是两个性质截然不同的地质发展区。可是自约 190Ma 前太平洋板块生成，并向北西方向迁移（Hilde et al.，1977），形势发生了明显转变，板块运动逐渐成了东北地区乃至整个亚洲东部大陆边缘地质发展的主宰，伴随板块俯冲作用而发展起来的印支运动，尤其是燕山运动使已经稳定了的东北大陆重新活动起来，它们打破了原来的构造格局，开始了滨太平洋构造域的发展阶段（黄汲清等，1977），在不同的地质背景上，出现了新的、统一的、方向（NE）近于一致的地质构造格局。前期，大约从晚三叠世到早白垩世，在强烈的挤压力作用下，产生花岗岩和钙碱性火山岩。后来，约在晚白垩世，由于

库拉-太平洋板块中脊的扩张作用，引起松辽盆地和一系列邻近相关断裂带的生成或复活，此时它们还不完全具有大陆裂谷的特性，但随着板块运动和弧后扩张的进一步发展，这些盆地和断裂带逐渐发育成地堑和裂谷。在东北已被确认的地堑和裂谷有：松辽地堑（童崇光，1980；杨继良，1983）、下辽河裂谷（陈昌明和黄家宽，1983；许志琴，1984）、伊通-依兰裂谷（张宝政和刘玉海，1982；赵文峰，1984；程学儒，1984）和抚顺-密山裂谷（董南庭和吴水波，1982；李东津和车仁顺，1982），它们统称东北大陆裂谷，并向北延伸至西伯利亚远东地区，向西越渤海，与华北拗陷、郯庐裂谷相连结，构成东亚大陆裂谷系（刘嘉麒，1989b）。自白垩纪末期开始，在这个大陆裂谷系中沿着裂谷（地堑）及其邻近的断裂带，有规模较大的基性岩浆喷发，成为中国境内新生代火山活动最发育的地区之一（图 2-1-2）。

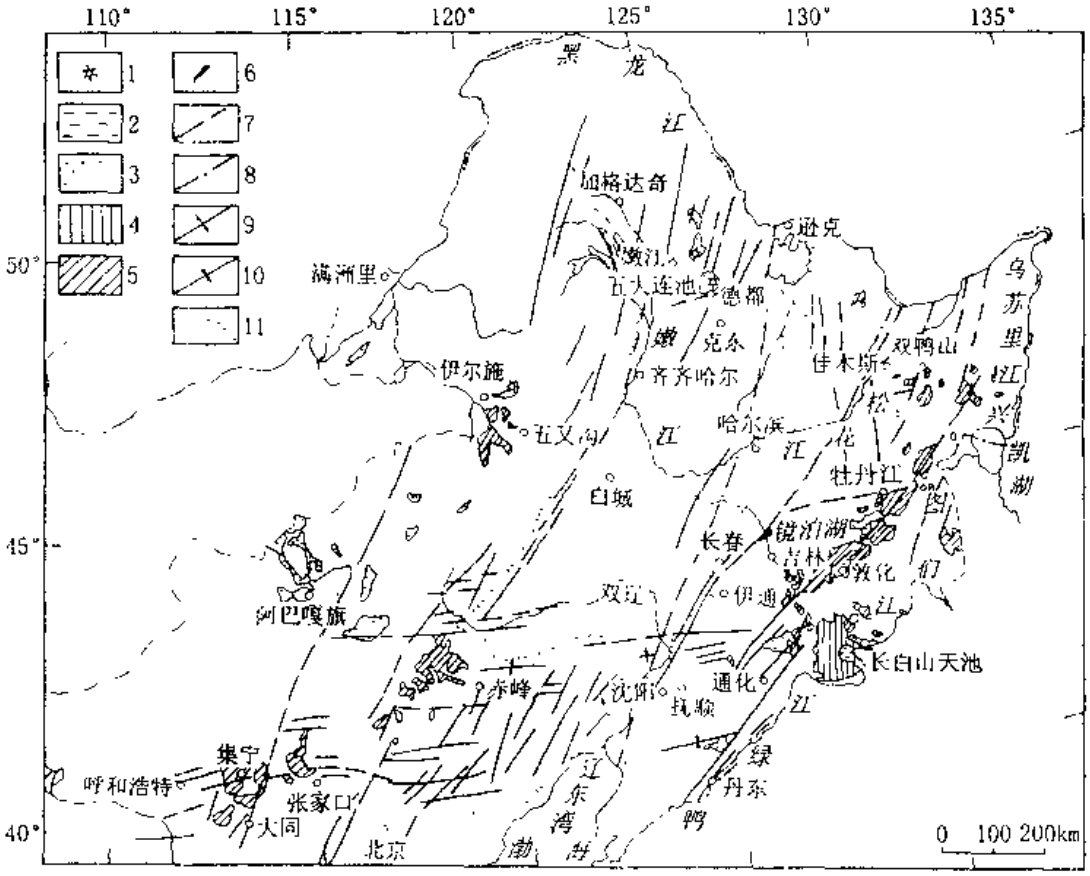

图 2-1-2 东北地区新生代火山岩分布与构造体系图

1.全新世或晚更新世仍有喷发的火山口 2.第四纪粗面岩、碱流岩、浮岩 3.更新世玄武岩 4.上新世玄武岩 5.中新世玄武岩 6.古近纪玄武岩 7.主要断裂 8.隐伏断裂 9.复式背斜轴 10.复式向斜轴 11.松辽地堑边界

2 火山及火山岩分区

东北地区（包括内蒙古的东北部），新生代火山岩出露面积约 50000km^2，火山数目达 690 个，其中一些主要火山列于表 2-1-1 中。这些火山和火山岩沿着北东向的构造体系分布，相对于松辽地堑和长白山、大兴安岭两个隆起区，大体分为如下三个区（图 2-1-2），即松辽区、长白山区和大兴安岭区。

2.1 松辽火山区

包括位于松辽地堑南部古近纪（早第三纪）的大屯火山群、双辽火山群、下辽河火山群以及位于松辽地堑北部的逊克、科洛和五大连池等第四纪火山群。

该区处于东北的中间，以松辽地堑（包括下辽河裂谷）为基本轮廓，火山和火山岩出露较少。在地堑的中、南部，仅出现在长春市南郊大屯及双辽一带，构成了大屯及双辽火山群。大屯火山群位于长春市南大屯、范家屯一带，由富峰山、小南山、平顶山和尖山子四座火山组成，它们座落于伊通河支流新开河的第一级阶地之上，沿松辽地堑呈北东向近条带状展布，几座火山均呈孤立的锥形山丘产出，出露面积较小，形态较规则，并且保存完好，主要由拉斑玄武岩组成（表 2-1-1）。在火山喷发的火山角砾岩中见有白垩纪的砂岩角砾，火山岩常被黄土状粘土覆盖（谢宇平等，1993）。刘嘉麒（1987）测得富峰山拉斑玄武岩的年龄为 82.5Ma（表 2-1-2），平顶山玄武岩的年龄为 73.5Ma，王慧芬等（1988）获得富峰山碱性玄武岩的年龄为 83.5~83.9Ma。这是本书所讨论的火山（岩）中最老的一组，虽然它们的年龄超过新生代，但火山地质特征都与新生代相关联。

双辽火山群位于吉林双辽地区，那里的李字图山、敖宝山、玻璃山、大哈拉巴山、小哈拉巴山、大吐尔其山、小吐尔其山七座盾状火山犹如北斗七星座落在松辽地堑之南端，俗称七星山。岩石主要由碱性玄武岩组成，柱状节理发育，普遍含有尖晶石二辉橄榄岩等超镁铁质岩包体，包体直径 5~10cm，最大可达 30cm（余扬，1987），是我国罕见的古近纪玄武岩中含有超镁铁质岩包体的火山区。由于七星山周围几乎全部被古近纪—第四纪沉积物所覆盖，很难确定火山形成时代。吉林省区测队曾将其归为古近纪—新近纪，王雨灼和孙建中（1980）认为整个七星山的喷发时代与长春附近的富峰山相近（古新世），刘嘉麒（1987）根据 K-Ar 年龄确定双辽火山群的形成时代为古近纪。

地震勘探和钻孔资料表明：在平原下部的沉积物中尚有玄武岩夹层，以下辽河所见为多，那里中心地区的玄武岩以溢流相为主，呈面状分布；而边缘地区则出现爆发相，火山岩呈不规则状分布。其火山活动主要发生在古近纪（65~24.7Ma），分为三期，早期发生在古近纪早期（65~44.1Ma），火山活动延续时间最长、火山岩厚度最大（目前揭露的最大厚度为 1024m，地震解释厚度>1500m）；中期火山活动发生在古近纪中期（42.4~39.5Ma），与早期相比，其强度明显减弱，火山岩主要分布于盆地东部凹陷，范围小，多位于早期火山岩之两侧，单层玄武岩最厚达 50m，一般为 10~30m，累积厚度达 670m；晚期火山活动发生在新近纪晚期（38.4~24.7Ma），火山活动较中期又有所增强，火山岩主要分布在东部凹陷之南北两侧及西部凹陷的南端，大民屯凹陷也有少量此期玄武岩产出，单层厚度可达 100m 以上，揭露的最大累积厚度可达 1065m。进入新近纪以后，下辽河盆地的火山活动基本停止（陈文寄等，1992c）。

在松辽地堑的北端则是另一种情景，那里分布着几个第四纪火山群。逊克南面，以布参山和华尔都康山两座典型火山为喷发中心，同周围九个火山构成逊克火山群，这些火山喷出大量硅、碱含量都高的拉斑玄武岩熔岩，沿着沾河、卜达敏河、库尔滨河等河谷呈带状分布，形成约 2700km^2 的熔岩台地，不整合于中–上新世的孙吴组之上，其中一个拉斑玄武岩的 K-Ar 年龄为 1.33Ma，为早更新世（刘若新等，1992a）。火山岩出

表 2-1-1　东北地区主要火山一览表

火山名称	东经	北纬	地理位置	时代	高度（m）		火山口（锥）形态	概　况	属火山群	伴生火山锥数
					海拔	相对				
白头山	128°03′	42°00′	吉林安图中朝边境	1702	2743	900	近圆形巨大破火山口——天池，水域9.82km²，深373m	中国最大休眠火山，由碱性粗面岩组成，座落在玄武岩台地上	长白山	110±
黄椅山	124°04′	40°44′	辽宁宽甸城西4km	Q_1^1	513	200	椅状有豁口500m×300m	由碱性玄武岩组成，含尖晶石、石榴石辉橄榄岩包体	宽甸	19
恒道山	126°09′	42°19′	吉林辉南哈碰子河上游	Q_2	474	74	东西两山并立，火山口呈鞍状	溢出的碱性玄武岩流充填哈碰子河谷	龙岗	164
大椅山	126°01′	42°24′	辉南大椅子山	Q_1^1	604	200	椅状火山口，长550m，深135m	碱性玄武岩熔岩、火山渣，含辉橄榄岩包体	龙岗	
磨盘	126°02′	42°22′	辉南黄泥岗南	Q_1^1	750	200	破火山口，长1150m，深200m	碱性玄武岩熔岩、火山渣，含大量包体	龙岗	
大龙湾	126°02′	42°20′	辉南金川	Q_1^2	749	120	近圆形火山口湖　1150m×800m，水深88.5m	火口壁由火山碎屑熔岩、火山渣、弹组成，夹大量包体	龙岗	
鹅头山	125°04′	43°02′	辽源于家街东山	N_1^2	364	60	双顶火山锥	碧玄岩含包体	辽源	7
大孤山	125°07′	43°18′	伊通大孤山	N_1^{2-3}	430	180	有东西两山，西山大，呈平顶方形火山锥	碱性玄武岩，东山含包体较多，西山柱状节理好	伊通	11
莫里青	125°08′	43°25′	伊通莫里青	N_1^2	357	117	圆锥形无火山口	碧玄岩含包体	伊通	
西尖山	125°01′	43°22′	伊通西尖山	N_1^1	360	110	近圆形火山锥	粗玄岩，具非常典型的六棱柱状节理	伊通	
高峰山	125°08′	43°46′	长春市大屯	K_2	284	50	斤形，已被开掘	东北最老火山之一，紫色气孔状拉斑玄武岩	伊通	
李宁阁山	123°03′	43°33′	吉林郑家屯北东3km	P_1	195	150	近圆形火山锥	富橄榄玄岩，含大量二辉橄榄岩包体	双辽	8
玻璃山	123°02′	43°44′	内蒙古科左中旗东北16km	P_1	243	110	馒头状火山锥	富橄榄玄岩，含大量二辉橄榄岩包体	双辽	

续表 2-1-1

火山名称	东经	北纬	地理位置	时代	高度（m）		火山口（锥）形态	概况	属火山群	伴生火山锥数
					海拔	相对				
大哈拉巴山	124°02′	43°44′	双辽双山镇东 12km	P_1	251	150	圆锥状	粗玄岩，节理发育，偶见包体	双辽	
大吐尔其山	122°05′	43°39′	双辽－通辽间清河桥南 5km	K_2	165	70	馒头状山丘	东北最老火山，高铝碱性玄武岩	双辽	
后团山	126°03′	44°10′	永吉大口钦	N_1^2			馒头状山丘，山体小	碧玄岩含包体，被超钾质岩墙穿插	舒兰	5
牡丹峰1号火口	128°03′	44°12′	黑龙江宁安沙兰站正西 36km 林区	Q_2	980	300	锅状火山口	碧玄岩浮岩、火山渣，含较多包体，但个体小	镜泊湖	7
西崴子	129°03′	44°28′	牡丹江南新立村东 2km	Q_1^1	384	64	两火山锥并立，中间有火口	碧玄岩火山渣、弹构成火山锥，周围为熔岩台地	温春	10
大架子山	129°05′	44°20′	牡丹江市东南 30km 老爷岭山	N_1^3	1110	210	破火山口	老爷岭高位玄武岩台地中少见的大口	温春	1
马鞍山	130°02′	45°16′	林口县东 8km	Q_2	474	150	盾形火山，一火口相连	块状、气孔状碱性玄武岩构成，产在河谷中	穆棱	1
鸡冠山	131°06′	45°14′	鸡西市东铁路边	Q_1^1	550	200	马鞍型火山锥	由火山灰、渣等组成	穆棱	1
二龙山	132°02′	47°19′	富锦县二龙山	Q_1^1			丘状火山，高差约 100m	座落在三江平原	双鸭山	4
阁山	127°02′	47°22′	绥棱东北 35km 黑刘马站	Q_1^2	328	160	截顶圆状	松辽平原上孤山，玄武岩构成		1
疙瘩山	127°03′	46°55′	庆安县东北 12km	Q_1^2	233	75	盾形	松辽平原上孤山，玄武岩构成		1
高丽山	128°06′	45°13′	尚志东 10km 靠山屯	N_1^2	422	220	圆锥状	碧玄岩、含橄石、含包体，碱性强	尚志	3
石砦山	128°02′	48°39′	孙吴县沾河林业局东北 15km	Q_1^1	606	250	椭圆形火山锥，漏斗状火口	作为喷发中心喷出大量硅、碱含量都很高的拉斑玄武岩，形成熔岩台地	逊克	1、
老黑山	126°07′	48°43′	五大连池	A.D.1721	515.5	166	截顶圆锥状，锅状火口，直径 350m，深 136m	钾质玄武岩形成石龙岩，火山地貌多彩	五大连池	14

续表 2-1-1

火山名称	东经	北纬	地理位置	时代	高度（m）		火山口（锥）形态	概况	属火山群	伴生火山锥
					海拔	相对				
南格拉球山	126°0′	44°44′	五大连池西北角	Q_1^2	602.5	115	盆状火口完好，内径470m，深50m	紫色钾质玄武岩熔岩构成	五大连池	
二克山	126°1′	48°03′	克东县北2km	Q_1^2	432	100	.火山锥并立，东山有火山口	钾质玄武岩熔岩、浮岩、火山渣	二克山	3
南山	125°4′	49°13′	科洛站东南6km	Q_1^{2-3}	449	87	截顶圆锥状，火山口长径250m	白榴石玄武岩	科洛	8
嘎丛山	126°5′	49°48′	二站北12km	Q_1^{2-3}	579	150	盾形火山，有火山口	钾质玄武岩熔岩、浮岩、火山渣	科洛	7
秃葫芦山	123°3′	49°22′	诺敏河中游右门了西北15km	Q_1^{2-3}	941	340	圆锥状双火山口	碱性玄武岩熔岩、浮岩、火山渣	诺敏河	8
沙的尔山	123°3′	49°54′	诺敏河向东南急转弯	Q_1^{2-3}	669	100	盾形有椭圆形火山口，400m×350m	碱性玄武岩熔岩、浮岩、火山渣	诺敏河	
小古里河火山	124°4′	50°44′	加格达奇东北680高地	Q_2	680		两个圆形火山口	白榴石玄武岩，浮岩、火山锥，覆盖在现代沉积物之上		1
摩天岭	120°3′	47°22′	达尔滨湖西5km	Q_2	1501	450	圆锥状，山顶有火山口	大兴安岭中最高火山，碱性玄武岩构成	哈拉哈	44
大池	120°2′	47°19′	内蒙古阿尔山天池林场	Q_1^2	1311	150	椭圆形火山口250m×120m积水	火山口湖，碱性玄武岩	哈拉哈	
阿尔更其格	116°1′	43°26′	达来诺尔湖北6km	Q_1^1	1466	130	圆锥状，火山口760m×300m×70m	杂色火山渣、弹，玄武岩熔岩第一层	达来诺尔	240
浩特乌拉	115°8′	44°51′	海音庙北14km	Q_1^2	1246		马蹄状，火山口分内外两圈200m×200m×50m	属该地第二层熔岩，碱性玄武岩	达来诺尔	
巴彦温都尔	115°4′	44°26′	巴彦宝力格北西24km	Q_1^3	1357		圆形沙发状火山口，内径300m	第三层熔岩	达来诺尔	
乍勒乌拉	114°1′	44°15′	萨如勒塔拉牧场	Q_1^1	1174		环形火山口内充填沉积物	被认为该地最早火山		

露海拔 200~400m，岩层最大厚度 62m。以往这套玄武岩被称为“大熊山”玄武岩，但当地无大熊山，人们把石参山称为“大兽山”，所谓“大熊山”可能就指此山。

表 2-1-2　松辽火山区火山岩年龄

序号	采样地点	样品编号	样品名称	年龄（Ma）*	资料来源
1	黑龙江逊克		拉斑玄武岩	1.33	刘若新等(1992a)
2	黑龙江科洛大椅山	KL171	钾质碧玄岩	0.133±0.038	刘嘉麒(1987)
3	黑龙江克东县二克山	JDK-17	钾质碧玄岩	0.36±0.04	刘若新等(1992a)
4	黑龙江克东县二克山（南门外采石场）	K59	钾质碧玄岩	0.563±0.133	刘嘉麒(1987)
5	黑龙江五大连池药泉山	JDK-16	钾质碧玄岩	0.25±0.02	刘若新等(1992a)
6	黑龙江五大连池卧虎山东南公路边小桥旁	HV-16	玄武岩	0.284±0.104	胡世玲等(1983)
7	黑龙江五大连池笔架山	W141	钾质碧玄岩	0.286±0.103	刘嘉麒(1987)
8	黑龙江五大连池焦得布	W163	钾质碧玄岩	0.317±0.014	刘嘉麒(1987)
9	黑龙江五大连池小孤山	W148	钾质碧玄岩	0.320±0.053	刘嘉麒(1987)
10	黑龙江五大连池小孤山SW220°约1.5km处	HV-8-b-2	玄武岩	0.322±0.052	胡世玲等(1983)
11	黑龙江五大连池双泉屯	JDK-13	钾质碧玄岩	0.37±0.01	刘若新等(1992a)
12	黑龙江五大连池团结水库采石场	W152	钾质碧玄岩	0.385±0.032	刘嘉麒(1987)
13	黑龙江五大连池尾山	JDK-14	钾质碧玄岩	0.39±0.07	刘若新等(1992a)
14	黑龙江五大连池卧虎山（钻孔）	W501	钾质碧玄岩	0.415±0.048	刘嘉麒(1987)
15	黑龙江五大连池笔架山东南坡公路旁采石场	HV-01-1	玄武岩	0.445±0.052	胡世玲等(1983)
16	黑龙江五大连池南格拉球山	W161	钾质碧玄岩	0.462±0.033	刘嘉麒(1987)
17	黑龙江五大连池团结水库办公室NE50°50m处采石场	HV-13	玄武岩	0.506±0.051	胡世玲等(1983)
18	黑龙江五大连池团结水库坝西侧	HV-15	玄武岩	0.508±0.028	胡世玲等(1983)
19	黑龙江五大连池团结水库、相距HV-13采样点40m大采石场	HV-14	玄武岩	0.563±0.061	胡世玲等(1983)
20	吉林长春大屯高峰山	Y16	拉斑玄武岩	82.5±2.26	刘嘉麒(1987)
21	吉林高峰山	81-G-3/1880	碱性玄武岩	83.5±1.55	王慧芬等(1988)
22	吉林高峰山	81-G-2/1884	橄榄拉斑玄武岩	83.93±1.99	王慧芬等(1988)
21	吉林双辽大哈拉巴山	SL49	碱性橄榄玄武岩	39.9±1.47	刘嘉麒(1987)
22	吉林双辽玻璃山	SL45-1	碧玄岩	48.4±1.74	刘嘉麒(1987)
23	吉林双辽玻璃山	SL45-2	碧玄岩	47.4±1.75	刘嘉麒(1987)
24	吉林双辽李李图山	SL43	碧玄岩	49.1±1.68	刘嘉麒(1987)
25	吉林双辽小哈拉巴山	SL50	拉斑玄武岩	61.0±1.61	刘嘉麒(1987)
26	吉林双辽大吐尔其山	TD-5	高铝碱性辉绿岩	86.22±1.07	余杨(1987)
27	下辽河盆地钻孔岩芯	大-15	玄武岩	24.7±0.7	陈文寄等(1992c)
28	下辽河盆地钻孔岩芯	沟1-A	橄榄玄武岩	27.4±1.1	陈文寄等(1992c)
29	下辽河盆地钻孔岩芯	高1-3-11	橄榄玄武岩	35.7±1.6	陈文寄等(1992c)
30	下辽河盆地钻孔岩芯	黄105-B	碧玄岩	38.4±1.1	陈文寄等(1992c)
31	下辽河盆地钻孔岩芯	热21-A	橄榄玄武岩	39.5±1.1	陈文寄等(1992c)
32	下辽河盆地钻孔岩芯	热105	粗安岩	41.3±1.1	陈文寄等(1992c)
33	下辽河盆地钻孔岩芯	茨-20	碱性橄榄玄武岩	42.4±1.6	陈文寄等(1992c)
34	下辽河盆地钻孔岩芯	杜-22	碱性橄榄玄武岩	44.1±1.3	陈文寄等(1992c)
35	下辽河盆地钻孔岩芯	雷-11	橄榄玄武岩	46.7±1.3	陈文寄等(1992c)
36	下辽河盆地钻孔岩芯	开-12	碱性橄榄玄武岩	48.6±1.4	陈文寄等(1992c)
37	下辽河盆地钻孔岩芯	沈-111	橄榄玄武岩	56.4±0.7	陈文寄等(1992c)
38	下辽河盆地钻孔岩芯	龙-23	石英拉斑玄武岩	68.0±8.0	陈文寄等(1992c)
39	下辽河盆地钻孔岩芯	沈-82	橄榄玄武岩	74.4±3.8	陈文寄等(1992c)
40	辽宁盘锦油田	热104	碱性橄榄玄武岩	24.8±0.7	刘若新等(1992a)
41	辽宁盘锦油田	黄104	碱性橄榄玄武岩	31.4±1.0	刘若新等(1992a)
42	辽宁盘锦油田	曙48-21	碱性橄榄玄武岩	57.3±0.5	刘若新等(1992a)

*K-Ar 年龄。

在爱辉、科洛至嫩江一带，近 40 个火山锥分布在小兴安岭东西两侧（张文堂，1952），构成科洛火山群，主要火山有南山、大椅山、嘎从山等（图 2-1-3）。它们多由玄武岩质浮岩和火山渣构成，座落在洪积或冲积形成的砂砾层上，其年龄很轻；也有稍老的玄武

岩层，它们呈高台状、帽状等形态覆盖在 450~600m 高的山顶上，厚度达 30m（塔溪）到 150m（西荒山），出露在沐河屯到大葡场一带，面积达 80km²。

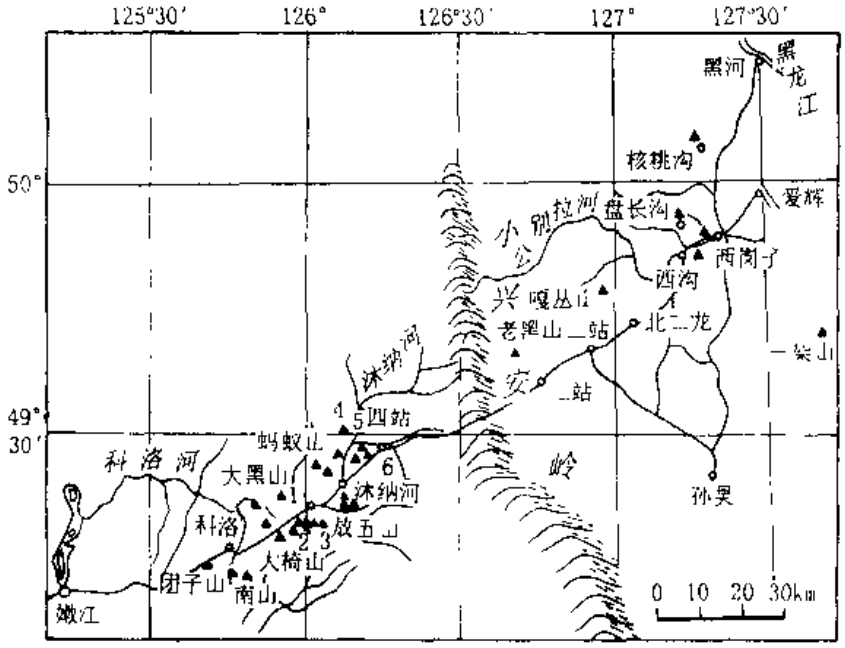

图 2-1-3　小兴安岭地区火山分布图

（据张文堂，1952）

1.吃塔山　2.小椅山　3.大南山　4.柄果山　5.西山　6.火石山

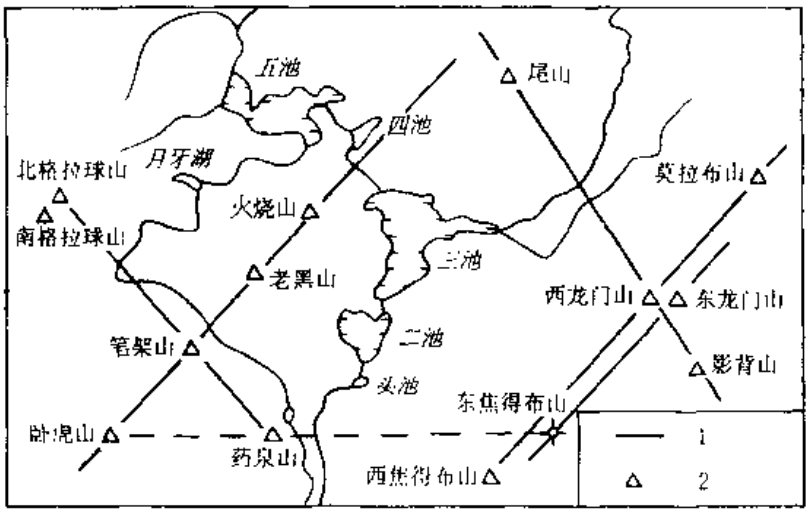

图 2-1-4　五大连池火山群火山锥体分布图

（据尹赞勋，1937，修改）

1.火山的排列方向线　2.火山锥

科洛火山群之东南是著名的五大连池火山群，那里有 18 世纪初喷发形成的两座火山：老黑山和火烧山。当年从这两座火山喷出的碱性玄武岩浆犹如汹涌澎湃的“潮水”，

凝固成波澜壮阔的熔岩“海洋”（照片 16），造就了千姿百态的熔岩形态和丰富多彩的火山地貌，被誉为火山公园和火山博物馆（王允鹏，1979）。特有的陆相枕状熔岩（李福田和段国政，1982）是著名的“石龙岩”（小仓　勉，1936），它堵塞了白河故道，形成五个串连的堰塞湖，即五大连池。五大连池火山群除上述两座休眠火山，尚有焦得布、笔架山等 12 座死火山镶嵌在五大连池周围，沿北东和北西向断层呈斜列式排列（图 2-1-4），形成一个火山群（表 2-1-3），在南面还有北兴镇的尖山和克东县的二克山（照片 7）等几座火山。

表 2-1-3　五大连池火山群一览表

火山锥名称	海拔（m）	锥体高度（m）	基底平均直径（m）	火山口		年 龄	备注
				平均直径（m）	最大深度（m）		
南格拉球山	596.9	146.9	1000	500	50	0.462Ma	有小的寄生锥
西龙门山	581.4	156.4	1000	350	80		
东龙门山	577.4	137.4	950	430	80		
北格拉球山	537.5	57 5	550	230			
东焦得布山	531.9	106 9	750	340	43		
莫拉布山	522.8	122 8	1500	250	40		
尾山	516.6	96.6	750	325	56	0.39Ma	
老黑山	515.5	165 9	1300	350	136	A.D.1721	有小的寄生锥
笔架山	505.3	125.3	1000	400	70	0.286Ma	
卧虎山（东部）	496.1	116.1	1200	300	35		三个大小相似的火山锥集合
西焦得布山	479.8	99.8	650	250	25	0.317Ma	
小孤山	453.5	73.5	627	330	35	0.32Ma	
火烧山	390.3	70.3	750	370	70	A.D.1721	有小的寄生锥
药泉山	355.8	60.8	500	240	30	0.25Ma	

松辽地堑北部第四纪火山群产出的熔岩以强碱性并富钾为特征，它们在松辽地堑北端形成一个第四纪钾质玄武岩区。

2.2 长白山火山区

松辽地堑东侧隆起区，有大量新生代火山岩产出，沿伊通–依兰裂谷，抚顺–密山裂谷，庄河–兴凯湖（东）断裂带呈 NE 向平行分布，形成三条火山带。

（1）在伊通–依兰裂谷内部及其边缘，从四平到大罗密，火山似串珠状贯穿南北，多呈孤山产出，大多数火山呈圆锥状，无火山口，其中一种由结晶程度很低的黑色致密块状玄武岩组成，常含超镁铁质岩包体，岩层破碎，柱状节理不发育，如伊通的莫里青山，永吉的后团山、尚志的高丽山等；另一种则由结晶程度较高（如粗玄结构）的黑灰色致密块状玄武岩组成，不含超镁铁质岩包体，柱状节理很发育，如伊通西尖山、舒兰大石顶子、方正伊汉通、大罗密万宝山等，尤其是伊通西尖山玄武岩具有非常完好的六棱柱状节理。节理截面犹如六边形组成的网格（照片 24）。在黑龙江，人们常把这些玄武岩称为“大罗密玄武岩”，一些呈高台状产出的熔岩台地也列其中。这些火山在伊通、

舒兰、尚志三个盆地分布比较集中，成其三个火山群，其中伊通火山群范围较大，火山数目也多。岩石都为碱性玄武岩，大多属新近纪火山，尚未发现第四纪火山（表 2-1-4）。

（2）沿抚顺–密山裂谷有大量玄武岩分布，除抚顺老虎台和牡丹江黄花有少量橄榄玄武岩和拉斑玄武岩产出外，其余几乎均为碱性玄武岩，大体分高位玄武岩和河谷玄武岩两种产状。

高位玄武岩呈平台状、帽状等形态的熔岩台地覆盖高山之顶，地貌特征非常醒目，在清原的南山城（照片 10）、桦甸的红石砬子、敦化的二龙山、汪清的四方台、勃利的臭葱沟、桦南的大肚川、宝清的驼腰子等地均可见到，尤其是绵延千里的老爷岭，其山脊几乎全为玄武岩所覆盖，总面积约 10000km^2。岩层厚度各处不等，一般为 50~70m，鸡西大炮台山剖面达 160m。按岩层产出地点，这些岩石被分别称为老爷岭玄武岩、张广才岭玄武岩、船底山玄武岩等。

河谷玄武岩沿松花江、牡丹江河谷一般属于二级的阶地分布，底部与河床相的砂砾石层接触，上部为黄土或亚粘土覆盖，岩层厚 20~30m，在敦化官地、宁安石岩村、卧龙河等地有较好的剖面，属更新世早期产物。与河谷玄武岩相伴生的还有一些火山锥，在牡丹江温春、宁安杏山、敦化盆地等处成群出现，最壮观的是靠近抚密裂谷南端的龙岗火山群，在那里，火山口、火山锥及玛珥湖犹如星罗棋布，在方圆近千平方公里的范围内达 164 个火山口、火山锥和十余个玛珥湖，如大椅山、小椅山、大龙湾、三角龙湾等，这些火山都是第四纪形成的，不过有早晚之分。直到全新世，沿这条裂谷仍有较强烈的火山喷发，一个喷发中心在镜泊湖西侧约 50km 远的张广才岭的森林中，有七个较大的火山口，喷溢出的大量熔岩流（照片 25）顺山谷向东流，直至堵截了牡丹江河道，形成了我国最大的堰塞湖——镜泊湖。

这些第四纪火山除喷溢大量熔岩以外，还喷发出大量火山渣，在龙岗火山群的红旗林场至四海一带产出的玄武质火山渣，其储量之大、质地之纯、粒度之均匀（如筛选）是其它地方所不曾见的。

（3）在抚顺－密山裂谷东侧，由宽甸火山群、长白山火山群和东宁玄武岩高原构成了另一条火山带，其中长白山火山群规模最大，从早中新世到近代共分七期火山活动（刘嘉麒，1983），大小火山锥（口）达 110 个，喷发出大量的玄武岩、粗面岩及碱流岩，形成了中国最大的第四纪火山——白头山及最大的火山口湖——天池（照片 3），号称“盖马高原”的熔岩台地，跨越中朝两国，面积达 15000km^2。一些玄武熔岩沿图们江、鸭绿江河谷，呈阶梯状台地产出，在白金、崇善、长白镇、沿江煤矿等地有很理想的剖面。宽甸火山群分布在宽甸盆地和蒲石河两岸，包括黄椅山、青椅山等十几座火山，都是第四纪形成的，熔岩以碱性玄武岩为主，伴生少量橄榄玄武岩（路凤香等，1981），覆盖面积约 220km^2，在孙家堡子剖面岩层厚度为 91m。东宁玄武岩高原处于中俄边境，在我国境内面积约 1000km^2，由拉斑玄武岩和橄榄玄武岩组成熔岩台地，中央厚（300m 余），四周薄（几十米），边缘常被切割，形成一些方山和孤山，无火山口和火山锥，表明是由裂隙式喷溢而成，时代为中新世[1]（刘嘉麒，1987）。

---

[1] 刘嘉麒，1985，论中国东北新生代火山活动与大陆裂谷系——火山岩地质年代学与地球化学方面证据，中国科学院地质研究所博士学位论文。

表 2-1-4　长白山火山区火山岩年龄

序号	采样地点	样品编号	样品名称	年龄（Ma）	资料来源
1	黑龙江鸡东县平阳永安河谷	M127	碱性橄榄玄武岩	3.66±0.058	刘嘉麒(1987)
2	黑龙江尚志县元宝屯高丽山	Sz40	碧玄岩	13.1±0.36	刘嘉麒(1987)
3	黑龙江方正县伊汉通富屯东	G32-1	碧玄岩	13.4±0.40	刘嘉麒(1987)
4	黑龙江东宁老黑山SE10km采石场	D64	拉斑玄武岩	12.24±0 34	刘嘉麒(1987)
5	黑龙江牡丹江东村大架子山	M84	碧玄岩	8.97±0.13	刘嘉麒(1987)
6	黑龙江牡丹江黄花上层	M67	拉斑玄武岩	42 1±1.67	刘嘉麒(1987)
7	黑龙江牡丹江黄花下层	M65	拉斑玄武岩	44.9±1.69	刘嘉麒(1987)
8	黑龙江牡丹江温春西崴子	M80	碧玄岩	0.907±0.065	刘嘉麒(1987)
9	黑龙江温春黑小屯二级阶地	M82	碧玄岩	1.39±0.075	刘嘉麒(1987)
10	黑龙江镜泊湖北湖头	M69	碱性橄榄玄武岩	15.87±0.34*	刘嘉麒(1987)
11	黑龙江镜泊湖东鹿道杨旗沟	M73	碱性橄榄玄武岩	15.8±0.64	刘嘉麒(1987)
12	黑龙江宁安县西江桥北头	M77	碧玄岩	1.16±0.061	刘嘉麒(1987)
13	黑龙江宁安县兴隆石缝沟	J-011	碧玄岩	6.35±0.21	刘若新等(1992a)
14	黑龙江宁安县方岩	J-013	碱性橄榄玄武岩	7.59±0.32	刘若新等(1992a)
15	黑龙江宁安县郝纸房帽儿山	M79	碱性橄榄玄武岩	10.6±0.50	刘嘉麒(1987)
16	吉林敦化江东	J-005	碱性橄榄玄武岩	23.9±1.1	刘若新等(1992a)
17	吉林敦化马鹿沟	J-007	碱性橄榄玄武岩	27.9±1.1	刘若新等(1992a)
18	吉林舒兰县朝阳乡庙岭	Su30-1	碱性橄榄玄武岩	3.90±0.27	刘嘉麒(1987)
19	吉林舒兰县吉舒大石顶子	Su36	碱性橄榄玄武岩	11.0±0.31	刘嘉麒(1987)
20	吉林永吉县大口钦后团山	Su21	碧玄岩	13.5±0.45	刘嘉麒(1987)
21	吉林伊通大孤山西山	Y2	碧玄岩	7.78±0.25	刘嘉麒(1987)
22	吉林伊通大孤山东山	Y13-1	碧玄岩	9.29±0.44	刘嘉麒(1987)
23	吉林伊通东尖山	Y10	碧玄岩	9.92±0.68	刘嘉麒(1987)
24	吉林伊通小孤山	YT-31	碧玄岩	10.4±0.4	刘若新等(1992a)
25	吉林伊通大孤山	D-43	碧玄岩	12.8±0.5	刘若新等(1992a)
26	吉林伊通莫里青	Y7	碧玄岩	14.4±0.39	刘嘉麒(1987)
27	吉林伊通西尖山	Y6	碱性橄榄玄武岩	21.0±0.62	刘嘉麒(1987)
28	吉林伊通横头山	YT-2	碱性橄榄玄武岩	31.0±1.3	刘若新等(1992a)
29	吉林靖宇县第一参场东悬崖	Lb110	碱性橄榄玄武岩	1.05±0.046	刘嘉麒(1987)
30	吉林辉南永安厂四方顶子	Ls112	碱性橄榄玄武岩	27.3±1.03	刘嘉麒(1987)
31	吉林辉南金川大龙湾	Lj91	碧玄岩	1.23±0.056	刘嘉麒(1987)
32	吉林辉南小椅山水库	Lx104	碧玄岩	1.49±0.50	刘嘉麒(1987)
33	吉林辉南红旗林场大四方顶子	Ls99	拉斑玄武岩	2.41±0.99	刘嘉麒(1987)
34	吉林辉南红旗林场暖水	Ln100	碱性橄榄玄武岩	0.855±0.026	刘嘉麒(1987)
35	吉林延吉县白金后山	Cb14	碱性橄榄玄武岩	2.41±0.04	刘嘉麒(1987)
36	吉林延吉县白金平顶村	Cb09	拉斑玄武岩	2.97±0.65	刘嘉麒(1987)
37	吉林延吉县三合村增峰山	Cs23	拉斑玄武岩	3.54±0.57	刘嘉麒(1987)
38	吉林延吉县三合村草坪	Cs18	拉斑玄武岩	3.66±0.33	刘嘉麒(1987)
39	吉林安图县二道白河建材厂	Ca66	拉斑玄武岩	2.34±0.62	刘嘉麒(1987)
40	吉林安图县二道白河奶头山	Ca67	碧玄岩	15.07+0.18	刘嘉麒(1987)
41	吉林安图县二道白河和平营子	Ca65	碧玄岩	16.7±0.58	刘嘉麒(1987)
42	吉林和龙县广坪屯东头	Cc30	橄榄玄武岩	1.48±0.10	刘嘉麒(1987)
43	吉林和龙县南坪图们江畔	Cn47	碱性橄榄玄武岩	2.05±0.05	刘嘉麒(1987)
44	吉林和龙县崇善军舰山	Cc34-1	碱性橄榄玄武岩	2.77±0.03	刘嘉麒(1987)
45	吉林和龙县骷髅峰山山顶	Cz52	碱性橄榄玄武岩	19.8±1.89	刘嘉麒(1987)
46	吉林和龙县骷髅峰山山坡	Cz54-1	碧玄岩	20.4±0.36	刘嘉麒(1987)
47	吉林长白山黑风口		粗面岩	0.04	刘若新等(1996)
48	吉林长白山老虎洞玄武岩		玄武岩	0.06	刘若新等(1996)
49	吉林长白山天池气象站东约150m	TK13	歪长石	0.0876±0.015	刘嘉麒(1987)
50	吉林长白山风口	CT3-1	粗面岩中歪长石	0.2541±0.0054	刘嘉麒等(1982)

续表 2-1-4

序号	采样地点	样品编号	样品名称	年龄（Ma）	资料来源
51	吉林白头山风口北150m	TK25	歪长石	0.219±0.002	刘嘉麒(1987)
52	吉林白头山风口东100m	TK06	歪长石	0.329±0.014	刘嘉麒(1987)
53	吉林长白山白头山天文峰剖面顶部	TK12-1	粗面岩中歪长石	0.0978±0.0024	刘嘉麒等(1982)
54	吉林白头山天文峰剖面中部	TK10	歪长石	0.281±0.019	刘嘉麒(1987)
55	吉林长白瀑布剖面上部	TK04	歪长石	0.210±0.004	刘嘉麒(1987)
56	吉林长白瀑布剖面中部	TK03	歪长石	0.442±0.015	刘嘉麒(1987)
57	吉林长白瀑布剖面下部	TK01	歪长石	0.551±0.024	刘嘉麒(1987)
58	吉林长白山瀑布剖面底部	TK01-0	粗面岩中歪长石	0.611±0.015	刘嘉麒等(1982)
59	吉林长白县十八道沟	Ch101	碱性橄榄玄武岩	2.24±0.23	刘嘉麒(1987)
60	吉林丰满水库坝下	8496	碱性橄榄玄武岩	4.92±0.17	刘若新等(1992a)
61	辽宁宽甸刘家	KL-2	碱性橄榄玄武岩	0.12±0.11**	陈文寄
62	辽宁宽甸黄椅山	KH-3D	碱性橄榄玄武岩	0.27±0.13**	陈文寄
63	辽宁抚顺西露天矿	J-017	拉斑玄武岩	53.3±1.8	刘若新等(1992a)

*为 ^{40}Ar-^{39}Ar 坪年龄，其余均为 K-Ar 年龄。

**转引自刘若新等（1992a）。

这条火山带虽然不如前两条火山带那样明显地受裂谷控制，却也与断裂密切相关，不仅图们江、鸭绿江河谷是断裂，而且根据磁场分析，庄河—抚松—兴凯湖（东）应存在一条与抚顺—密山裂谷近于平行、规模相当的断裂带，向北入俄罗斯境内与锡霍特区的深断裂相衔接（姜牧和马开义，1984）。这条断裂带作为裂谷还不成熟，却存在一些断陷和拗陷盆地，如宽甸盆地、通化盆地、延吉盆地等。这些沿着大致平行并伴随火山地震活动的断裂形成的盆地，被称作裂谷盆地，它们有可能发育成裂谷。

可见，长白山区的三条火山带均与断裂带有关，不过在不同的断裂带中火山活动的频率、规模，火山和火山岩的产状、成分及性质都有所不同。在伊通–依兰裂谷，火山以中心式喷溢为主，多呈孤山出现，规模较小，无大的熔岩台地，无第四纪火山；东侧两条火山带则中心式和裂隙式两种火山活动方式兼而有之，既有锥形火山生成，又有广阔的熔岩台地产出，尤其是宽甸–东宁火山带，不仅有大面积的熔岩台地，而且还生成了大型复式火山，出现了玄武岩–粗面岩–碱流岩岩石组合。由西向东总的趋势是，火山规模越来越大，频率越来越高，熔岩量逐渐增多，岩石组合由单一的玄武岩变为玄武岩–粗面岩–碱流岩组合，这种演化特点暗示着，越靠近大陆边缘，火山活动受板块作用的影响越大。

2.3 大兴安岭火山区

为松辽地堑西侧的隆起区，从北边的图里河到南面的达来诺尔，沿着绵延起伏的大兴安岭分布着许多新生代玄武岩，可分为诺敏、哈拉哈、达来诺尔、围场以及集宁五个火山群，年龄数据见表 2-1-5。其中哈拉哈和达来诺尔两个火山群分别与蒙古国境内的哈尔新格尔和达里甘嘎火山群接壤[1]（刘嘉麒，1988），是大兴安岭区两个重要火山群。

[1] 刘嘉麒，1985，论中国东北新生代火山活动与大陆裂谷系——火山岩地质年代学与地球化学方面证据，中国科学院地质研究所博士学位论文。

表 2-1-5　大兴安岭火山区火山岩年龄

序号	采样地点	样品编号	样品名称	年龄（Ma）	资料来源
1	阿尔山天池林场河边	Nt202	碱性橄榄玄武岩	0.340±0.203	刘嘉麒(1987)
2	阿尔山五叉沟后沟低位岩层	NW213	拉斑玄武岩	8.93±0.64	刘嘉麒(1987)
3	阿尔山五叉沟后沟低位岩层	NW214	拉斑玄武岩	9.94±0.63	刘嘉麒(1987)
4	阿巴嘎旗灰腾梁乌碧山（上层）	X-2	碱性橄榄玄武岩	0.16±5.20	刘若新等(1992a)
5	阿巴嘎旗灰腾西里熔岩台地阿尔更其格火山锥	B28	玄武岩	0.33±0.25	罗修泉等(1990)
6	阿巴嘎旗灰腾西里熔岩台地北贝力克牧场第二级熔岩台地	B29	玄武岩	2.08±0.08	罗修泉等(1990)
7	阿巴嘎旗灰腾西里熔岩台地北平顶山第一级熔岩台地	B30	玄武岩	3.27±0.25	罗修泉等(1990)
8	阿巴嘎旗灰腾西里熔岩台地南钻孔XZK6（深度13~30.67m）	B21	玄武岩	1.45±0.11	罗修泉等(1990)
9	阿巴嘎旗灰腾西里熔岩台地南钻孔XZK6（深度163.66~175m）	B22	玄武岩	15.42±0.92	罗修泉等(1990)
10	阿巴嘎旗巴彦湖南	X-5	碱性橄榄玄武岩	5.44±0.15	刘若新等(1992a)
11	阿巴嘎旗熔岩台地拜兴音希勒陡坎上	B36	玄武岩	6.63±0.25	罗修泉等(1990)
12	阿巴嘎旗熔岩台地拜兴音希勒陡坎下	B37	玄武岩	6.41±0.64	罗修泉等(1990)
13	阿巴嘎旗熔岩台地查干乌拉熔岩流	B35	玄武岩	3.86±0.25	罗修泉等(1990)
14	阿巴嘎旗熔岩台地耐里布拉格	B39	玄武岩	5.96±0.31	罗修泉等(1990)
15	阿巴嘎旗熔岩台地西东勒乌拉第五层	B40	玄武岩	13.2±0.50	罗修泉等(1990)
16	阿巴嘎旗熔岩台地西青格勒布拉格	B42	玄武岩	12.82±0.43	罗修泉等(1990)
17	锡林浩特昌图敖包钻孔XZK4（深度0~21.87m）	B24	玄武岩	1.18±0.20	罗修泉等(1990)
18	锡林浩特昌图敖包钻孔XZK4（深度92.07~108.29m）	B26	玄武岩	2.78±0.23	罗修泉等(1990)
19	锡林浩特昌图敖包钻孔XZK4（深度119.43~136.82m）	B27	玄武岩	3.21±0.23	罗修泉等(1990)
20	锡林浩特水库南第一级台地	B31	玄武岩	0.47±0.23	罗修泉等(1990)
21	阿巴嘎旗熔岩台地巴彦门德(黄土之上)	B49	玄武岩	5.93±0.18	罗修泉等(1990)
22	阿巴嘎旗熔岩台地巴彦门德(黄土之间)	B48	玄武岩	7.11±0.48	罗修泉等(1990)
23	阿巴嘎旗熔岩台地巴彦乌拉东侧	B50	玄武岩	6.34±0.38	罗修泉等(1990)
24	阿巴嘎旗熔岩台地白音图嘎伊和阿扎	B45	玄武岩	10.16±0.28	罗修泉等(1990)
25	阿巴嘎旗熔岩台地白音锡勒大队东山坡	B47	玄武岩	14.57±0.36	罗修泉等(1990)
26	克什克腾鲤鱼泡子NE1500m	BSD-1	拉斑玄武岩	1.74±0.08	刘若新等(1992a)
27	克什克腾达来诺尔北岸	BSD-2	碱性橄榄玄武岩	1.85±0.08	刘若新等(1992a)
28	克什克腾鲤鱼泡子北岸	BSD-3	碱性橄榄玄武岩	0.89±0.07	刘若新等(1992a)
29	克什克腾旗书牛乡一登沟剖面自下而上第2层	B18	玄武岩	21.41±1.56	罗修泉等(1990)
30	克什克腾旗书牛乡一登沟剖面自下而上第11层	B19	玄武岩	14.35±1.13	罗修泉等(1990)
31	克什克腾旗芝瑞乡上和剖面自下而上第1层	B51	玄武岩	11.77±0.89	罗修泉等(1990)
32	克什克腾旗芝瑞乡上和剖面自下而上第2层	B52	玄武岩	10.83±0.35	罗修泉等(1990)
33	克什克腾旗芝瑞乡上和剖面自下而上第17层	B54	玄武岩	9.65±0.25	罗修泉等(1990)
34	赤峰西牛家营子乡铁匠铺沟剖面底层	B12	玄武岩	33.17±2.63	罗修泉等(1990)
35	赤峰西大庙乡马家窝铺北东剖面自下而上第3层	B14	玄武岩	26.10±5.10	罗修泉等(1990)
36	赤峰西大庙乡马家窝铺北东剖面自下而上第7层	B15	玄武岩	22.94±0.63	罗修泉等(1990)

续表 2-1-5

序号	采样地点	样品编号	样品名称	年龄（Ma）	资料来源
37	赤峰西大庙乡马家窝铺北东剖面自下而上第14层	B17	玄武岩	20.39±0.49	罗修泉等(1990)
38	赤峰市外贸局矿产站院内钻孔41m深度处	B9	玄武岩	10.83±1.65	罗修泉等(1990)
39	河北围场五罗贡山	Wg-1	碱性橄榄玄武岩	26.0±0.5	刘若新等(1992a)
40	河北围场第三乡对挺沟	VP_1-2/789	橄榄玄武岩	21.82±0.97	王慧芬等(1988)
41	河北围场第三乡对挺沟剖面	VP_1-6/775	碱性玄武岩	8.83±0.44	王慧芬等(1988)
42	河北围场棋盘山	Wg-5	碱性橄榄玄武岩	7.26±0.14	刘若新等(1992a)
43	内蒙古察右后旗韩庆坝剖面	B1	玄武岩	28.01±2.78	罗修泉等(1990)
44	内蒙古察右后旗韩庆坝剖面自下而上第4层	B2	玄武岩	22.71±0.41	罗修泉等(1990)
45	内蒙古察右后旗韩庆坝剖面自下而上第15层	B5	玄武岩	19.03±0.63	罗修泉等(1990)
46	卡镇李家八号村南剖面自下而上第5层	B7	玄武岩	15.27±1.30	罗修泉等(1990)
47	卡镇李家八号村南剖面自下而上第6层	B8	玄武岩	14.19±0.61	罗修泉等(1990)
48	卡镇官屯堡	NF-2	拉斑玄武岩	8.84±0.28	刘若新等(1992a)
49	卡镇县城西4km	NF-6	拉斑玄武岩	7.71±0.22	刘若新等(1992a)
50	卡镇大干山采石场	NF-8	拉斑玄武岩	7.48±0.31	刘若新等(1992a)
51	集宁市水文地质钻孔JG37（深度50m）	JB8	玄武岩	10.19±0.52	罗修泉等(1990)
52	集宁市水文地质钻孔JG55（深度36.96~38.16m）	JB4	玄武岩	10.45±0.72	罗修泉等(1990)
53	集宁市水文地质钻孔JG55（深度65.37~65.95m）	JB2	玄武岩	14.60±0.82	罗修泉等(1990)
54	集宁市水文地质钻孔JG60（深度9.58~20.97m）	JB7	玄武岩	11.54±0.69	罗修泉等(1990)
55	集宁市水文地质钻孔JG60（深度31.77~37.14m）	JB6	玄武岩	12.82±1.04	罗修泉等(1990)

诺敏火山群位于大兴安岭北段，为沿嫩江支流诺敏河、毕拉河、甘河、奎勒河等河流河谷分布的火山和火山岩。在诺敏河流域有达来滨呼通、马鞍山、布宫奇汉、黑楞奇、霍日高鲁、秃葫芦、五间房和四方山等 30 余座火山锥（口）。有的成单锥，有的成双锥，其中以西热特奇呼通火山锥为全区最高（1002m）、最大（火口直径为 1km）。而在甘河、奎勒河流域则有黑桦梁子、嘎布嘎克、大红花尔基和博克图等火山。围绕这些火山沿河谷有广泛的玄武岩岩流，如诺敏河河谷中的玄武岩岩流围绕布宫奇汉火山双锥展布，向北延伸达 40km、宽 15km，是区内分布面积最大的一块熔岩流；在奎勒河流域，围绕红花尔基火山和黑桦梁子火山也有较大面积的熔岩流分布（徐亚勤等，1995）。火山地貌形态丰富多彩，有的呈盾形、锥状，有的为台地。岩流在峡谷中形成石龙，堵塞河流后形成堰塞湖。在森林中的火山口也长满树木，成为火口森林。高山峡谷、河流湖泊、森林草地、火山温泉……，构成秀丽的自然公园。那里的火山岩不论是熔岩还是碎屑岩和浮岩均为碱性玄武岩，有的钾含量很高，成为白榴石玄武岩。其形成时代应为第四纪，有的可能为全新世，总体上与五大连池火山群相似。

哈拉哈火山群分布在大兴安岭中部哈拉哈河上游及其周围的广大区域，年轻的火山和熔岩流沿着哈拉哈、伊敏、绰尔和辉河等河谷分布。整个火山群有 50 余个火山锥，

其中最大的一个是摩天岭，它在达尔滨湖西侧傲然拔起，相对高度达 600m，由玄武岩质浮岩和火山渣组成，山顶有巨大破火山口，形成一个喷发中心，熔岩流充满了它西侧的一些山间盆地和沟谷。在大黑沟一带形成长达 20km 的石塘，其势类似五大连池的石龙岩，在这里称之“大黑沟玄武岩”，岩性为碱性玄武岩和橄榄玄武岩。天池林场四方山火山锥的熔岩和火山弹中含较多的超镁铁质岩包体（照片 27）。沿哈拉哈河谷分布的熔岩流底尚未超出河床，顶面也只相当于一级阶地，表明岩石的年龄轻。与这些年轻的火山（岩）相反，本火山群南部白狼、五叉沟和西口一带，分布着大面积拉斑玄武岩，呈台地产出（照片 11），时代为中新世。唐守贤（1983）将这一带的火山活动划分了七期。

达来诺尔（阿巴嘎旗）火山群分为南、北两个独立台地，北部老，南部新，总面积约 10000km^2，火山锥数目达 240 个，著名的火山有巴彦温都尔，车勒乌拉等[1]。岩性均为碱性玄武岩，常含有超镁铁质岩包体，但个体一般都较小。南部台地克什克腾附近灰腾西里熔岩流由低至高形成三级较明显的熔岩阶地，代表了三期火山活动，玄武岩的年龄分别为 3.27Ma、2.08Ma 和 0.47Ma（罗修泉和陈启桐，1990），属上新世至中更新世。北部台地北接蒙古国，南至海音庙—巴彦乌拉一带，玄武岩呈近水平状的岩被形式产出，由下至上分为三层，各层之间均有沉积岩夹层。下部玄武岩的等时线年龄为 11.40Ma，中部玄武岩层年龄为 7.11Ma，上部玄武岩的等时线年龄为 6.24Ma（罗修泉陈启桐，1990），属中新世。

围场火山群分布于赤峰与围场之间，玄武岩层状构造清楚，玄武岩层少至数个，多至 20 多个（罗修泉和陈启桐，1990）。单层厚度 120~340m，岩层间有短暂的喷发间歇，局部夹有沉积层。每层下部为致密块状玄武岩，上部为气孔状玄武岩。局部地区底部出现气孔状玄武岩，中部为致密块状玄武岩，上部为气孔状（或杏仁状）玄武岩。本区最早的火山活动发生在渐新世，玄武岩 K-Ar 年龄分别为 33.17 Ma 和 26.10Ma（罗修泉和陈启桐，1990），出露于赤峰铁匠铺和马家窝铺等地。中新世（23~10Ma）为火山活动的高峰时期，火山岩出露于赤峰二登沟及上和等地，至中新世末期（5.2Ma）火山活动结束（王慧芬等，1988）。

集宁火山群位于集宁至丰镇一带，地貌上以高平台为主，形成了灰腾梁、老圈沟、兴和、平顶山和丰镇几个熔岩台地，玄武岩旋回构造清楚，各旋回之间具沉积岩夹层。孙建初先生在 30 年代将其归为中新世；1966~1972 年内蒙古区测队在 1:20 万区测中将其定为中新世—上新世。虽然积累了大量资料，但对于如此大面积出露的玄武岩时代归属问题直到 90 年代才得到答案。玄武岩的 K-Ar 年龄表明（罗修泉和陈启桐，1990），火山活动始于渐新世（28.01Ma），主要活动期集中在中新世早—中期，鼎盛时期为 11~10Ma，结束于中新世晚期（8.84~7.48Ma），与围场地区的火山活动大致同步。

总之大兴安岭区的新生代火山和火山岩多产于大兴安岭隆起区的轴部，与区域性深大断裂关系不很密切，尽管在大兴安岭东侧有赤峰–嫩江深大断裂通过，但在断裂带上及其边缘却很少有火山喷发。现有的火山，特别是第四纪火山，多数沿大大小小的河谷分布，不像长白山区那样严格受构造控制，具有明显的条带状分布。尽管第四纪火山活

[1] 刘广民、郝光义，1982，集宁玄武岩、阿巴嘎旗玄武岩地质特征及时代确定，五大连池会议资料。

动比较发育，而古近纪—新近纪火山和火山岩却较东侧少（表 2-1-5）。

综上所述，东北地区新生代火山和火山岩具有如下一些地质特征。

（1）受断裂构造控制，呈条带状平行分布。尤其是东部长白山区表现得最明显，火山作用通常与裂谷的主构造线有关（Augustithis，1978），这也说明前人论证的伊通–依兰裂谷和抚顺–密山裂谷是正确的。松辽地堑内部火山作用虽不发育，但也表现与断裂有明显关系，在七星山火山群分布地段有呈南北走向的双辽–嫩江深大断裂通过，向北延伸到科洛火山群（朱英，1983；姜牧和马开义，1984）。

（2）火山岩分布比较零散，缺少大面积熔岩台地。全区约 50000km² 火山岩，分布在近 20 个火山群中，除去二三个近万平方公里的熔岩台地，其余很分散，就是那近万平方公里的熔岩台地和世界上一些大的玄武岩高原（如德干高原、巴西巴拉纳、哥伦比亚高原等）相比也小得多，这表明东北的玄武岩与一般的非裂谷型大陆玄武岩不同。

（3）火山数目很多，但个体较小。在 600 余个火山中，只有白头山特别高大，可以和世界上一些著名火山媲美，其它火山的相对高度多为 100~200m，小者只有几十米。

（4）中心式喷发为主，锥形火山居多。火山喷发方式决定火山形态和火山岩的分布。东北地区的火山活动方式多为中心式喷溢型、拱出型和复合型，少数为裂隙式溢流型。喷溢型以五大连池老黑山等为代表，山体呈截顶圆锥状，多由熔岩和火山碎屑物（灰、渣、弹、砾等）组成，山顶有火山口，有的有溢出口，有的无溢出口。熔岩在溢出口方向或火山周围由近及远，由厚变薄形成台地，东北的大多数火山，特别是第四纪火山，几乎全属于这种类型。它们往往成群出现，如宽甸、龙岗、五大连池、科洛、诺敏、达来诺尔等火山群都在此列，在火山群中一些火山又经常成对相伴而生。这种类型与 MacDonald（1972）划分的斯特龙博利有些相似。拱出型以伊通西尖山、莫里青山为代表，成圆锥状，山顶无火口，山体仅由熔岩组成，没有或很少有火山渣、火山弹之类的火山喷发碎屑物，因此与其说是喷发形成的，勿宁说是拱出生成的。双辽和伊通等地新近和古近纪生成的火山多为此种类型，而第四纪火山几乎无这种类型。MacDonald（1972）划分的六种喷发类型，没有一种和它对应。复合型即经过多次多种方式喷发而成大型复式层状火山，火山爆发指数逐渐增加，最后可达 100%，大体相当于 MacDonald 的布里尼式喷发，这种类型以白头山为代表，在东北很少。溢流型即玄武岩浆沿裂隙溢出，形成广阔的熔岩台地，岩层多呈水平状，底部常见砂砾层，本区的大部分高位玄武岩和部分河谷玄武岩属此类型，可以老爷岭玄武岩为代表。这种类型喷发的岩浆碱性一般较低，大部分拉斑玄武岩是溢流形成的。

通常，大陆裂谷型的火山活动，岩浆普遍由小于中等大小的火山喷出，形成一些由熔岩渣组成的火山熔渣锥，很少发育大型层状火山或形成大面积熔岩台地，也很少有侵入岩（Condie，1982），东北地区的火山和火山岩的分布状况与此类同，显现出大陆裂谷型特点。

第二节　华北地区新生代火山与火山岩

华北地区新生代火山和火山岩主要分布于华北拗陷（平原）的东西两侧，包括汉诺坝、大同和齐鲁火山群以及河北井陉雪花山等火山，其年龄见表 2-2-1。

表 2-2-1　华北地区新生代火山岩年龄

序号	采样地点	样品编号	样品名称	年龄（Ma）	资料来源
1	河北平泉骆驼峰	P-1-1	拉斑玄武岩	24.3±0.8	刘若新等(1992a)
2	河北汉诺坝玄武岩楼沙坝剖面	80-Z-1/706	橄榄拉斑玄武岩	21.51±0.41	王慧芬等(1988)
3	河北汉诺坝玄武岩楼沙坝剖面	80-Z-15/685	歪长石	18.56±0.31	王慧芬等(1988)
4	河北汉诺坝玄武岩楼沙坝剖面	81-Z-1 732	歪长石	17.22±0.31	王慧芬等(1988)
5	河北万全大麻坪	HC-32	碧玄岩	21.0±0.6	刘若新等(1992a)
6	河北万全大麻坪剖面	P_1-4/1882	玄武岩	23.81±0.88	王慧芬等(1988)
7	河北万全大麻坪剖面	P_1-8/1881	玄武岩	24.52±0.87	王慧芬等(1988)
8	河北万全沟大麻剖面	P_1-12/1886	玄武岩	13.56±0.57	王慧芬等(1988)
9	河北万全大麻坪（第四旋回）	ZB77	玄武岩	14.0	翟明哲(1983)
10	河北万全大麻坪（第一旋回）	ZB111	碧玄岩	19.3	翟明哲(1983)
11	河北万全黄旗村（第三旋回）	ZH87	碧玄岩（歪长石巨晶）	13.6	翟明哲(1983)
12	河北万全小麻坪	d10-10	金云母	26.76±0.23	王慧芬等(1985)
13	河北张北20号钻孔岩芯（2~3m）	HC-1	拉斑玄武岩	15.8±0.6	刘若新等(1992a)
14	河北张北20号钻孔4m	80-Z-17/565	拉斑玄武岩	16.33±1.01	王慧芬等(1988)
15	河北张北20号钻孔岩芯167m	HC-5	拉斑玄武岩	18.7±0.5	刘若新等(1992a)
16	河北张北20号钻孔178m	80-Z-60/429	碧玄岩	22.54±0.52	王慧芬等(1988)
17	河北张北20号钻孔202m	80-Z-64/529	碱性橄榄玄武岩	24.38±0.78	王慧芬等(1988)
18	河北张北20号钻孔深202m	80-2-64	碱性橄榄玄武岩	26.15±0.64	王慧芬等（1988）
19	河北张北城关元泉厂村	HC-6	碱性橄榄玄武岩	17.8±0.5	刘若新等(1992a)
20	河北张北十字街火山口	80-Z-65/597	拉斑玄武岩	14.11±0.43	王慧芬等(1988)
21	河北张北十字街火山	HC-7	拉斑玄武岩	13.7±0.4	刘若新等(1992a)
22	河北张北周坝下部	H-14	拉斑玄武岩	22.8±0.8	刘若新等(1992)
23	河北武安百草坪（上部）	HW-4	橄榄玄武岩	3.52±0.11*	陈文寄
24	河北武安百草坪（下部）	HW-1	碱性橄榄玄武岩	4.25±0.18*	陈文寄
25	河北井陉雪花山	HJ-3	碱性橄榄玄武岩	6.31±0.23	刘若新等(1992a)
26	河北尚义小蒜沟	T-05	拉斑玄武岩	4.38±0.29*	陈文寄
27	华北平原北缘（51.38~55.78m）	JL-2	玄武岩	64.52	郑学正等(1978)
28	华北平原北缘（677.36m）	JL-7	玄武岩	28.5	郑学正等(1978)
29	华北平原北缘（740~820m）	JL-16	玄武岩	57.13	郑学正等(1978)
30	华北平原北缘（834.53~837.38m）	JL-8	玄武岩	71.03	郑学正等(1978)
31	北京柏各庄钻孔岩芯1660~1710m	南12井	拉斑玄武岩	15.9±0.5	刘若新等(1992a)
32	北京崇外热水井	京热-18	安山岩	66.1	王慧芬等(1988)
33	北京钻孔岩芯	京-21	拉斑玄武岩	63.2±4.1	刘若新等(1992a)
34	北京钻孔岩芯	京-49	拉斑玄武岩	47.8±1.5	刘若新等(1992a)
35	北京钻孔岩芯	京热14-1	拉斑玄武岩	29.2±2.0	刘若新等(1992)
36	北京钻孔岩芯	南-14井	橄榄玄武岩	30.3±1.0	刘若新等(1992a)
37	北京钻孔岩芯	顺6-1	拉斑玄武岩	43.5±0.6	刘若新等(1992a)
38	北京钻孔岩芯	顺6-5	拉斑玄武岩	36.1±0.5	刘若新等(1992a)
39	渤海新港钻孔	海三井	玄武岩	47.6	王慧芬等(1988)
40	塘沽BZ28-2-1井	塘-15	碱性橄榄玄武岩	45.1±2.8	刘若新等(1992a)
41	塘沽BZ34-5-2井	塘-17	橄榄玄武岩	24.5±1.3	刘若新等(1992a)
42	河北大港高尚堡岛8井	港-7	橄榄玄武岩	22.1±1.1	刘若新等(1992a)
43	山西大同册田水库南（上）	SD-109	拉斑玄武岩	0.54±0.05	陈文寄等(1992b)
44	山西大同册田水库南（中）	SD-110	拉斑玄武岩	0.59±0.10	陈文寄等(1992b)
45	山西大同册田水库南（下）	SD-111	拉斑玄武岩	0.74±0.22	陈文寄等(1992b)
46	山西大同册田水库岩芯	SD-15	拉斑玄武岩	0.39±0.09	陈文寄等(1992b)
47	山西大同册田水库	80-1/518	橄榄拉斑玄武岩	0.843±0.074	王慧芬等(1988)
48	山西大同册田水库	80-2/606	橄榄拉斑玄武岩	0.540±0.053	王慧芬等(1988)
49	山西大同东水头	BB-15	碱性玄武岩	0.82±0.05	陈文寄等(1992b)
50	山西大同东水头村	80-24/523	碱性拉斑玄武岩	0.435±0.011	王慧芬等(1988)
51	山西大同东水头村	80-25/602	碱性橄榄玄武岩	0.885±0.023	王慧芬等(1988)
52	山西大同昊天寺	SD-3	碱性拉斑玄武岩	0.349±0.021	陈文寄等(1986)
53	山西大同昊天寺南抽水站	SD-113	碱性玄武岩	0.62±0.04	陈文寄等(1992b)
54	山西大同昊天寺南公路旁	BB-6	碱性玄武岩	0.44±0.01	陈文寄等(1992b)
55	山西大同昊天寺山顶	BB-1	碱性玄武岩	0.48±0.05	陈文寄等(1992b)
56	山西大同昊天寺山顶	BB-4	碱性玄武岩	0.52±0.08	陈文寄等(1992b)

续表 2-2-1

序号	采样地点	样品编号	样品名称	年龄（Ma）	资料来源
57	山西大同黑山脚下	BB-19	碱性玄武岩	0.49±0.06	陈文寄等(1992b)
58	山西大同黑山脚下	SD-7	碱性玄武岩	0.38±0.13	陈文寄等(1992b)
59	山西大同黄家洼（上）	BB-11	碱性玄武岩	0.74±0.06	陈文寄等(1992b)
60	山西大同黄家洼（中）含包体	BB-7	碱性玄武岩	0.56±0.05	陈文寄等(1992b)
61	山西大同黄家洼（下）	BB-8	碱性玄武岩	0.41±0.06	陈文寄等(1992b)
62	山西大同金山	80-16/600	碱性橄榄玄武岩	0.451±0.013	王慧芬等(1988)
63	山西大同金山	80-16/603	碱性橄榄玄武岩	0.508±0.015	王慧芬等(1988)
64	山西大同金山	SD-16	拉斑玄武岩	0.387±0.137	陈文寄等(1986)
65	山西大同金山顶火山弹	BB-13	碱性玄武岩	1.27±0.08	陈文寄等(1992b)
66	山西大同桑干河南龙堡村	SD-215	拉斑玄武岩	0.23±0.14	陈文寄等(1992b)
67	山西大同桑干河南秋林村	SD-219	拉斑玄武岩	0.23±0.23	陈文寄等(1992b)
68	山西大同肖家头村	80-10/605	碱性橄榄玄武岩	0.458±0.025	王慧芬等(1988)
69	山西大同余家寨	80-19/607	橄榄拉斑玄武岩	0.455±0.036	王慧芬等(1988)
70	山西大同余家寨	BB-20	拉斑玄武岩	0.41±0.10	陈文寄等(1992b)
71	山西大同许家堡西1km处	BB-21	拉斑玄武岩	0.52±0.15	陈文寄等(1992b)
72	山西繁峙	85-SF-9/3293	玄武岩	39.90±0.65	王慧芬等(1988)
73	山西繁峙	85-SF-7/3308	玄武岩	38.45±0.71	王慧芬等(1988)
74	山西黄花岭	85-SH-1/3291	玄武岩	40.38±0.73	王慧芬等(1988)
75	山西黄花岭	85-SH-8/3289	玄武岩	37.12±0.64	王慧芬等(1988)
76	河南汝阳大安村公路边	RY-2	拉斑玄武岩	6.89±0.19	刘若新等(1992a)
77	山东昌乐-方山	Lj-77	碱性橄榄玄武岩	16.27±0.44	陈道公等(1985)
78	山东昌乐豹山	CL-2	碧玄岩	16.05±0.42	陈道公等(1985)
79	山东临朐牛山	Lj-42	碱性橄榄玄武岩	16.13±0.42	陈道公等(1985)
80	山东临朐牛山	Lj-48	碱性橄榄玄武岩	18.87±0.49	陈道公等(1985)
81	山东临朐朐山	Lj-51	碧玄岩	15.77±0.44	陈道公等(1985)
82	山东临朐朐山	Lj-54	碧玄岩	13.43±0.36	陈道公等(1985)
83	山东临朐尧山	Lj-65	碱性橄榄玄武岩	10.64±0.28	陈道公等(1985)
84	山东临朐尧山	Lj-68	碱性橄榄玄武岩	11.40±0.31	陈道公等(1985)
85	山东临朐尧山	Lj-72	碱性橄榄玄武岩	13.72±0.37	陈道公等(1985)
86	山东临朐三姑山	Lj-74	碱性橄榄玄武岩	12.63±0.33	陈道公等(1985)
87	山东临朐鸦鸽山	LXB-7	碱性橄榄玄武岩	12.5±0.2	刘若新等(1992a)
88	山东临朐角岩山	Ch-7	碱性橄榄玄武岩	20.7±0.6	刘若新等(1992a)
89	山东临朐角岩山	S-5	碱性橄榄玄武岩	14.3±0.7	刘若新等(1992a)
90	山东临朐山旺牛山组顶部	SS006	碱性玄武岩	11.93±1.6	朱铭等(1985)
91	山东临朐山旺牛山组顶部	SS007	碱性玄武岩	11.34±1.2	朱铭等(1985)
92	山东临朐山旺尧山煤矿尧山组下部	SS009	碧玄岩	11.81±1.00	朱铭等(1985)
93	山东临朐山旺尧山组顶部	SS012	碱性橄榄辉绿岩	10.52±0.54	朱铭等(1985)
94	山东临朐山旺小尧山顶	SS019	玄武岩	16.17±0.36	朱铭等(1985)
95	山东临朐山旺韩家村东1.5km路边	SS021	玄武岩	21.48±0.57	朱铭等(1985)
97	山东临朐小山旺	S-3	碱性橄榄玄武岩	14.2±0.2	刘若新等(1992a)
98	山东临朐小山旺	S-4	碱性橄榄玄武岩	13.2±0.6	刘若新等(1992a)
99	山东蓬莱五里桥(黄砂层之下)	BL-01	碧玄岩	5.58±0.15	陈道公等(1985)
100	山东蓬莱五里桥(黄砂层之上)	BL-06	碧玄岩	5.07±0.15	陈道公等(1985)
101	山东蓬莱五里桥	BL-09	碱性橄榄玄武岩	5.11±0.14	陈道公等(1985)
102	山东蓬莱赤山	BL-10	碱性橄榄玄武岩	5.17±0.14	陈道公等(1985)
103	山东蓬莱赤山	BL-16	碱性橄榄玄武岩	4.39±0.14	陈道公等(1985)
104	山东蓬莱铜井(黄土之下)	BL-G7	碧玄岩	5.62±0.17	陈道公等(1985)
105	山东蓬莱铜井(黄土之下)	BL-G9	碧玄岩	5.70±0.19	陈道公等(1985)
106	山东栖霞唐山崩	OX-01	碱性橄榄玄武岩	7.78±0.21	陈道公等(1985)
107	山东栖霞唐山崩	OX-04	碱性橄榄玄武岩	6.44±0.19	陈道公等(1985)
108	山东栖霞方山	OX-10	霞石岩	6.18±0.16	陈道公等(1985)
109	山东无棣大山	SWD-09	苏橄玄武岩	0.75±0.02	陈道公等(1985)
110	山东沂水圈里	YS-5	碧玄岩	13.6±0.36	陈道公等(1985)
111	山东沂水圈里	YS-7	碧玄岩	12.84±0.35	陈道公等(1985)
112	山东沂水太平顶	YS-10	碱性橄榄玄武岩	14.02±0.37	陈道公等(1985)
113	山东沂水太平顶	YS-19	碱性橄榄玄武岩	12.12±0.32	陈道公等(1985)

*转引自刘若新等（1992a）数据。

汉诺坝火山群指位于张家口北部到西北部大面积的火山及火山锥，其火山岩主要出露于崇礼至尚义一带，面积约 2800km^2，处于燕山北部断隆的南缘，张家口–平泉–北票深断裂与张家口–天津隐伏深断裂的交汇部位（张文佑等，1986）。习惯上将该区喷出的玄武岩称为汉诺坝玄武岩。汉诺坝玄武岩是 Barbour（1929）命名的，它以岩石典型多样、新鲜，并含有较多的超镁铁质岩包体、大颗粒（甚至宝石级）的橄榄石及辉石巨晶（冯家麟等，1982）而著名。

汉诺坝玄武岩以熔岩相为主，火山碎屑岩相较少，主要由拉斑玄武岩、碱性玄武岩和碧玄岩所组成，拉斑玄武岩的分布面积较广。早期一般为碱性玄武岩和碧玄岩，晚期为拉斑玄武岩。野外常见到大面积拉斑玄武岩覆盖在早期碱性玄武岩之上，但也见有在同一剖面上碱性玄武岩与拉斑玄武岩多次交互出现、成层叠置的现象（如接沙坝剖面），两者相间可达 30 余次（翟明哲，1983）。总厚度达 100~300m，由南至北厚度呈逐渐变小趋势。北部火山岩旋回次数较少，产状稳定；南部玄武岩旋回数目较多，产状较混乱，表明熔岩流是沿着南缘的张家口–平泉–北票深断裂溢出地表的，受地形的控制由南向北流动。玄武岩层中夹有多层河湖相沉积层（王慧芬等，1985）。早期以裂隙式溢流为主，晚期出现中心式喷发，大麻坪一带可见到在早期玄武岩熔岩台地表面形成的一些孤立火山锥。

Barbour（1929）将汉诺坝玄武岩的时代定为渐新世，此后，它逐渐被确定为渐新世的典型岩类和典型地层单位，并被普遍采用。我国第一届地层会议正式建立了属于渐新世的汉诺坝组。李传奎（1962）对采自张北县瓦房子附近玄武岩粘土夹层中的动物化石进行了鉴定，命名为中新世张北单沟河狸（*Monsoulax Changpensis* sp.），据此，将汉坝诺玄武岩定为中新世。同时，也有部分学者对此持不同认识，如划为渐新世—中新世[1) 2)]、中新世[3)]、渐新世—中新世—上新世[4)]、中新世—上新世[5)]等（王慧芬等，1985）。80 年代以来，获得了汉诺坝玄武岩的同位素年龄（翟明哲，1983；王慧芬等，1985，1988；刘若新等，1992a），以此为基础，结合岩石学及其沉积夹层的地质特征，可以认为，本区火山活动主要集中在中新世早—中期（24~18Ma 和 16~13Ma 两个时段），到中新世晚期（7~6Ma）和上新世早期（4.38Ma）只有小规模的喷发活动。

大同火山群位于山西地堑最北部的大同盆地内。玄武岩分布于山西大同县、阳高县和河北阳原县内，出露面积约 50km^2，可分为东、西两区。西区玄武岩多与黄土地层直接接触；东区玄武质熔岩流主要与第四纪河湖相沉积物相接触。钻孔资料表明，玄武岩的分布范围远远超过现今所见的露头区，一些熔岩流被后来已被第四纪沉积物覆盖。野外可见 30 余座大小不等、形态各异、保存状况不相同的火山锥（图 2-2-1）。形态完好的有昊天寺、金山、黑山、狼窝山、阁老山和马蹄山等，它们多由向四周外倾的火山碎屑堆积而成，其内包含一些火山弹（照片 26），底部及其附近主要为碱性橄榄玄武岩，

---

1) 北京大学地质系，1962，康保幅区测报告（1:20 万）。

2) 河北省区测队，1962，张家口幅地质调查报告（1:100 万）。

3) 河北省第一区调大队编表组，1977，河北近期玄武岩问题。

4) 河北地质学院水工系坝工水文组，1978，汉诺坝玄武岩的时代归属。

5) 内蒙古自治区地层编表组，1979，内蒙古地区与阿巴嘎旗地区玄武岩时代探讨。

少量为拉斑玄武岩，含上地幔橄榄岩包体及辉石巨晶。这个火山群是中外学者研究最多的火山群之一，尤其以前苏联学者列别金斯基（1958）描述最为详尽，不足之处是缺少年代学资料，这方面后来由陈文寄等（1986，1992b）的工作所弥补。

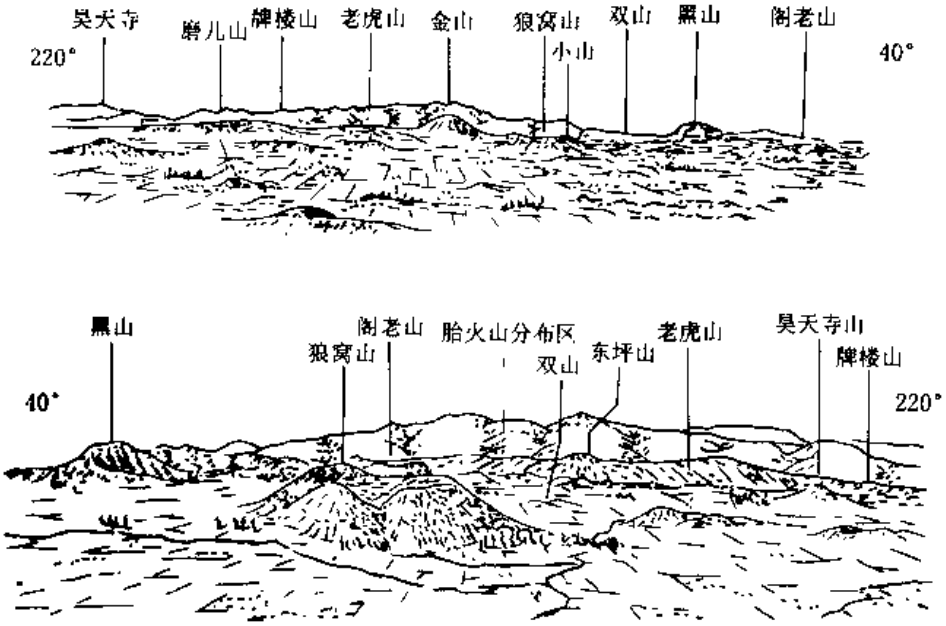

图 2-2-1　大同火山群主要火山分布的素描图

上图自东坪山望大同火山群，下图从相反方向望大同火山群（由孙善平素描）

齐鲁火山群沿郯庐断裂两侧分布于鲁北的蓬莱、栖霞、无棣和鲁中的临朐、昌乐一带。蓬莱的西山、庙山、牛山、赤山、芝山、迎口山、睡虎山和红石山，栖霞的花山、塔山、大方山、小方山和唐山崩等在鲁北构成一个火山群。鲁中的火山和火山岩出露于临朐山旺、牛山、豹山、尧山、龙山、方山、角岩山、太平顶、西太坪和二姑山等。有的则形成熔岩台地，呈桌状、台状产出，如大方山、小方山；熔岩台地常常覆盖在古老的变质岩系之上。岩石似碱性玄武岩为主，包括碧玄岩、粗玄岩和碱玄岩等，岩石中常含二辉橄榄岩包体和歪长石、辉石、金云母、钛铁矿等巨晶。在山旺地区，火山岩常夹于以湖河相沉积物为主的山旺组之中。那里的沉积物含硅藻土和煤层，具有丰富的动、植物化石，这对于山旺的地层及火山岩时代的确定具有重要意义。这里的早期火山活动发生在中新世早期，年龄在 21.48~15.77Ma，中新世中晚期至上新世 14.2~4.39Ma 沿郯庐断裂也有大量的玄武岩火山喷发；第四纪很少有火山喷发，只有无棣火山样品测得 0.75Ma 的年龄（表 2-2-1）。杨钟健（1936）曾将临朐盆地中含大角羊化石的“白砂层”定为早更新世，于是认为覆盖其上的山旺玄武岩和沂水塔山玄武岩属于第四纪，但未能得到第四纪的年龄。

第三节　东南沿海地区新生代火山与火山岩

华东及东南沿海的火山和火山岩主要分布于大陆边缘，近 NE 向展布，包括嘉山、

六合–仪征、上海、嵊县–新昌、福建、三水、雷琼、南海和台湾九个火山群。火山岩成分以玄武质岩石为主，少量玄武安山岩及安山岩，岩石主要呈熔岩流形式出露，少数地区形成火山角砾岩管。火山岩中普遍含有超镁铁质岩包体及辉石、石榴子石等矿物巨晶。

嘉山火山群分布于安徽省嘉山县境内，处于郯庐断裂南端。火山岩主要出露于女山、大横山和清明山等地，以碱性橄榄玄武岩、碧玄岩和拉斑玄武岩为主，局部为玄武质火山碎屑岩。地貌上呈桌状熔岩台地。火山活动多为裂隙式喷发，兼有中心式喷发，可分为四期（表 2-3-1）。第一期发生于晚白垩世—始新世早期（72.2~54.79Ma），火山岩出露于嘉山明光镇附近；第二期喷发为始新世末至渐新世早期（42.6~36.19Ma），包括嘉山大横山、大蜀山和广德一带的玄武岩；第三期发生于中新世早、中期（16.52~15.41Ma），是本区最剧烈的一期火山活动，火山岩主要出露于清明山一带；第四期发生于更新世早中期（1.41~0.53Ma），火山喷发集中在女山和明光镇两地（肖增岳和王艺芬，1985；陈道公和彭子成，1988；郑洪汉等，1991；刘若新等，1992a）。

六合–仪征火山群分布于滁河平原上，由 10 余座火山锥和平顶、桌状的方山状熔岩台地组成，包括仪征地区的大铜山、小铜山、捺山、乌山、横山以及六合地区的平山、盘石山、黄毛山、巴山、马头山、尖山、塔山、方山、瓜埠山等。岩性为碱性橄榄玄武岩和碧玄岩，含有尖晶石二辉橄榄岩包体（支霞臣等，1994b）。多数火山保存着完整的形态，如六合方山和马头山等。玄武岩柱状节理发育，如仪征捺山、六合瓜埠山和马头山（支霞臣，1990）。根据火山岩的同位素年龄（王慧芬等，1988；陈道公和彭子成，1988；刘若新等，1992a），该区火山活动大体可划分为三期（表 2-3-1）：第一期为古新世末至始新世中期（55.9~43.8 Ma），火山岩分布在南京长山林场（55.9 Ma）、安徽当涂釜山（53.18Ma）、江苏溧阳（43.8Ma 和 48.0Ma）等地；第二期火山活动发生在中新世早、中期（20.7Ma 和 16.27~13.9Ma 两个时段），包括六合塔山（16.27Ma）、句容赤山（13.90Ma）、溧阳竹篑（20.7Ma）和上兴（15.0Ma）等地的的碱性橄榄玄武岩；第三期火山喷发位于中新世晚期（11~7Ma），此时火山活动达到高潮，火山岩主要出露于六合方山（9.41~8.60Ma）、瓜埠山（9.35Ma）、江宁方山（10.89~10.32Ma）、东海安峰山（7.58Ma）和平明山（6.10Ma）等地。

钻探发现，上海的川沙县、上海县和南汇县一带分布着隐伏玄武岩，岩性为橄榄玄武岩和拉斑玄武岩（周新华等，1992），时代为渐新世晚期至中新世早期（26.7~18.7Ma）。

嵊县–新昌火山群分布于 NE 向绍兴–江山深大断裂的东南侧。火山岩出露于嵊县、新昌、天台、宁海和东阳县等地，分布面积为 500km^2，厚达 150m，以橄榄拉斑玄武岩、碱性橄榄玄武岩及碧玄岩为主，早期为拉斑玄武岩，晚期为碱性玄武岩和碧玄岩。岩石中含尖晶石二辉橄榄岩包体及歪长石、石榴子石、辉石巨晶（王人镜和杨淑荣，1987a、b）。玄武岩层的成层性明显，含有四层沉积夹层。本区火山活动始于始新世中期（47.1Ma），规模较小，仅发生于嵊县浦桥附近；第二期发生于中新世早期（20.7Ma），火山岩分布于新昌煤矿附近；第三期为中新世中晚期（10.38~6.5Ma），火山活动几乎遍布全区，主要在新昌煤矿、新昌–天台交界、嵊县浦桥、新昌寒庄等地；第四期发生于上新世早期（4.77Ma），主要在浦桥附近（王人镜和杨淑荣，1987a、b；刘若新等，1992a）。

表 2-3-1　华东及华南沿海地区火山岩年龄·

序号	采样地点	样品编号	样品名称	年龄（Ma）	资料来源
1	苏北油田安9井	苏-27	橄榄玄武岩	45.5	刘若新等（1992a）
2	苏北油田曹5井	苏-24	橄榄玄武岩	51.6	刘若新等（1992a）
3	苏北油田都3井	都-3井	橄榄玄武岩	56.6	刘若新等（1992a）
4	苏北油田曹5井	A-15	橄榄玄武岩	58.8	刘若新等（1992a）
5	苏北油田安5井	苏28	橄榄玄武岩	65.1	刘若新等（1992a）
6	江苏东海平明山	JD-4	碧玄岩	6.10±0.22	刘若新等(1992a)
7	江苏东海安峰山	JDHA-1	碱性玄武岩	7.58±0.22	陈道公等(1988)
8	江苏江宁方山	JJNF-1	碱性玄武岩	10.32±0.28	陈道公等(1988)
9	江苏江宁方山	JJNF-3	碱性玄武岩	10.89±0.30	陈道公等(1988)
10	江苏溧阳上兴	绝m-3	碱性橄榄玄武岩	15.0±0.2	刘若新等(1992a)
11	江苏溧阳竹簧上市采石场	JJ-1	碱性橄榄玄武岩	20.7±0.6	刘若新等(1992a)
12	江苏溧阳上沛老虎山	绝m-1	碱性橄榄玄武岩	48.0±1.0	刘若新等(1992a)
13	江苏溧阳花山	绝m-2	碱性橄榄玄武岩	43.8±0.8	刘若新等(1992a)
14	江苏句容赤山	JJ-46	橄榄玄武岩	13.9±0.4	刘若新等(1992a)
15	江苏六合方山	JY-9	碱性橄榄玄武岩	8.60±0.25	刘若新等(1992a)
16	江苏六合方山	JLHF-5	碱性橄榄玄武岩	9.41±0.25	陈道公等(1988)
17	江苏六合瓜埠山	JD-6	碱性橄榄玄武岩	9.35±0.31	刘若新等(1992a)
18	江苏六合塔山	JLHT-5	碱性橄榄玄武岩	16.27±0.45	陈道公等(1988)
19	安徽合肥大蜀山	AHFD-2	碱性辉绿岩	36.19±0.94	陈道公等(1988)
20	安徽当涂釜山	ADTF-4	碱性玄武岩	53.18±1.26	陈道公等(1988)
21	安徽无为照明山	皖-42	拉斑玄武岩	53.2±2.8	刘若新等(1992a)
22	安徽嘉山女山	AJSN-1	碧玄岩	0.726±0.033	陈道公等(1988)
23	安徽嘉山女山	AJSN-2	碧玄岩	0.548±0.034	陈道公等(1988)
24	安徽嘉山女山底部	绝-6	碧玄岩	1.41±0.07	刘若新等(1992a)
25	安徽嘉山清明山	AJSQ-1	碱性橄榄玄武岩	16.52±0.43	陈道公等(1988)
26	安徽嘉山清明山	AJSQ-2	碱性橄榄玄武岩	15.41±0.40	陈道公等(1988)
27	安徽嘉山大横山	AJSD-1	拉斑玄武岩	37.54±0.97	陈道公等(1988)
28	安徽嘉山明光镇	AJS-5	拉斑玄武岩	54.79±1.43	陈道公等(1988)
29	安徽嘉山明光镇	AJS-3	拉斑玄武岩	65.02±1.69	陈道公等(1988)
30	安徽嘉山明光镇	绝-1	橄榄玄武岩	72.2±1.2	刘若新等(1992a)
31	浙江嵊县浦桥硅藻土层之上	P3-2	玄武岩	4.77±0.70	王人镜等(1987)
32	浙江新昌寒庄剖面顶部	H-R	玄武岩	6.51±0.46	王人镜等(1987)
33	浙江新昌寒庄剖面中上部	H2-3	玄武岩	10.38±0.46	王人镜等(1987)
34	浙江新昌煤矿附近	Zh-2-10	碱性橄榄玄武岩	7.13±0.23	刘若新等(1992a)
35	浙江新昌煤矿附近	Zn-1-1B	碱性橄榄玄武岩	20.7±1.7	刘若新等(1992a)
36	浙江新昌-天台交界处	ZH-1	碱性橄榄玄武岩	6.79±0.13	刘若新等(1992a)
37	福建龙海白矿牛头山	FLn-2	拉斑玄武岩	11.7±0.4	刘若新等(1992a)
38	福建龙海白矿牛头山	9001	碧玄岩	13.8±0.4	刘若新等(1992a)
39	福建龙海白矿牛头山	NT-010	碱性玄武岩	16.70±0.56	陈道公等(1992)
40	福建龙海白矿牛头山	Ln-2-1	拉斑玄武岩	17.9±4.0	刘若新等(1992)
41	福建龙海流会	LH-024	橄榄玄武岩	17.58±0.49	陈道公等(1992)
42	福建龙海流会	LH-025	橄榄玄武岩	18.05±0.78	陈道公等(1992)
43	福建龙海流会海滨	龙海1	碱性橄榄玄武岩	19.2±0.70	刘若新等(1992a)
44	福建龙海天马山	TM-011	拉斑玄武岩	16.57±0.57	陈道公等(1992)
45	福建龙海天马山	TM-002	拉斑玄武岩	19.20±0.56	陈道公等(1992)
46	福建龙海香山	XS-030	橄榄玄武岩	17.68±0.51	陈道公等(1992)
47	福建明溪大洋窠	DYK-012	安山玄武岩	0.72±0.03	陈道公等(1992)
48	福建明溪大洋窠	DYK-009	橄榄玄武岩	1.39±0.06	陈道公等(1992)
49	福建明溪大洋窠	DYK-010	碧玄岩	4.92±0.14	陈道公等(1992)
50	福建明溪大洋窠	DYK-011	碧玄岩	4.96±0.16	陈道公等(1992)
51	福建明溪平埠	PB-006	碧玄岩	4.45±0.13	陈道公等(1992)

续表 2-3-1

序号	采样地点	样品编号	样品名称	年龄（Ma）	资料来源
52	福建明溪石横	SH-003	碧玄岩	2.95±0.10	陈道公等(1992)
53	福建明溪五通门	WTA-001	拉斑玄武岩	2.92±0.01	陈道公等(1992)
54	福建闽清	MQ-1	碱性橄榄玄武岩	14.1±0.3	刘若新等(1992a)
55	广东海康县乌石东北	P-3	玄武岩	0.71±0.13	葛同明等(1989)
56	广东海康县英利东	P-1	玄武岩	0.58±0.13	葛同明等(1989)
57	广东海康乌石岭头地表样品		橄榄高铝玄武岩	2.28±0.19	朱炳泉等(1989)
58	广东海康幸福农场		高铝玄武岩	3.61±0.32	朱炳泉等(1989)
59	广东遂溪岭北城里埋深34~38m		碱性橄榄玄武岩	0.90±0.055	孙嘉诗 (1991)
60	广东遂溪岭北埋深34m		石英拉斑玄武岩	2.1±0.57	冯国荣 (1992)
61	广东遂溪岭北埋深65m		石英拉斑玄武岩	2.80±0.73	冯国荣(1992)
62	广东徐闻曲界田洋埋深222.4m		火山角砾岩	0.4775±0.007	陈俊仁等(1990)
63	广东徐闻县西连东	N-2	玄武岩	0.92±0.04	葛同明等(1989)
64	广东徐闻县龙塘赤坎仔	O-2	玄武岩	1.79±0.16	葛同明等(1989)
65	广东徐闻县徐城西	N-3	玄武岩	1.90±0.09	葛同明等(1989)
66	广东徐闻县海安海滩	N-1	玄武岩	2.04±0.08	葛同明等(1989)
67	广东徐闻田西地表样品		碱性橄榄玄武岩	2.05	黄镇国等(1993)
68	广东徐闻海康港乾隆岭地表样品		橄榄拉斑玄武岩	2.68±0.54	冯国荣(1992)
69	广东徐闻县友好农场	O-3	玄武岩	2.28±0.17	葛同明等(1989)
70	广东徐闻县赤坎仔西	O-1	玄武岩	2.93±0.54	葛同明等(1989)
71	广东徐闻海安港		橄榄拉斑玄武岩	3.04±0.29	朱炳泉等(1989)
72	广东徐闻南华农场埋深165m		石英拉斑玄武岩	3.09±0.17	黄镇国等(1993)
73	广东徐闻县下桥曲界	O-4	玄武岩	2.85±0.10	葛同明等(1989)
74	广东徐闻勇士农场埋深29m		玄武岩	0.85±0.19	冯国荣(1992)
75	广东徐闻勇士农场埋深61m		玄武岩	1.20±0.50	冯国荣(1992)
76	广东徐闻勇士农场埋深400m		碱性橄榄玄武岩	6.31±0.97	冯国荣(1992)
77	广东徐闻勇士农场		石英拉斑玄武岩	1.05±0.18	朱炳泉等(1989)
78	广东徐闻友好农场埋深64.1m		石英拉斑玄武岩	0.84	黄镇国等(1993)
79	广东徐闻友好农场埋深254m		石英拉斑玄武岩	1.58±0.07	黄镇国等(1993)
80	广东湛江东海岛龙水岭埋深0.5m		碱性橄榄玄武岩	0.10±0.01	黄镇国等(1993)
81	广东湛江东海岛龙水岭埋深0.8m		碱性橄榄玄武岩	0.1125±0.011	黄镇国等(1993)
82	广东湛江硇洲岛贼洞埋深78m		凝灰岩	0.544±0.054	黄镇国等(1993)
83	广东硇洲岛东岸		碱性橄榄玄武岩	1.26±0.26	冯国荣(1992)
84	广东湛江市湖光砖厂采石场	B-1-1	玄武岩	1.14±0.17	葛同明等(1989)
85	广东湛江市东山岛东筒	A-1	玄武岩	0.38±0.02	葛同明等(1989)
86	广东湛江市合流	Q-1	玄武岩	0.60±0.09	葛同明等(1989)
87	广东南海西樵山	GH-1	粗面岩	51.0±1.50	刘若新等(1992a)
88	广东南海县走马营	ZGC	粗面岩	56.3±0.48	刘若新等(1992a)
89	广东三水盆地水-15	81-K-41	橄榄拉斑玄武岩	56.6±1.1	朱炳泉等(1991)
90	广东三水盆地水深2	81-K-43	流纹岩	63.9±3.2	朱炳泉等(1991)
91	广东三水盆地狮山	81-K-49	粗面岩	48.84±0.31	朱炳泉等(1991)
92	广东三水盆地走马营	81-K-50	粗面岩	50.92±0.84	朱炳泉等(1991)
93	广东三水盆地西樵山	84KS-27	透长石	55.1±1.4	朱炳泉等(1991)
94	广东三水盆地王借山	84KS-36	橄榄拉斑玄武岩	43.1±1.3	朱炳泉等(1991)
95	广东三水盆地广州	84KS-41	透长石	59.53±0.16	朱炳泉等(1991)
96	广东三水盆地水深6	84KS-44	粗面岩	47.39±0.92	朱炳泉等(1991)
97	广东三水盆地水-4	84KS-45	橄榄拉斑玄武岩	56.47±0.80	朱炳泉等(1991)
98	广东三水盆地鲤边山	84KS-46	粗面岩	51.80±1.0	朱炳泉等(1991)
99	广东三水西南镇	GH-2	粗面岩	53.2±1.4	刘若新等(1992a)
100	海南澄迈福山		橄榄玄武岩	0.99±0.49	冯国荣(1992)
101	海南澄迈福山		石英拉斑玄武岩	34.78±3.16	冯国荣(1992)
102	海南澄迈福山埋深62m		橄榄拉斑玄武岩	1.64±0.44	朱炳泉等(1989)

续表 2-3-1

序号	采样地点	样品编号	样品名称	年龄（Ma）	资料来源
103	海南澄迈福山埋深67m		橄榄粒玄岩	1.93±0.25	朱炳泉等(1989)
104	海南澄迈县白莲南桥	I-2	玄武岩	3.76±0.20	葛同明等(1989)
105	海南澄迈县水发桥北	M-1	玄武岩	0.59±0.03	葛同明等(1989)
106	海南儋县洋浦港	K-2	玄武岩	0.09±0.02	葛同明等(1989)
107	海南儋州峨漫岭		拉斑玄武岩	0.21	黄镇国等(1993)
108	海南儋州德义岭		玄武岩	0.64	冯国荣 (1992)
109	海南儋州笔架岭		橄榄岛钻玄武岩	1.05±0.30	朱炳泉等(1989)
110	海南儋县木棠东	K-5	玄武岩	0.90±0.13	葛同明等(1989)
111	海南儋州木棠		石英拉斑玄武岩	28.43±0.88	孙嘉诗(1991)
112	海南儋县新盛农场	K-1	玄武岩	1.81±0.08	葛同明等(1989)
113	海南海口长流埋深17.4m		拉斑玄武岩	0.0983	黄镇国等(1993)
114	海南定安县龙门区	F-3	玄武岩	0.85±0.30	葛同明等(1989)
115	海南定安县翰林区	F-1	玄武岩	0.89±0.43	葛同明等(1989)
116	海南定安黄竹		石英粒玄岩	1.32±0.34	孙嘉诗(1991)
117	海南定安金鸡岭		橄榄拉斑玄武岩	4.11±0.48	朱炳泉等(1989)
118	海南定安牛姆岭		橄榄粒玄岩	5.34±0.25	朱炳泉等(1989)
119	海南海口金牛岭埋深105m		玄武岩	2.00±0 58	冯国荣(1992)
120	海南海口金牛岭地表样品		石英拉斑玄武岩	3.82	黄镇国等(1993)
121	海南海口金牛岭	H-1	玄武岩	3 82±0.11	葛同明等(1989)
122	海南海口金牛岭		石英拉斑玄武岩	16.77±0.47	朱炳泉等(1989)
123	海南海口金牛岭		石英拉斑玄武岩	11.68±0.75	朱炳泉等(1989)
124	海南海口市长流西	H-2	玄武岩	0.10±0.07	黄镇国等(1993)
125	海南海口秀英村埋深104m		石英拉斑玄武岩	6.27±1.2	冯国荣（1992）
126	海南海南岛西线公路美亭	I-3	玄武岩	2.29±0.34	葛同明等(1989)
127	海南临高县峨墟	K-3	玄武岩	0.20±0.01	葛同明等(1989)
128	海南临高县多文岭南	L-1	玄武岩	0.50±0.03	葛同明等(1989)
129	海南临高县兰拳村东北	J-2	玄武岩	0.67±0.03	葛同明等(1989)
130	海南临美县美夏海滩	J-1	玄武岩	0.73±0.06	黄镇国等(1993)
131	海南临高县城东桥下	I-4	玄武岩	5.86±0.29	葛同明等(1989)
132	海南临高多文岭下		玄武岩	8.97±0.24	冯国荣(1992)
133	海南琼山雷虎岭下		橄榄玄武岩	0.013±0.0093	冯国荣(1992)
134	海南琼山县永兴北	M-3	玄武岩	0.06±0.03	葛同明等(1989)
135	海南琼山丁村		石英拉斑玄武岩	0.35±0.27	冯国荣(1992)
136	海南琼山县龙塘	G-3	玄武岩	0.61±0.16	葛同明等(1989)
137	海南琼海县北环线公路109km	E-1	玄武岩	0.78±0.03	葛同明等(1989)
138	海南琼山东山猪脂岭		石英拉斑玄武岩	0.83±0.69	冯国荣(1992)
139	海南琼山县南东线公路21km	G-4	玄武岩	1.15±0.08	葛同明等(1989)
140	海南琼山县东线公路28km	G-3	玄武岩	1.33±0 18	葛同明等(1989)
141	海南琼山县旧州墟北	G-1	玄武岩	1.48±0.16	葛同明等(1989)
142	海南琼山博昌		石英拉斑玄武岩	1.65±0.43	朱炳泉等(1989)
143	海南琼山石山荣堂村地表洞内		粒玄岩	3.81±0.99	孙嘉诗(1991)
144	海南琼山永兴埋深11.5m		玄武岩	4.26±0.35	冯国荣(1992)
145	海南琼山县加东岭北	D-2	玄武岩	4.36±0.18	葛同明等(1989)
146	海南琼山油库		石英拉斑玄武岩	5.08±0.77	朱炳泉等(1989)
147	海南琼山永兴埋深32.3m		玄武岩	5 19+0.32	冯国荣(1992)
148	海南琼山文科村采石坑		石英拉斑玄武岩	5 55±0.14	孙嘉诗(1991)
149	海南琼山县十字路西长周村	G-2	玄武岩	7.53±0.25	葛同明等(1989)
150	海南屯昌岭口		碧玄岩	1.45±0.40	朱炳泉等(1989)
151	海南文昌庙岭顶		石英拉斑玄武岩	0.21±0 01	冯国荣(1992)
152	海南文昌文阜湖埋深34m		拉斑玄武岩	0.63	黄镇国等(1993)
153	海南文昌蓬莱绿园村		碱性橄榄玄武岩	4.05±0.33	朱炳泉等(1989)

续表 2-3-1

序号	采样地点	样品编号	样品名称	年龄（Ma）	资料来源
154	海南文昌蓬莱油岭埋深106.5~114.5m		碱性橄榄玄武岩	6.92±0.14	孙嘉诗(1991)
155	海南文昌蓬莱新安村埋深14.5~15.9m		碱性橄榄玄武岩	11.83±0.20	孙嘉诗(1991)
156	南海盆地	8	拉斑玄武岩	13.9±1.09	王贤觉等(1984)
157	南海盆地	9	拉斑玄武岩	9.6±1.1	王贤觉等(1984)
158	南海盆地	10	碱性玄武岩	3.49±0.57	王贤觉等(1984)

福建火山群分布在松溪–明溪–长汀、福鼎–闽清–漳平–永定以及乳山–流会–龙海–佛昙三个近于平行的 NE 向构造带上（图 2-3-1）。岩石类型有拉斑玄武岩、碱性橄榄玄武岩、碧玄岩及安山玄武岩，岩石中含大量超镁铁质岩包体及单斜辉石等矿物巨晶。根据火山岩的分布及年龄又可分为龙海和明溪两个火山亚群（表 2-3-1）。龙海火山亚群位于乳山–流会–龙海–佛昙构造带上，以拉斑玄武岩为主，剖面上出现拉斑玄武岩与碱性橄榄玄武岩及橄榄玄武岩多次互层。玄武岩柱状节理发育，形成壮观的柱状节理群（丁学元，1984；林友坤，1992）。该区火山活动的年龄介于 19~11Ma 之间（陈道公和张剑波，1992；林友坤，1992；刘若新等，1992a），可分为两期：第一期为中新世早期（19.2~16.6Ma），火山岩出露于流会、牛头山和天马山等地，面积较广，属火山活动高峰期；第二期为中新世中期（13.8~11.7Ma），火山岩出露局限，主要见于龙海牛头山等地。明溪火山亚群位于闽西的松溪–明溪–长汀构造带上，出露于店上、盖洋、下洋、石衡、大洋窠和明溪等地，以中心式喷发为主。岩石类型为安山玄武岩和碧玄岩。根据火山岩的 K-Ar 年龄（陈道公和张剑波，1992；刘若新等，1992a），将火山喷发分为三期：第一期为上新世早期（4.92~4.45Ma），分布于大洋窠和平埠；第二期为上新世晚期（2.95~2.92Ma），火山岩出露于明溪、石衡和五道凹等地；第三期发生于早、中更新世（1.39~0.72Ma），火山岩仅出露于大洋窠。

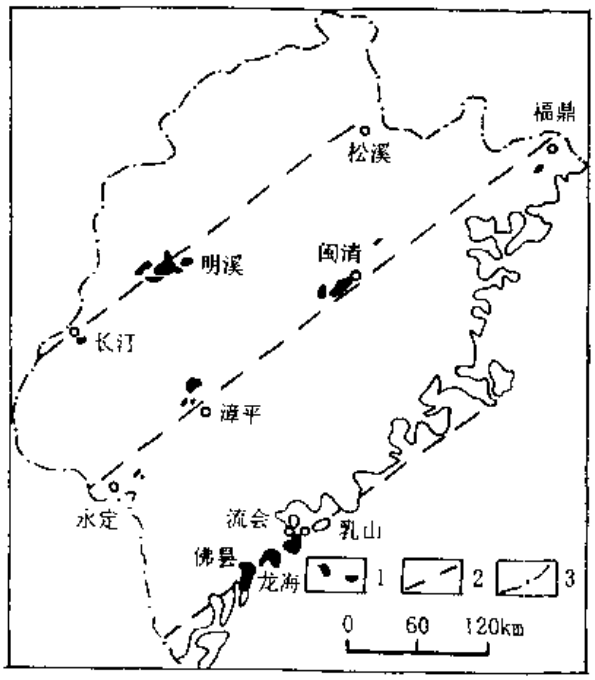

图 2-3-1 福建新生代火山群的分布
（据孙伟汉和赖志敏，1980）
1.火山和火山岩 2.构造线 3.省界

三水火山群位于广东三水盆地内，火山岩从基性到酸性都有，主要由拉斑玄武岩、安山岩、粗面岩、流纹岩和流纹斑岩组成。年龄为 63.9~43.1Ma，集中于 59~49Ma 之间（朱炳泉等，1991；刘若新等，1992a），属古新世早期—始新世中期（表 2-3-1）。

雷琼火山群位于雷州半岛和海南岛北部，火山岩的出露面积为 7300km^2，雷州半岛及附近岛屿为 3140km^2，琼北为 4160km^2，琼北火山岩约占海南岛总面积的 12%（黄镇国等，1993）。岩性以拉斑玄武岩和碱性橄榄玄武岩为主，碱性橄榄玄武岩中往往含有

尖晶石二辉橄榄岩包体。玄武岩层状构造明显，玄武岩层中有湛江组和北海组沉积夹层。

1931 年李殿臣将雷琼火山群定为中生代末至古近纪初，此后 60 余年间提出的火山活动期次划分方案有 20 余种（边兆祥，1958；郭丙奎，1959；黄玉昆，1963；丁国瑜等，1964；傅秀银，1981；张虎男，1984；袁宝印，1984；孙建中，1988a、b；张宗祜，1990；孙嘉诗，1991；冯国荣，1992；黄镇国等，1993）。80 年代中期以前，主要依据火山岩与相关地层的接触关系划分期次；80 年代后期，获得了火山岩的同位素年龄（朱炳泉和王慧芬，1989；葛同明等，1989；陈俊仁等，1990；孙嘉诗，1991；冯国荣，1992；陈文寄等，1992a；黄镇国等，1993），使火山活动期次的划分有了更可靠的依据。本书以雷琼火山岩年代学数据为基础，结合岩石学特征及地层接触关系，将火山活动划分为七期：

第一期为渐新世（34.78~27.40Ma），相当于下辽河火山幕，是本区火山活动最早的一期，规模较小，分布局限，仅限于海南省儋州木棠、澄迈福山和文昌蓬莱。岩性为石英拉斑玄武岩和碱性橄榄玄武岩。

第二期为中新世晚期（11.83~6.27Ma），相当于老爷岭火山幕，规模较大。火山岩分布范围较广，在雷州半岛和琼北均有出露，主要出露在海口金牛岭（11.68Ma）、蓬莱新安村（11.83Ma）、庙岭（6.92Ma）、十字路西玉周村（7.53Ma）、临高多文岭下（8.97Ma）、海口秀英村（6.27Ma）、遂溪岭（11.5Ma）和徐闻勇士农场（6.31Ma）、湛江霞山（6.13Ma）。岩性为石英拉斑玄武岩和碱性橄榄玄武岩。

第三期为上新世（5.0~2.1Ma），相当于军舰山火山幕，分布广，规模大，主要在琼山文科村（5.55Ma）、定安牛姆岭（5.34Ma）、蓬莱禄园村（4.05Ma）、海口金牛岭（3.82Ma）、徐闻海安港（3.04Ma）及遂溪岭北（2.1Ma）等地。岩性为橄榄拉斑玄武岩、石英拉斑玄武岩及碱性橄榄玄武岩。

第四期为早更新世早期（2.0~1.64Ma），火山活动几乎为连续喷发，主要发生于海口金牛岭（2.00Ma）、澄迈福山（1.93 和 1.64Ma）、曲界田洋（1.88Ma）、琼山博昌（1.65Ma）和龙塘赤坎仔（1.79Ma）。岩性为碱性橄榄玄武岩和石英拉斑玄武岩。

第五期为早更新世中晚期（1.60~0.8Ma），火山活动剧烈且集中。火山岩分布面积广，主要出露于湛江霞山（1.48Ma）、屯昌岭口（1.48Ma）、旧州城北（1.48Ma）、定安黄竹（1.32Ma）、徐闻西莲东（0.92Ma）、儋州笔架岭（1.05Ma）、儋县木棠东（0.90M）、遂溪岭北城里（0.90Ma）和琼山南东公路旁（1.33Ma）。岩性以碱性橄榄玄武岩及石英拉斑玄武岩为主。

第六期发生于整个中更新世，是雷琼火山群第四纪火山活动最剧烈的时期。该期火山活动形成了湖光岩、田洋、青桐洋、九斗洋及罗经盘等玛珥湖。火山岩出露地点多、面积大，分布于临高县峨蔓（0.20~0.21Ma）、澄迈县永发桥北（0.59Ma）、湛江合流（0.60Ma）、琼山龙塘（0.61Ma）、儋州德义岭（0.64Ma）、琼山罗经盘（0.56Ma）、硇州岛贼洞（0.544Ma）、田洋湖底（0.47Ma）、儋州公堂岭（0.31Ma）、文昌庙岭顶（0.21Ma）和东海岛龙水岭（0.10~0.11Ma）。火山活动爆发性强，由熔岩及火山碎屑岩组成，包括橄榄玄武岩、粗玄岩、火山角砾岩和凝灰岩。

第七期为更新世晚期（0.06~0.013Ma），分布范围小，包括琼山雷虎岭（0.013Ma）及琼山县永兴北（0.06Ma）等地的火山岩。岩性以玄武质火山碎屑岩为主，也包括少

量气孔状橄榄玄武岩及玻基玄武岩。

南海火山群分布于南海盆地，包括碱性玄武岩和拉斑玄武岩。根据玄武岩的 ^{40}Ar-^{39}Ar 和 K-Ar 年龄（王贤觉等，1984），将火山活动划分为三期：第一期为中新世中期（14.9~13.4Ma），岩性为拉斑玄武岩；第二期为中新世晚期（10.0~9.1Ma），由拉斑玄武岩组成；第三期为上新世中期（3.74~3.20Ma），岩石类型为碱性玄武岩。

台湾火山群分为北、东和西三个岩区。北部岩区包括大屯火山亚群、基隆火山亚群、观音山、草岭山和东北海域的彭佳屿、棉花屿、花瓶屿、黄尾屿和龟山岛等（图 2-3-2）。岩性为安山岩和玄武岩。东部岩区分为两类，第一类为安山岩类，出露于奇美—丰滨、鸟石鼻和三仙台等地；第二类为蛇绿岩类，位于关山和利吉。西部岩区包括澎湖群岛、关西—竹东及公馆地区，岩性由碱性玄武岩和拉斑玄武岩组成，化学成分和时代（陈正宏，1990；庄文星，1992）与东南沿海玄武岩十分类似。

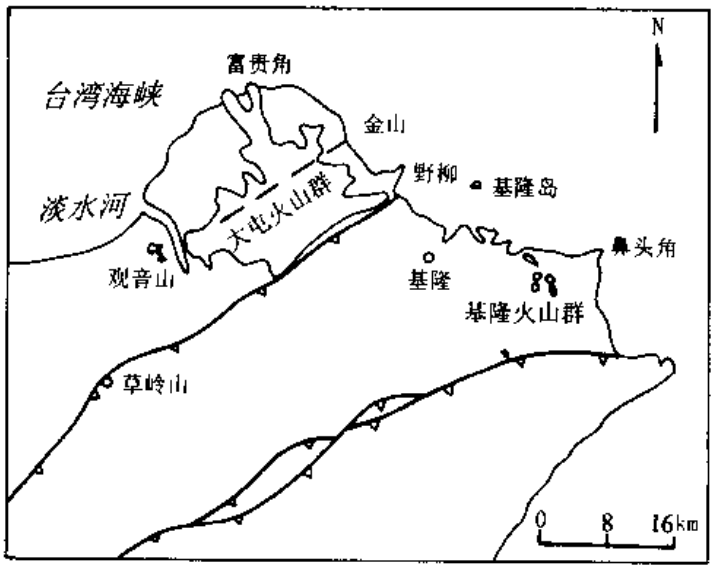

图 2-3-2　台湾北部岩区火山岩分布图

（据陈正宏，1990）

大屯火山亚群位于台湾之西北端，由 20 余座圆锥状火山锥组成，最高者为七星山（1120m），南有圆丘状的纱帽火山丘（643m），西有大屯火山（1081m），其火口壁有四个寄生火口。大屯火山西侧为面天火山（977m），具两个火口，西部火口呈完整的漏斗形，直径约 230m 左右，深 10m 多，偶尔蓄水，称为面天池。大屯火山北面有个火山，名为菜公坑火山（883m）。小观音火山（1070.2m）位于七星山和大屯山之间，火口直径 1200m，深约 300m，是本区最壮观的火山。竹子火山（1103m）位于小观音山北，该火山向北流出的安山质熔岩流直达海岸，形成岬角。七星火山东部有个火山，称为磺嘴火山（912m），其寄生火山为大尖后火山（883m）。磺嘴火山的东部有个火山，名为丁火朽火山（472m）；丁火朽火山西北有两个火山，名为八斗子和楠子火山。此外，淡水河口的左岸有一火山，称为观音山（612m），它与淡水河右岸的南天山火山遥遥相对，观音火山与大屯火山的熔岩流阻塞了淡水河，形成关渡之美景奇观（庄文星，1992）。本区火山形成于 2.8~0.35Ma 之间（Richard et al.，1986；陈正宏，1990），火山喷发分

两期：第一期为上新世晚期（2.8~2.5Ma），包括丁火朽山、明德乐园和大磺嘴底火山岩，以安山质火山碎屑岩为主，称为“下部凝灰角砾岩层”；第二期为中更新世（0.8~0.35Ma），是本区火山活动的高峰时期，火山岩遍布全区，岩性为安山质熔岩及火山碎屑岩，从早至晚，火山活动规模呈现弱→强→弱的变化趋势，在 0.7Ma 左右火山活动达到鼎盛时期，在约 0.6~0.5Ma 期间，火山活动锐减，0.35Ma 左右火山活动趋于停止。

基隆火山亚群分布于台湾之东北端，火山岩出露于基隆山、九份、金瓜石本山、武丹山、武丹坑、草山、鸡母岭和基隆岛，岩性以安山岩为主。基隆山位于基隆火山亚群的西北端，呈椭圆形，东西长约 1.9km，南北宽约 1.6km，北端伸入海中。金瓜石本山位于基隆火山带的中心，海拔 660m，以安山岩和英安岩为主，由于火山岩中发现有金矿，俗称“大金瓜”或“金瓜石”。武丹坑火山呈椭圆状，南北长约 1.6km，东西最大宽度 1.1km，海拔 660m，以安山岩为主。草山位于金瓜石本山的东南侧，呈南北两个钟状之火山丘，以安山岩为主。鸡母岭火山位于草山的南部，由火山碎屑岩和石英安山岩组成。基隆岛由安山岩组成，NE-SW 向长约 1km，NW-SE 向宽约 450m，最高峰达 182m，四周呈悬崖状或陡坡临海（庄文星，1992）。该区火山岩的年龄介于 1.7~0.8Ma 之间，属早更新世。典型地点火山岩的年龄如下：基隆山为 1.7±0.2~0.81±0.12Ma，武丹山 1.13±0.05Ma，金瓜石本山 1.18±0.05Ma，草山 1.30±0.03~1.06±0.05Ma，基隆岛 1.02±0.05Ma，鸡母岭为 0.9±0.06Ma（陈正宏，1990；庄文星，1992）。

观音山是北部岩区最西北侧的火山，以淡水河与大屯火山亚群遥遥相望，属中心式喷发的复式火山，锥体半径约 1~2km，由安山岩和安山质火山碎屑岩组成。火山活动自 1.1Ma 开始，高峰期为 0.6~0.4Ma，断续延续至 0.2Ma，是台湾北部陆地上最新的火山（陈正宏，1990；庄文星，1992）。黄尾屿是钓鱼台群岛中唯一的火山岛，东西长 1.2km，南北宽 1km，最高峰海拔 118m，位于岛之中心，由碱性玄武岩组成。喷发时代为更新世（Matsumoto and Nohara，1974）。

龟山岛（东经 121°55′，北纬 24°51′）位于宜兰县头城镇大溪港东 8 海里的海面上。由安山岩与安山集块岩组成，因其形如海龟而得名，面积约 2.7km^2，按地势分为龟头、龟甲、龟尾三部分。龟头呈椭圆形，惟其东半部已消失，最高处海拔 254m，在龟头甲部之间为 SN 向凹地，为两者之界。龟甲部大致呈方形，最高峰海拔 401m，位于龟甲部南缘之中央，向北展开，其背后以大悬崖临海。龟尾为一细长的砂嘴，向西北延长约 1km。龟尾有“龟尾池”，龟头有“龟头池”（庄文星，1992）。

彭佳屿、棉花屿及花瓶屿皆位于台湾东北的海面上，以彭佳屿面积最大。彭佳屿又名大寺山屿，位于东经 122°05′，北纬 25°38′，距基隆港 65km，出露面积 1.14km^2，形如甲字形，为桌状山岛屿，最高峰海拔 165m。岛上灯塔附近可见有两处保存十分完整的火山口，由安山质、玄武安山质火山碎屑岩和熔岩组成，年龄分别为 1.6±0.2Ma、3.6±1.1Ma 和 2.1± 0.6Ma，属上新世晚期至早更新世（陈正宏，1990；庄文星，1992）。棉花屿又名红轿屿，位于东经 120°06′，北纬 25°29′，距基隆港 21 海里，棉花屿与其北的彭佳屿，西南方的花瓶屿形成三岛鼎立之势。该屿呈椭圆形，东西宽约 300m，南北长约 500m，总面积 0.12km^2，由辉石玄武岩组成，顶部出露少量火山凝灰岩，时代为中更新世（0.5Ma）。花瓶屿位于基隆港东北 21 海里之海中，由 50m 高的一个小岛及数个小岩礁组成，主岛呈长方形，周长约 300m，主要由辉石玄武岩构成。

草岭山位于桃园大溪南 4km 处，紧临慈湖，为一圆锥状火山丘，海拔 347m，由碱性玄武岩及火山碎屑岩组成。玄武岩年龄分别为 0.25Ma、0.18Ma 和 0.17Ma（庄文星，1992），属中更新世晚期。

台湾东部海岸山脉位于菲律宾板块与欧亚板块俯冲–碰撞带上，是世界上弧–陆碰撞最年轻的例子之一，它与绿岛、兰屿均被认为是吕宋弧的一部分（庄文星，1992）。分布于海岸山脉的安山岩类被称为“都峦山层”，大多为集块岩，厚达 1000m，主要出露于奇美、樟原、鸟石鼻、三仙台和乐合等地；自底部至顶部基本层序为火成杂岩、火山角砾熔岩、浅色凝灰岩、石灰岩、凝灰岩与页岩互层（陈正宏，1990）。时代为早中新世至上新世（24.5~4.4Ma）。由北向南，火山岩的时代逐渐变的年轻。

绿岛位于台东东部约 30km 的海中，面积约 17km^2，由上下两套火山岩组成，以下部为主，为玄武质集块岩，上部为安山质熔岩，岩层水平节理发育（照片 13）。据火山岩的同位素年龄（Richard et al.，1986；庄文星，1992），将其分为两期，第一期为中新世晚期（9.4±0.9Ma），第二期为上新世至更新世（5.2±0.3Ma~0.84±0.06Ma）。

兰屿位于台东东南 80km，面积约 48km^2，由安山质集块岩、凝灰岩及熔岩组成。Ho（1975）用 K-Ar 法测得 6 个样品的年龄范围为 13.4~5.8Ma；Richard 等（1986）获得 4 个较老的 K-Ar 年龄自 25.1 至 9.0Ma，10 个较年轻的年龄介于 8.0±0.6~3.7±0.6Ma 之间；庄文星[1]获得 10 个全岩及角闪石的 K-Ar 年龄介于 13.5±2.0~2.3±0.14Ma。陈中华[2]用 ^{40}Ar-^{39}Ar 法测定了两个样品的年龄分别为 6.6±0.1 和 3.4±0.1Ma。由此可见，本区火山喷发的时代为中新世早期至上新世末期（25.1~2.3Ma）。

小兰屿位于兰屿东南 4km 的海中，由安山集块岩及黑云母角闪安山岩组成。Rb-Sr（Lan et al.，1986）、K-Ar（庄文星，1988）及 ^{40}Ar- ^{39}Ar[2] 定年结果表明，火山活动属更新世，高峰期集中于 1.2~0.9Ma 和 0.2~0.1Ma 两个时期（庄文星，1992）。

台东蛇绿岩一词是由 Chai（1972）首次提出的，当时认为它代表了破碎的大洋板块的残留部分，经逆冲搬运至台东海岸山脉地区。目前台东蛇绿岩指位于海岸山脉利吉层中的超基性岩、辉长岩、辉绿岩、粒玄岩和枕状玻基玄武岩组合（Liou et al.，1976），主要出露于海岸山脉南段，包括富里、关山附近的铜安山、白毛寮、嘉武溪，石头山、加路兰和朗岛，以关山附近规模最大，且广为人知，所以又称为“关山火成杂岩”，利吉层中其余的岩石组合称为“利吉火成岩”（陈正宏，1990）。台东蛇绿岩中最早引起地质学家注意的是位于关山附近的枕状玄武质熔岩，Juan 等（1953）首先将其命名为“台湾岩”，认为属海底喷发的产物，后经研究认为，它们是蛇绿岩的组成部分。目前对台东蛇绿岩的成因存在两种认识，主要分歧是它是否受岛弧环境的影响。一种认为其形成与岛弧有关（Yen，1977；Chou et al.，1978；Chen，1988；Teng et al.，1988；陈正宏，1990）；另一种观点认为具洋脊玄武岩的特征，与岛弧无关（Sun，1980；Jahn，1986；Yui and Yang，1988）。

台湾南部恒春半岛出露有恒春蛇绿岩（Suppe，1988），其中变质基性和酸性火成岩

---

[1] 庄文星，1988，台湾新生代晚期火山岩之定年与地球化学研究，台湾大学理学院海洋研究所博士论文。

[2] 陈中华，1989，台湾新生代岛弧火山岩之锶、钕及氧同位素地球化学研究，台湾大学理学院地质学研究所博士论文。

的 K-Ar 年龄：角闪岩全岩为 12.4~11.3Ma，角闪岩中的角闪石为 23.6~22.6Ma，变质辉绿岩全岩为 21.2Ma，变质斜长花岗岩为 24.2~18.0Ma（Pelletier et al.，1986），表明该蛇绿岩形成于早中新世（24~18Ma），12~11Ma 可能代表一次后期热事件。

西部岩区由南西向北东可分出三个火山活动带（庄文星，1992）：澎湖群岛、关西–竹东和角板山以及公馆附近火山岩。

澎湖群岛位于台湾海峡之中，位于北纬 23°09'40"~23°45'41"，东经 119°18'03"~119°42'54"之间，南北长 60km，东西宽 40km，由大小 64 个岛屿组成，露出海面的总面积为 120km^2。除最西侧花屿之外，各岛屿均为玄武岩岛，都是由每层数米厚的玄武质熔岩层叠置而成，其间常夹有沉积层，柱状节理发育（照片 14）。李寄陽（1990）在熔岩层中发现夹有一红土层，K-Ar 年龄为 10Ma，说明在这时，本区发育一个古风化面，它可能与 10.5Ma 时全球大海退有关（陈正宏，1990）。

澎湖群岛由碧玄岩、碱性玄武岩和拉斑玄武岩组成，岩石中含有地幔岩包体和辉石、金云母巨晶。庄文星[1]测定了澎湖群岛五个玄武岩的 K-Ar 年龄，介于 16.2~8.2Ma 之间，一个云母和一个角闪石的年龄分别为 11.2 和 13.2Ma，属中新世中、晚期。钻井资料表明澎湖群岛具有古新世、始新世、渐新世及中新世的隐伏玄武岩（陈正宏，1990）。花屿位于群岛的最西缘，是整个群岛中唯一由安山岩组成的小岛，面积为 1.8km^2。Jahn 等（1976）用 Rb-Sr 法测得安山岩脉的年龄为 56±3Ma；杨小青（1989）用裂变径迹法测得安山岩、石英安山质岩脉及流纹质岩脉的年龄分别为 65±3Ma、62±4Ma 及 61±1Ma，属古新世。

关西－竹东和角板山位于西部山麓地带，火山岩以带状形式夹于中新世晚期地层之中。岩性为碱性玄武岩和拉斑玄武岩，碱性玄武岩中含有超镁铁质岩包体及辉石、金云母巨晶。裂变径迹法获得关西－竹东地区玄武岩的年龄为 10.3~9.1Ma，属中新世晚期（陈正宏，1990）。

公馆火山岩指分布在基隆－台北之间，与渐新世晚期至中新世早期凝灰岩伴生在一起的火山岩和岩脉，以往称之为“公馆凝灰岩”，以碱性玄武岩和拉斑玄武岩为主，陈正宏（1990）利用裂变径迹法测得火山岩的年龄 23.0~20.0Ma，属中新世早期。

第四节　青藏高原及周边地区新生代火山与火山岩

从地质结构考虑，目前人们比较普遍地认为青藏高原从南到北由五条缝合带分隔成六个地体（块）所组合而成。由南至北的五条缝合带分别为雅鲁藏布江缝合带（Ⅰ）、班公湖–怒江缝合带（Ⅱ）、金沙江缝合带（Ⅲ）、昆仑南缘缝合带（Ⅳ）和西昆仑–阿尔金–祁连缝合带（Ⅴ）。与缝合带相间排列的六个地体（块）的名称自南向北分别是喜马拉雅地体、拉萨地体、羌塘地体、巴颜喀拉地体、昆仑地体和塔里木地块（潘裕生等，1998）。与之相对应的冈底斯、羌塘、可可西里和昆仑新生代火山带由南到北也大致呈带状分布，它们位于地体边缘，沿地体间的缝合带呈近东西向展布。在高原的东部和东北部还出露一些火山岩，围绕青藏高原呈弧状分布（图 2-4-1）。

[1] 庄文星，1988，台湾新生代晚期火山岩之定年与地球化学研究，台湾大学理学院海洋研究所博士论文。

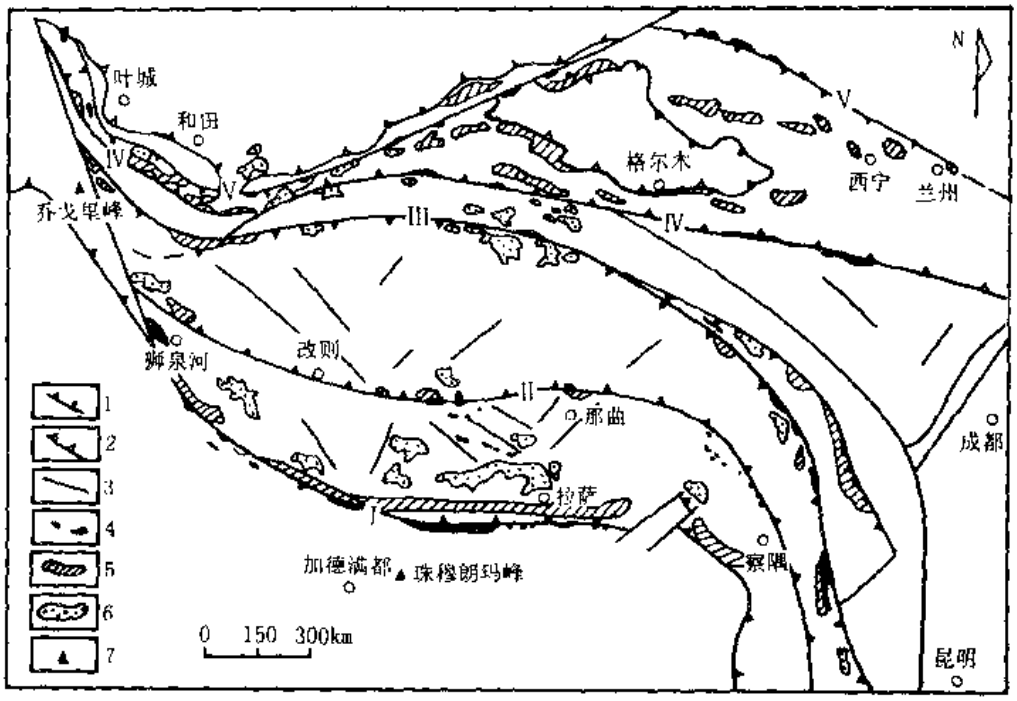

图 2-4-1 青藏高原及周边地区新生代火山和火山岩火山岩带

1.缝合带 2.走滑断层和冲断层 3.大断裂 4.蛇绿岩 5.深成岩 6.新生代火山岩 7.山峰

1 青藏高原内部的火山带

1.1 冈底斯火山带

冈底斯火山带位于拉萨地体的南部，狭义的冈底斯中酸性侵入岩带的北侧。火山岩呈近东西向展布，东起八宿，向西纵贯拉萨、申扎、措勤，直至狮泉河（图 2-4-1）。东西向最大延伸 1600km，南北向宽度变化较大，中部呈外弧形向西南方凸出。以中部措勤—拉萨附近火山岩出露宽度最大，达 200km；东部当雄–八宿附近火山岩出露零散，宽度较小，仅 30~50km。火山活动的时代较老，属古新世至始新世（表 2-4-1），岩石以流纹岩、英安岩为主，也有安山岩、粗面岩及玄武岩，包括爆发相、喷溢相、侵出相、火山通道相及次火山岩相等，其中，爆发相比其它火山带的出露面积都要广。火山岩往往呈巨厚的岩层，中间夹有沉积层，很少有保存完整的古火山机构及火山地貌。火山岩集中分布在拉萨及昂仁两地区，分别形成林子宗火山岩组和达多群火山岩。林子宗火山岩不整合于由杂色页岩、砂岩夹泥灰岩组成的设兴组（K_2）之上（王松产，1990），估计厚度大于 2500m，由下至上分为三个旋回，第一旋回的下部为薄层安山岩夹火山角砾岩，上部为流纹质、英安质凝灰岩夹凝灰质砂砾岩；第二旋回为厚层安山岩；第三旋回主要为凝灰质砂岩，中间夹少量熔结凝灰岩。位于当雄以南的容尼多出露方沸碱玄质响岩及粗面岩，年龄为 53.2~41.8Ma。达多群火山岩不整合于二叠系至白垩系地层之上，岩层厚度变化大，由 1800m 至 5000m，岩性为英安岩、流纹岩及流纹质熔结凝灰岩。冈底斯火山岩主要为钙碱性系列及高钾钙碱性系列，属活动大陆边缘弧型火山岩。

表 2-4-1　青藏高原火山岩年龄

序号	采样地点	样品编号	样品名称	测试方法	年龄（Ma）	资料来源
1	冈底斯麻江		玄武岩	K-Ar	52.6	金成伟(1981)
2	冈底斯麻江		斑流岩	K-Ar	46.5	金成伟(1981)
3	冈底斯麻江兵站		流纹岩	K-Ar	40	金成伟(1981)
4	冈底斯麻江西南附近	T328	流纹英安岩（角闪石）	^{40}Ar-^{39}Ar	15.8±0.8	Coulon et al.(1986)
5	冈底斯麻江西南附近	T328	流纹英安岩（黑云母）	^{40}Ar-^{39}Ar	14.4±0.2	Coulon et al.(1986)
6	冈底斯麻江西南附近	T328	流纹英安岩（斜长石）	^{40}Ar-^{39}Ar	12.9±0.3	Coulon et al.(1986)
7	冈底斯麻江西南	XVC321	英安岩（全岩-黑云母）	Rb-Sr等时线	13.7±0.6	Coulon et al.(1986)
8	冈底斯麻江西南	XVC321	英安岩中钾长石-黑云母	Rb-Sr等时线	11.8	Coulon et al.(1986)
9	冈底斯麻江西南	T323	流纹岩（黑云母）	^{40}Ar-^{39}Ar	10.5±0.4	Coulon et al.(1986)
10	冈底斯麻江西南	T324	流纹岩	^{40}Ar-^{39}Ar	10.1±0.2	Coulon et al.(1986)
11	冈底斯羊八井附近	XGS93	熔结凝灰岩（锆石）	U-Pb	60±1	Xu et al.(1985)
12	冈底斯羊八井附近	XGS93	熔结凝灰岩（全岩）	Rb-Sr等时线	56.2±1.4	Xu et al.(1985)
13	冈底斯羊八井东北部	T286	粗面岩（透长石）	^{40}Ar-^{39}Ar	51.1±1.1	Coulon et al.(1986)
14	冈底斯羊八井东北部	T286	粗面岩（黑云母）	^{40}Ar-^{39}Ar	50±1	Coulon et al.(1986)
15	冈底斯羊八井至大竹卡公路边	T301	英安质熔结凝灰岩（钾长石）	^{40}Ar-^{39}Ar	12.2±0.5	Coulon et al.(1986)
16	冈底斯林子宗附近		斑状安山岩（黑云母）	^{40}Ar-^{39}Ar	59±2	Maluski et al (1982)
17	冈底斯林子宗附近	T248	安山岩（斜长石）	^{40}Ar-^{39}Ar	49.2±1	Coulon et al (1986)
18	冈底斯措勤良种站		安山岩	K-Ar	63.8	西藏区调队（1986）
19	冈底斯措勤		凝灰岩	K-Ar	52.1	潘桂棠等(1990)
20	冈底斯措勤		安山岩	K-Ar	49.8	潘桂棠等(1990)
21	冈底斯措勤		英安流纹岩	K-Ar	45.1	潘桂棠等(1990)
22	冈底斯措勤		玄武岩	K-Ar	41.7	潘桂棠等(1990)
23	冈底斯措勤		流纹岩	K-Ar	38.2	潘桂棠等(1990)
24	冈底斯德庆		英安岩	K-Ar	65.6	潘桂棠等(1990)
25	冈底斯林周旁多		英安岩	K-Ar	55	潘桂棠等(1990)
26	冈底斯澎波农场恰拉山口		流纹岩	K-Ar	54.5	潘桂棠等(1990)
27	冈底斯杰萨错与森里错间		英安岩	K-Ar	49.9	西藏区调队（1986）
28	冈底斯林周千马沟		流纹岩	K-Ar	54.5	金成伟(1981)
29	冈底斯旁多		安山岩	K-Ar	51.3	金成伟(1981)
30	冈底斯容尼多		粗面岩	K-Ar	53.2	王松产(1990)
31	冈底斯容尼多		方沸石碱玄质响岩	K-Ar	41.8	王松产(1990)
32	冈底斯申扎当若雍		凝灰熔岩	K-Ar	53.6	西藏区调队（1986）
33	冈底斯仲巴		安山岩	K-Ar	49.9	潘桂棠等(1990)
34	冈底斯仲巴		流纹岩	K-Ar	40	潘桂棠等(1990)
35	冈底斯牡拉		熔结凝灰岩	K-Ar	39.5	西藏区调队（1986）
36	西昆仑泉水沟		粗安岩	K-Ar	3.3	邓万明(1993)
37	西昆仑阿什库勒迷宫山	K713	浮岩	K-Ar	0.44±0.01	刘嘉麒等(1990)
38	西昆仑阿什库勒乌鲁克山	K716	熔岩、浮岩	K-Ar	0.20±0.05	刘嘉麒等(1990)
39	西昆仑阿什库勒迷宫山火山口内子火山	K718	粗安质浮岩	K-Ar	0.29±0.01	刘嘉麒等(1990)
40	西昆仑阿什库勒黑龙山	K720	熔岩	K-Ar	0.67±0.01	刘嘉麒等(1990)
41	西昆仑阿什库勒乌蹄山	K721	浮岩	K-Ar	1.65±0.16	刘嘉麒等(1990)
42	西昆仑阿什库勒东山	K723	熔岩	K-Ar	0.52±0.01	刘嘉麒等(1990)
43	西昆仑阿什库勒椅子山	K729	粗安质熔岩	K-Ar	0.58±0.01	刘嘉麒等(1990)
44	西昆仑阿什库勒月牙山	K732	熔岩、浮岩	K-Ar	0.31±0.01	刘嘉麒等(1990)
45	西昆仑阿什库勒月牙山	K732	熔岩、浮岩	^{40}Ar-^{39}Ar	0.30	Turner et al.(1993)
46	西昆仑阿什库勒大黑山中部	K736	熔岩	K-Ar	0.61±0.01	刘嘉麒等(1990)
47	西昆仑阿什库勒大黑山顶部	K738	熔岩	K-Ar	0.50±0.13	刘嘉麒等(1990)
48	西昆仑阿什库勒大黑山顶部	K738	熔岩	^{40}Ar-^{39}Ar	0.50	Turner et al.(1993)

续表 2-4-1

序号	采样地点	样品编号	样品名称	测试方法	年龄（Ma）	资料来源
49	西昆仑阿什库勒阿什山西侧熔岩	K740	粗安岩	K-Ar	0.12±0.002	刘嘉麒等(1990)
50	西昆仑阿什库勒西山	K743	粗安质熔岩	K-Ar	2.80±0.06	刘嘉麒等(1990)
51	藏北木孜塔格（36°28'N 87°29'E）	MV2	流纹质凝灰岩（黑云母）	^{40}Ar-^{39}Ar	4.2±0.1	McKenna et al. (1990)
52	藏北木孜塔格（36°28'N 87°29'E）	MV2	流纹质凝灰岩（透长石）	^{40}Ar-^{39}Ar	4.01±0.1	McKenna et al. (1990)
53	藏北木孜塔格（36°28'N 87°29'E.）	MVIB	流纹岩（透长石）	^{40}Ar-^{39}Ar	4.0±0.1	McKenna et al. (1990)
54	藏北木孜塔格北坡		熔结凝灰岩（透长石）	^{40}Ar-^{39}Ar	4.6	邓万明(1991)
55	中昆仑强巴欠		熔岩流	K-Ar	14.9	邓万明(1989)
56	中昆仑羊湖		粗安岩	^{40}Ar-^{39}Ar	16.5	邓万明(1993)
57	中昆仑涌波错		粗安岩	K-Ar	9.4	李才等(1989)
58	可可西里		粗安岩	K-Ar	18.3 12.5	张以弗等(1992)
59	可可西里黑石北山		流纹斑岩	全岩Rb-Sr等时线	22.31	孙延贵(1992)
60	可可西里勒斜武担湖北及卓乃湖以西		流纹斑岩	K-Ar	17.6-26.5	张以弗等(1991)
61	可可西里五雪峰北、马兰山西侧		粗面岩	K-Ar	17.75 12.53	孙延贵(1992)
62	可可西里向阳湖西火山口	K9006	粗安岩	^{40}Ar-^{39}Ar	8.8±0.2	Turner et al. (1996)
63	可可西里向阳湖西火山中部	K9007	粗安岩	^{40}Ar-^{39}Ar	13.4±0.4	Turner et al. (1996)
64	可可西里向阳湖西火山山腰	K9008	粗安岩	^{40}Ar-^{39}Ar	9.3±0.2	Turner et al. (1996)
65	可可西里向阳湖西	K9010	粗安岩	^{40}Ar-^{39}Ar	9.2±0.3	Turner et al. (1996)
66	可可西里向阳湖西南山顶（5300m）	K9016	粗安岩	^{40}Ar-^{39}Ar	8.4±0.1	Turner et al. (1996)
67	可可西里向阳湖西南	K9018	粗安岩	^{40}Ar-^{39}Ar	9.7±0.3	Turner et al. (1996)
68	可可西里向阳湖西南山腰	K9021	粗安岩	^{40}Ar-^{39}Ar	8.5±0.2	Turner et al. (1996)
69	可可西里鲸鱼湖	K9024	粗安岩	^{40}Ar-^{39}Ar	13.0±0.4	Turner et al. (1996)
70	可可西里荷花湖西	K9026	粗安岩	^{40}Ar-^{39}Ar	12.9±0.2	Turner et al. (1996)
71	可可西里荷花湖西熔岩台地	K9028	粗安岩	^{40}Ar-^{39}Ar	18.5±0.6	Turner et al. (1996)
72	可可西里荷花湖西熔岩台地	K9031	粗安岩	^{40}Ar-^{39}Ar	11.8±0.1	Turner et al. (1996)
73	可可西里荷花湖西熔岩台地	K9032	粗安岩	^{40}Ar-^{39}Ar	11.9±0.1	Turner et al. (1996)
74	可可西里荷花湖西熔岩台地	K9038	粗安岩	^{40}Ar-^{39}Ar	9.6±1.3	Turner et al. (1996)
75	可可西里荷花湖西熔岩台地	K9039	粗安岩	^{40}Ar-^{39}Ar	12.5±0.3	Turner et al. (1996)
76	藏北巴毛穷宗		粗安岩	K-Ar	28.6-20.0	邓万明(1989)
77	多格错仁西北第一旋回岩石		粗安岩	K-Ar	10.6	李才等(1989)
78	普鲁-康苏拉克		粗安岩	K-Ar	1.05-1.50	郑剑东(1996)
79	普鲁-康苏拉克上层熔岩	V601	粗安岩	K-Ar	1.19±0.02	刘嘉麒(1989a)
80	普鲁-康苏拉克下层熔岩	V604	粗安岩	K-Ar	1.43±0.03	刘嘉麒(1989a)
81	普鲁-康苏拉克上层熔岩	V606	粗安岩	K-Ar	1.23±0.04	刘嘉麒(1989a)
82	藏北狮泉河	K89G159	中酸性火山岩	K-Ar	16	Turner et al. (1996)
83	藏北狮泉河	K89G162	中酸性火山岩	K-Ar	18	Turner et al. (1996)
84	藏北狮泉河	K89G163	中酸性火山岩	K-Ar	20	Turner et al. (1996)
85	藏北二道沟北风火山	QPgl	粗面岩	K-Ar	32	Pearce等(1990)
86	甘肃礼县水晶坝		粗安岩	K-Ar	14.2±0.3	潘桂棠等(1990)

续表 2-4-1

序号	采样地点	样品编号	样品名称	测试方法	年龄（Ma）	资料来源
87	甘肃好梯		熔岩	K-Ar	7.9	喻学惠等（1998）
88	甘肃小顶山		熔岩	K-Ar	18.3	喻学惠等（1998）
89	甘肃牛顶山		熔岩	K-Ar	8.4	喻学惠等（1998）
90	甘肃分水岭		熔岩	K-Ar	18.3	喻学惠等（1998）
91	甘肃干坪		熔岩	K-Ar	13.8	喻学惠等（1998）
92	甘肃上文家		熔岩	K-Ar	14.6	喻学惠等（1998）

1.2 羌塘火山带

羌塘火山岩带位于羌塘地体的北部，金沙江缝合带的南侧，呈近东西向展布。火山岩带西起通天桥，向东经邦达错、巴毛穷宗、多格错仁，一直延续到青海省乌兰乌拉湖以东。东西延伸 1250km，南北宽约 150km。火山活动主要为渐新世晚期（32~27.8Ma），部分延续至中新世（邓万明，1989；Pearce 和梅厚钧，1990）。岩石成分以富碱的中性岩为特征，包括粗面岩、白榴石斑岩和响岩等，它们形成火山熔岩台地、平顶山、桌状方山、火山颈及火山岩残丘，局部还保留有破火山口的喷发机构。巴毛穷宗是该火山岩带的典型代表，它位于东经 87°11′，北纬 34°46′，火山岩分布于巴毛穷宗主峰及其附近地区，由一个中等规模的熔岩被组成，南北长 20km，东西宽 15km，出露面积 300km^2，最大厚度为 300m，岩性为霓霞岩、碱性玄武岩及粗面岩等。柱状节理发育，后期风化在其周围形成一些火山岩残丘和熔岩桌状方山，局部地区被剥蚀形成石柱、石林和遍地滚落的石球，直径一般为 0.5~1.0m。另外，区内还保留有两个形态完好的火山，以玛尼泉水西北 2km 处的一座形态最典型，锥体呈截顶圆锥状，顶部最高处海拔 5083m，锥体相对高度为 200m，底径约 1000m，锥顶直径为 300m（张虎男，1986）。

1.3 可可西里火山带

可可西里火山带位于青藏高原腹地可可西里地区，沿昆仑南缘缝合带呈近东西向展布于巴颜喀拉地体内（图 2-4-1），其南部为纵贯青藏高原中央的可可西里山脉，主峰为冈扎日（照片 5）。火山带东起青海省卓乃湖、大帽山，向西经可可西里湖、勒斜武担湖、向阳湖、荷花湖，至西藏的涌波错及强巴欠一带，全长约 500km。岩性以玄武粗安岩及粗安岩为主，也有粗面岩及辉石安山岩等，时代为中新世（孙延贵，1992；刘嘉麒，1993）。沿此火山带有许多湖泊，呈近东西向的串珠状分布。火山岩呈熔岩被、熔岩流的形式覆盖在平均海拔 5000m 以上的第三系地层之上，有的被切割、剥蚀形成熔岩台地、桌状山、平顶山、岩柱、岩丘和岩钟等形态。在熔岩台地中有许多类似池塘状的火山口（照片 19），其内多半积水。火山口的规模不大，口径由几十米至几百米，数量较多，熔岩围绕着这些火山口呈辐射状分布，构成广阔的熔岩台地，地表堆积着熔岩、浮岩碎块，岩石新鲜、熔岩流动构造清晰可见。而沿可可西里山脊也为熔岩台地所覆盖，形成平整广阔的大平台（照片 12），远远望去犹如一垛高大的城墙耸立在高原之上，在向阳湖西南尤为壮观。与下述的昆仑火山带相比，本火山带多熔岩台地和熔岩盆地，少锥形火山，仅在西沙河和围山湖西侧等地见有一些丘状火山产出，山势较平缓，多为浮土掩盖。

1.4 昆仑火山带

昆仑火山岩带位于可可西里火山岩带以北，属青藏高原的北缘，主体沿昆仑山脉分布（图 2-4-1），西起康西瓦，向东至泉水沟、大红柳滩，经普鲁、阿什库勒、黑石北湖，直至木孜塔格和鲸鱼湖一带，全长约 1200km，宽 80~100km。火山活动的时代较新，主要形成第四纪的火山与火山岩，也有少数火山和火山岩是在新近纪生成的。岩性为富钾粗安岩、粗玄岩、碧玄岩和碱玄岩等。化学成分以富钾为特征，构成以钾玄岩系列为主的岩石组合，形成两类不同的火山地貌，一类主要以熔岩流、熔岩被和熔岩台地为主，普鲁火山岩是这类火山地貌的典型代表，那里的火山岩位于新疆于田县南约 70km、克里雅河两岸相当于六级阶地上，出露面积比较大，在康苏拉克处的剖面分上下两层熔岩流（图 2-4-2，照片 20）。下层厚 7m，覆盖在河床相的砂砾岩层上，接触面有烘烤现象，岩层底部有 2.10m 厚的火山集块岩，上部为致密块状熔岩，节理不发育。上层熔岩厚 20m，覆盖在河床相的砂砾岩层上，烘烤层达 3.70m，熔岩可分三层：底部 0.9m 为集块岩，中部为致密块状熔岩，顶部为气孔状熔岩。这层熔岩分布很广，只是因为上面常为黄土覆盖而出露不够连续。介于两层熔岩之间的砂砾岩层厚 12.3m，可分两层：上部由大小不一的砾石和砂组成，砾石磨圆度较好；底部为巨砾岩层，主要由花岗岩、石英岩、大理岩等砾石组成。上层熔岩上面被黄土状粉砂和亚砂土覆盖，其厚度受地形影响厚薄不均，从几厘米到几十米不等。岩性为橄榄粗安岩和粗安岩，K-Ar 年龄分别为 1.43±0.03Ma（下层）和 1.21Ma ±0.02（上层），属早更新世（刘嘉麒，1989a）。

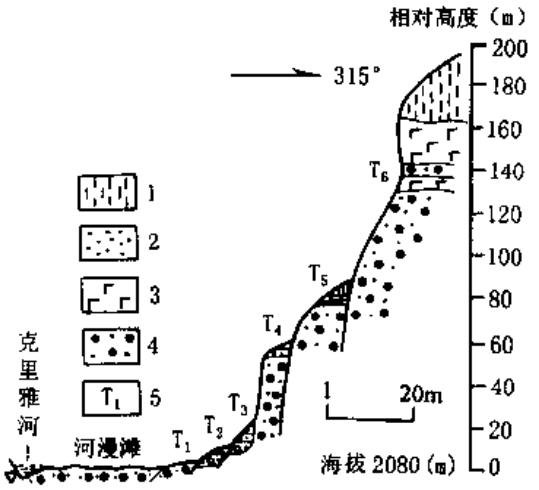

图 2-4-2 克里雅河中游（康苏拉克）河谷左侧阶地剖面图

（据刘嘉麒，1989a）

1.黄土状粉砂和亚粘土 2.砂土层 3.火山熔岩层 4.砂砾石层 5.阶地代号

另一类火山地貌是形成锥形的火山口、火山锥及火山颈等喷发机构，它们往往发育于同一盆地，形成该火山带特征的火山地貌与火山群，如阿什库勒火山群和黑石北湖火山群。

阿什库勒火山群（照片 22）位于新疆于田县南 250km 的阿什库勒盆地内，面积约 700km^2，平均海拔 4700m。阿什库勒、乌鲁克库勒和沙格斯库勒三个咸水湖镶嵌在盆地中央，10 余座主火山和数十个子火山簇立在湖泊周围和盆地东部（图 2-4-3），包括西山、阿什山、大黑山、乌鲁克山、迷宫山、月牙山、牦牛山、黑龙山、马蹄山、东山和椅子山等（表 2-4-2）。这些火山几乎均为中心式喷发，形成圆锥状或截顶圆锥状火山锥。火山锥一般规模不大，锥底直径数百米至 1500m，相对高度由不足 10 米至几百米，火山口深度几米至近百米，火口多数干枯，少数积水，如乌鲁克火山。在 10 余个火山锥中，以阿什火山（1951 年 5 月 27 日喷发）（照片 3）、乌鲁克火山（封底）和大

表 2-4-2　阿什库勒火山群一览表

（据刘嘉麒和买买提依明，1990）

火山名称	地理坐标		地理位置	高度（m）		火山形态	火山岩	时代
	北纬	东经		海拔	相对			
阿什山（1号火山）	35°41′57″	81°34′48″	阿什湖南	4868	120	完好截顶圆锥，锥体坡度30°±，中央为漏斗形火山口，深50m，开口向南，$\Phi_{上}$=120m，$\Phi_{下}$=350m	紫红色气孔状富钾粗安岩、浮岩	1951年5月27日喷发
大黑山（2号火山）	35°46′15″	81°37′	阿什湖北东11km	5104	400	大型复式火山，中间圆锥体高耸，两侧平缓熔岩垅呈“八”字形伸展，火山口有“V”形开口将山体切开，$\Phi_{上}$=300m，$\Phi_{下}$=1500m	黑色致密状、气孔状熔岩，底部有集块岩	0.50Ma 0.60Ma
乌鲁克山（3号火山）	35°42′	81°39′	乌鲁克湖东北湖畔	4820	80	完好截顶圆锥，顶部有向南倾斜的圆碟形火山口 $\Phi_{上}$=100m，$\Phi_{下}$=300m	黑色熔岩，顶部少量紫色浮岩	0.20Ma
迷宫山	35°41′58″	81°39′45″	乌鲁克山东侧毗邻	4822	80	簸箕形火山口，东高西低，口向西开，口底长150m，宽50m	黑色、红色浮岩	0.44Ma
月牙山	35°42′45″	81°40′53″	乌鲁克山北东6km	4805	60	弧形火山口，中央含一圆锥状火山锥，$\Phi_{上}$=200m	红色熔岩、浮岩	0.31Ma
牦牛山	35°43′	81°41′05″	月牙山东北向毗邻	4800	50	椭圆形低缓平顶山，中间有一“V”形豁口，$\Phi_{上}$=150m，$\Phi_{下}$=250m	黑色熔岩	Q_2^1(?)
黑龙山	35°45′17″	81°45′40″	阿克苏河西侧	4842	70~30	火山垅，东西延展，东高西低，长10km，宽0.5km	黑色熔岩	0.67Ma
马蹄山	35°47′26″	81°45′40″	盆地东北	4788	65	马蹄形火山锥，中间为开阔的火山口，口向南开，$\Phi_{上}$=300m，$\Phi_{下}$=600m	红色浮岩	1.63Ma
东山	35°48′17″	81°48′	盆地东北	4652	8	平缓碟状火山口，Φ=50~60m	黑色熔岩	0.52Ma
椅子山（4号火山）	35°41′25″	81°36′12″	乌鲁克湖西北岸	4810	80	背靠高山，半壁火山口似靠背，另半壁火山口在低处似座席，中间为火山口，Φ=70	红色、黑色熔岩、浮岩	0.58Ma

续表 2-4-2

火山名称	地理坐标		地理位置	高度（m）		火山形态	火山岩	时代
	北纬	东经		海拔	相对			
高台山*	35°40′50″	81°35′40″	乌鲁克湖正西	4923	150	高台状圆形火山锥，$\Phi_{上}$=250m，$\Phi_{下}$=800m	紫灰色流纹斑岩	
滨湖山*	35°40′20″	81°35′50″	乌鲁克湖西岸与高台山毗邻	4880	80	穹隆状火山丘	紫灰色流纹斑岩	
隐山*	35°39′	81°33′38″	乌鲁克湖西南山坳	4905	100	穹隆状火山丘	紫灰色流纹斑岩	
西山	35°50′39″	81°26′30″	硫磺达坂正南戈壁滩中	5002	30	平缓的圆形山丘，Φ=300m	黑色熔岩	2.8Ma

* 未做实地调查，根据航片确定，并参考其它资料。

黑山（照片 4）等形态最为醒目。熔岩流绕火山锥呈放射状分布，岩性为富钾粗安岩、粗玄岩和碱玄岩等。绝大多数火山是第四纪形成的，从 2.8Ma 至现代可分为 6 期，最近的一次为 1951 年 5 月 27 日阿什火山喷发（刘嘉麒和买买提依明，1990）。

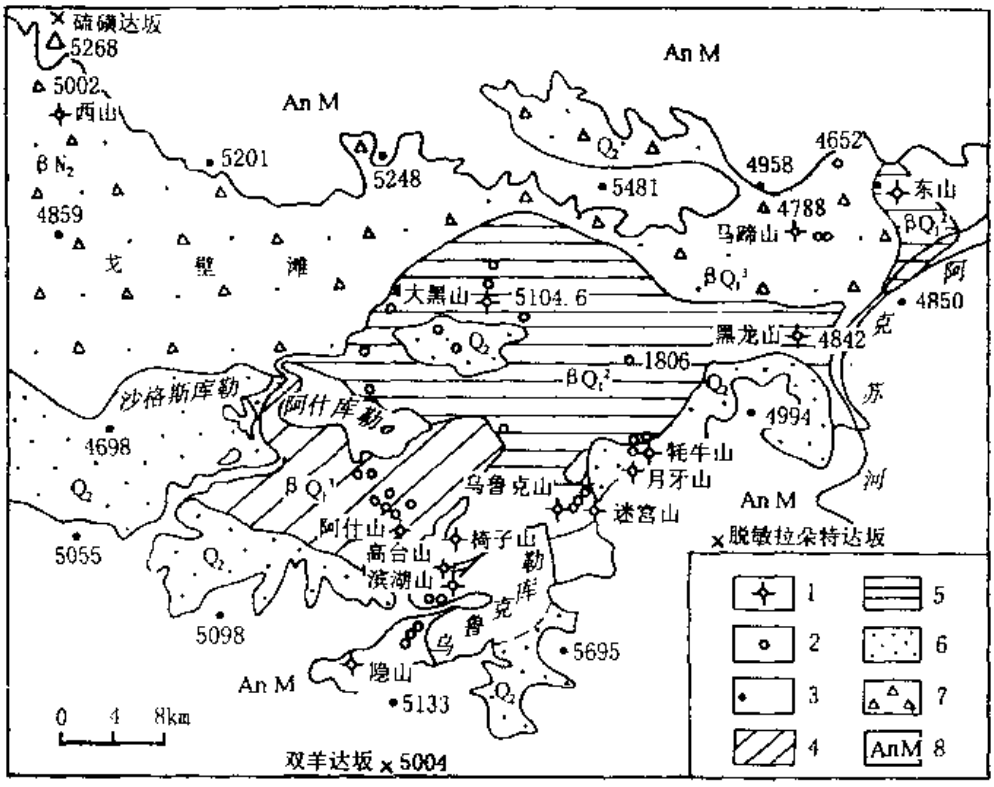

图 2-4-3 阿什库勒火山群火山及火山岩分布图

（据刘嘉麒和买买提依明，1990）

1. 主火山 2. 子火山 3. 海拔高度 4. 全新世和晚更新世火山岩

5. 中更新世火山岩 6. 全新世沉积物 7. 戈壁沙漠 8. 前中生代老地质体

2 青藏高原周边的火山与火山岩

在青藏高原的周边地区，主要是东部和东北地区，出露有许多新生代火山与火山岩，主要分布在甘肃礼县和川西、滇西的横断山区，如腾冲火山群。该地区火山和火山岩地质产状、岩性特征、化学成分等与高原内部的火山和火山岩既有一定的联系，也有明显的不同，尤其是筒状煌斑岩在其它地区少见。

甘肃礼县火山岩出露于青藏高原以东，甘肃南部宕昌及礼县一带，位于秦岭山系南麓、NE 向龙门山构造带和 EW 向秦岭构造带的交汇部位。火山岩呈弧形岩筒、岩脉出露，岩筒及岩脉的数量达 40 余个。单个岩筒或岩脉的出露面积通常不足 0.5km^2，呈 NNE 向分布，大部分出露在 NNE 与 NWW 向断裂交汇处或其附近。岩性为煌斑岩、碧玄岩和橄榄霞石岩等，含有超镁铁质岩包体和辉石、金云母巨晶（喻学惠，1991a、b，1994）。火山岩与古近纪地层呈不整合侵入关系，并被新近纪地层所覆盖（叶维坤和路凤香，1991）；宕昌地区可见煌斑岩切割古近纪红色砂岩和砂砾岩，或直接覆盖在古近系砂岩之上；礼县水晶坝橄辉岩的 K-Ar 年龄为 14.2±0.3Ma（潘桂棠等，1990），好梯、小顶山和王坪等地碱性火山岩的年龄分别为 7.9Ma、15.1Ma 和 8.7Ma（喻学惠和张春福，1998），表明火山岩形成于中新世。

海东火山岩位于云南省洱海以东，红河-哀牢山断裂带的东侧。火山岩通常呈岩脉、岩筒产出，位于区内次级断裂交汇的部位，它们往往群集在构造交汇部位及附近。单个岩脉、岩筒的规模较小，出露面积一般小于 1km^2，岩性为碱煌岩及碱煌凝灰角砾岩等。岩筒由中心向外呈环带状，内圈多为火山颈相熔岩；外圈为爆发相火山角砾岩及凝灰角砾岩。

火山岩的年龄集中在 37.3~29.1Ma（Chung et al.，1998），形成于渐新世。另外，沿红河-哀牢山断裂带的两侧，在襄谦、芒康、剑川、姚安、祥云和弥渡也分布有早第三纪煌斑岩、粗面岩和碱性玄武岩等。

腾冲火山群位于云南省西部，横断山脉南段的高黎贡山西侧的山谷盆地中，从腾冲县城至马站街呈狭长地带分布，南北长约 90km，东西宽约 30km。区内分布有 70 余座火山锥，其中有火山口的 20 余座，火山口破坏的 10 余座，其余均为无口火山锥。

火山锥有的呈截顶圆锥状，有的呈穹隆状（似面包状）或盾状；一般规模不大，锥底直径数百米至 1000m，相对高度 10 余米至几百米，火山口的深度几米至百余米。火口中多数干枯，少数积水成湖，如大龙潭、小龙潭。大龙潭位于龙川江附近，是典型的火山口湖（玛珥湖），湖的直径为 110m，水深 10 余米，周围的火口壁高数十米，由火山碎屑物堆积而成。

在数十个火山锥中，以打鹰山最高（2595m），马鞍山、黑空山（照片 9）、来凤山等形态最醒目。在火山锥的周围有广阔的熔岩分布（张虎男，1986）。岩石以玄武岩、安山玄武岩为主，也有安山岩、粗玄岩和英安岩等。绝大部分火山是第四纪形成的（表 2-4-3），其时代集中在 3.7~0.092Ma（穆治国等，1987），近代仍有火山活动，根据徐霞客考察记录，在历史时期（公元 1609 年）打鹰山还有喷发活动。该火山区温泉发育，地震频繁，表明火山仍有活动性。

表 2-4-3　腾冲地区火山岩 K-Ar 年龄

（据穆治国等，1987）

序号	采样地点	样品编号	样品名称	年龄（Ma）
1	腾冲清凉山南	65	玄武岩	3.7±0.92
2	腾冲龙安桥西	66	玄武岩	3.615±0.194
3	腾冲团田	61	玄武岩	3.49±0.26
4	腾冲城子山	67	辉石玄武岩	2.8±0.2
5	腾冲云台山	59	辉石玄武岩	2.708±0.06
6	腾冲卜营南	69	橄榄玄武岩	1.57±0.44
7	腾冲芒棒	56	粗玄岩	1.401±0.184
8	腾冲余家山北坡	7	安山英安岩	1.234±0.172
9	腾冲大空山	23	粗面岩	1.21±0.26
10	腾冲董家寨	38	橄榄玄武岩	1.06±0.28
11	腾冲朱早街	22	橄榄玄武岩	0.87±0.32
12	腾冲陈家寨	36	英安岩	0.842±0.15
13	腾冲段家寨	2	英安岩	0.839±0.026
14	腾冲老羊河西陡坡	31	英安岩	0.720±0.026
15	腾冲和顺	57	英安岩	0.641±0.032
16	腾冲扯雀塘	58	橄榄玄武岩	0.64±0.32
17	腾冲鸦乌山西坡	48	安山玄武岩	0.636±0.04
18	腾冲大龙坎	34	安山岩	0.537±0.086
19	腾冲邦老桥	60	橄榄玄武岩	0.494±0.096
20	腾冲黑空山	44	粗面岩	0.482±0.132
21	腾冲马鞍山	18	安山玄武岩	0.45±0.32
22	腾冲朗烟	53	橄榄玄武岩	0.433±0.074
23	腾冲马耳山	35	英安岩	0.385±0.015
24	腾冲曲石向阳桥	54	玄武岩	0.337±0.09
25	腾冲半个山	28	英安岩	0.309±0.009
26	腾冲空山	37	安山玄武岩	0.293±0.164
27	腾冲南来凤山	55	玄武岩	0.291±0.054
28	腾冲下顺江龙潭	45	安山玄武岩	0.211±0.09
29	腾冲打鹰山	12	安山玄武岩	0.209±0.072
30	腾冲老龟坡	40	橄榄玄武岩	0.209±0.12
31	腾冲老龟坡	42	安山玄武岩	0.204±0.136
32	腾冲马鞍山	15	安山玄武岩	0.183±0.082
33	腾冲北来凤山	43	英安岩	0.131±0.036
34	腾冲太平街南	68	橄榄玄武岩	0.107±0.036
35	腾冲打鹰山蔗子坝	10	粗面岩	0.092±0.011

3　青藏高原及其周边地区火山活动特点

综观上述高原内部四条火山带的特征，由南至北，火山岩的时代呈现由老变新的趋势，岩性具有由酸性、中酸性向中基性演变的趋势，火山机构及火山地貌特征也有差别，北部昆仑山区保存有完整的圆锥状火山口及中心式喷发的火山地貌，而南部拉萨地体火山岩由于受风化、剥蚀的影响，其火山地貌特征保留较差。围绕高原分布的周边地区的火山岩，以煌斑岩及碱性火山岩为主，它们与高原内的火山活动存在着差异。

火山岩的时空分布（图 2-4-1，表 2-4-1）特征表明，青藏高原及周边地区的火山活动不是连续发生的，而是分期次进行的，不同时期的火山活动各具特色。

最早的一期为冈底斯期，时代为 55~40Ma，相当于始新世。火山岩呈近东西向带状分布。该期火山岩往往形成大面积巨厚的中-酸性熔结凝灰岩及熔岩层，中间夹有数层沉积层。熔岩层的连续出露面积达数百至几千平方公里。岩性以安山岩、英安岩、流纹岩为主，属于板块俯冲形成的活动大陆边缘弧火山岩，暗示印度板块向北部欧亚大陆

的俯冲达到了高潮。

第二期称为羌塘期，火山活动的时代为 37~35Ma，属渐新世。火山喷发主要发生在羌塘地体东北边缘及藏东南滇西地区，如位于治多（35.0Ma）、杂多（35.5Ma）、风火山东（37.3Ma）、芒康（37.1Ma）、剑川（36.7Ma）、海东（36.2Ma）、祥云（35.9Ma）和弥渡（35.1Ma）等地的火山岩都属此期火山活动的产物（张玉泉和谢应雯，1997；Chung et al.，1998）。岩石以富碱为特征，包括煌斑岩、安粗岩、粗面岩、白榴石斑岩和响岩等。火山岩往往以规模较小的岩筒和岩脉形式产于第三系地层之中，是印度板块与欧亚板碰撞（约 45 或 40Ma）后，在青藏高原及周边出现的第一期较大规模的火山喷发，暗示了青藏高原第一次隆升发生在距今 37~35Ma 期间。

第三期火山喷发称为可可西里期，时代为 15~8Ma，属中新世。此期火山活动持续时间长，规模大，火山岩分布广，形成许多面积达数百平方公里的熔岩台地和熔岩被（如多格错仁、涌波错等）。岩性为粗面岩、粗安岩等，以钾玄岩系列为主，属碰撞后火山岩组合，它代表了印度板块与欧亚板块碰撞后，青藏高原及周边出现的第二期大规模火山喷发，暗示了青藏高原第二次大规模隆升发生的时代为 15~8Ma，高峰期为 13~11Ma。

第四期火山喷发为昆仑期，时代为第四纪，以早中更新世（1.65~0.20Ma）为主，火山活动发生在藏北昆仑及藏东南腾冲地区。前者位于青藏高原的北缘，沿昆仑山顶、呈近东西向分布，形成西起大红柳滩（0.28Ma），向东经普鲁（1.43~1.19Ma）、阿什库勒（1.65~0.28Ma）、阿塔木帕下（0.56Ma），直至雄鹰台（1.07Ma）和鲸鱼湖（0.69Ma）。岩性为粗安岩、富钾粗安岩、粗面岩和碱玄岩等，属钾玄岩系列火山岩组合。这是印度与欧亚板块碰撞后，青藏高原及周边出现的第三期大规模的火山喷发，可能暗示青藏高原第三次快速隆升发生于第四纪。

第三章　火山岩年代学与火山活动规律

第一节　火山岩年龄测定

1　年龄测定方法

对于年轻的火山岩年龄测定来说，比较常用的方法有 K-Ar、^{40}Ar-^{39}Ar、^{14}C、铀系不平衡、裂变径迹、热释光（TL）和古地磁等。其中 K-Ar、^{40}Ar-^{39}Ar 法应用得最为广泛，也最为成熟。中国乃至全球大部分火山岩年龄数据是用这两种方法测定的。

作者与其同事于 1976 年利用 K-Ar 法对采自吉林省的玄武岩样品做过年龄测定的尝试，得到一些有意义的数据（王雨灼和孙建中，1980；孙建中和王雨灼，1982）；随后利用 K-Ar 稀释法和 ^{40}Ar-^{39}Ar 法系统地测定了东北、内蒙古和青藏北部等地区新生代玄武岩和粗面岩的年龄，获得一批高质量的年龄数据[1]（刘嘉麒和王松山，1982；刘嘉麒，1983，1987，1989a，1993；刘嘉麒和买买提依明，1990）。与此同时，国内外同行也对中国的新生代火山岩做了大量年龄测定（Xu et al.，1985；金隆裕，1985；王慧芬等，1985，1988；陈道公和彭子成，1985，1988；陈道公和张剑波，1992；Coulon et al.，1986；陈文寄等，1986，1992；穆治国等，1987；罗修泉和陈启桐，1990；许荣华等，1990；刘若新等，1992a；黄镇国等，1993），从而丰富了新生代火山岩的年代学研究，使大部分火山活动的时代得以确定，在第二章叙述火山（岩）时空分布时已广为引用。

2　年龄精度及可靠性

年轻火山岩定年工作难度较大，弄不好误差可以很大，因此当给出一个或一批年轻的年龄数据时，人们首先要考究它的精度和可信度如何？关于这个问题在对长白山地区火山岩的定年工作中做过检验和论证，后来的工作是在原基础上进行的，且实验条件进一步改善和改进，绝大部分数据是高精度的、可信的，并得到澳大利亚国立大学、美国地质调查所和英国开放大学三个当今世界上比较权威的 K-Ar、^{40}Ar-^{39}Ar 实验室的验证。可从以下几点来衡量。

2.1　实验误差水平

根据 K-Ar 年龄误差计算公式：

$$\sigma_t=(\sigma_K)^2+(\sigma_S)^2+(\sigma_{40/38})^2(1/r)^2+(\sigma_{36/38})^2[(1-r)/r]^2 \qquad (3\text{-}1\text{-}1)$$

[1] 刘嘉麒，1985，论中国东北新生代火山活动与大陆裂谷系——火山岩地质年代学与地球化学方面证据，中国科学院地质研究所博士学位论文。

式中：第一项为钾分析误差，第二项为稀释剂标定误差，后两项为放射性 $^{40}Ar^{*}$测量误差，r 为大气氩百分比，$\sigma_{40/38}$、$\sigma_{36/38}$ 分别为 $^{40}Ar/^{38}Ar$、$^{36}Ar/^{38}Ar$ 值的测量标准偏差，可见一个年龄数据的误差大小取决于 K、Ar 分析、稀释剂标定和质谱测量各个环节工作的好坏。我们的钾分析误差一般小于 1%，个别含微量钾的样品经同位素稀释法验证数据也是可靠的（表 3-1-1）；稀释剂采用瑞士伯尔尼大学产的 ^{38}Ar，其丰度达 99.5%以上，标定误差小于 0.42%，$^{36}Ar/^{38}Ar$ 为 2.5405×10^{-5}，$^{40}Ar/^{38}Ar$ 为 5.5975×10^{-4}；80%以上样品放射性氩含量大于 20%，年龄误差小于或等于 5%的数据占 80%左右，仅个别数据误差大于 10%，这样的测试精度对于年轻的年龄来说完全可以接受。

表 3-1-1　微量钾的不同方法分析结果比较

样号	样品名称	火焰光度法　K(%)	火焰光度法　K(%)		同位素稀释法　K(%)
Cb09	拉斑玄武岩	0.250	0.22	0.22	0.239
Cs18	拉斑玄武岩	0.198	0.18	0.16	0.169
Cs23	拉斑玄武岩	0.354	0.32	0.32	0.340
Cc30	斜长石	0.285	0.30	0.30	0.295
测试单位		中科院地质所	原地矿部地质力学所		中科院地质所

2.2　平行测量

平行测量是检验仪器稳定性能和测试精度的重要手段，我们进行了两种平行实验：一是同一样品在提取氩时用两个活性炭安瓿管同时吸收，然后分别进行质谱测量，结果大多数样品得到相一致的结果，说明质谱计性能稳定，如样品 Mh81-1 和 Mh81-2 分别为 1.10±0.35Ma 和 1.17±0.35Ma；样品 G32-1 和 G32-2 分别为 13.1±0.40Ma，13.4±0.40Ma；样品 SL45-1 和 SL45-2 分别为 48.4±1.74Ma，47.4±1.75Ma……；其次是对同一样品重复测量，这项工作量很大，只能抽样检查，在测定长白山地区样品时，曾对样品 Cc34, Cz54 两个样品反复做过实验，结果几乎完全一致（王松山等，1983），还有的样品经澳大利亚国立大学和美国地质调查所检测，其结果与在国内做的吻合（表 3-1-2）。

表 3-1-2　国内外定年数据对比

样号	样品名称	用量（g）	K（%）	$^{40}Ar^{*}$（$\times10^{-11}$mol）	$^{40}Ar^{*}$（%）	年龄（Ma）	测试者
TK13	天池碱流岩中歪长石	15.1253	5.36	0.8133	11.6	0.0876±0.015	作者
CT6	天池碱流岩中歪长石	2.11966	5.39	0.8026	13.8	0.0855±0.004	澳大利亚，王松山测
M79	老爷岭玄武岩	2.07635	1.06	1.9578	18.3	10.6±0.50	作者
M79	老爷岭玄武岩	10.3424	1.30	2.1046	14.3	9.25±0.28	美国地质调查所

2.3 与标准样比较

在进行这批火山岩的定年过程中，也测试了中国的标准样 ZBH-25 黑云母和美国标准样 69-0-20 透长石，结果如表 3-1-3。可见各家对标准样的测定结果不完全一致，但误差在 4%以内，我们和各家处于同一水平上。

表 3-1-3 各个实验室对标准样的测定结果比较

标准样品	K （%）	^{40}Ar （mol/g）	年龄（Ma）	测试者
ZBH-25	7.37±0.16（30 次平均）	$1.784\pm0.061\times10^{-9}$（19 次平均）	134.4±6	中国多家实验室
	7.597±0.03	1.810×10^{-9}	132.6±1.2	干松山，McDougall
	7.71	1.751×10^{-9}	126.1	Lanphere（USGS）
	7.714	1.768×10^{-9}	127.3	
	7.597	1.756×10^{-9}	128.6	作者
	7.39	1.756×10^{-9}	132.5	
	7.71	1.756×10^{-9}	126.8	
69-0-20	8.28	1.840×10^{-11}	1.28	Obradovich（USGS）
	8.28	1.705×10^{-11}	1.19	作者

2.4 常规 K-Ar 法与 ^{40}Ar-^{39}Ar 中子活化法的比较

中子活化法将常规 K-Ar 法中与 Ar 分开测量的 K 分析代之以与 ^{40}Ar 同步进行的 ^{39}Ar 分析，这样避免了由于样品不均和 K 分析本身所引起的误差，已被证实是行之有效的定年方法。笔者用这种方法测定了两个玄武岩样品的全熔融年龄和坪年龄，并计算了等时线年龄。工作是在美国地质调查所实验室进行的，实验方法（Lanphere and Dalrymple，1971；Dalrymple et al.，1981）与同类实验室比较无大的区别，唯所用的质谱计是当时世界上仅有的一台带五个接收器的气体质谱计，工作时同时接收 40、39、37、36 四个峰，连续扫描 100 次，通过计算机给出结果（表 3-1-4）。

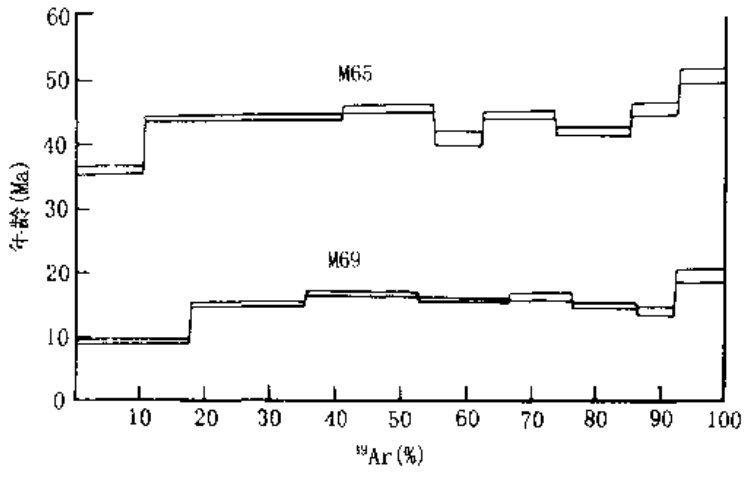

图 3-1-1 M65、M69 样品年龄谱图

表 3-1-4 $^{40}Ar-^{39}Ar$ 中子活化法测年数据

样品	阶段	T（℃）	^{39}Ar (%)	$^{40}Ar^*/^{40}Ar_{全}$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	t（Ma）	σ_t（Ma）	Y_1（$^{40}Ar/^{36}Ar$）	σ_{Y_1}（%）	X_1（$^{40}Ar/^{36}Ar$）	σ_{X_1}（%）
M65 拉斑玄武岩	1	450	11.16	10.31	2.429	37.44	1.58	329.491	0.448	13.9935	0.448
	2	550	30.70	53.09	2.881	44.32	0.68	630.699	1.29	116.34	1.29
	3	620	13.84	40.72	2.995	46.05	1.24	498.785	1.61	67.873	1.61
	4	700	7.25	18.81	2.664	41.01	2.26	364.03	1.19	25.7286	1.19
	5	780	11.45	31.68	2.912	44.79	1.48	432.652	1.28	47.0975	1.28
	6	900	11.23	45.74	2.714	41.81	1.50	545.036	2.30	91.8726	2.30
	7	1000	7.16	40.67	2.996	46.08	2.30	498.299	3.09	67.6571	3.09
	8	F	7.21	20.25	3.304	50.73	2.33	370.579	0.947	22.7221	0.947
	全熔融			59.46	2.942	45.25	0.50	730.263	0.494	147.761	0.494
			8 阶段（1~8）简单平均坪年龄			44.03	3.99				
			8 阶段（1~8）加权平均坪年龄			43.95	0.62				
			6 阶段（2~7）加权平均坪年龄			44.30	0.68				
			8 阶段及全熔融等时年龄			44.76	1.24		$r=0.9979$，$a=294.51$		
			常规 K-Ar 年龄			44.93	1.69				
M69 碱性橄榄玄武岩	1	450	18.28	5.54	0.6221	9.66	0.76	312.852	0.164	27.8926	0.164
	2	550	17.61	35.54	0.9928	15.39	0.55	458.95	0.786	164.636	0.786
	3	620	17.50	54.83	1.081	16.75	0.56	656.651	1.54	334.141	1.54
	4	720	13.50	48.21	1.025	15.89	0.66	572.062	1.60	269.906	1.60
	5	800	9.50	57.77	1.09	16.89	0.89	702.705	3.05	373.675	3.05
	6	900	9.70	55.53	0.9457	14.67	0.86	667.425	2.81	393.273	2.81
	7	1000	6.36	44.65	0.9213	14.29	1.27	535.12	2.17	260.08	2.17
	8	F	7.54	14.90	1.274	19.73	2.36	347.263	0	40.634	0
	全熔融		97.74	38.15	1.0804	16.75	0.44	478.365	0.409	169.258	0.409
			8 阶段（1~8）简单平均坪年龄			15.41	2.87				
			8 阶段（1~8）加权平均坪年龄			15.14	0.40				
			6 阶段（2~7）加权平均坪年龄			15.87	0.34				
			8 阶段及全熔融等时年龄			15.85	0.80		$r=0.9904$，$a=294.75$		
			常规 K-Ar 年龄			15.8*	0.64		（与 M69 同一层位，非同一样）		

*M69 样品的常规 K-Ar 年龄（15.8Ma）与 $^{40}Ar-^{39}Ar$ 年龄不是同一样品，它采自穗道，距 M69 采样点约 20km，二者岩性相同，层位相当，应属于同一时代，故借以比较。

从图 3-1-1 和表 3-1-4 可以看出，M65、M69 两个样品的年龄谱相当稳定，等时线的线性关系非常好（图 3-1-2），得到的坪年龄、全熔融年龄、等时线年龄、常规 K-Ar 年龄四者几乎相等。且 $^{40}Ar/^{36}Ar$ 初始比逼近 295.5，这有力地说明所测年龄的准确性；同时，在这里没有钾测量的 ^{40}Ar-^{39}Ar 年龄与有钾参与计算的 K-Ar 年龄相一致（表 3-1-4），证明钾分析的准确度也比较高。

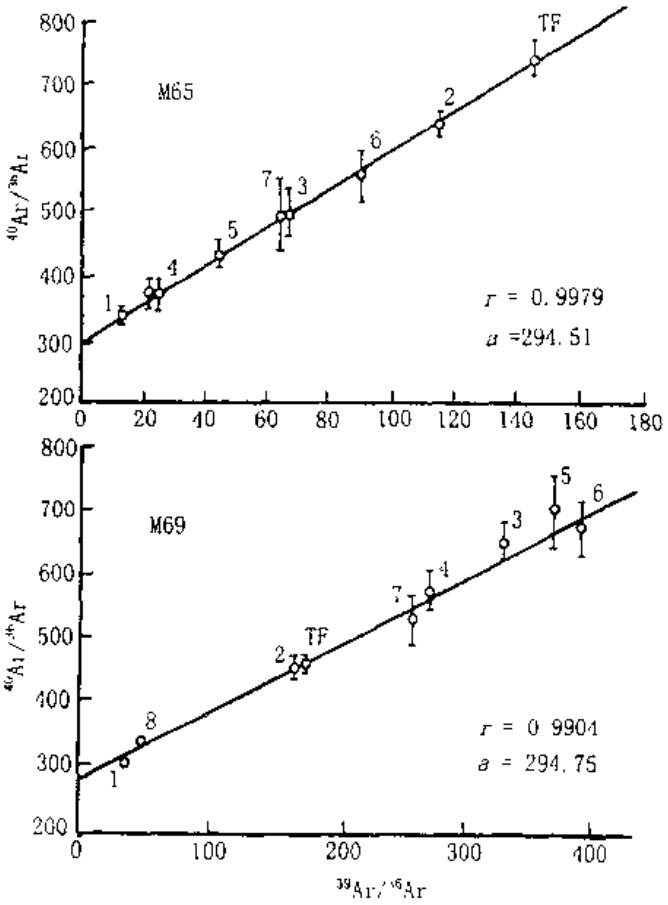

图 3-1-2　M65、M69 样品 $^{40}Ar/^{36}Ar$-$^{39}Ar/^{36}Ar$ 等时线

2.5　过剩氩问题

我们所测的年龄大都是表面年龄，是否代表真实年龄，很重要一点要看所测样品是否存在过剩氩。Dalrymple（1963）以及 McDougall 和 Green（1964）实验证明，镁质的和硅质的火山岩可以用 K-Ar 法成功地测定年龄；Dalrymple 和 Lanphere（1974）进一步证明，在大多数情况下，没受干扰的样品都有稳定的峰值年龄，它们的 $^{40}Ar/^{36}Ar$ 初始比与大气中的 $^{40}Ar/^{36}Ar$ 值 295.5 没有明显的不同，因而人们在测定新鲜样品时，实际上已把表面年龄看作真实年龄，不遇特殊情况无需逐一检验，因为这是一件很繁重的工作。不过上述几位同位素地质年代学家同时也指出，大陆玄武岩流用 K-Ar 定年比较好，大部分海相枕状玄武岩不行，因为它经常含过剩氩（Dalrymple，1984），尤其是年轻火山岩确实存在过剩氩（McDougall et al.，1969），在定年工作中不容忽视。为了把

握起见，我们做了这方面的验证，在测定长白山地区玄武岩年龄时，通过四条 $^{40}Ar/^{36}Ar$-$^{40}K/^{36}Ar$ 等时线得到 $^{40}Ar/^{36}Ar$ 初始比为 280.31~299.7（王松山等，1983）；根据牡丹江温春北河谷玄武岩（M80-82）所做的等时线给出 297.6 的 $^{40}Ar/^{36}Ar$ 初始比；尤其是 M65，M69 两样品根据下列方程给出的 $^{40}Ar/^{36}Ar$-$^{39}Ar/^{36}Ar$ 等时线，其 $^{40}Ar/^{36}Ar$ 初始比分别为 294.51、294.75 （表 3-1-4，图 3-1-2），与大气的 $^{40}Ar/^{36}Ar$ 值几乎相等，这一初始比是基于同一样品在相同条件下测得的，因此比起通过 $^{40}Ar/^{36}Ar$-$^{40}K/^{36}Ar$ 等时线求得的初始比更具有真实性。

$$(^{40}Ar/^{36}Ar)_m=(^{40}Ar/^{36}Ar)_i+(^{40}Ar^*/^{36}Ar)_k(^{39}Ar/^{36}Ar)_m \qquad (3\text{-}1\text{-}2)$$

式中：有下标 m 的项为测量值，有下标 i 的项为初始值，有下标 k 的项为由钾放射产生的 $^{40}Ar^*$ 与 ^{36}Ar 的比值。

笔者还测定了几个年轻的玄武岩样品，由于它们形成的时间很短，放射成因的 ^{40}Ar 很少，其 $^{40}Ar/^{36}Ar$ 值基本上代表氩的初始比（表 3-1-5）。可见，无论是通过等时线求得的 $^{40}Ar/^{36}Ar$ 初始比，还是由年轻玄武岩测得的 $^{40}Ar/^{36}Ar$ 值均等于或接近 295.5，说明这批玄武岩样品无明显的过剩氩，由此每个表面年龄就是真实年龄或者可以代表真实年龄。个别样品的 $^{40}Ar/^{36}Ar$ 值比较低，可能由于测试误差或 ^{36}Ar 稍有过剩所致。

表 3-1-5　几个年轻玄武岩的 $^{40}Ar/^{36}Ar$ 值

样号	样品名称	年龄	^{40}Ar 峰值	^{36}Ar 峰值	$^{40}Ar/^{36}Ar$
W155	五大连池老黑山玄武岩	A.D.1721	764131.7	2695.4	283.5
Mj63	镜泊湖熔岩洞玄武岩	5140a（^{14}C）	490139.7	1729.2	283 5
Nt206-1	大兴安岭大黑沟玄武岩	计算年龄出负值，可能为全新世	414694.2	1432.75	289.4
Nt206-2	大兴安岭大黑沟玄武岩	计算年龄出负值，可能为全新世	929137.5	3141.3	295.8

2.6　包体对岩石年龄的影响

一些玄武岩中含超镁铁质岩包体，其成因大体有三：一是地幔部分熔融的残留体，二是岩浆从周围地质体中捕获的，三是岩浆中早期晶出的。因此它们和寄主岩石不完全成一体，形成的时间一般要早于寄主岩石，它们的存在将干扰正常的岩石年龄测定。McDougall 和 Green（1964）在测定新西兰奥克兰火山的玄武岩年龄时发现，岩浆中的结晶相（如辉石集合体）和捕虏体中有继承氩，从而使所测的年龄偏高。为了排除这种干扰，我们在加工样品时尽量选择不含包体的部分，但很难排除星散分布的捕虏晶，于是把粉碎的样品像挑选单矿物一样在磁力仪和显微镜下进行分选，使样品完全不含或几乎不含捕虏体和捕虏晶。作者对包体的 K-Ar 年龄进行了测定尝试（表 3-1-6）。

从表中可以看出，包体的年龄一般都老于寄主岩石，尽管包体的 K、Ar 含量都很低，年龄误差较大，也能反映一定的趋势。但也有的包体（如 M70-WR）年龄小于寄主岩石。照理，包体既是早期生成的，处于温度高达 1300℃左右的岩浆中，早期积存的氩也该完全或大部分逸出，其年龄应该与岩石的年龄大体相当，可是事实上几乎没有一个包体和寄主岩石同龄，比岩石老的可理解为其中含继承氩，比岩石年轻的是何道理？

是否是由于 ^{36}Ar 过剩或微量 K、Ar 测量明显不准所致，尚不清楚。不过事实告诉我们，测定含包体的岩石必须小心，只要仔细分选样品，是可以得到满意结果的。

表 3-1-6 包体 K-Ar 年龄测定

样号	采样地点	样品名称	用量 (g)	K (%)	$^{40}Ar^*$ ($\times10^{-11}$mol/g)	$^{40}Ar^*$ (%)	年龄 (Ma)
SL43	双辽李李图山	寄主玄武岩	3.35575	1.37	11 8203	28.1	49.08±1.68
SL44-En	双辽李李图山	包体中顽辉石	3.001	0.0083	1.2061	12.5	688.2±46.3
M69-1	镜泊湖北湖头	寄主玄武岩	2.009	1.09	1.9582	25.7	10 3±0.38
M70-WR	镜泊湖北湖头	二辉橄榄岩包体	5.11375	0.027	0.00143	7.5	0.25±2.94
M70-Ol	镜泊湖北湖头	包体中橄榄石	2.1218	0.0083	0.06195	4.0	42.5±9.0
Lj91	辉南大龙湾	寄主玄武岩	8.03015	1.65	0.35188	17.1	1.23±0.056
Lj92-Di	辉南大龙湾	包体中透辉石	2.66525	0.0415	0.58175	14.4	79.07±4 7

2.7 样品问题

样品是定年的基础，它的好坏直接影响测试结果。选择任何一种样品（岩石或矿物）的最重要的条件是新鲜，因此待测的样品必须经过仔细鉴定挑选。火山岩中很少能挑出单矿物，用来定年的主要对象是全岩，最好选择细粒而又致密者，气孔状的、粗粒的或不均匀岩石都不宜选用。样品粒度过细增加大气氩的污染，过粗难以保证均匀性。对于常规 K-Ar 法来说，通常以 0.4~0.9mm 的粒径为宜。样品用量各家差别较大，国内一些拥有 MS1200 质谱计的实验室，用电子轰击炉熔样，样品用量很少（几十至几百毫克）；而国外一些实验室则往往用量较大，新生代玄武岩要用几克至 20 多克。例如，80 年代澳大利亚国立大学测 4~7Ma 玄武岩的年龄用 5~20g 样品（McDougall et al.，1981），东京大学测第四纪玄武岩用 10 余克样品（兼岡一郎等，1983），而美国地质调查所用量更高，达 24g（陈道公和彭子成，1985）。经验告诉我们，通常样品用量越大，大气氩比例越低，年龄误差就越小；反之亦然（王松山等，1983；Chen et al.，1984）。当然，也不是样品量越多越好，这要视样品的时代新老、钾含量高低、仪器本底和灵敏度好坏以及稀释剂丰度大小等因素而定。考虑到氩提取系统和质谱计的 ^{40}Ar 本底一般为 1×10^{-12}~5×10^{-13}mol，质谱计（如 MS1200）的灵敏度一般为 3×10^{-4} 毛/A。因此所用样品能释放的 ^{40}Ar 应明显地高于仪器本底（至少超过 1 个数量级）和灵敏度，同时又要与稀释剂 ^{38}Ar 的量匹配（通常为 6×10^{-11}mol），这样，^{40}Ar 的释放量也应为 6×10^{-11}mol 左右。这里既包括放射成因的，也包括非放射成因的（大气氩）。二者比例因样品而异（刘嘉麒，1987）。近年来，激光在 ^{40}Ar-^{39}Ar 定年中广泛应用，^{40}Ar-^{39}Ar 法将逐步代替 K-Ar 法，仪器性能提高，数据水平也在提高，而样品用量却大量减少，从微量到单颗粒矿物均可用以定年。

2.8 氩的释放与提取

氩提取系统必须经过充分烘烤和抽气，以达到超高真空和低本底，否则真空度虽高，本底却不低。根据玄武岩样品逐级加热放气情况看，无论是拉斑玄武岩还是碱性玄武岩均有两个放气高峰，一个在低温阶段 450~620℃，另一个在高温阶段>1000℃，中

间阶段气体释放量相对较少，也比较均匀；50%左右的放射成因氩 $^{40}Ar^{*}$是在低温阶段释放的，高温阶段虽有释放，其绝对量较低，而非放射成因的 ^{40}Ar、^{36}Ar，特别是 ^{37}Ar 却明显增加，只有 ^{39}Ar 有下降趋势。说明在熔样时不能忽视低温阶段，升温要循序渐进，温度不是越高越好，经验告诉我们，玄武岩在 1250~1300℃时即可熔。样品是否完全熔融除直接观察外，还可根据气体的纯化情况判断，没有完全熔融的样品往往纯化不好。

2.9 地质上的检验

考察所测年龄是否正确还要回到地质研究实践当中去，看它是否与地质背景相吻合；有化石的，是否与生物地层时代相一致，无化石的，是否与岩层的地质产状和层序相符合。例如，在长白山瀑布剖面，随着岩层由下至上由老变新，年龄依次变小；在长达几百公里的伊通-依兰裂谷，从南到北测定的年龄基本一致，伊通莫里青山 14.4±0.39Ma、永吉后团山 13.5±0.45Ma、尚志高丽山 13.1±0.36Ma、方正伊汉通 13.2±0.40Ma，可见这几个点火山时代几乎相同，岩性特征也很相似，均为含包体的碱性玄武岩。这不是无缘无故的巧合，而是那个时期沿裂谷火山活动一致性的反映。年龄数据的规律性反映了火山活动地质发展的规律性。这在以下划分的火山幕看得更清楚。

第二节 中国新生代火山幕

1 火山幕的划分

我国新生代火山岩的年龄定年数据表明（图 3-2-1），自白垩纪末期以来，中国有过多期火山活动。作者根据火山和火山岩形成的地质背景、分布特征、岩石类型、同位素年龄、地貌特征、风化程度以及野外地层的接触关系等，将中国新生代火山活动初步划分为 10 个火山幕。

1.1 大屯火山幕（βK_2-P_1，86~60Ma）

自白垩纪末期至古新世早期，东部地区发生了较强烈的火山活动。火山岩多隐伏于松辽地堑、抚顺盆地、下辽河-渤海盆地、冀中拗陷、苏北-黄海盆地、江陵拗陷、沔阳拗陷、广东三水盆地等盆地拗陷中，与沉积岩互层；出露地表的火山和火山岩较少，见于吉林双辽七星山，安徽嘉山明光镇和澎湖群岛等地，火山多呈孤山产出，或在盆地中央，或在拗陷边缘。其中以长春市南郊大屯富峰山一带的火山及火山岩研究得最早，也较典型，故将白垩纪末到古新世早期的火山活动命名为大屯火山幕。

大屯富峰山火山处于松辽地堑的东部边缘，此火山至少有五次喷发，岩层厚度达100m。据当地打井所见，富峰山的紫色杏仁状或气孔状拉斑玄武岩盖在白垩系泉头组紫色泥岩之上，伏于第四纪黄土之下[1]，其年龄为 80.5Ma，余扬（1987）从通辽大吐尔其山的高铝碱性辉绿岩样品得到86.2±1.07Ma的年龄，因此它是东北地区火山中目

[1] 吉林省地质局，1978，区域地质调查报告(1:20万)，长春市幅

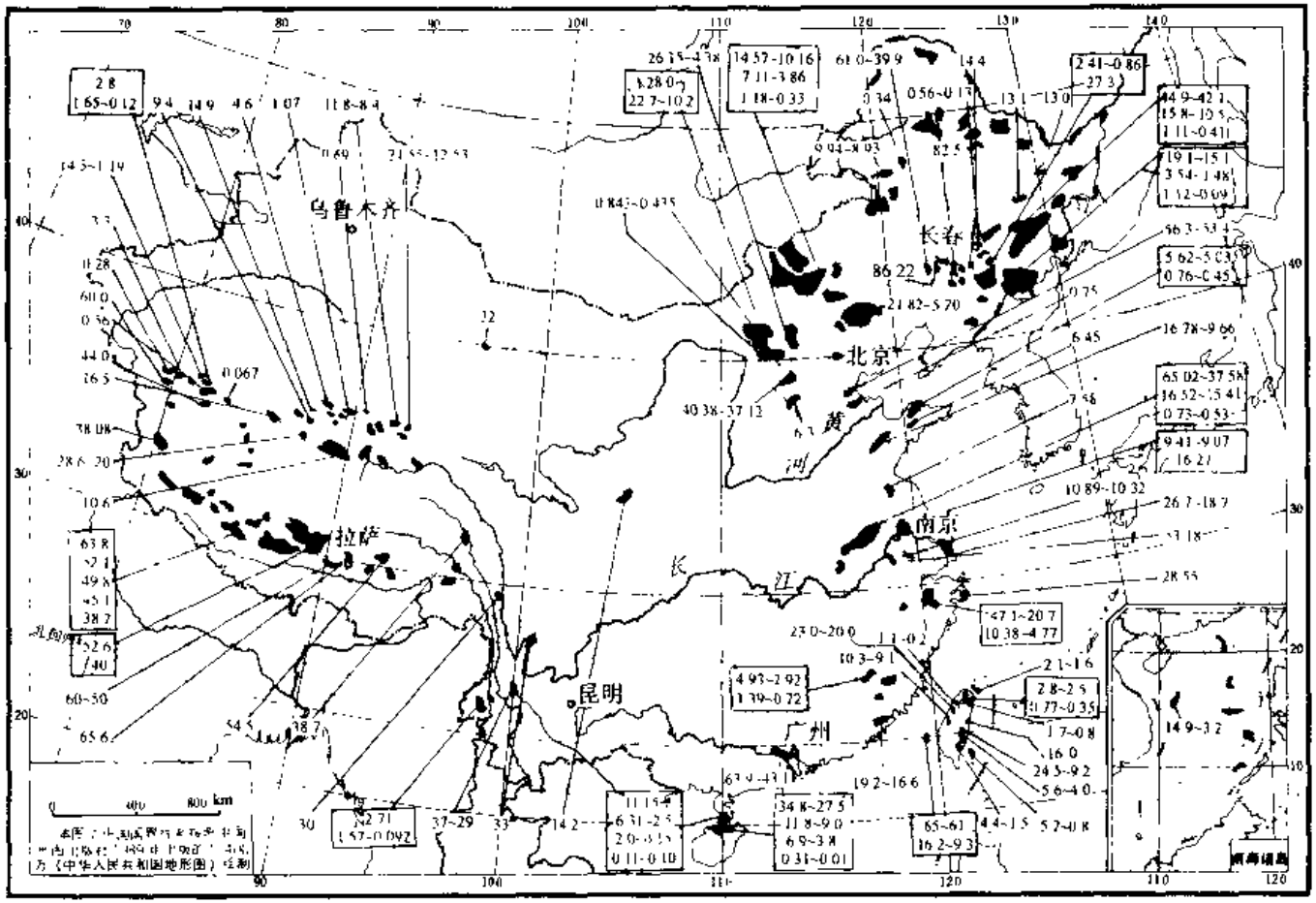

图 3-2-1　中国新生代火山岩年龄(Ma)

前所调查到年龄最老的一座。大屯南边的范家屯平顶山（73.5Ma），双辽小哈拉巴山（61.0Ma），通辽的小吐尔其山和伊通的横头山等火山，都是相当老的火山，其岩性多为拉斑玄武岩，不含超镁铁质岩包体，火山活动规模较小。在青藏高原，本幕火山活动发生在冈底斯地区，呈近 WE 向展布。火山岩主要出露于林子宗、羊八井、措勤及林周等地。

1.2 双辽火山幕（βP_2，50~40Ma）

双辽火山幕集中在始新世中期 45Ma 前后，东北地区火山活动主要发生在松辽地堑内部，双辽地区是个火山活动中心，故称为双辽火山幕。那里有大量碱性玄武岩浆喷发，由碧玄岩和富橄碧玄岩构成的孛孛图山、敖宝山、玻璃山、大哈拉巴山等就是此时形成的，它们均含有尖晶石二橄榄岩等超镁铁质岩包体。在抚顺–密山裂谷和伊通–依兰裂谷带中，此时也有火山活动，不过规模很小，仅在抚顺老虎台、牡丹江市黄花、舒兰前团山（40.51Ma）有少量橄榄玄武岩和拉斑玄武岩出露，火山岩中夹炭质页岩、粘土岩等薄层夹层。黄花下层拉斑玄武岩的年龄用 K-Ar 法和 ^{40}Ar-^{39}Ar 法测定均为 45Ma 左右，上层拉斑玄武岩为 42Ma，在上、下层之间的炭质页岩和硅藻土类粘土岩夹层中有被子物化石 *Nitophyllites* sp.[1]，属于古新世—始新世，与同位素年龄吻合。

在下辽河–渤海盆地该幕火山活动规模较大，隐伏在盆地沉积物中的玄武岩厚度较大，最大厚度可达上千米。冀中拗陷、沧州拗陷、黄骅盆地和苏北盆地钻孔中均见有该幕的玄武岩隐伏于盆地之下。山西黄花岭有该幕玄武岩零星出露，面积较小。苏北六合–仪征的溧阳、花山、上沛老虎山及江陵八岭山见有该幕火山岩分布，岩石以碱性橄榄玄武岩和拉斑玄武岩为主。安徽广德和嘉山、浙江嵊县浦桥及广东三水盆地等地产出的火山岩，主要是拉斑玄武岩，也属此幕火山活动的产物。另外位于台湾海峡的澎湖群岛亦有该幕火山活动发生。在青藏高原，该幕火山活动发生于容尼多、措勤、麻江、仲扎和改则、壮拉等地，构成冈底斯火山活动的高峰期（45~40Ma）。

1.3 下辽河火山幕（βP_3，38~27Ma）

这是在渐新世期间发生的一期火山活动，以溢流喷发为主，在下辽河拗陷多有发生，故称为下辽河火山幕。其特点是火山喷发频繁，规模不很大，火山岩与沉积物互层。海洋地质调查发现，下辽河–渤海盆地渐新统中夹有 36 层玄武岩，总厚度达 500m[2]，其中沙河街组 2285.5m 深处玄武岩的 K-Ar 年龄为 37.5Ma（从柏林等，1979）；陈文寄等（1992c）对下辽河盆地隐伏玄武岩的 K-Ar 年龄测定结果表明，绝大部分年龄数据介于 38~27Ma 之间；伊通–依兰裂谷的舒兰盆地钻孔中见有数层玄武岩薄层夹在古近纪的舒兰组中（王雨灼和孙建中，1980）；伊通横头山碱性橄榄玄武岩的 K-Ar 年龄为 31.0Ma；辉南县永安厂后山（四方顶子）薄层状玄武岩为 27.3Ma；长白县马鞍山硅藻土矿 10 号钻孔中马鞍山组地层中有两层玄武岩，上层厚 7.1m，下层厚 19.6m，其年龄分别为 13.5 Ma 和 28.4Ma；敦化马鹿沟碱性橄榄玄武岩的 K-Ar 年龄为 27.9Ma；桦甸太平屯、敦化

---

[1] 黑龙江省地质局，1974，区域地质调查报告(1:20 万)，牡丹江市幅。

[2] 海洋地质局第二海洋地质调查队，1975，中国海区及其邻域地质图说明书。

臭松沟等地的土门子组和穆棱一带的道台桥组，湖相地层中也夹有 2~3 层玄武岩，情况与马鞍山组大体相当，其底部玄武岩夹层也应属此幕火山喷溢的产物。道台桥组地层中的孢粉分析表明，被子花粉占 1/2 左右，裸子花粉约占 1/3，而蕨子植物孢子只占 10% 左右，这样的孢粉组合属于渐新世—中新世[1]，与玄武岩年龄相吻合。

内蒙古赤峰的火山喷发从 33.17Ma 开始，一直延续到 26.10Ma；围场五罗贡山的碱性橄榄玄武岩（26.0Ma）、集宁—丰镇一带的早期玄武岩（28.0Ma）及汉诺坝 20 号钻孔（202m）的碱性橄榄玄武岩（26.15Ma）均属该幕的产物，其规模都较小；山西繁峙（39~26Ma）、蔚县（29.3Ma）和黄花岭（40~37Ma）附近的碱性橄榄玄武岩也是本幕火山喷发形成的；冀中拗陷中央有该时期的隐伏玄武岩（36~25Ma）。在东南沿海，此时的火山活动分布于合肥大蜀山（36.19Ma）、嘉山大横山（37.54Ma）及上海南汇（26.7Ma）等地。此时，雷琼地区也开始了早期火山喷发，形成的玄武岩主要出露于海南澄迈福山（34.78Ma）、儋州木棠（28.43Ma）和文昌蓬莱（27.4Ma）一带。台湾海峡澎湖群岛的钻孔中也见有该幕的火山岩。

在青藏高原，沿藏北—羌塘—三江一线，出露大面积的碱性火山岩（37~36Ma），形成巨大的富碱火山岩带（张玉泉等，1987；张玉泉和谢应雯，1997）。在该幕开始（38~35Ma）火山活动较强烈，随着时间的推移，有逐渐变弱之趋势。

1.4 甑峰山火山幕（βN_1^1，23~19Ma）

如果说以上三个古近纪火山幕主要发生在中国东部的地堑、拗陷、盆地的内部，那么从新近纪甑峰山火山幕开始，火山活动已向地堑拗陷的两侧发展。如在松辽地堑东侧的伊通-依兰裂谷带上有西尖山火山喷发，年龄为 21Ma~23Ma。在敦化高松树、秋树沟，和龙甑峰山，长白县沿江村等地有一层厚 350~500m 的碱性橄榄玄武岩分布在高山顶上，平行不整合于土门子组、道台桥组之上，以甑峰山的岩层剖面较为完整，总厚度达 495m，玄武岩的 K-Ar 等时线年龄为 19.9Ma，是长白山地区最早的一期火山喷发。其它地区如永吉后团山（22.3Ma）、吉林奶牛山（21.24Ma）、安图黄松蒲（18.7Ma）也有该幕火山岩出露。

松辽地堑西缘的赤峰、围场棋盘山一带，分布着大面积的玄武岩，它们呈桌状、平台状水平覆盖在高山之顶，底部常有熔渣状集块岩层、烘烤层与砂砾岩接触，岩层总厚度达 450m 左右，夹砂页岩和褐煤、劣质油页岩薄层，具典型的北方温带型植物化石群，落叶、阔叶树种，特别是桦木科占绝对优势，可与日本本州早中新世的 Ainoura 型植物群相对比，形成于中新世早期。赤峰大庙乡马家窝铺玄武岩（22.59~20.39Ma）、围场东滴水湖头号村玄武岩（23.8~23.3Ma）[2]、五罗贡玄武岩（22.1Ma）、承德平泉骆驼峰拉斑玄武岩（24.3Ma），集宁察右后旗玄武岩（22.71~19.03Ma）和张家口万全大麻坪玄武岩（24.52~19.3Ma），均为该火山幕的产物。

从渤海湾至台湾海峡，沿东部沿海地区也能见到本火山幕生成的火山岩，如大港油田高尚堡钻孔中见橄榄玄武岩（22.1Ma），山东临朐-昌乐广泛出露的玄武岩

---

[1] 黑龙江省地质局，1979，区域地质调查报告（1:20 万），穆棱镇幅。

[2] 河北省地质局，1977，区域地质调查报告（1:20 万），围场幅。

（24~19Ma），江苏六合一仪征附近溧阳碱性橄榄玄武岩（20.7Ma）、上海川沙县隐伏玄武岩（18.7Ma）、浙江新昌一嵊县的玄武岩（20.7Ma）、福建龙海天马山（19.20Ma）和流会（18.05~19.20Ma）的玄武岩以及台湾公馆附近的玄武岩（23.0~20.0Ma）。总体看来，这幕火山活动在中国东部的规模较小，分布也比较零散。青藏高原的北部开始出现较大规模的火山喷发，羌塘、可可西里地区比较广泛出露该幕的火山岩（22~18Ma）。

1.5 奶头山火山幕（βN_1^{1-2}，16~12Ma）

该幕火山活动在中国的东、西部均表现得异常强烈。在东部是一期强烈的碱性玄武岩浆喷发，沿松辽地堑和冀中拗陷两侧几条深大断裂和裂谷带相继发生，尤其是伊通–依兰裂谷，此幕火山活动纵贯南北，从辽源的大窝头山到方正的伊汉通，火山喷发几乎同时发生，时间集中在 14~13Ma；镜泊湖北湖头、鹿道、安图县奶头山（照片 8）、和平营子、望天鹅十八道沟和长白县马鞍山等地都有此幕火山喷发，年龄在 16.7~15Ma 之间；在松辽地堑西侧，哈拉哈火山群天池林场的小东沟分水岭、辽宁北镇县正安堡、内蒙古阿巴嘎旗白音锡勒乡（14.57Ma）、东勒乌拉（13.2Ma）、灰腾西里（15.42Ma）、克什克腾旗（14.64~14.35Ma）、集宁市附近（14.60~13.01Ma）、李家八号村（15.27~14.19Ma）、汉诺坝大麻坪（上部）（14.00~13.56Ma）以及张北十字街（14.11~13.7Ma）等地的玄武岩均是此期火山喷发的产物。

在华北地区，北京柏各庄钻孔中的拉斑玄武岩（15.9Ma）、山东临朐一昌乐（16.4~13.43Ma）和沂水一安丘（14.02~12.12Ma）地区的碱性玄武岩及碧玄岩都形成于该火山幕。此时华东及东南沿海具有大规模的火山喷发，句容赤山（13.9Ma）、溧阳上兴（15.0Ma）、六合塔山（16.27Ma）、嘉山清明山（16.52~15.41Ma）、龙海牛头山和天马山（16.7~13.8Ma）、闽清和香山（17~14.1Ma）等地的玄武岩都是该时期形成的。南海盆地（14.9~13.4Ma）以及台湾海峡澎湖群岛的玄武岩（16.2~13.2Ma）也都形成于该火山幕。

这幕火山活动几乎全为中心式喷发，所形成的玄武岩碱性强，有碧玄岩和霞石碧玄岩等，普遍含有超镁铁质岩包体和辉石、歪长石及金云母等巨晶。岩石普遍颜色深黑，致密坚硬，结晶程度低，节理不发育，常呈碎块状，火山地貌不明显，有的呈火山锥却无火山口。以往人们将甑峰山、奶头山、老爷岭三幕的玄武岩统称为“高位玄武岩”，定为上新世；后来经系统的同位素测年及岩石学研究，将其分别定为早、中、晚中新世（刘嘉麒，1987）。同样，在山东临朐、沂水地区也存在类似情况。以往普遍认为昌乐一带玄武岩属上新世，后来的玄武岩测年（陈道公和彭子成，1985）表明，临朐、昌乐附近玄武岩的时代为中新世（集中在 16~13Ma）；在皖苏交界的嘉山–六合地区，传统的地层古生物研究认为，该区大面积出露的上、下方山玄武岩分属于上新世中晚期和早期，但 K-Ar 年龄显示，火山岩形成于中新世（16.5~9.0Ma）（陈道公和彭子成，1988）。另外，在福建龙海地区，曾据地层和化石资料，将夹有龙海火山亚群玄武岩的佛昙群时代定为晚更新世，后经陈道公和张剑波（1992）对龙海火山岩进行 K-Ar 年龄测定表明，其时代为中新世早期（19~16Ma）。由此可推知，中国东部可能还有一些地区的中新世玄武岩被误定为上新世或更新世，也就是说中新世（特别是中中新世）火山岩的出露面积比我们现在所认识的可能还要大。中新世中期是中国东部火山活动十分强烈的时期。

在青藏高原，此期间有大面积火山岩产出，主要出露于羊湖（16.5Ma）、强巴欠（14.9Ma）、可可西里（16.4Ma）、荷花湖（12.9~12.5Ma）和礼县（14.2Ma）等地，是高原腹地重要的火山活动带。

1.6 老爷岭火山幕（βN_1^3，12~7Ma）

这是继奶头山幕之后，中新世晚期发生的一期规模巨大的火山活动。在东北地区，以贯穿抚顺-密山裂谷的老爷岭玄武岩（10.6~8.97Ma）为代表，敦化张广才岭玄武岩、吉林船底山玄武岩、伊通东尖山玄武岩（9.92Ma）、舒兰大石顶子玄武岩（11.0Ma）、抚松锦草顶子玄武岩（10.50Ma）、长白马鞍山（隐伏）玄武岩（10.39Ma）以及松辽地堑西侧内蒙古五叉沟-白狼一带的五叉沟玄武岩（10~9Ma），均为此火山幕产物。岩石以碱性玄武岩为主，唯五叉沟为拉斑玄武岩。其地貌特征非常明显，常以平台状、帽状等形态覆盖在高山之顶，海拔高度有的 300~500m，有的 700~800m，在分水岭处可达 1000m，通常产出部位高的年龄较老（10±1Ma），规模也大；产出部位低的年龄较轻（8~7Ma），规模都小，如清源南山城玄武岩（7.21Ma）（照片 10）。这些玄武岩层往往以平行不整合与下伏地层接触，界面处存在一层砂砾层，通常人们所称的“高位玄武岩”主要是指这幕玄武岩。尽管它有时与奶头山幕玄武岩共生，但二者并不相同，本幕玄武岩较年轻，岩层成层，普遍发育柱状节理，岩石结晶程度较高，碱性程度较低，几乎没有见到这期玄武岩含超镁铁质岩包体。如前所述，过去常把此期玄武岩定在上新世，但按照它们的年龄和新的地质年表应为中新世，前苏联兴凯地区的地层情况支持了这种划分，在那里这种玄武岩层居于有渐新统化石证据的兴凯层位之上，又为含中新统化石的上兴凯层所覆盖（中国科学院黑龙江流域综合考察队，1963）。

在达来诺尔火山群中，火山活动主要位于北部，玄武岩呈巨大岩被形式产出，厚度大，自下而上分为三层，岩层之间具沉积夹层，分布面积广，北接蒙古人民共和国，南至海音庙－巴彦乌拉一带，跨越约 200km，自下而上三层玄武质熔岩的年龄分别为 11.40Ma，7.11Ma 和 6.24Ma。此时，围场火山群的火山活动达到鼎盛期（11~10Ma），火山岩出露于赤峰市附近（10.83Ma）、克什克腾上桅（11.77~9.65Ma）、围场对挺沟和棋盘山（8.29~7.26Ma）等地。在集宁火山群中，该期玄武岩分布于集宁市附近（11.63~10.45Ma）、丰镇官屯堡（8.84Ma）、丰镇西（7.71Ma）和王山（7.48Ma）等地。

此时期，汉诺坝的火山活动趋于停息，仅大麻坪出露少量的拉斑玄武岩（7~6Ma）。太行山两侧也仅零星出露有该期火山岩，如昔阳凤凰山的碱性橄榄玄武岩（7.25Ma）、平定浮山的碧玄岩（7.99Ma）、汝阳大安村拉斑玄武岩（6.89Ma）、阳邑拉斑玄武岩（9.85Ma）和左权下庞西村玄武岩（11.85Ma）等。

在山东临朐－昌乐一带，此时的火山喷发较微弱，火山岩主要出露在尧山、小尧山等地；沂水－安丘地区的火山活动已经结束；蓬莱和栖霞地区开始了大规模的火山喷发，火山岩分布于史家沟（8.09~7.81Ma）、大黑山岛（8.08Ma）、栖霞唐山崩（7.78~6.45Ma）及大方山（8.13~6.43Ma）等地。江苏六合-仪征火山群，此时的喷发达到前所未有的高潮（11~7Ma），也是该火山群最后一期的喷发，火山岩主要出露于六合瓜埠山（9.35Ma）、方山（9.41~8.60Ma）、江宁方山（10.89~10.32Ma）、东海安峰山和平明山（7.58~6.10Ma）。苏北油田钻孔中也见到该期的隐伏拉斑玄武岩（9.18Ma）。在浙江嵊县－新昌火山群，

此时火山喷发达到高峰期，火山岩几乎遍布全区，包括新昌煤矿（7.13Ma）、新昌－天台交界处（6.79~6.48Ma）和寒庄（10.38~6.51Ma）玄武岩。福建龙海火山亚群仪牛头山（11.7Ma）附近具有该幕火山活动。在雷琼火山群，正在发生第二期火山喷发（11.83~6.27Ma），火山岩分布于琼山、金牛岭及徐闻一带。台湾关西－竹东及澎湖群岛也有该幕玄武岩（10~8Ma）。另外，南海盆地也分布有该火山幕的玄武岩（10.0~9.1Ma）。总之，该火山幕在我国东部表现得很强烈，火山岩出露广、厚度大，是中国东部新生代一期重要的火山活动期。在青藏高原，该期火山喷发主要发生在可可西里地区，向阳湖一带玄武岩的 ^{40}Ar-^{39}Ar 年龄集中在 9.7~8.5Ma，多格错仁一带也有10.6Ma 的火山岩。

1.7　军舰山火山幕（βN_2^{1-2}，5.0~2.1Ma）

它发生在上新世，在东北主要见于长白山地区和内蒙古的西口一带。包括图们江河谷四和五级阶地上的平顶村玄武岩（4.21Ma）、白金玄武岩（2.41Ma）、军舰山玄武岩（2.6Ma）、安图县和平营子玄武岩（2.06Ma）、鸭绿江流域的西大坡玄武岩（4.43Ma）、吉林长白玄武岩（4.92~3.67Ma）、抚松玄武岩（2.61~2.47Ma）、沿江村玄武岩（3.75Ma）和望天鹅红头山碱流岩（3.11Ma）；以及松辽地堑西侧洮儿河及其主要支流两岸四和五级阶地上分布的西口玄武岩（照片 11）、锡林浩特昌图敖包（隐伏）玄武岩（3.24~2.08Ma），在鸡东县平阳镇永安（3.66Ma）、舒兰县朝阳乡庙岭（3.90Ma）、吉林汪清（2.13Ma）等地零星出露的玄武岩。这幕火山活动仅在长白山地区表现得强烈、规模大，奠定长白山基础的“盖马高原”玄武岩台地主要在这个时期形成；其它地区都比较微弱，且往往为裂隙溢流式活动，岩石碱性较弱，有碱性玄武岩、橄榄玄武岩和拉斑玄武岩，平顶村玄武岩是东北地区碱性最弱的拉斑玄武岩；在这些岩石中尚未发现超镁铁质岩包体。这期玄武岩常呈层状产出，很少呈火山锥，岩层底部常有河床相的砂砾石层，在河谷阶地上以平台状、桌状等形态产出，有时和老爷岭的高位玄武岩不易区别，不过，这期玄武岩几乎都产于河谷的高级阶地，通常没有老爷岭高位玄武岩产出部位那么高。

在华北地区，此时火山活动趋于尾声，火山岩出露零星，包括尚义小蒜沟拉斑玄武岩（4.38Ma）、武安百草坪玄武岩（4.25~3.52Ma）、鹤壁庞村玄武岩（4.32~3.99Ma）、蓬莱铜井（4.60~4.21Ma）和赤山（4.64~4.39Ma）玄武岩。在华南沿海地区，该期火山活动主要发生在闽西和雷琼地区，包括分布在石衡、平埠、五道凹、大洋窠的玄武岩（4.9~2.9Ma）以及出露于湛江霞山、徐闻海安港、文昌蓬莱、琼山永兴的玄武岩（5.0~2.10Ma）。本期火山岩在其它地区仅零星出露，如浙江嵊县浦桥玄武岩（4.77Ma）、台湾北部（丁火朽及明德乐园等）玄武岩（2.8~2.5Ma）及南海盆地（隐伏）玄武岩（3.74~3.20Ma）。

在青藏高原，该幕火山活动主要发生在北部的昆仑山及其周边地区，呈 NEE 向展布，见于泉水沟（6~3Ma）、木孜塔格（4.6~4.0Ma）和阿什库勒的西山（2.8Ma）；腾冲云台山一带曾在该期发生过火山喷发。

1.8　龙岗火山幕（βQ_1^1，1.6~0.9Ma）

是进入第四纪的第一个火山幕，在松辽地堑两侧的隆起区均有发生，规模很大。吉

林龙岗、内蒙古达来诺尔等火山群的大部分火山及火山锥是在该幕形成的。其特点是火山呈群式喷发，大面积出现，火山口、火山锥广为密集，是各火山幕中生成火山数目最多的一幕，仅东北龙岗、达来诺尔两个火山群就近 400 个。并形成了一些玛珥湖。火山活动方式以中心式爆发与喷溢型为主，岩性为碱性玄武岩，普遍含超镁铁质岩包体，尤以龙岗火山群产出的包体多、个体大（照片 28、29）。辉南大龙湾、靖宇县巴厘玄武岩的年龄为 1.23~0.85Ma，小椅山水库旁出露的玄武岩，上下均为黄土层，玄武岩年龄为 1.49~0.85Ma，抚松露水河玄武岩年龄为 1.65~1.33Ma，均属早更新世产物。达来诺尔火山群有四个火山喷发旋回[1]，每两个旋回之间都有一个喷发间断，并夹有沉积层。第三旋回（1.45~1.18Ma）规模很大，它们与毗邻的蒙古国的达里甘嘎火山群时代相同。内蒙古克什克腾和鲤鱼泡子（1.85~0.89Ma）、黑龙江兰岗与杏山（1.26~1.02Ma）以及五大连池附近逊克玄武岩（1.33Ma）均属此幕火山活动产物。

伴随着上述大面积群式火山喷发，沿松花江、牡丹江、图们江、鸭绿江等河谷也有三五成群的火山喷发或沿裂隙的熔岩溢出。熔岩流平铺在河谷阶地（通常为二级阶地）上，形成平坦的熔岩台地，其底部普遍存在一层河床相砂砾石层，接触面往往有烘烤现象。这些玄武岩流，常被称作“河谷玄武岩”，以碱性玄武岩为主，也有橄榄玄武岩，不含或很少含超镁铁质岩包体。从敦化到温春的牡丹江“河谷玄武岩”年龄为 1.39~0.89Ma，图们江流域的广坪期玄武岩为 1.48Ma，与群式喷发的火山时代基本相同。

此时，东南沿海最强烈的火山活动发生在雷琼火山群，包括广东友好农场（1.57Ma）、海南屯昌岭口（1.45Ma）、木棠东（0.90Ma）玄武岩以及台湾北部基隆山（1.7~0.8Ma）、澎佳屿（1.6Ma）、绿岛（1.6~0.9Ma）和兰屿安山岩（1.2~0.9Ma），均在此火山幕中生成。

云南腾冲也有较大规模的火山喷发，余家山、大空山和董家寨（1.6~1.1Ma）等火山为此时生成。安徽嘉山女山（1.41Ma）和福建明溪大洋窠（1.39Ma）也零星出露该时期的玄武岩。其它地区在这个时期的火山活动相对较弱。

青藏高原在这个时期的火山活动比较弱，仅在个别地方偶有发生，如阿什库勒火山群的马蹄山（1.65Ma）和普鲁康苏拉克火山岩（1.43~1.21Ma）是在此时形成的。

1.9 白头山火山幕（βQ_1^{2-3}，0.73~0.06Ma）

本火山幕是一个规模较大、活动强烈，在中国普遍发生的火山幕。在东北长白山，以天池火山口为中心喷出大量的碱性岩浆，堆积厚达 600m 多的碱性粗面岩、碱流岩火山锥，形成高大的白头山（照片 6）；在北部小兴安岭地区形成另一个喷发中心，五大连池、科洛等火山群的大部分火山是此期（0.66~0.25Ma）喷发形成的；沿大兴安岭分布的诺敏火山群、哈拉哈火山群和达来诺尔火山群此时火山活动也比较活跃，形成一些火山和火山岩。

华北平原也能发现该期火山岩，河北黄骅、海兴、孟村、盐山和小山等地的玄武岩便是，岩层厚度为 200~400m（易明初和李晓，1995）。华北平原两侧的山西和山东此

[1] 刘嘉麒，1985，论中国东北新生代火山活动与大陆裂谷系——火山岩地质年代学与地球化学方面证据，中国科学院地质研究所博士学位论文.

幕火山活动也比较活跃，大同火山群的一些火山（0.74~0.2Ma）和山东蓬莱玄武岩（0.8~0.4Ma）大都在此时形成。

东南沿海地区在此时期发生大规模火山活动，如福建明溪（0.72Ma），台湾大屯、竹子山、七星山、磺嘴山、楠子山、丁火朽山等火山都有过喷发，时间介于0.73~0.35Ma之间（陈正宏，1990）。雷琼火山群形成一个新的火山喷发高潮，雷州半岛的徐闻田洋（0.477Ma），湛江湖光岩（0.85~0.43Ma）、东海岛龙水岭（0.10Ma），海南琼山罗经盘（0.56Ma）、琼山县永兴（0.06Ma）、琼北龙塘（0.61Ma）、海口长流西（0.10~0.09Ma）、儋县洋浦巷（0.09Ma）等火山和玄武岩均属该期火山喷发的产物。在青藏高原及其周边地区，此时也发生了大规模的火山喷发，如西昆仑阿什库勒火山群（刘嘉麒，1989a）、黑石北湖火山群和腾冲火山群（穆治国等，1987）大部分火山和火山岩在此火山幕生成。

这幕火山活动的突出特点是几乎全为中心式喷发，岩浆的碱性程度高，不仅喷出了大量的粗面岩，还在松辽地堑北端五大连池、科洛等地和青藏高原出现了钾质、超钾质火山岩区，这在以前的各火山幕是罕见的。

1.10 五大连池火山幕（βQ_2，10000a至今）

这是中国大陆最新的一期火山喷发。以黑龙江省五大连池老黑山、火烧山两座火山于公元1719~1721年间的喷发而著称，著名的石龙岩和五大连池堰塞湖就是伴随这两座火山喷发形成的。在长白山，继白头山幕之后，又喷发多次，尤其是距今约1200年前的一次大喷发，是近代历史上全球规模最大的火山喷发之一，近千米深的天池火山口就是经过这次喷发扩大生成的。这次喷发的火山灰在相距1000km的日本岛尚能发现5~6cm厚（Michida，1982，1990，1991；Michida and Arai，1983；Michida et al.，1987，1990）；根据这次喷发生成的粗面质浮岩所埋藏的炭化木（照片23）测得的^{14}C年龄大都在1200年前左右。史料还记载着公元1597、1668、1702和1903年有过喷发。除了这两处有据可查的火山喷发外，靖宇县四海火山渣中的炭化木曾测得200aB.P.、1580±70aB.P.及1690±85aB.P.的^{14}C年龄（刘祥等，1989）；镜泊湖西侧牡丹峰森林中的一群火山（所谓“地下森林”火山），具有5140aB.P.的^{14}C年龄（盛中方等，1983）。大兴安岭哈拉哈火山群的大黑沟玄武岩石塘，地貌上与五大连池石龙岩相似，用K-Ar法测得的年龄接近零，表明它很年轻。腾冲打鹰山在1609年以及西昆仑的阿什火山在1951年都有过喷发活动。在台湾和雷琼地区等地也都有可能有全新世的火山活动。

2 典型火山岩层位与火山活动高峰期的确定

以上10个火山幕的划分，建立了中国新生代火山活动韵律和火山岩的层序，澄清和纠正了过去的一些模糊认识和错误判断，以下几点认识可供借鉴：

（1）一个火山群（带）往往有多期火山活动，笼统地称某一火山群为某一时代不够确切，甚至是错误的。例如伊通火山群包括古近纪—新近纪几个幕形成的火山，无第四纪火山，而过去常把它定为早更新世或第四纪火山群显然是不对的；与它相关的伊通依兰裂谷，也被认为在第四纪仍然活动，可是从南到北尚未发现一座第四纪火山，表明裂谷在第四纪已趋于封闭。

（2）过去统称的“高位玄武岩”，如老爷岭、船底山、大罗密、甑峰山、奶头山、

平顶村玄武岩等，在东北地层表均归为一期，定为上新世（N_2），其实这些所谓高位玄武岩分属于几个火山幕，有早中新世的瓢峰山幕、中中新世奶头山幕、晚中新世老爷岭幕，只有平顶村期玄武岩属于上新世。同样在郯庐断裂中南段（临朐、沂水、嘉山、六合）及福建龙海地区也存在类似的情况，在那里以往将属于中新世的昌乐、六合、龙海玄武岩分别定为上新世和更新世。

（3）沿牡丹江、松花江、图们江等河谷分布的玄武岩，过去人们一直把它们定为中、晚更新世（Q_1^2 或 Q_1^3），可是经测定，它们的年龄普遍大于 1 Ma（1.5~0.85Ma），属于早更新世无疑；个别地方可能有中、晚更新世的，但不能代表河谷玄武岩的主流。

（4）五大连池期玄武岩，如笔架山玄武岩、焦得布玄武岩等均为中更新世产物，应把以前定为晚更新世 βQ_1^3 的改为 βQ_1^2。以往有些岩层层位和火山岩时代搞不清楚，原因一是缺少可靠的年龄数据，二是对地层表的断代时间界线比较含糊，没有明确的标准。但是不可否认，前人的工作为后人打下了坚实基础，舍此，我们的工作也很难奏效。

10 个火山幕表明，中国新生代的火山活动持续时间长、次数多、类型也较复杂。在划分出这10个火山幕的基础上大体可以把它们归纳为四个火山活动期（表 3-2-1）。

第一期是古近纪（包括白垩纪末期），包括大屯、双辽和下辽河三个火山幕，火山活动次数较多，规模不大，在东部局限在裂谷系中央，特别是松辽-下辽河-冀中裂谷内部，多与沉积物互层，岩性从拉斑玄武岩到碱性玄武岩以及它们之间的过渡类型都有（图 3-2-2）；在青藏高原及周边主要位于藏南冈底斯及藏北一羌塘一三江一线，前者是与板块俯冲有关的岛弧型火山岩，后者是与碰撞造山有关的钾质火山岩。该时期火山活动高峰期在 37~36Ma。

第二期是中新世，包括瓢峰山、奶头山和老爷岭三个火山幕，在东部贯穿于松辽-下辽河-冀中裂谷两侧的各条裂谷和深大断裂带，如郯庐-伊通裂谷带。许多火山和熔岩台地是这个时期形成的，熔岩厚度大，火山及火山锥数量多，分布广，几乎全是碧玄岩和碱性橄榄玄武岩，多含超镁铁质岩包体。在西部，火山岩纵贯青藏高原东、西，形成规模巨大的可可西里、昆仑火山岩带，岩性以粗安岩-粗面岩-英安岩-流纹岩组合为主。火山活动集中在 16~9Ma，尤以 13 Ma 为重要，形成了中国新生代火山活动的第二个高峰期。

第三期是上新世，与上面两个时期相比，这个时期火山活动规模较小，岩浆碱性较低，岩石多为碱性橄榄玄武岩和橄榄玄武岩，也有拉斑玄武岩。除东部长白山、蓬莱、达来诺尔和青藏高原北缘有较多的玄武岩喷出外，其它地区仅零星分布。

进入第四纪，火山活动又高涨起来，形成了中国新生代火山活动的第四个高峰期。东部主要发生在松辽-下辽河-冀中裂谷两侧隆起区，以中心式喷溢型活动方式居多，岩浆碱性很高，有大量钾质玄武岩和碱性粗面岩生成。东北地区的多数火山群和大多数形态清楚的火山是这个时期形成的。在青藏高原及周边地区，火山活动主要集中在阿什库勒火山群和腾冲火山群。

在整个新生代，东部火山活动受东亚大陆裂谷系控制，其发展趋势是中间老两侧新，早期火山幕发生在大陆裂谷系的中央，随着时间推移，火山活动向两侧发展且近于对称发生（图 3-2-2）；青藏高原及周边地区火山岩呈近东西向带状分布，南面老、北面新，早期的火山活动发生在藏南冈底斯地区，随着时间推移，火山活动向藏北迁移。

表 3-2-1　中国新生代火山幕概况

火山幕	时代与年龄	活动方式	规模	岩性特征	主要分布区
五大连池幕 βQ_2	全新世 1 万年以来	中心式喷溢型 （老黑山型）	中等	钾质玄武岩、碱性玄武岩，少数含包体；碱性粗面质浮岩，火山渣、灰，火山碎屑熔岩	五大连池老黑山、火烧山，长白山天池，靖宇县四海，镜泊湖西牡丹峰火山，大兴安岭大黑沟，腾冲打鹰山，雷琼，台湾，西昆仑阿什山
白头山幕 βQ_1^{2-3}	中晚更新世 0.73~0.06Ma	中心式喷溢型、复合型（白头山型）	大	碱性粗面岩、碱性玄武岩、钾质玄武岩，含包体很少；火山碎屑岩，安山岩，粗安岩	白头山，五大连池，科洛，克山，诺敏河，大兴安岭天池，华北平原，莱州湾，嘉山，明溪，大屯，雷琼，腾冲，阿什库勒
龙岗幕 βQ_1^1	早更新世 1.6~0.90Ma	中心式喷溢型群式喷发，少数溢流式	大	碱性玄武岩含大量包体，火山碎屑岩，河谷玄武岩（碱性较弱）、不含包体；粗安岩，安山岩	龙岗，宽甸，达来诺尔，松花江、图们江河谷二级阶地，阿什库勒，女山、明溪，雷琼，台湾，普鲁，雄鹰台，腾冲
军舰山幕 βN_2^{1-2}	上新世 5.0~2.1Ma	溢流式 中心式	中等	碱性玄武岩，过渡型玄武岩，典型拉斑玄武岩，不含包体；流纹岩岩，粗安岩	长白山，阿巴嘎旗，蓬莱，明溪，雷琼，南海，木孜塔格，泉水沟，阿什库勒西山
老爷岭幕 βN_1^3	晚中新世 12~7Ma	裂隙溢流式 （老爷岭型）	大	碱性玄武岩，不含包体；拉斑玄武岩，粗安岩	老爷岭、张广才岭，东宁，伊通东尖山，围场，集宁，内蒙古五叉沟，临朐—昌乐，栖霞，嵊县—新昌，南海，雷琼，六合—仪征，多格错仁，涌波错
奶头山幕 βN_1^{1-2}	中中新世 16~12Ma	中心式拱出型 （奶头山型）	大	碧玄岩，碱性橄榄玄武岩，普遍含深源包体，粗安岩	安图县奶头山，和平营子，汪清，鹿道，伊通，尚志，围场，集宁，汉诺坝，临朐—昌乐，沂水—安丘，嘉山，龙海，澎湖群岛，羊湖
髓峰山幕 βN_1^1	早中新世 23~19Ma	中心式拱出型 溢流式	小	碱性玄武岩，很少含包体，粗安岩	髓峰山，西尖山，建平甘巴井，赤峰，集宁，汉诺坝，临朐—昌乐，溧阳，台湾公馆，可可西里
下辽河幕 βP_3	渐新世 38~27Ma	裂隙溢流式，岩筒、多层次（韵律）	大	碱性玄武岩，过渡型玄武岩与沉积物互层，煌斑岩，粗安岩	下辽河，长白马鞍山，冀中拗陷，雷琼，澎湖群岛，羌塘，囊谦，剑川，大理
双辽幕 βP_1	始新世 50~40Ma	裂隙式 中心式拱出型	中等	富橄碧玄岩，碱性橄榄玄武岩，含较多的包体；拉斑玄武岩，粗面岩，英安岩	双辽七星山，牡丹江黄花，抚顺老虎台，下辽河，山西黄花岭，黄骅拗陷，江陵，溧阳，三水盆地，改则，牡拉，仲扎，措勤
大屯幕 βK_2~P_1	晚白垩世至古新世 86~60Ma	裂隙式 中心式	小	拉斑玄武岩，高铝玄武岩，英安岩，安山岩，流纹岩	长春大屯、范家屯，双辽小哈拉巴，通辽大吐尔其山，嘉山明光镇，广东三水盆地，林子宗，羊八井，措勤

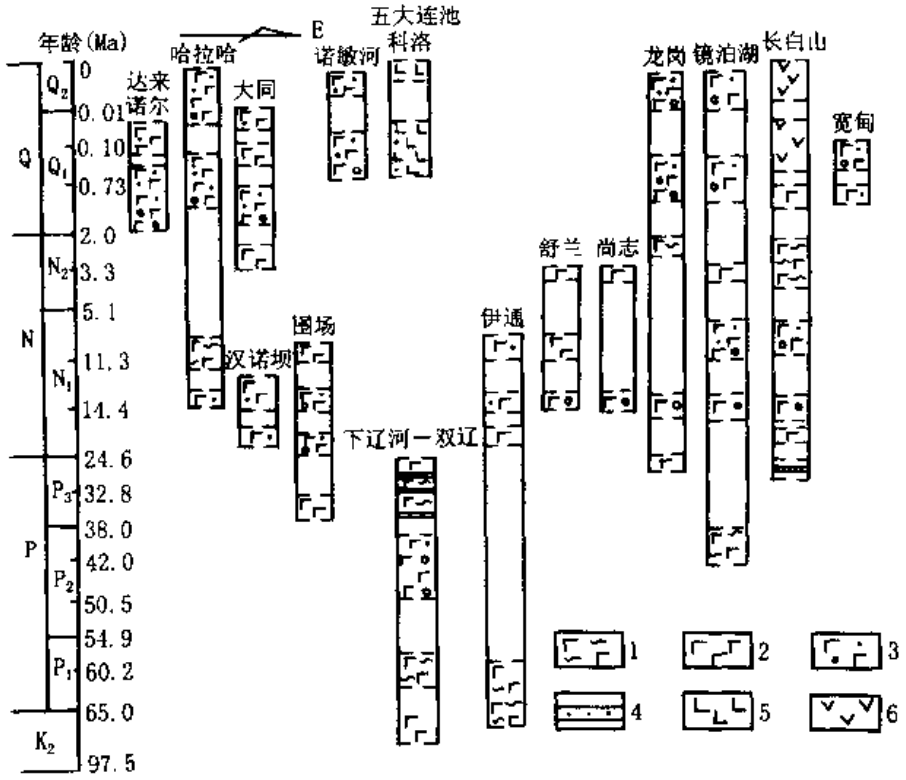

图 3-2-2　东部火山岩分布柱状图与火山活动分带

图中地名代表火山群名，岩性符号表示的厚度代表延续时间

1.拉斑玄武岩　2.碱性橄榄玄武岩　3.碧玄岩及含超镁铁质岩包体玄武岩

4.玄武岩夹层　5.钾质玄武岩　6.粗面岩及碱流岩

第三节　中国历史时期的火山喷发

中国虽然缺少现代火山喷发，但在历史上却常有火山活动发生。现就有历史记载的火山喷发加以说明。

1　长白山火山

长白山火山是中国最大的火山，也是世界著名的火山之一，根据大量的 ^{14}C 定年（表 3-3-1），它在历史上（约 1200 年前）有过一次大规模喷发（刘嘉麒和王松山，1982），但没有史料记载。以往文献中提到的长白山火山爆发曾发生在公元 1413 年、1597 年、1668 年、1702 年、1898 年、1903 年。除公元 1413 年和 1898 年外，其余均查到了原始文字记载（表 3-3-2）。国内史料记载有清朝刘建封著《外文采注译本 ——长白山江冈志略》，国外的记载包括朝鲜《李朝实录》及日本和田雄治著的《朝鲜古今地震考》等（崔钟燮等，1995）。

2　黑龙江五大连池 1719~1721 年火烧山和老黑山火山喷发

有关五大连池火山活动史料中如下记载。《黑龙江外记》载述“墨尔根东南，一日

地中忽出火，石块飞腾，声撼四野，越数日火熄，其地遂成池沼。此康熙五十八年（公元 1719 年 ——作者注）事。”康熙六十年（公元 1721 年 ——作者注）江西省吴江县人吴振臣在《宁古塔记略》中所述“离城东北五十里有水荡，周围三十里，于康熙五十九年六七月间、忽烟火冲天，其声如雷，昼夜不绝，声闻五六十里。其飞出者皆黑石硫磺之类，终年不绝，竟成一山，兼有城廓、热气逼人三十余里，只可登远山而望。今热气渐衰，然隔数里，人仍不能近，天使到彼查看，亦只远望而已，嗅之惟硫磺气，至今如此，亦无有识之者。”上述两段记载说明火山活动始于 1719 年，一直延续到 1721 年，至少可断定火山锥熔岩是在此时形成的，距今仅 277 年（表 3-3-2）。野外观察早期石龙熔岩和晚期石龙熔岩广为裸露，植被很少，熔岩微地貌保存完好，且见晚期石龙熔岩直接叠加在早期石龙熔岩之上。其间既无沉积物，又无明显的风化踪迹（黑龙江地质局，1978），表明它们是最近一次火山喷发的产物。

表 3-3-1　长白山地区近代火山喷发的 ^{14}C 定年结果*

序号	地点	测试对象	年龄	资料来源
1	长白山黄松浦	浮岩中炭化木	1220±90aB.P.	刘嘉麒**
2	长白山黄松浦	浮岩中炭化木	1365±140aB.P	刘嘉麒**
3	长白山黄松浦河谷剖面	浮岩中炭化木	1275±75aB.P.	刘嘉麒**
4	长白山黄松浦河谷剖面	浮岩中炭化木	1285±80aB P.	刘嘉麒**
5	长白山奶头山南	浮岩中炭化木	1365±75aB P.	刘嘉麒**
6	长白山奶头村	浮岩中树墩外部	1070±70aB.P	刘嘉麒**
7	长白山奶头村	浮岩中树墩中间	1310±90aB.P.	刘嘉麒**
8	吉林松江河白西	浮岩中炭化木	2420±95aB.P.	刘嘉麒**
9	吉林松江河小沙河桥头	浮岩中炭化木	1210±75aB.P.	刘嘉麒**
10	吉林安图县二道公社奶头村（天池北）	粗面质浮岩中的炭化木	1050±70aB.P. 1120±70aB.P.	刘嘉麒（1983）
11	吉林安图县二道白河（天池北）	炭化木	1230±75aB.P.	刘嘉麒（1983）
12	吉林安图县双目峰与赤峰之间（天池东）	炭化木	1153±90aB.P.	刘嘉麒（1983）
13	吉林抚松县松江河公社小沙河（天池西）	炭化木	1410±80aB.P.	刘嘉麒（1983）
14	吉林安图县和平营子（离天池 18km）	浮岩中的炭化木中心部位	990±95aB.P.	刘若新等（1992a）
15	天池北和平营子	白色浮岩中的炭化木	1489±70aB.P.	谢宇平等（1993）
16	天池东北	白色浮岩中炭化木	1120±90aB.P.	吉林省地质局（1974）
17	双目峰钻孔	粘土质淤泥层	2024±70aB.P.	刘若新等（1996）
18	双目峰钻孔	淤泥层表层炭化木屑	1065±95aB.P.	刘若新等（1996）
19	天池周围	浮岩中的炭化木	910 ± 45aB.P. 1435±75aB.P.	刘若新等（1996）
20	二道白河钻孔	碎屑流底部的炭化木屑	1095±80aB.P.	刘若新等（1996）
21	天池北黑风口	粗面质黑曜岩、浮岩等碎屑中的炭化木	4105±90aB.P.	刘若新等（1996）
22	天池	火山碎屑中炭化云杉	1079~1345aB.P.	Gill et al.（1992）
23	朝鲜境内	火山灰（八卦庙期）	820~870aB.P	金伯禄等（1994）
24	安图县神炭窑	火山灰（八卦庙期）	895±70aB.P.	金伯禄等（1994）
25	安图县神炭窑	火山灰（八卦庙期）	1000±90aB.P.	金伯禄等（1994）

*所有年龄起始年代为 1950 年，半衰期采用 5730 年，未进行树轮校正。

**1994 年刘嘉麒采样，北京大学考古系年代学实验室 ^{14}C 定年，首次发表。

3　台湾现代及历史记录的火山喷发

历史上虽没有台湾活火山的记载，但是大屯火山亚群、龟山岛、彭佳屿至今仍有

火山活动迹象（表 3-3-2）。大屯火山亚群喷气孔、硫气孔、温泉的出现显示地下热液仍在活动。中心部分的七星山四周及附近裂口仍不断喷出硫磺气及高温热水，成为台湾天然硫的产地（曾昭璇，1993）。据高山族传说，清朝乾隆年间（1775~1795 年 ——作者注），多罗差社老番曾见到龟山开裂和熔岩溢流现象。清初《噶玛兰志》（噶玛兰即今宜兰 ——作者注）有“霹雳一声流血殷，惊走生番驰无还”的诗句，描述了当时火山喷发的情形（廖志杰，1990）。1916 年 4 月 18 日，日本军舰在彭佳屿东北约 70km 处曾见到喷发蒸汽。1927 年 6 月 1 日，美船“欧罗拉”号又在同一地点发现海水变色，并遇到特别强烈的海浪。这些现象都暗示着彭佳屿附近仍有现代火山活动（黄镇国等，1995）。

表 3-3-2　中国历史时期火山喷发

序号	火山名称	地点	时代与年龄	资料来源
1	香哈颜	黑龙江省呼玛	公元 1796 年 公元 1820 年	《黑龙江省外记》、 《宁古塔记略》
2	大黑沟	大兴安岭阿尔山	全新世	刘嘉麒（1987）
2	牡丹峰	镜泊湖西侧牡丹峰森林中的火山	5140aB.P.（^{14}C）	盛中方等（1983）
4	老黑山、火烧山	五大连池	公元 1719~1721 年	《黑龙江省外记》、 《龙沙记略》
5	长白山		公元 1597 年 公元 1668 年 公元 1702 年 公元 1903 年	《李朝实录》、《长白山史料断》、《朝鲜古今地震考》、《长白山江冈志略》
6	四海	吉林省靖宇	1690±85aB.P.（^{14}C） 1580±70aB.P.（^{14}C）	刘祥（1989）
7	彭佳屿	台湾北	公元 1916 年 4 月 28 日； 1927 年 6 月 1 日	张克昌（1986）； 周慕林等（1988）
8	龟山屿	台湾北	公元 1795 年	
9	花莲	台湾东海中	公元 1853 年 公元 1854 年	Simkin et al.（1981）
10	兰屿（？）	台湾东	公元 1885 年	吕宗文（1995）
11	龟山	台湾宜兰平原	现代仍有喷发， 不断喷出硫磺气体	周慕林等（1988）
12	澄迈、临高	海南	公元 1933 年 公元 1883 年	吕宗文（1995）
13	打鹰山	云南腾冲	公元 1609 年 （明万历三十七年）	《徐霞客游记》、 《永昌府志》
14	可可西里（？）	可可西里湖附近（？）	公元 1973 年 7 月 16 日	Simkin et al.（1981）
15	阿什	西昆仑山	公元 1951 年 5 月 27 日	刘嘉麒等（1990）

4　云南腾冲 1609 年火山喷发

明代地理旅行家徐霞客于公元 1639 年 4 月 12 日至 5 月 21 日在云南考察与游历中，描述了腾冲附近的火山，并登上离城 12km 的打鹰山（2595m），对 1609 年打鹰山火山现象做了详细记载（见第一章第四节）。另外，史料中还有“腾冲多火山，志载明成化、正德、嘉靖、万历年间（公元 1465~1620 年——作者注）火山爆发多次”的记载[1]。

[1] 李根源，烈遗山记，永昌府文征，文卷三十，民十二，页二八。

5 西昆仑阿什火山

在海拔 4600m 以上的西昆仑阿什库勒盆地分布着一群年轻火山，其中最引人关注的是阿什火山 1951 年的一次火山喷发，这是中国大陆上最新的一次火山喷发（表 3-3-2）。据新疆日报 1951 年 7 月 5 日报道："在于田县苏巴什以南，昆仑大坂西沟一带，5 月 27 日上午 9 时 50 分发生火山爆发。第一次爆发时只见一个山头上发出轰隆巨响，接着烟灰像一条大圆柱似的自山顶冒出。接着又连续爆发了 3 次，每次只隔几分钟，未发出巨响，只有烟灰上冒。以后几天又看到火山冒烟……"。

根据这次火山爆发的报道，后来地质工作者在区域调查中找到这座火山，并发现其它三座火山，即所谓 1、2、3、4 号火山（赵铭钰，1976），其实该区远不止四座火山，除此之外，我们于 1987 年还发现了 10 座主火山和数十个子火山。这些火山几乎均以中心式喷发，形成圆锥状或截顶圆锥状火山锥。位于阿什库勒湖南侧的阿什火山（1 号火山）即为 1951 年（上述报道）喷发过的火山。现在它是一座完好的截顶圆锥状火山（照片 3），耸立在熔岩台地之上，其相对高度为 120m，锥体顶、底直径分别为 120m 和 350m，锥体中央的火山口为完整的漏斗状，深 50m，火山口的壁上尚保留有完好的喷气孔。

有人怀疑阿什火山在 1951 年喷发过，甚至干脆否定 1951 年有过火山喷发。那么，1951 年在西昆仑山究竟发生过火山喷发没有？如果发生过，喷发的火山又是不是阿什山？这是一个问题的两个方面。以往的多次报道尽管说法不一，甚至有失真之处，但谁也没有否定 1951 年在西昆仑发生过火山爆发；同时无论国内国外报道与引证都是以 1951 年 7 月 5 日新疆日报的报道为基础的，如前所述，这个报道总的来看还是客观的真实的。当时如果不是火山爆发令人震惊，不是有筑路部队在其附近修筑新藏公路（现在仍可见到残存的路基），能听到火山爆发的巨响，看到火山喷发的景观，并把这消息传到山下，在相距约 200km 远的居民区是难以获得这一消息的，新闻媒介也不会做那样详细的报道。从最早报道的时间（7 月 5 日）比火山爆发的时间（5 月 27 日）晚了近 40 天推想，此消息也是事后由上（修路）人带下来的，不是哪个人臆想出来的。有记载说："参加筑路的解放军某部三团二营的战士，曾经目睹了其中一座火山爆发的情景，旋后，该营干部、战士多人再次到火山口察看。战士们反映，爆发时发出巨响，并有烟灰呈圆柱状自山顶冒出，继尔飞出石块……。当时担任该营教导员的秦白坚同志说，因为听到战士们反映有座山冒烟，大约在半个月之后他带了几名干部去看了一下，见到一片像是烧过的红黑色石头"（廖志杰，1990）。前苏联学者西尼村 1954 年也撰文说："中国地质部新疆管理局的一位姓杨的同事向他讲述过 1951 年昆仑山中火山爆发的事情，当时解放军官兵正在距火山不远的地方修路，他们看到从火山锥中飞出石块……，这一新闻最初是在乌鲁木齐一家报纸上报道的"。西尼村又说："和以前的资料相比，1951 年爆发的火山应该是楚格玛耶尔和王教授以前看到的火山口之一，这个火山口在 1951 年又被唤醒了"。事实上在阿什库勒盆地确实有新火山，因此不能说是"讹传"。从西昆仑到东昆仑有一条近东西的火山活动带，1951 年发生过火山爆发不足为怪。

确认 1951 年发生过火山爆发，还要确认是哪个火山发生爆发？人们普遍认为是阿什火山，也有人称为"卡尔达西火山"或"1 号火山"。这不仅是因为当初火山爆发时

有人身临其境，并有历史记载，以后的地质调查也确认是此火山[1]（赵铭钰，1976；刘嘉麒和买买提依明，1990）。这座火山具有新鲜的外貌，完好的火山锥和火山口，火山锥顶部具有新近烘烤的“红帽子”，火山口中尚有井状喷气孔。它座落在黑色熔岩台地上，此熔岩台地是测得的 K-Ar 年龄中最年轻的，火山自然更年轻。在西昆仑山一带找不到比阿什火山更年轻的火山。和田地质大队 1960 年在此火山锥北侧熔岩中挖探井检查自然硫时，挖 2m 深，井内温度显著升高，3m 以下温度更高，同时有一种奇异的音响，人在其内无法坚持工作。这表明阿什山还有活动的迹象，它是座活火山，在 1951 年爆发过是完全可能的。有人根据火山锥表面覆盖一些土便认为它不是新相火山，因而 1951 年即使有火山爆发也不是它。其实这也否定不了该火山 1951 上爆发的可能与事实，因为无论从它的地质产状还是火山口壁有多层熔岩堆积来看，都表明它有过几次爆发，1951 年仅是最近一次。火山锥体是这次爆发以前形成的，山体表面保留一些浮土也很自然，何况从 1951 年到现在已近 50 年，在这期间也会沉落一些土。至于 1951 年火山爆发有无岩浆喷溢都不能排除火山爆发的可能。如果无岩浆喷溢或者喷溢很少，就更有利于保存山体上的浮土（刘嘉麒和买买提依明，1990）。

6 关于青海可可西里 1973 年火山喷发

根据美国卫星资料解释结果，认为位于青海省境内可可西里山脉北侧发生的最近一次火山爆发在 1973 年 7 月 16 日（表 3-3-2）。该火山喷发已被收编在世界活火山统计资料之中（Simkin et al.，1981；Pearce 和梅厚钧，1990；刘嘉麒和买买提依明，1990），但后经几次科学考察，至今尚未发现此火山。

综上所述可以看出，中国并非没有活火山。悠久的史料记载及近年来的研究表明，中国既有死火山也有休眠火山和活火山，有的火山还潜在着再喷发的危险。危险最大的火山和地区是长白山、腾冲、台湾和五大连池等地（刘若新等，1992，1998；刘嘉麒，1995）。

第四节 中国火山活动与全球火山活动的联系

中国的火山活动不是孤立进行的，它与邻区（图 3-4-1）乃至全球（图 3-4-2）有着密切联系。

在日本，西北日本的主要火山幕是从晚渐新世到晚中新世，高峰期在早中新世，即所谓“绿色凝灰岩运动”（Kennett et al.，1977）；西南日本及琉球群岛的火山活动频率与中国东部很相似，早期主要发生在 69~63Ma 年间，晚期在 21~13Ma 间（Bowin and Reynolds，1975）。新近纪和第四纪是日本最强烈的火山活动时期，一些著名的火山几乎都是此期间形成的，分几个火山幕：21Ma 是一个火山幕，规模较小，局限于琉球群岛等地；16~12Ma，尤其是 14~13Ma（Stukas et al.，1974）和 10~6Ma 间（Ozima et al.，1968；Kaneaka et al.，1977）在本州的 Chugoku、九州的 Kita-Matsuura、Rynkyu 和 Shikoku 等地有大规模的中酸性（英安岩）和基性岩浆喷发，波及面很广；3.58~3.00Ma 间在东

[1] 新疆地质局区调队，1971，地质矿产调查报告（1:100 万），于田县幅。

松浦地区有玄武岩浆喷发（Nakamura et al.，1985），这些火山幕和我国新近纪以后的火山幕几乎一一对应。第四纪的火山活动更是旗鼓相当，例如，0.27Ma 前神律岛的流纹岩浆喷发，0.08Ma 前的黑曜岩喷发（Kaneaka and Ozima，1970）以及 0.035Ma 以来硫磺岛、阿苏、支笏等地发生的粗面岩、英安岩和玄武岩喷发（Erlich and Melekestsev，1971），形成一些具大型破火山口的盾形火山。这些火山喷发的时间、频率、岩浆性质等都与长白山的白头山幕相似，特别是九州阿苏火山于 1434 年、1598 年、1668 年、1708 年、1906 年的喷发和本州浅间火山于 1596 年（两次）、1598 年、1669 年、1704 年、1900 年的喷发和长白山火山 1597 年、1668 年、1702 年、1903 年的喷发（Simkin et al.，1981；刘嘉麒，1995）几乎是同时发生（图 3-4-1）。菲律宾，印度尼西亚，新几内亚等地从上新世到更新世有大量玄武岩浆喷发，形成一些盾形火山（Erlich and Melekestsev，1971），其喷发时代与我国火山幕也大致吻合。

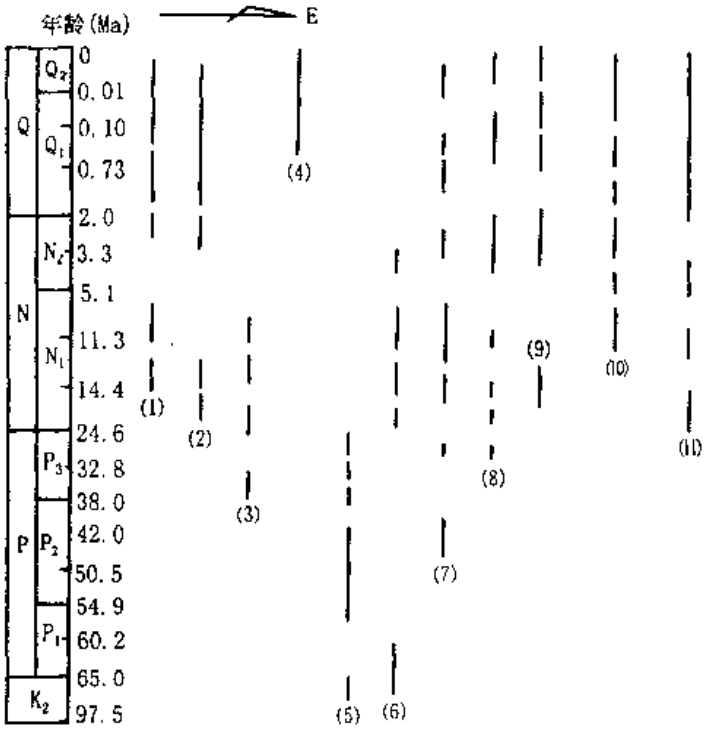

图 3-4-1　长白山与日本阿苏、浅间山火山喷发频率的比较

（1）大兴安岭中部　（2）汉诺坝-大同　（3）围场、赤峰、繁峙、蔚县　（4）五大连池　（5）双辽　（6）伊通-依兰　（7）抚顺-密山　（8）长白山、萊州湾-嘉北　（9）堪察加　（10）日本　（11）北美

在西南太平洋、中美和西北美，有四个重要火山幕：哥伦比亚（Columbian）幕（16~14Ma）、斐济（Fijian）幕（11~8Ma）、安第斯（Andean）幕（6~3Ma）和喀斯喀底（Cascadian）幕（2~0Ma）。其中，中中新世的哥伦比亚幕和第四纪的喀斯喀底幕是两个火山活动高峰期，其余两幕较为次要（Kennett et al.，1977）。在墨西哥，新生代火山活动从晚渐新世发生，中新世以后有三个重要火山幕：20~15Ma、9~6Ma、3~0Ma（Cantagrel and Robin，1979）。在南美洲的智利至少有两个火山幕：中新世和上新世至全新世。

环视整个太平洋带，新生代的火山活动虽然在古近纪已时有发生，但大部分是在新近纪以后，最重要的火山活动时期是在中新世，高峰期在 16~9Ma 年间，上新世火山活动比较低潮，进入第四纪又出现新的高潮；中国东部火山活动重要时期也在中新世（特别是中新世中期 16~9Ma）和第四纪，与环太平洋带的火山活动的的频率趋于一致（图 3-4-2）。暗示着它们在成因机制方面有着内在联系。在世界范围内，特别是大陆裂谷中，也普遍存在着中新世这个火山活动的重要时期，看来，中新世，特别是 14~12Ma，是世界地质发展史中的一个重要时期。

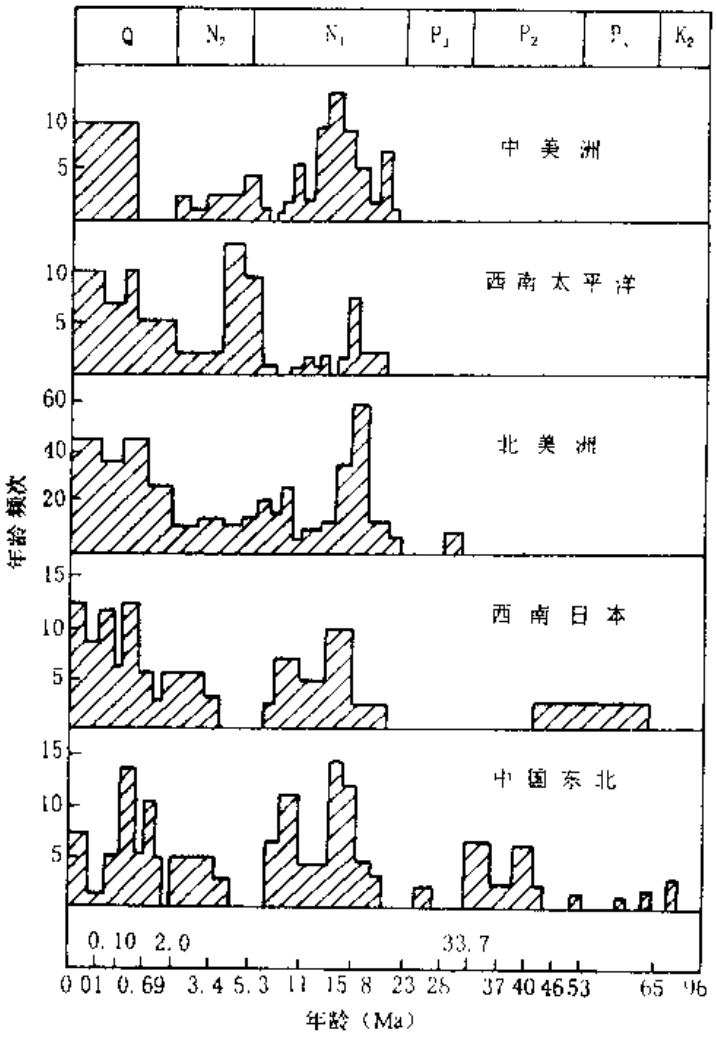

图 3-4-2　中国东北地区与环太平洋带火山活动期比较

第四章　火山岩岩石化学与地球化学特征

第一节　岩石化学成分与岩石分类

1　火山岩分类与命名

多年来，许多学者对我国新生代火山岩做了大量岩石学和岩石化学工作，本书无须赘述，唯考虑岩石的化学成分，即主元素是组成岩石的主体，是岩石的本质所在。尽管一些微量元素和同位素在指示某些地球化学特征方面比较灵敏，可是它们仍然是在主元素构成的物质世界中起作用，受主元素的制约和影响，因此在讨论岩石的地球化学问题时，搞清主元素的特征非常重要。

本书汇集了新生代火山岩主元素化学分析数据 300 余组，列于表 4-1-1 中。其中作者采集分析的样品百余个，其余引用其他作者。选用时，对每个数据都进行了逐一核对，不符合分析精度的予以剔除；他人的数据多来自原作，没有注明具体采样地点和层位的样品，其数据一般未予采纳。经过筛选的数据包括了各个火山幕、各个地区、各种类型的岩石样品，具有较强的代表性。这些数据是岩石分类的基础。

根据国际地质科学联合会（IUGS）火成岩分类学分委员会 1989 年推荐的国际火成岩分类图表中火山岩类的全碱－二氧化硅（TAS）图解对中国新生代火山岩进行了分类和命名（图 4-1-1）。这个图解通常是在测不到实际矿物或不能采用实际矿物含量而只能依靠主元素化学成分对岩石进行分类命名时采用，分类比较宏观，一般分到大的类型，而对一些具体的岩石种类则缺乏分辨。为查明一些岩石的岩性特征，作者除考虑岩石化学组成外，还进行了 CIPW 标准矿物组合计算和显微镜下岩矿鉴定，使一些具体岩石的结构特征和矿物组合特征更加明了。在此基础上结合岩石的地质背景，分三个火山岩区加以论述，即东部大陆边缘火山岩区、西部青藏高原火山岩区和青藏高原周边火山岩区。

1.1　东部大陆边缘火山岩区的主要岩石类型

包括北起黑龙江南到海南岛，沿中国大陆边缘和岛屿的全部新生代火山岩，除长白山地区和台湾岛等地有中性和酸性火山岩产出外，其余几乎全为玄武岩类。

（1）拉斑玄武岩　主要由斜长石（多为拉长石）和辉石组成，间隐、间粒结构，CIPW 标准矿物分子中出现两种辉石 Di、Hy 分子，以 Di 为主，无 Ol 分子出现，实际岩石中却可见少许橄榄石斑晶，按照 Q 分子的有无，可分为石英拉斑玄武岩和橄榄拉斑玄武岩两种，前者的 SiO_2 含量约 55%左右，已超出玄武岩的 SiO_2 含量界线（53.5%），但从区域岩石组合看，把它们划为玄武岩范畴更合适些，世界其它地方也出现类似情况，且SiO_2含量往往都在55%。这种岩石主要见于牡丹江黄花和内蒙古五叉沟等地。橄榄

表 4-1-1　中国新生代火山岩主元素成分分析（%）

序号*	样号	采样具体地点	岩石名称	年龄或时代(Ma)	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	H_2O^-	Loss	总量	资料来源
1		黑龙江逊克石参山	拉斑玄武岩	1.33	54.82	1.78	14.81	9.08	0.20	0.12	5.13	5.56	4.25	2.05	0.50			1.30	98.31	刘嘉麒(1985)
2		黑龙江逊克五道林	拉斑玄武岩	1.33	55.95	1.60	15.83	3.54	5.26	0.14	5.01	6.40	4.22	1.29	0.35			0.46	99.59	刘嘉麒(1985)
3	KI171	黑龙江科洛大椅山	钾质碧玄岩	0.133	51.34	2.34	13.86	3.73	5.24	0.15	7.14	5.95	3.80	5.28	1.00				99.83	刘嘉麒(1985)
4	K59	黑龙江克东—克山	钾质碧玄岩	0.563	51.42	2.41	14.11	3.84	4.85	0.12	6.20	6.07	4.07	5.33	1.09				99.51	刘嘉麒(1985)
5		黑龙江五大连池火烧山	玄武岩	Q_2	48.42	2.20	11.20	1.37	9.39	0.15	7.29	7.23	4.25	5.05	1.96	0.49	0.95	0.04	99.99	樊祺诚等(1992)
6		黑龙江五大连池老黑山	钾质碧玄岩	Q_2	50.98	2.26	13.82	2.86	6.38	0.13	6.87	6.62	3.83	5.09	0.86				99.65	刘嘉麒(1985)
7	HV-08	黑龙江五大连池小孤山SW200° 1.5km	玄武岩	Q_2	53.49	2.39	13.50	3.78	5.10	0.13	5.54	6.25	3.62	5.00	0.22				99.02	胡世玲等(1983)
8		黑龙江五大连池石龙熔岩流	玄武岩	Q_2	53.61	2.55	12.20	1.86	5.89	0.10	5.72	6.06	4.10	5.63	1.01	0.10			98.83	夏林圻(1990)
9	HV-11	黑龙江五大连池北泉石龙	玄武岩	Q_2	52.94	2.34	14.09	3.23	5.10	0.13	5.44	6.25	4.00	5.45	0.81				99.78	胡世玲等(1983)
10		黑龙江五大连池药泉山	富钾玄武质浮岩	0.25	51.69	3.03	12.62	2.30	6.04	0.15	5.72	6.36	3.84	6.00	1.29	0.48			99.99	夏林圻(1990)
11		黑龙江五大连池笔架山	钾质碧玄岩	0.445	50.54	2.47	14.50	4.65	4.10	0.08	6.01	6.46	3.82	4.80	1.09				98.52	刘嘉麒(1985)
12		黑龙江五大连池笔架山	富钾玄武岩	0.286	51.69	2.47	12.24	4.63	3.95	0.15	6.82	7.29	3.66	4.70	0.91	0.60			99.57	夏林圻(1990)
13	HV-12	黑龙江五大连池团结水库	玄武岩	0.506	52.10	2.16	13.81	4.06	4.67	0.13	5.83	6.69	4.15	4.33	1.00				98.93	胡世玲等(1983)
14		黑龙江嫩江西山	白榴石响岩	Q_1^2	41.92	2.20	11.31	7.26	2.63	0.20	13.02	11.00	1.75	3.89	0.96				96.14	刘嘉麒(1985)
15		黑龙江甘河宜里	碧玄岩	Q_1^2	47.15	2.11	11.15	1.93	8.26	0.15	14.25	7.65	3.22	2.91	0.73			0.42	99.51	杜世政等(1983)
16		黑龙江方正县伊汉通	碧玄岩	13.2	43.28	1.95	14.74	7.40	6.38	0.22	3.95	7.33	5.87	4.09	1.52				96.75	姜贵周(1983)
17		黑龙江依兰臭得利	碱性橄榄玄武岩	N_1^2	48.98	1.92	14.44	2.43	9.48	0.19	8.64	7.66	3.71	1.84	0.55				99.84	杜世政等(1983)
18		黑龙江尚志高丽山	碧玄岩	13.1	46.98	1.50	15.65	5.84	6.28	0.31	5.73	7.50	5.49	3.57	1.15				100.00	杜世政等(1983)
19		黑龙江牡丹江黄花上层	拉斑玄武岩	42.1	54.63	1.50	15.07	2.11	7.03	0.14	5.32	6.73	3.45	1.18	0.24			1.74	99.14	刘嘉麒(1985)
20		黑龙江牡丹江黄花下层	拉斑玄武岩	44.9	55.62	1.04	15.61	2.40	6.66	0.17	5.38	7.06	3.61	0.50	0.15			1.28	99.48	刘嘉麒(1985)
21		黑龙江牡丹江温春	碧玄岩	Q_1^1	46.94	1.68	15.20	1.54	9.76	0.17	8.94	8.32	3.73	2.02	0.43				98.73	刘嘉麒(1985)
22		黑龙江牡丹江帽儿山	碧玄岩	10.6	45.80	2.07	15.00	2.37	9.60	0.17	8.50	7.93	3.42	1.92	0.48				97.26	刘嘉麒(1985)
23		黑龙江牡丹江芦家村	拉斑玄武岩	N_1^1	48.70	2.04	14.28	4.15	7.63	0.20	8.19	7.40	3.33	1.44	0.36			1.14	98.76	刘嘉麒(1985)
24		黑龙江牡丹江杏山	碧玄岩	Q_1^1	48.03	1.87	14.57	4.74	6.07	0.18	8.31	8.55	3.80	2.09	0.39				98.90	刘嘉麒(1985)

续表 4-1-1

序号	样号	采样具体地点	岩石名称	年龄或时代(Ma)	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	H_2O^-	Loss	总量	资料来源
25		黑龙江牡丹江鹿道	碱性橄榄玄武岩	15.8	46.18	1.60	14.90	2.16	8.59	0.18	9.57	7.71	3.66	1.32	0.29			2.30	98.46	刘嘉麒(1985)
26		黑龙江牡丹江穆棱	碱性橄榄玄武岩	N_1^3	46.44	1.90	15.55	2.90	8.46	0.17	7.94	7.90	3.50	1.44	0.49				96.69	刘嘉麒(1985)
27	B-19	黑龙江镜泊湖新立村	玄武岩	Q_1^{1-2}	46.06	1.83	14.91	3.50	7.35	0.16	8.67	10.25	3.40	2.37	0.54				99.04	刘北岭等(1989)
28		黑龙江镜泊湖熔岩洞	碧玄岩	Q_2	46.70	1.67	15.99	6.27	4.22	0.13	7.24	8.96	4.08	2.19	0.58				98.03	刘嘉麒(1985)
29		黑龙江镜泊湖 牡丹峰林区火山	碧玄岩	Q_2	46.84	1.78	16.11	4.64	5.91	0.11	6.99	8.75	4.26	2.62	0.56				98.58	朴世政等(1983)
30	A-43	黑龙江镜泊湖 2号隧道口	玄武岩	Q_2	46.95	1.89	15.60	2.53	8.24	0.12	7.26	8.30	4.90	1.85	0.51				98.15	刘丛强等(1992)
31	A-38	黑龙江镜泊湖 3号火山口	玄武岩	Q_2	44.76	1.87	14.93	2.81	8.20	0.14	6.78	8.66	5.47	3.21	1.07				97.90	刘丛强等(1992)
32	TD-1	吉林双辽大壮尔其山	碧玄岩	K_2	46.88	2.33	17.16	2.36	8.26	0.13	3.78	9.77	4.10	1.49	0.43	2.49	0.41	0.02	99.61	余扬(1987)
33	TX-1	吉林双辽小叶尔其山	碱性橄榄玄武岩	P_1	45.94	2.01	14.00	1.48	12.65	0.18	9.29	8.69	3.06	1.08	0.34	0.96	0.10	0.07	99.85	余扬(1987)
34		吉林双辽李字图山	碧玄岩	P_1	41.84	2.40	12.34	2.67	10.37	0.23	12.54	8.16	3.80	1.70	0.78				96.83	刘嘉麒(1985)
35	L-6	吉林双辽玻璃山	富橄碧玄岩	P_1	41.96	2.14	11.43	3.07	15.49	0.20	11.77	7.75	2.26	1.80	0.75	1.32	0.43	0.48	100.85	余扬(1987)
36	A-7	吉林双辽敖宝山	富橄碧玄岩	P_1	41.26	2.61	11.80	2.04	14.75	0.20	11.81	9.27	1.73	1.71	0.66	1.36	0.36	0.58	100.14	余扬(1987)
37		吉林双辽大哈拉巴山	碧玄岩	P_1	48.31	1.42	16.95	1.22	8.99	0.19	6.65	9.68	3.69	2.10	0.53				100.58	刘嘉麒(1985)
38		吉林双辽小哈拉巴山	碱性橄榄玄武岩	P_1	46.60	1.40	13.60	1.90	10.74	0.28	9.65	8.33	3.53	1.01	0.46				97.50	刘嘉麒(1985)
39	S-1	吉林双辽石头山	碱性橄榄玄武岩	P_1	44.93	2.25	13.71	1.54	12.99	0.19	8.77	8.47	3.24	1.46	0.44	1.26	0.18	0.02	99.45	余扬(1987)
40		吉林长春大屯	拉斑玄武岩	82.5	50.87	1.42	15.87	8.41	2.25	0.13	6.20	7.51	3.44	0.89	0.22				97.21	刘嘉麒(1985)
41	A30	吉林长春大屯	玄武岩	82.5	48.76	1.41	16.50	3.29	6.68	0.15	6.16	7.54	6.07	0.55	0.10				97.21	刘丛强等(1992)
42		吉林伊通范家屯	拉斑玄武岩	K_2	48.87	0.88	16.43	2.88	6.55	0.14	9.01	6.58	3.67	1.08	0.30				96.39	刘嘉麒(1985)
43		吉林伊通横头山	橄榄玄武岩	K_2	48.45	1.80	14.82	2.20	7.60	0.14	7.90	8.23	2.94	2.05	0.30				96.43	刘嘉麒(1985)
44		吉林伊通西尖山	碱性橄榄玄武岩	N_1^1	49.83	2.19	14.89	2.24	8.11	0.16	7.27	7.36	3.89	2.25	0.47				98.66	刘嘉麒(1985)
45	Dj	吉林伊通东尖山	斑状碧玄岩	N_1^3	44.82	2.20	12.37	1.91	10.48	0.19	11.69	9.00	3.13	1.85	0.17	1.37			99.18	武殿英(1989)
46		吉林伊通东尖山	碧玄岩	N_1^3	44.61	1.98	13.65	2.03	9.80	0.18	10.97	9.15	3.00	1.99	0.34				97.70	刘嘉麒(1985)
47		吉林伊通小孤山	碧玄岩	10.4	44.83	1.94	13.80	3.97	7.95	0.18	9.14	8.43	3.68	2.46	0.48				96.86	刘嘉麒(1985)
48	Dg	吉林伊通大孤山	碧玄岩	N_1^3	45.09	2.05	15.42	4.78	6.52	0.16	7.16	8.32	3.82	3.34	0.14	2.60			99.40	武殿英(1989)
49		吉林舒兰后团山	超钾质熔岩	13.5	59.02	0.05	18.77	2.77	1.23	0.10	0.46	0.98	3.27	10.02	0.47				97.14	刘嘉麒(1985)
50		吉林舒兰后团山	碱性橄榄玄武岩	13.5	47.03	2.06	13.17	2.78	8.13	0.16	10.21	6.78	3.60	1.87	0.75				96.54	刘嘉麒(1985)
51	DS1	吉林舒兰大石顶子	橄榄玄武岩	N_1^3	45.54	1.60	13.71	2.45	8.72	0.18	11.78	8.75	3.12	2.00	0.50			1.08	99.43	谢宇平等(1993)
52	F1	吉林舒兰凤凰山	碱性橄榄玄武岩	Q_1^1	47.26	1.90	14.90	2.43	7.59	0.16	9.12	8.95	2.92	2.52	1.06			1.48	100.29	谢宇平等(1993)
53		吉林舒兰庙岭	碱性橄榄玄武岩	3.9	44.95	2.07	14.71	5.26	5.87	0.17	9.22	8.20	3.19	1.48	0.61				95.73	刘嘉麒(1985)
54		吉林辉南永安	拉斑玄武岩	27.3	46.06	3.54	16.37	5.07	7.33	0.12	5.37	7.41	2.95	2.29	0.47	2.13	0.61	0.12	99.76	刘嘉麒(1985)
55		吉林辉南大椅山	碱性橄榄玄武岩	Q_1^2	49.22	2.20	5.73	4.49	7.26	0.17	6.61	8.50	3.62	1.97	0.45			0.35	100.57	谢宇平等(1993)
56		吉林辉南金川大龙湾	碱性橄榄玄武岩	1.23	48.75	1.77	15.87	3.63	7.83	0.16	7.48	7.27	3.67	2.19	0.36				98.98	刘嘉麒(1985)
57		吉林辉南金川烈士墓	碱性橄榄玄武岩	Q_2	48.42	2.48	16.58	2.88	8.74	0.18	6.23	7.43	3.55	2.41	0.55	0.11	0.07	0.13	99.76	刘嘉麒(1985)

58		吉林辉南红旗林场四方顶子	拉斑玄武岩	2.41	47.04	2.35	16.28	3.86	7.37	0.15	5.92	7.97	3.29	1.63	0.55	2.31	0.70	0.22	99.64	刘嘉麒(1985)
59	A-14	吉林辉南二角龙湾	玄武岩	1.2	46.77	2.00	16.18	2.88	8.09	0.14	6.43	8.54	5.37	1.76	0.57				98.73	刘丛强等(1992)
60		吉林辉南红旗林场暖水	碱性橄榄玄武岩	Q_1	50.89	1.60	16.66	1.96	7.84	0.16	5.64	6.06	4.76	2.58	0.76				98.91	刘嘉麒(1985)
61		吉林江清	碧玄岩	N_1^2	46.61	2.13	14.27	3.23	7.84	0.20	9.34	9.50	3.54	2.22	0.55				99.43	刘嘉麒(1985)
62	Cz54	吉林和龙飘峰山	碱性橄榄玄武岩	19.19	45.36	2.21	17.02	7.51	5.65	0.24	4.83	7.03	3.40	1.80	0.59	2.82	1.32	0.09	99.87	刘嘉麒(1985)
63	Cb09	吉林延吉平顶村	拉斑玄武岩	2.97	49.97	0.79	16.71	3.47	8.67	0.18	7.09	8.28	3.19	0.32	0.25	0.77	0.36	0.32	100.37	刘嘉麒(1985)
64	XVI-1	吉林延吉白金后山	玄武岩	2.77	52.87	1.75	15.73	2.73	8.12	0.13	4.13	6.94	3.18	2.31	0.38				98.27	刘嘉麒(1983)
65	Cc35	吉林和龙崇善军舰山	玄武岩	2.77	51.40	1.92	15.33	6.47	5.71	0.18	4.75	7.39	3.25	1.55	0.50				98.45	刘嘉麒(1983)
66	Cc30	吉林和龙广坪屯东头	玄武岩	1.48	51.46	1.66	18.13	3.61	5.74	0.13	4.62	9.37	3.62	1.25	0.36				99.95	刘嘉麒(1983)
67	3	吉林长白山湖北村	拉斑玄武岩	N_2^1	47.15	1.00	14.52	4.77	7.42	0.16	8.93	8.20	2.90	0.73	0.05			2.95	98.78	谢宇平等(1993)
68	4	吉林长白山沿江煤矿	碱性橄榄玄武岩	Q_1^1	47.64	1.70	17.09	3.20	8.84	0.16	6.49	8.91	3.15	1.45	0.16				98.79	谢宇平等(1993)
69		吉林长白奶头山	碧玄岩	N_1^2	49.54	1.38	13.89	2.25	6.56	0.19	10.75	7.12	4.40	2.30	0.56	0.94	0.31		100.19	刘嘉麒(1985)
70	TK01	吉林长白瀑布剖面下部	碱性石英粗面岩	0.551	65.04	0.40	15.84	2.82	2.50	0.13	0.47	1.10	5.60	4.50	0.13				98.53	刘嘉麒(1983)
71	TK03	吉林长白瀑布剖面中部	碱性石英粗面岩	0.442	66.47	0.30	14.88	2.94	2.59	0.13	0.37	0.95	5.25	4.40	0.17				98.45	刘嘉麒(1983)
72	TK04	吉林长白瀑布剖面上部	碱性石英粗面岩	0.21	67.59	0.28	14.56	3.72	1.91	0.13	0.33	0.74	5.60	4.35	0.15				99.36	刘嘉麒(1983)
73	TK14	吉林长白山天文峰	浮岩	Q_2	70.87	0.24	11.33	1.60	2.26	0.05	0.21	0.59	5.22	4.80	0.03				97.20	刘嘉麒(1983)
74		吉林长白山天文峰	碱流质浮岩	Q_2	72.67	0.21	10.42	1.83	2.75	0.05		0.88	5.55	4.75	0.02				99.13	刘嘉麒(1985)
75	TK28	吉林长白山天文峰	黑曜岩	Q_2	72.80	0.44	11.28	2.39	3.19	0.09		0.33	4.75	3.90	1.00				100.17	刘嘉麒(1983)
76	HT1	吉林望天鹅红头山顶	碱流岩	N_2^2	75.33	0.18	9.68	1.55	2.85	0.05	0.33	0.29	4.08	4.40	0.06			0.48	99.28	谢宇平等(1993)
77	A-9	辽宁清原南山城	玄武岩	7.21	46.60	1.65	16.79	3.03	7.47	0.14	5.36	8.34	4.79	1.99	0.60				96.76	刘丛强等(1992)
78	A-12	辽宁清原大湾	玄武岩	N_1^3	44.24	1.60	16.05	4.05	7.43	0.15	7.03	8.42	4.91	2.06	0.60				96.54	刘丛强等(1992)
79	K006	辽宁宽甸黄椅山	橄榄拉斑玄武岩	Q_1^1	46.36	2.00	14.02	4.21	7.63	0.20	0.83	7.99	3.00	1.00	0.47	1.99	0.80		90.50	路凤香等(1981)
80		辽宁宽甸青椅山	碧玄岩	Q_1^1	46.85	2.70	15.94	2.95	9.32	0.15	5.22	6.67	5.70	3.00	0.85	0.15	0.35		99.85	刘若新等(1981)
81		下辽河盆地	碧玄岩	P_2	49.74	1.65	17.70	5.40	4.17	0.16	5.34	9.52	4.40	1.43	0.48				99.99	从柏林等(1979)
82		下辽河盆地	高铝玄武岩	P_2	50.43	1.75	19.60	5.59	5.95	0.15	4.51	6.29	3.15	2.22	0.43				100.07	从柏林等(1979)
83	沈111	下辽河盆地	橄榄玄武岩	56.4	48.36	2.14	14.94	5.84	6.36	0.19	10.16	8.17	2.40	1.13	0.32				100.01	陈文寄等(1992)
84	高3-4-04	下辽河盆地	橄榄玄武岩	46.5	49.02	2.53	14.64	7.59	3.88	0.13	11.17	6.11	3.25	1.34	0.33				99.99	陈文寄等(1992)
85	热105	下辽河盆地	粗安岩	41.3	59.64	0.71	19.86	3.52	1.41	0.10	1.27	1.96	6.64	4.76	0.12				99.99	陈文寄等(1992)
86	热21-A	下辽河盆地	橄榄玄武岩	39.5	47.93	2.23	15.64	6.44	4.20	0.16	10.78	8.98	2.05	1.27	0.33				100.01	陈文寄等(1992)
87	台10-A	下辽河盆地	碧玄岩	32.6	48.96	2.76	15.99	4.79	5.02	0.21	5.92	8.11	5.20	2.30	0.74				100.00	陈文寄等(1992)
88	沟1-A	下辽河盆地	碱性橄榄玄武岩	27.4	53.20	1.97	16.21	5.02	3.03	0.21	5.80	7.15	4.04	2.77	0.63				100.03	陈文寄等(1992)
89		内蒙古哈拉哈五叉沟	拉斑玄武岩	N_1^3	55.36	1.27	14.81	2.14	7.28	0.14	6.38	7.50	3.50	0.56	0.16				99.10	刘嘉麒(1985)
90		内蒙古哈拉哈哈尔新格	拉斑玄武岩	N_1^3	55.33	1.28	14.09	1.37	7.79	0.20	5.42	8.22	3.50	0.58					97.78	杨建平(1984)

续表 4-1-1

序号*	样号	采样具体地点	岩石名称	年龄或时代(Ma)	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	H_2O^-	Loss	总量	资料来源
91		内蒙古哈拉哈哈尔新格	碧玄岩	Q_1^2	47.50	1.94	13.35	6.10	5.60	0.24	9.30	9.25	3.95	1.43					98.66	刘嘉麒(1985)
92		内蒙古哈拉哈天池	碱性橄榄玄武岩	Q_1^2	47.61	2.08	12.28	3.66	8.21	0.17	10.92	9.71	2.87	1.48	0.44				99.43	刘嘉麒(1985)
93		内蒙古哈拉哈令胖	碧玄岩	Q_1^{2-3}	44.93	2.64	11.11	3.64	9.75	0.18	13.08	9.85	2.65	1.60	0.52				99.95	杜世政等(1983)
94		内蒙古哈拉哈友谊山	碧玄岩	Q_1^{2-3}	47.29	1.23	13.36	4.14	7.35	0.17	11.90	9.53	3.90	0.83	0.04				99.74	宁奇生等(1959)
95		内蒙古哈拉哈大黑沟	橄榄玄武岩	Q_2	50.48	2.00	13.18	1.68	9.26	0.15	8.54	9.11	3.21	1.30	0.36				99.27	刘嘉麒(1985)
96	Z_7-k	内蒙古阿巴嘎旗榛子山	碱性橄榄玄武岩	N_2^2	46.41	2.46	12.69	5.24	7.77	0.25	8.91	8.92	3.29	1.53	1.26	0.65	0.47		99.96	杨建军(1988)
97	Z_7-4	内蒙古阿巴嘎旗榛子山	橄榄拉斑玄武岩	N_2^2	44.52	2.57	12.45	9.28	4.38	0.26	7.36	8.35	3.01	1.55	3.06	1.39	1.52		99.77	杨建军(1988)
98	B_{III}-1-1	内蒙古阿巴嘎旗布斯音乌拉	橄榄拉斑玄武岩	Q_1^1	46.06	3.01	12.68	9.33	4.21	0.24	5.88	10.21	2.92	1.57	0.85	2.18	0.85		99.99	杨建军(1988)
99		内蒙古阿巴嘎旗达里山嘎	碧玄岩	Q_1^1	47.11	2.65	12.63	4.02	8.15	0.22	8.61	9.53	3.74	1.79					98.34	刘嘉麒(1985)
100		内蒙古阿巴嘎旗达里甘嘎	碧玄岩	Q_1^1	43.80	2.90	11.30	6.90	7.43	0.19	10.92	9.49	3.67	1.60	0.57				99.65	刘嘉麒(1985)
101	P_1-2-3	内蒙古阿巴嘎旗额日格图	碱性橄榄玄武岩	Q_1^1	46.49	2.56	12.51	3.80	8.28	0.21	8.92	9.65	2.93	1.67	0.76	0.58	0.88		99.30	杨建军(1988)
102	X_1-5-1	内蒙古阿巴嘎旗哈尔努登华	碧玄岩	Q_1^2	41.60	2.47	11.82	10.08	3.19	0.27	12.95	10.13	3.39	0.83	1.08	1.54	0.56		100.04	杨建军(1988)
103		内蒙古集宁	碱性玄武岩		47.23	2.02	14.93	2.78	8.50	0.17	8.47	8.80	3.36	1.68	0.48				98.42	夏林圻等(1986)
104	D-52	河北白布落20号钻孔	碧玄岩	N_1^1	49.40	1.84	14.40	11.60		0.13	6.34	8.59	2.99	0.78	0.28			2.85	99.20	解广轰等(1992)
105	DF-1	河北汉诺坝安固里卓	石英拉斑玄武岩	N_1^1	53.60	1.23	16.60	9.34		0.12	5.74	8.65	3.56	0.82	0.20			0.39	100.25	解广轰等(1992)
106	DF-2	河北汉诺坝掏药湾	碱性玄武岩	N_1^1	42.90	2.68	13.40	13.40		0.16	7.66	8.38	3.35	2.07	1.05			3.23	98.28	解广轰等(1992)
107	D-11	河北汉诺坝接沙坝	碧玄岩	N_1^1	44.10	2.42	13.60	13.70		0.18	8.73	8.47	2.45	1.92	0.81			1.85	98.23	解广轰等(1992)
108	80-Z-11	河北汉诺坝接沙坝剖面	碱性橄榄玄武岩	19.39	47.23	2.07	14.28	2.62	10.40	0.22	8.77	9.15	3.17	1.54	0.65				100.21	王慧芬等(1985)
109	80-Z-65	河北汉诺坝十字街火山	拉斑玄武岩	14.11	54.40	1.37	15.52	1.74	7.16	0.16	6.78	8.57	3.54	1.02	0.22				100.48	王慧芬等(1985)
110		河北围场	橄榄玄武岩	N_1^1	49.52	2.20	14.54	4.36	7.28	0.16	7.08	7.87	3.38	1.12					97.51	刘嘉麒(1985)
111		河北围场	橄榄玄武岩	N_1^1	48.16	2.00	14.74	2.75	7.45	0.16	6.55	10.06	3.28	2.09	0.14				97.38	刘嘉麒(1985)
112		河北建平甘巴井	碧玄岩	N_1^1	42.95	1.78	13.02	3.32	7.79	0.17	12.61	9.02	2.73	1.82	0.66	3.66	0.52		99.75	谭绪荣等(1981)
113		河北平泉骆驼峰	碱性橄榄玄武岩	N_1^1	43.26	3.40	12.83	4.15	7.47	0.32	5.89	8.71	2.73	2.58	0.83	3.12	2.07		99.73	谭绪荣等(1981)
114		河北井陉雪花山	碧玄岩	6.31	46.54	3.46	14.41	7.07	4.49	0.15	4.88	8.81	5.07	1.18	1.88	2.14			100.08	刘嘉麒(1985)
115		河北井陉雪花山	碱性橄榄玄武岩	6.31	46.54	2.75	14.72	7.52	5.04	0.15	5.83	7.93	4.45	1.30	0.99				97.22	刘嘉麒(1985)
116		北京盆地	橄榄拉斑玄武岩	P_2	47.96	1.40	15.52	4.37	5.21	0.19	7.50	9.36	3.07	0.47	0.35	1.31	2.59	1.34	100.34	樊祺诚等(1992)

117		北京盆地	橄榄拉斑玄武岩	P_2	51.43	2.06	14.55	3.92	7.09	0.13	6.45	8.15	3.25	0.67	0.56	2.03			100.29	樊祺诚等(1992)
118		华北平原	玄武岩	P	50.00	1.68	16.30	3.29	6.73	0.26	5.04	8.45	3.05	0.54	0.31	2.00	2.55		100.20	郑学正等(1978)
119		华北平原	玄武岩	P	50.81	1.66	14.75	4.00	8.15	0.17	8.68	7.16	1.40	1.08	0.46	0.55		1.33	100.20	郑学正等(1978)
120		河北黄骅拗陷馆陶组	玄武岩	P	47.22	2.26	15.08	5.31	5.77	0.18	8.47	7.11	2.80	0.90	0.52	3.70			99.32	高知云(1986)
121		河北黄骅拗陷东营组	玄武岩	P	47.69	2.26	14.29	5.25	6.77	0.16	8.58	6.27	3.15	1.25	0.34	3.61			99.62	高知云(1986)
122		河北黄骅拗陷沙河街组	玄武岩	53.4	46.55	2.98	14.98	2.00	8.48	0.17	9.80	8.12	3.15	1.75	0.72	1.44			100.14	高知云(1986)
123		河北黄骅拗陷沙河街组	玄武岩	56.3	45.24	3.12	14.84	2.70	7.58	0.18	9.15	8.17	4.00	1.35	0.54	2.41			99.28	高知云(1986)
124		河北黄骅拗陷孔店组	玄武岩	P	47.77	1.62	16.15	1.40	6.86	0.13	6.62	7.19	5.20	1.50	0.40	3.98			98.82	高知云(1986)
125		山西繁峙	橄榄玄武岩	39	48.84	1.69	15.84	12.44		0.14	7.20	8.04	3.11	1.42	0.55	2.00			101.27	Zhou et al. (1982)
126	SD-111	山西大同册田水库南	拉斑玄武岩	0.74	52.46	2.22	13.69	3.54	7.82	0.16	7.18	8.26	3.09	0.68	0.29	0.57			99.96	樊祺诚等(1992)
127	SD113	山西大同吴天寺抽水站	碱性玄武岩	0.62	46.41	2.88	14.46	4.09	8.41	0.18	7.03	7.84	3.89	2.61	0.94	0.53			99.27	樊祺诚等(1992)
128	BB7	山西大同黄家洼	碱性玄武岩	0.56	45.16	2.98	13.90	7.64	5.76	0.20	8.00	7.89	4.30	2.42	1.00	0.23			99.48	樊祺诚等(1992)
129	BB21	山西大同许家堡西1km	拉斑玄武岩	0.52	52.14	2.01	14.65	2.30	8.40	0.15	6.52	8.32	3.42	1.11	0.36	0.41			99.79	樊祺诚等(1992)
130	BB15	山西大同东水头	碱性玄武岩	0.82	46.43	2.94	13.99	3.95	9.09	0.20	7.19	7.85	4.09	2.36	1.00	0.51			99.60	樊祺诚等(1992)
131	BB20	山西大同余家寨	拉斑玄武岩	0.41	50.90	2.04	13.77	1.79	9.20	0.15	7.21	9.09	3.05	0.86	0.32	1.43			99.81	樊祺诚等(1992)
132	BB19	山西大同黑山脚下	碱性玄武岩	0.49	48.50	2.73	13.89	3.07	9.27	0.19	7.51	7.99	3.53	1.75	0.76	0.38			99.57	樊祺诚等(1992)
133	BB13	山西大同金山顶	碱性玄武岩	0.38	48.58	2.51	14.54	5.48	7.13	0.17	6.97	7.37	3.82	2.00	0.72	0.34			99.63	樊祺诚等(1992)
134		河南鹤壁	碱性玄武岩	N_2^1	48.44	2.85	14.38	4.37	6.60	0.16	8.95	7.75	3.07	1.65	0.71				98.93	Zhou et al (1982)
135	SLJ-48	山东临朐牛山	碱性橄榄玄武岩	18.87	45.50	2.86	13.40	2.55	8.33	0.15	9.98	10.00	2.32	1.96	0.44	1.09	0.77	0.05	99.40	陈道公等(1988)
136	SLJ-77	山东临朐方山	碱性橄榄玄武岩	16.27	48.40	2.33	14.10	3.75	6.80	0.13	8.47	9.49	2.54	1.26	0.24	1.09	0.86		99.47	陈道公等(1988)
137	SLJ-51	山东临朐朐山	碧玄岩	15.77	46.60	2.82	13.50	2.95	8.71	0.13	9.13	10.90	1.93	1.18	0.38	1.73	0.84	0.40	99.20	陈道公等(1988)
138	SLJ-72	山东临朐尧山	碱性橄榄玄武岩	13.85	49.30	2.23	13.80	1.79	8.66	0.14	9.65	9.11	2.89	1.44	0.15	0.38	0.35		99.90	陈道公等(1988)
139	SLJ-74	山东临朐二姑山	碱性橄榄玄武岩	12.63	46.00	2.71	12.60	2.65	8.24	0.16	10.60	9.56	2.38	1.31	0.49	1.02	1.58		99.31	陈道公等(1988)
140	SYS-5	山东沂水太平顶	碧玄岩	13.6	44.10	3.05	13.30	4.14	7.98	0.17	10.10	9.57	2.47	2.09	0.42	1.20	1.10		100.01	陈道公等(1988)
141	SQX-01	山东栖霞唐山崩	苦橄玄武岩	7.78	40.60	2.66	11.00	6.32	8.36	0.23	10.40	10.60	4.49	1.66	1.34	1.39	0.52	0.06	99.63	陈道公等(1988)
142	SQX-10	山东栖霞大方山	霞石苦橄岩	6.43	40.00	2.59	11.40	7.70	6.60	0.22	9.60	12.00	4.27	1.74	1.13	1.94	0.98	0.05	99.69	陈道公等(1988)
143	SBL-10	山东蓬莱赤山	碱性橄榄玄武岩	5.17	46.40	2.49	13.70	7.11	5.49	0.15	7.73	7.83	3.15	2.59	0.83	0.86	0.99		99.50	陈道公等(1988)
144	SBL-06	山东蓬莱五里桥	碧玄岩	5.03	43.70	2.78	11.70	7.39	6.41	0.19	8.37	10.00	3.56	0.72	0.93	2.26	1.60		99.62	陈道公等(1988)
145	SWD-09	山东无棣大山	苦橄玄武岩	0.73	41.20	2.97	11.10	4.90	9.23	0.19	11.90	9.70	5.13	2.50	1.23	0.40		0.24	100.69	陈道公等(1985)
146	ADTF-4	安徽当涂釜山	碱性玄武岩	53.18	44.80	2.13	13.94	4.03	6.65	0.16	10.91	7.61	4.83	1.80	0.97	1.02	0.25	1.14	100.24	陈道公等(1988)
147	AJS-3	安徽嘉山明光镇	拉斑玄武岩	65.02	50.80	3.10	14.10	2.96	4.19	0.12	4.59	10.60	3.31	1.66	0.22	0.73	2.01	0.04	98.43	陈道公等(1988)
148	AJSD-1	安徽嘉山大横山	拉斑玄武岩	37.58	52.10	1.67	19.20	2.12	3.31	0.08	3.34	10.20	4.21	1.56	0.06	0.30	0.64	0.01	98.80	陈道公等(1988)
149	AJSQ-2	安徽嘉山清明山	碱性橄榄玄武岩	15.41	51.40	2.71	16.60	1.49	4.11	0.08	4.72	10.50	3.86	2.17	0.09	0.48	0.61	0.01	98.83	陈道公等(1988)

续表 4-1-1

序号	样号	采样具体地点	岩石名称	年龄或时代(Ma)	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^-	H_2O^+	Loss	总量	资料来源
150	AJSN-3	安徽嘉山女山	碧玄岩	0.567	43.80	2.08	13.82	6.43	6.43	0.16	9.91	6.44	6.25	0.80	1.13	2.20	0.82	0.90	101.17	陈道公等(1988)
151	JDHA-1	江苏东海安峰山	碱性玄武岩	7.58	48.90	3.76	10.83	2.08	7.09	0.21	8.64	11.10	2.24	0.58	0.35	1.83	1.65	0.01	99.27	陈道公等(1988)
152	JJNF-3	江苏江宁方山	碱性玄武岩	10.89	50.70	2.58	15.00	11.20	0.66	0.10	3.83	8.05	3.83	1.95	0.18	0.42	0.57	0.01	99.08	陈道公等(1988)
153	JLHT-5	江苏六合塔山	碱性橄榄玄武岩	16.27	50.10	2.44	15.30	2.59	4.65	0.09	5.23	9.85	3.29	2.61	0.13	0.97	1.43	0.01	98.69	陈道公等(1988)
154	JLHF-5	江苏六合方山	碱性橄榄玄武岩	9.41	53.42	1.46	16.08	2.03	4.81	0.10	6.18	6.73	4.20	1.50	0.19	1.30	0.93	0.14	99.07	陈道公等(1988)
155	LHG-2	江苏六合瓜埠山	碱性玄武岩	N_1^3	48.07	2.22	15.10	2.44	7.47	0.15	8.19	8.04	3.46	2.52	0.57	1.42	0.46	0.21	99.85	支霞臣(1990)
156	LHWM-1	江苏六合黄毛山	碱性玄武岩	N_1^3	49.88	1.90	14.92	3.39	6.72	0.13	7.36	7.80	4.07	2.13	0.59	0.80	0.42	0.16	99.85	支霞臣(1990)
157	LHM	江苏六合马头山	碱性玄武岩	N_1^3	48.01	2.25	14.55	3.06	6.85	0.14	8.11	7.74	3.27	2.45	0.62	2.24	0.91	0.13	99.42	支霞臣(1990)
158	LHP	江苏六合盘石山	碱性玄武岩	N_1^3	46.01	1.81	14.14	3.41	6.80	0.17	8.81	7.09	4.76	3.09	0.92	3.14	1.27	0.35	100.49	支霞臣(1990)
159	LHPN-1	江苏六合平山	碱性玄武岩	N_1^3	46.39	1.94	14.66	3.40	6.93	0.15	7.80	6.91	5.18	2.84	0.77	2.98	1.34	0.38	100.33	支霞臣(1990)
160	LHXP-1	江苏六合小盘山	碱性玄武岩	N_1^3	50.74	1.84	15.53	5.82	4.55	0.14	5.51	7.56	4.12	2.07	0.49	1.66	0.61	0.07	100.10	支霞臣(1990)
161	YZD-1	江苏仪征大铜山	碱性玄武岩	N_1^3	50.71	2.06	14.84	3.83	5.81	0.14	7.30	8.04	3.85	1.87	0.54	0.52	0.29	0.36	99.87	支霞臣(1990)
162	YZN	江苏仪征捺山	碱性玄武岩	N_1^3	45.71	2.73	14.00	2.57	7.82	0.15	8.25	8.32	3.83	2.51	0.88	2.36	0.91	0.25	99.38	支霞臣(1990)
163	YZS-1	江苏仪征射乌山	碱性玄武岩	N_1^3	48.11	1.83	13.66	2.50	7.68	0.14	11.07	7.60	3.00	1.72	0.46	1.42	0.55	0.34	99.54	支霞臣(1990)
164	YZXD-1	江苏仪征小铜山	碱性玄武岩	N_1^3	50.62	2.07	14.89	4.53	5.30	0.13	7.12	8.22	3.75	1.95	0.54	0.44	0.29	0.21	99.77	支霞臣(1990)
165	SJD2	上海川沙县东北钻孔	安山岩	76.6	56.82	0.91	15.80	2.39	5.38	0.22	4.13	7.66	3.97	1.75	0.93				99.96	周新华等(1992)
166	BJ-D3	上海县南马桥钻孔	拉斑玄武岩	69.4	48.51	1.71	16.35	3.96	5.06	0.34	6.33	13.60	3.42	0.44	0.28				99.65	周新华等(1992)
167	SJD-7	上海南汇县钻孔	拉斑玄武岩	26.7	51.93	2.13	12.74	3.14	8.33	0.24	7.74	8.57	3.15	1.15	0.76				99.83	周新华等(1992)
168	G404	上海南汇县东南钻孔	拉斑玄武岩	23.5	52.70	2.92	14.18	8.76	3.36	0.11	4.38	9.42	3.19	1.07	0.40				99.65	周新华等(1992)
169	SJD-5	上海川沙县东北钻孔	碱性玄武岩	18.7	48.00	2.77	12.41	3.42	9.82	0.30	8.87	8.96	3.44	1.93					99.66	周新华等(1992)
170		浙江嵊县	拉斑玄武岩	N_1^3	49.57	2.38	13.99	3.48	7.60	0.14	7.52	9.04	2.86	0.76	0.49	1.00	0.71		99.58	邓晋福等(1992)
171		浙江嵊县	碧玄岩	N_1^3	43.47	2.51	13.11	6.33	6.61	0.14	9.85	10.03	3.45	0.81	0.83	1.97	0.93		100.06	邓晋福等(1992)
172		浙江新昌回山	石英拉斑玄武岩	N_1^3	54.95	1.10	15.32	0.25	10.40	0.16	5.89	6.76	3.50	1.00	0.81	0.30	0.20	0.11	100.75	樊祺诚等(1992)
173		浙江新昌卧山	碱性橄榄玄武岩	N_1^3	48.53	2.20	12.72	3.70	8.42	0.28	7.73	7.40	3.20	2.25	1.30	0.46	0.99		99.18	樊祺诚等(1992)
174		浙江衢州	霞石岩	N_1^3	40.54	2.81	9.58	5.11	8.14	0.21	13.54	10.39	4.32	1.89	1.42	1.17	0.39		99.59	邓晋福等(1992)
175	TM-002	福建龙海天马山	拉斑玄武岩	19.2	51.96	1.12	15.60	1.50	7.51	0.11	7.10	8.86	2.66	0.28	0.13	1.65	0.94	0.21	99.63	张剑波等(1992)
176	TM-011	福建龙海天马山	拉斑玄武岩	16.57	51.98	1.51	14.93	2.57	8.58	0.15	6.41	9.14	2.18	0.32	0.11	0.75	0.13	0.67	99.43	张剑波等(1992)
177	N_{2-4}	福建龙海天马山	石英拉斑玄武岩	N_1^3	51.96	1.12	15.60	1.50	7.51	0.11	7.10	8.86	2.66	0.28	0.13	1.65	0.94	0.21	99.63	林友坤(1992)
178	N_{2-12}	福建龙海天马山	橄榄玄武岩	N_1^3	49.48	2.39	15.38	4.01	6.31	0.13	5.65	7.14	3.35	2.44	0.51	2.08	0.78	0.13	99.78	林友坤(1992)
179	N_{4-53}	福建龙海牛头山	碱性橄榄玄武岩	N_1^3	48.20	2.12	15.13	3.72	9.56	0.13	5.45	7.01	3.16	2.40	0.55	0.71	0.54	0.71	99.39	林友坤(1992)
180	N_{1-22}	福建龙海牛头山	石英拉斑玄武岩	N_1^3	51.37	1.00	17.19	1.49	8.02	0.03	6.18	8.98	2.58	0.33	0.14	1.64	0.98	0.25	100.18	林友坤(1992)
181		福建龙海福鼎	橄榄玄武岩	N_1^3	46.90	1.98	11.45	2.76	9.94	0.15	10.81	10.33	3.08	1.88	0.40				99.52	孙伟汉等(1980)
182		福建明溪	橄榄玄武岩	N_1^3	51.32	2.07	13.57	2.91	8.14	0.20	7.28	8.18	2.96	1.16	0.59				99.70	孙伟汉等(1980)
183		福建明溪	安山玄武岩	N_1^3	50.96	0.94	16.14	5.54	3.65	0.13	4.31	5.28	5.14	3.91	0.76				96.96	孙伟汉等(1980)
184		福建松溪	粗玄岩	N_1^3	48.28	1.27	15.81	3.63	5.09	0.10	13.91	6.30	3.35	2.54	0.25				100.59	孙伟汉等(1980)

185		福建闽清	橄榄玄武岩	N_1^3	46.94	2.21	12.93	2.38	9.40	0.20	10.16	9.29	3.40	1.85	0.75			99.57	孙伟汉等(1980)
186	TN-4	台湾公馆南势角	碱性玄武岩	20	44.60	2.73	13.25		12.04	0.19	9.65	8.90	3.49	1.10	0.65		3.65	100.23	陈正宏(1990)
187	L-302	台湾关西竹东六寮	碧玄岩	N_1^3	43.83	2.98	11.39		12.87	0.17	11.25	9.63	4.00	0.51	0.94		3.47	101.04	陈正宏(1990)
188	SST-02	台湾三仙台	安山岩	4	57.22	0.51	17.52		7.02	0.15	5.44	9.03	2.13	0.65	0.09		1.36	101.13	陈正宏(1990)
189	C181-025	台湾鸟石鼻	安山岩	4	49.73	0.58	14.67		7.50	0.14	8.46	6.84	3.94	1.17	0.12		6.86	100.01	陈正宏(1990)
190	PEN-17	台湾彭佳屿	安山岩	1.6	50.10	1.31	18.75		8.82	0.17	5.58	1.20	2.16	0.89	0.42		1.63	99.53	陈正宏(1990)
191	CH-7	台湾基隆岛	安山岩	1.02	60.90	0.56	17.92		5.94	0.10	3.31	5.12	3.24	1.56	0.24		0.45	100.24	陈正宏(1990)
192	A-101	台湾大屯丁火朽山	安山岩	0.77	57.75	0.53	17.77		7.24	0.14	4.41	7.17	1.74	1.74	0.24		2.89	101.62	陈正宏(1990)
193	A-24	台湾大屯观音山	安山岩	0.6	55.60	0.61	18.97		6.80	0.13	3.06	8.42	2.36	1.95	0.29		1.50	99.69	陈正宏(1990)
194	T-4	台湾草岭山	玄武岩	0.9	46.94	0.77	12.48		8.19	0.13	16.47	7.13	1.46	4.12	1.55		0.85	100.09	陈正宏(1990)
195	B-2	台湾大屯烘炉山	玄武岩	0.4	49.80	1.45	17.84		8.55	0.15	6.65	10.00	2.07	1.43	0.25		1.64	99.83	陈正宏(1990)
196	K-6	台湾观音山方年塔	玄武岩	0.2	50.10	0.94	16.30		7.43	0.17	7.50	11.07	2.83	1.89			0.94	99.17	陈正宏(1990)
197	81-K-4	广东幸福农场西	石英拉斑玄武岩	3.61	53.05	1.08	16.52	1.53	8.08	0.08	7.95	7.00	2.96	0.43	0.15	0.61		99.44	朱炳泉等(1989)
198	81-K-15	广东笔架山	橄榄拉斑玄武岩	1.05	51.56	1.40	16.60	1.56	7.80	0.05	7.44	7.44	3.12	1.40	0.30	0.61	0.08	99.36	朱炳泉等(1989)
199	81-K-12	广东徐闻海安港	橄榄拉斑玄武岩	3.04	50.04	1.44	16.42	1.22	9.57	0.12	7.45	9.31	3.60	0.87	0.10	0.22	0.06	100.42	朱炳泉等(1989)
200	81-K-31	广东徐闻勇上农场	石英拉斑玄武岩	1.05	51.58	1.73	16.14	3.89	5.90	0.12	3.66	4.88	4.15	2.29	0.52	1.74	0.00	96.60	朱炳泉等(1989)
201	81-K-2	广东海康乌石港岭头	橄榄拉斑玄武岩	2.28	51.60	1.59	16.45	3.92	6.90	0.15	5.33	5.94	4.06	1.45	0.43	0.61	0.14	98.57	朱炳泉等(1989)
202	81-H-18	海南琼山县油库	石英拉斑玄武岩	5.08	52.65	1.89	14.02	3.12	9.63	0.13	6.10	8.24	2.62	0.64	0.19	0.36	0.07	99.66	朱炳泉等(1989)
203	81-H-22	海南琼山博昌	橄榄拉斑玄武岩	1.65	50.25	1.81	15.47	2.47	8.28	0.13	6.75	8.23	3.00	0.45	0.22	0.94	0.06	98.06	朱炳泉等(1989)
204	81-H-1	海南蓬莱绿园村	碧玄岩	4.05	47.49	2.47	15.17	2.41	8.78	0.13	7.85	7.32	3.44	1.58	0.93	1.42	0.42	99.41	朱炳泉等(1989)
205	81-H-24	海南澄迈福山	橄榄拉斑玄武岩	1.97	51.14	1.67	14.42	2.96	7.92	0.11	6.85	7.29	3.56	1.25	0.31	0.84	0.10	98.42	朱炳泉等(1989)
206	GK-2	海南海口金牛岭	石英拉斑玄武岩	Q	54.05	1.84	13.70	2.55	7.88	0.16	6.63	8.25	2.85	0.60	0.80	0.10		99.41	樊祺诚等(1987)
207	GK-26	海南临高高山岭	碱性橄榄玄武岩	Q	53.71	2.16	11.94	2.98	7.31	0.14	5.38	9.19	3.15	1.80	0.28	1.24		99.28	樊祺诚等(1987)
208	KH-5	海南琼海大路	橄榄拉斑玄武岩	Q	53.16	2.27	13.08	1.85	9.59	0.02	6.59	8.63	3.00	1.42	0.16	0.07		99.84	樊祺诚等(1987)
209	D8-4	南海盆地	橄榄拉斑玄武岩	13.9	49.73	2.09	15.97	2.42	8.71	0.13	6.10	10.77	3.15	0.59	0.34			100.00	涂勋等(1992)
210	8-6	南海盆地	拉斑玄武岩	13.9	46.12	2.06	15.00	7.22	3.67	0.09	5.14	10.10	2.95	0.70	0.45	3.87	1.73	99.10	王贤觉等(1984)
211	D9-3	南海盆地	橄榄拉斑玄武岩	9.7	49.48	2.13	15.86	2.51	9.04	0.15	5.69	10.75	3.02	0.89	0.48			100.00	涂勋等(1992)
212	9-3	南海盆地	拉斑玄武岩	9.7	47.39	3.46	15.58	7.51	4.27	0.11	2.69	7.91	3.46	2.14	1.30	1.50	1.29	98.61	王贤觉等(1984)
213	D-10	南海盆地	碱性橄榄玄武岩	3.49	46.31	3.36	16.53	2.38	8.57	0.20	6.32	9.37	3.42	2.67	0.89			100.02	涂勋等(1992)
214	10-2	南海盆地	碱性玄武岩	3.49	41.45	3.22	14.65	9.59	3.33	0.88	5.40	6.58	3.02	2.62	0.65	5.96	2.48	99.30	王贤觉等(1984)
215	86-33	云南大理洱海东	粗安岩	P_3	55.59	0.50	13.15	4.97	1.29	0.13	8.30	6.59	2.75	5.15	0.38	0.82	0.06	99.68	朱炳泉等(1992)
216	86-76	云南大理洱海东	碱煌岩	P_3	42.20	0.56	9.36	3.67	3.27	0.17	18.60	11.60	1.64	3.11	0.64	3.50	0.73	99.05	朱炳泉等(1992)
217	86-130	云南大理洱海东	碧玄岩	P_3	43.38	0.76	10.97	4.43	2.94	0.17	11.10	14.20	4.10	2.32	0.20	3.09	1.54	99.20	朱炳泉等(1992)
218	86-155	云南大理洱海东	霞石碱玄岩	P_3	41.74	0.50	12.19	4.71	0.62	0.42	2.90	18.80	2.02	5.50	0.40	1.25	0.39	91.44	朱炳泉等(1992)
219	86-172	云南大理洱海东	粗安岩	P_3	52.89	0.56	13.41	4.57	1.74	0.14	7.30	9.00	4.10	2.62	0.44	2.35	0.63	99.75	朱炳泉等(1992)
220	86-181	云南大理洱海东	云煌岩	P_3	53.21	0.56	13.72	3.19	3.07	0.21	7.50	8.24	2.77	5.60	0.50	1.34	0.25	100.16	朱炳泉等(1992)
221		云南剑川	粗面岩	N_2	58.92	0.72	14.43	4.04	2.32	0.09	2.76	5.57	3.31	5.72	0.13			98.01	潘桂棠(1990)
222		云南剑川	流纹岩	N_2	70.48	0.31	14.70	1.19	1.11	0.05	0.78	4.20	3.21	3.82	0.15			100.00	潘桂棠(1990)
223		腾冲北来凤山采石场	英安岩	Q_1^1	65.89	0.45	15.95	1.41	2.14	0.03	0.59	4.19	3.39	3.85		1.04	0.15	1.04	100.17	佟伟等(1989)
224		云南腾冲北雀塘	橄榄玄武岩	Q_1^2	55.06	0.96	16.30	3.39	5.54	0.06	4.28	5.77	3.30	3.00	0.25	1.02	0.56	99.49	佟伟等(1989)

续表 4-1-1

序号	样号	采样具体地点	岩石名称	年龄或时代(Ma)	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	H_2O^-	Loss	总量	资料来源
225		云南腾冲打鹰山火口	玄武安山岩	Q_1^3	61.54	0.83	17.48	0.77	4.55	0.04	1.96	3.81	3.74	4.02		0.60	0.21		99.58	佟伟等(1989)
226		云南腾冲黑空山	玄武安山岩	Q_1^3	60.78	0.64	15.31	4.57	3.04	0.06	2.04	3.76	3.57	4.10	0.28	2.40	0.30		100.85	佟伟等(1989)
227		云南腾冲老龟坡	玄武岩	Q_1^2	50.07	1.20	18.65	1.51	7.14	0.18	5.52	8.82	2.60	1.35		1.78	1.38		100.21	佟伟等(1989)
228		云南腾冲马鞍山	安山玄武岩	Q_1^3	57.62	0.70	18.43	2.91	3.85	0.15	3.29	6.30	3.35	3.34		0.49	0.31	0.52	100.78	佟伟等(1989)
229		云南腾冲马耳山	英安岩	Q_1^2	48.38	1.15	19.33	4.41	4.74	0.08	4.80	6.83	2.53	2.15		2.83	2.15		99.54	佟伟等(1989)
230		云南腾冲鸦乌山	玄武安山岩	Q_1^2	48.04	0.60	16.67	4.81	7.02	0.06	3.88	8.58	3.27	1.95	0.40	3.84	1.95		100.04	佟伟等(1989)
231		云南腾冲余家山	安山英安岩	Q_1^1	64.96	0.50	15.45	3.85	1.87	0.06	1.47	3.92	3.27	3.60	0.18	0.99	0.22		100.34	佟伟等(1989)
232		腾冲朱星街东大坡头	橄玄岩	Q_1^2	52.38	1.23	19.13	3.06	4.06	0.12	3.83	6.82	4.23	2.69		1.37	0.56		99.56	佟伟等(1989)
233		藏南八宿	安山玄武岩	P_2	52.08	1.75	16.75	8.99	2.12	0.18	4.34	6.48	5.19	1.36	0.63				99.85	潘桂棠(1990)
234		藏南八宿	安山岩	P_2	60.55	0.72	16.67	2.76	3.51	0.12	3.40	5.45	3.93	2.24	0.25				99.60	潘桂棠(1990)
235		藏南八宿	英安岩	P_2	66.75	0.54	15.74	3.15	1.82	0.70	1.50	3.00	3.90	3.34	0.22				100.66	潘桂棠(1990)
236		藏南八宿	流纹岩	P_2	71.40	0.29	13.62	1.02	3.87	0.70	0.55	2.41	2.83	3.90	0.05				100.64	潘桂棠(1990)
237	G36C	藏南玛区	玄武质安山岩	P_1	53.20	0.83	21.00	6.52		0.07	3.33	7.34	4.99	0.42	0.16			2.69	100.55	Pearce et al. (1990)
238	248	藏南林周	安山岩	49.2	55.53	0.88	16.95		6.76	0.15	3.34	8.52	2.54	1.49	0.23	2.93			99.32	Coulon et al. (1986)
239	328	藏南麻江	流纹质英安岩	15.8	63.03	0.59	16.44		4.16	0.06	1.90	4.15	4.25	3.47	0.29	1.05			99.39	Turner et al. (1996)
240	338	藏南麻江	安山岩	N_1^2	52.07	1.02	18.19		8.06	0.17	3.58	8.90	3.04	1 98	0.26	1 33			98.60	Turner et al. (1996)
241	15BB54	藏南芒康	粗面岩	N_1^2	65.90	0.47	16.02	2.68	0.47	0.04	0.79	2.21	4.15	5.00	0.20	1.82		0.75	100.50	赖绍聪等(1996)
242	G46C	藏南羊八井	钾玄岩	P_1	53.50	0.84	19.70	6.22		0.13	1.75	4.27	4.12	6.00	0.42			3.60	100.55	Pearce等(1990)
243		藏东玉龙	粗面岩	P_2	65.55	0.49	16.23	2.30	0.25	0.01	0.45	2.31	3.99	6.08	0.30	2.80			100.76	赖绍聪等(1996)
244	K9006	可可西里向阳湖西火山口	粗安岩	8.84	62.23	1.60	15.24	6.03		0.08	1.75	3.97	3.88	4.14	0.86			1.08	100.86	Turner et al. (1996)
245	K9007	可可西里向阳湖火山山腰	粗安岩	13.33	59.44	1.54	15.30	6.13		0.09	1.87	4.75	3.42	3.93	0.78			2.97	100.22	Turner et al. (1996)
246	K9008	可可西里向阳湖西火山中部	斑状粗安岩	9.36	61.34	1.62	15.15	6.22		0.09	1.23	3.77	3.82	4.21	0.84			0.94	99.23	Turner et al. (1996)
247	K9016	可可西里向阳湖西南山顶	斑状粗安岩	8.42	62.53	1.47	15.05	5.69		0.08	1.59	4.20	3.87	4.21	0.79			0.78	100.26	Turner et al. (1996)
248	K9018	可可西里向阳湖西南山	粗安岩	9.71	61.47	1.59	15.09	6.13		0.08	1.76	4.32	3.77	4.15	0.85			0.99	100.20	Turner et al. (1996)
249	K9021	可可西里向阳湖西南山腰	粗安岩	8.5	62.02	1.57	15.14	5.92		0.08	1.77	3.99	3.77	4.12	0.84			0.81	100.03	Turner et al. (1993)

250	K9026	可可西里荷花湖西	粗安岩	12.7	57.71	1.69	15.95	6.80		0.09	2.79	5.45	3.95	4.17	0.84			0.89	100.33	Turner et al. (1996)
251	K9028	可可西里荷花湖西熔岩台地	粗安岩	18.5	54.51	1.53	14.94	6.33		0.09	2.75	7.64	3.62	3.62	0.76			3.80	99.59	Turner et al. (1996)
252	K9031	可可西里荷花湖西熔岩台地	粗安岩	11.8	55.95	1.55	15.19	6.86		0.10	3.35	6.30	3.61	3.83	0.82			1.99	99.55	Turner et al. (1993)
253	K9032	可可西里荷花湖西熔岩台地	粗安岩	11.8	57.69	1.63	15.76	7.20		0.10	2.88	5.04	3.82	4.01	0.84			0.90	99.87	Turner et al. (1996)
254	K9038	可可西里荷花湖西熔岩台地	粗安岩	9.6	55.31	1.95	15.63	5.83		0.15	2.53	7.38	3.63	3.71	0.83			3.26	99.90	Turner et al. (1996)
255	K9039	可可西里荷花湖西熔岩台地	粗安岩	12.5	56.57	1.71	16.25	7.48		0.04	1.22	5.74	3.75	3.71	0.87			2.27	99.61	Turner et al. (1996)
256	K9024	可可西里鲸鱼湖	粗安岩	12.9	56.57	1.58	15.41	7.05		0.10	3.21	5.64	3.69	3.81	0.91			1.82	99.79	Turner et al. (1993)
257	GS2426	可可西里白砂滩	玄武岩	N_1^3	50.26	0.94	17.54	2.35	5.28	0.14	3.83	6.56	4.26	0.75	0.42				92.33	李才等(1989)
258	GS2433	可可西里白象山	碱玄岩	N_1^3	58.17	1.85	15.18	3.96	3.00	0.08	2.67	5.80	3.05	3.70	0.88				98.34	李才等(1989)
259		可可西里大帽山	粗安岩	N_1^3	62.58	0.78	15.69	3.34	1.16	0.03	1.82	4.75	3.81	4.32	0.43				98.71	孙延贵(1992)
260		可可西里五雪峰西	粗安岩	N_1^2	63.31	0.94	15.35	2.44	2.08	0.07	1.88	3.91	3.52	4.28	0.45				98.23	孙延贵(1992)
261	GS2431	可可西里兔子沟	粗安岩	N_1^3	59.96	1.68	14.67	3.19	3.14	0.08	1.19	4.96	3.76	3.98	0.85				97.46	李才等(1989)
262	GS2423	可可西里黑蹄山	玻基英安岩	N_1^3	65.32	1.20	15.32	2.69	1.16	0.05	1.15	3.79	3.60	4.46	0.53				99.27	李才等(1989)
263	GS2429	可可西里黑锅头山	流纹岩	N_1^3	76.10	0.02	15.50	0.23	0.51		0.09	0.19	3.26	2.74	0.04				98.68	李才等(1989)
264		可可西里马兰山西	流纹岩	N_1^1	71.00	0.13	14.91	0.49	0.97	0.10	0.25	1.48	3.75	4.37	0.39				97.84	孙延贵(1992)
265	GS2449	藏北多格错仁玉带山西	英安岩	N_1^3	69.57	0.46	16.28	0.86	0.60	0.01	0.81	1.98	3.21	3.82	0.14				97.74	李才等(1989)
266	GS235	藏北多格错仁东月湖南	粗安岩	N_1^3	59.08	0.74	14.67	1.57	3.08	0.09	3.78	6.75	3.58	3.30	0.19				96.83	李才等(1989)
267	Kp10-6	藏北羊湖独尖峰	安山岩	N_1^1	55.30	1.08	12.52		6.72	0.12	5.64	5.89	2.92	6.44	0.96	1.10		1.61	100.30	邓万明(1989)
268	GS3g23-1	藏北狮泉河朗久	黑云母粗面岩	P_3	62.40	0.88	14.34	2.08	1.66	0.05	2.27	3.03	3.06	6.62	0.40			2.79	99.58	邓万明(1989)
269	GS3g21-3	藏北狮泉河左左	黑云母粗面岩	P_3	65.21	0.68	14.40	1.56	1.26	0.05	1.22	2.80	3.28	6.53	0.42			1.92	99.33	邓万明(1989)
270		藏北阿塔木帕下	石英安粗岩	Q_1^2	57.40	2.23	14.64	1.44	6.05	0.12	2.71	5.06	3.04	4.16	1.14			0.94	98.93	邓万明(1991)
271	Bb95	藏北巴毛穷宗	钾质响岩	N_2^1	56.90	0.93	17.40	5.68		0.09	1.64	3.38	2.58	7.71	0.83			1.98	98.92	Pearce等(1990)
272		藏北巴毛穷宗	碱性粗面岩	N_2^1	52.68	2.63	15.64	5.64	1.01	0.08	2.55	5.06	2.90	7.50	1.07			3.51	100.21	邓万明(1978)
273	Bb107	藏北浦波错	碧玄岩	N_1^3	44.90	1.24	12.40	8.92		0.16	10.30	12.10	3.31	3.89	1.53			1.91	100.66	Pearce等(1990)
274	KP13-7a	藏北邦达错	碱玄岩	Q_1^2	43.35	2.48	15.37	4.63	6.38	0.17	8.17	9.54	3.95	0.74	0.84	2.87		0.79	99.28	邓万明(1989)
275	KP12-5b	藏北黑石北湖	安粗岩	Q_1^3	59.56	1.95	14.24	0.00	7.32	0.11	2.23	4.43	3.49	4.33	1.05	0.43		0.20	99.34	邓万明(1989)
276	KP12-2	藏北黑石北湖	安粗岩	Q_1^3	60.08	2.05	14.14	0.00	7.34	0.12	2.57	4.33	2.88	4.29	1.11	0.33		0.85	100.09	邓万明(1989)
277	GS32002	藏北平顶山	白榴石碱玄岩	N_1^3	51.37	0.94	16.89	5.13	1.52	0.17	1.01	5.79	2.27	6.99	0.17			6.92	99.17	邓万明(1989)
278	KP15-2	藏北通天桥	安山岩	P_1	52.66	0.88	16.75	5.93	3.00	0.07	2.80	5.16	6.69	0.79	0.38	2.21		2.30	99.62	邓万明(1989)

续表 4-1-1

序号	样号	采样具体地点	岩石名称	年龄或时代(Ma)	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	H_2O^-	Loss	总量	资料来源
279	MVIB	东昆仑木孜塔格	流纹岩	4	71.02	0.25	15.08	1.37			0.19	0.83	2.58	4.90	0.28			2.07	99.58	McKenna(1990)
280	UMIB	东昆仑木孜塔格	流纹岩	N_2^1	72.08	0.21	14.24	1.30			0.15	0.98	3.03	4.90				1.63	98.52	McKenna(1990)
281	MV2	东昆仑木孜塔格	流纹质凝灰岩	4.1	73.42	0.22	14.65	1.32			0.10	0.76	2.81	4.92	0.29			1.14	99.63	McKenna(1990)
282	UMVU	东昆仑木孜塔格	流纹质凝灰岩	N_2^1	72.92	0.24	14.83	1.13			0.14	0.88	2.75	4.95	0.29			1.28	99.41	McKenna(1990)
283	QTL	东昆仑木孜塔格	流纹斑岩	N_2^1	74.09	0.15	14.69	0.20			0.00	1.19	7.48	0.54	0.30			0.91	99.55	McKenna(1990)
284		雄鹰台	安粗岩	Q_1^1	55.14	1.68	15.63	3.78	3.40	0.12	3.60	5.98	3.41	3.71	0.80			2.04	99.29	邓万明(1991)
285		雄鹰台	石英安粗岩	Q_1^1	57.59	1.48	15.54	3.31	3.05	0.09	2.64	5.14	3.63	4.10	0.90			1.67	99.14	邓万明(1991)
286		雄鹰台	辉石玄武岩	Q_1^1	46.11	0.58	6.14	4.76	3.33	0.09	24.71	2.02	1.01	1.31	0.26			9.72	100.04	邓万明(1991)
287	K720	西昆仑阿什库勒黑龙山	粗安岩	0.7	55.34	2.23	14.10	8.76		0.13	3.84	6.32	2.93	3.62	1.14			1.77	100.18	Turner et al. (1996)
288	K723	西昆仑阿什库勒东山	粗安岩	0.5	55.25	2.23	14.21	8.92		0.15	3.75	6.35	3.11	3.57	1.16			1.78	100.48	Turner et al (1996)
289	K738	西昆仑阿什库勒大黑山顶部	粗安岩	0.5	55.44	2.32	14.12	11.04		0.14	3.67	6.33	2.56	3.39	1.12			1.10	101.23	Turner et al. (1996)
290	K713	西昆仑阿什库勒迷宫山	粗安岩	0.45	55.09	2.27	14.42	8.03		0.11	3.02	6.28	3.24	3.69	1.11			2.62	99.88	Turner et al. (1996)
291	K732	西昆仑阿什库勒月牙山	粗安岩	0.3	56.22	2.28	14.54	8.78		0.11	2.90	5.14	2.84	4.04	1.23			1.46	99.54	Turner et al (1993)
292	K718	西昆仑阿什库勒迷宫山火山口内子火山	粗安岩	0.3	57.98	2.12	14.04	9.33		0.11	2.65	5.07	3.01	4.12	1.13			0.91	100.47	Turner et al. (1996)
293	K716	西昆仑阿什库勒乌鲁克山	粗安岩	0.2	57.62	2.23	14.11	8.12		0.12	2.80	5.25	3.04	4.14	1.15			1.56	100.14	Turner et al. (1996)
294	QPg1	藏北一道沟北风火山	粗面岩	32	59.37	0.40	15.39	3.53		0.07	1.60	5.68	4.06	5.33	0.40			2.65	98.48	Pearce等(1990)
295	V601	新疆普鲁克里雅河中游	粗安岩	1.19	54.10	2.04	15.78	2.35	6.15	0.12	3.88	6.18	3.52	4.15	1.05			0.68	100.00	刘嘉麒(1989)
296	V606	新疆普鲁克里雅河中游	粗安岩	1.23	57.30	1.64	15.37	0.74	6.16	0.11	4.04	5.02	3.35	4.49	0.76			0.95	99.93	刘嘉麒(1989)
297	V604	新疆普鲁克里雅河中游	粗安岩	1.43	52.83	2.22	16.03	4.48	4.32	0.11	3.85	6.07	3.83	4.17	1.20			0.48	99.97	刘嘉麒(1989)
298		新疆普鲁	橄榄安粗岩	Q_1^1	55.46	2.06	15.09	2.18	6.01	0.12	5.29	5.77	3.24	3.90	1.02			0.89	99.03	邓万明(1991)
299	XJB1-2	新疆于田康苏拉克	橄榄玄粗岩	Q_1^1	53.20	2.25	17.08	5.11	3.61	0.12	3.55	6.29	3.85	4.05	1.27	0.21	0.12		100.71	解广轰等(1992)
300	XJB2-1	新疆于田康苏拉克	安粗岩	Q_1^1	54.93	2.26	16.61	3.67	4.95	0.12	2.91	3.94	3.79	4.13	1.21	0.05	0.10		99.70	解广轰等(1992)
301	XJB2-4	新疆于田康苏拉克	安粗岩	Q_1^1	57.27	1.67	16.83	3.64	3.54	0.10	3.28	5.08	3.77	4.63	0.84	0.10	0.12		100.87	解广轰等(1992)
302	XJB2-5	新疆于田康苏拉克	橄榄玄粗岩	Q_1^1	54.45	2.23	17.75	2.96	5.48	0.12	3.53	5.70	3.64	4.23	1.19	0.37	0.11		100.76	解广轰等(1992)
303	1	甘肃宕昌好梯村	钾质超镁铁煌斑岩	N_1^1	39.40	3.96	9.51	4.14	7.46	0.19	12.81	13.80	2.60	2.10	1.08	2.14		0.09	99.98	喻学惠(1991)

304	3	甘肃宕昌好琴村	钾质超镁铁煌斑岩	N_1^1	38.85	3.90	9.42	5.07	6.94	0.19	13.13	13.47	2.80	2.43	1.28	1.64		0.07	99.01	喻学惠(1991)
305	B-1	甘肃礼县白草山	似橄辉钾霞岩	N_1^1	40.90	2.86	9.64	5.63	5.35	0.16	13.76	13.54	2.54	1.77	0.97	2.35			99.59	叶维坤等(1991)
306	F-2	甘肃礼县分水岭	橄榄霞石岩	N_1^1	39.10	3.02	8.48	5.08	6.22	0.18	16.73	12.16	1.92	1.20	1.35	4.00			99.63	叶维坤等(1991)
307	J-1	甘肃礼县江口	似橄辉钾霞岩	N_1^1	38.68	3.60	9.71	8.12	4.06	0.18	11.63	14.18	3.27	2.87	1.37	1.84			99.67	叶维坤等(1991)
308	B696	甘肃玉门红柳峡	碱玄岩	Q_1^1	48.34	1.67	17.48	7.48	2.27	0.10	5.41	6.64	4.80	2.30	0.67				99.55	赖绍聪等(1996)
309	W1	甘肃玉门红柳峡	橄榄玄粗岩	Q_1^1	50.78	2.02	17.30	4.84	3.55	0.13	4.24	7.11	4.07	3.36	0.97	1.24	1.11		100.72	解广轰等(1992)
			拉斑玄武岩		51.88	1.50	15.52	4.18	6.36	0.15	6.11	7.52	3.39	1.12	0.27				98.00	刘嘉麒(1985)
东北地区			碱性玄武岩		46.46	1.94	14.67	3.69	8.26	0.17	8.44	8.39	3.69	2.08	0.52				98.31	刘嘉麒(1985)
			钾质碧玄岩		51.04	2.35	14.04	3.66	5.30	0.12	6.62	6.32	3.86	5.11	0.99				99.41	刘嘉麒(1985)
全东北					48.17	1.97	14.67	3.76	7.39	0.16	7.73	7.85	3.68	2.55	0.58				98.51	刘嘉麒(1985)
华北平原（隐伏岩体）					49.03	1.99	14.18	7.22	3.58	0.23	7.12	8.73	2.98	1.08	0.60				96.74	肖增乐等(1984)
华南					49.20	2.02	15.45	6.23	5.95	0.46	5.30	8.58	3.47	1.43	0.07			3.40	101.56	赵宗溥(1956)
中国东部					47.56	2.19	14.94	4.75	6.62	0.14	7.00	8.50	3.64	2.44	0.67			1.82	100.27	赵宗溥(1956)
日本海东岸					49.03	2.20	16.69	3.60	7.09	0.29	5.65	9.42	3.51	2.03	0.70				100.21	赵宗溥(1956)
日本本土					48.34	1.22	18.80	3.67	6.40	0.19	5.13	10.22	2.66	0.94	0.38			2.28	100.23	赵宗溥(1956)
			大陆拉斑玄武岩		50.70	2.00	14.40	3.20	9.80	0.20	6.20	9.40	2.60	1.00					99.50	Hyndman(1972)
全世界			大洋拉斑玄武岩		49.80	1.80	15.20	2.40	8.00	0.17	8.30	10.80	2.60	0.24	0.21				99.52	Hyndman(1972)
			碱性玄武岩		47.10	2.70	15.30	4.30	8.30	0.17	7.00	9.00	3.40	1.10	0.41				98.93	Hyndman(1972)

*此表中的序号与后面的稀土与微量元素表（表4-2-1）以及同位素表（表4-2-2）中的序号对应。

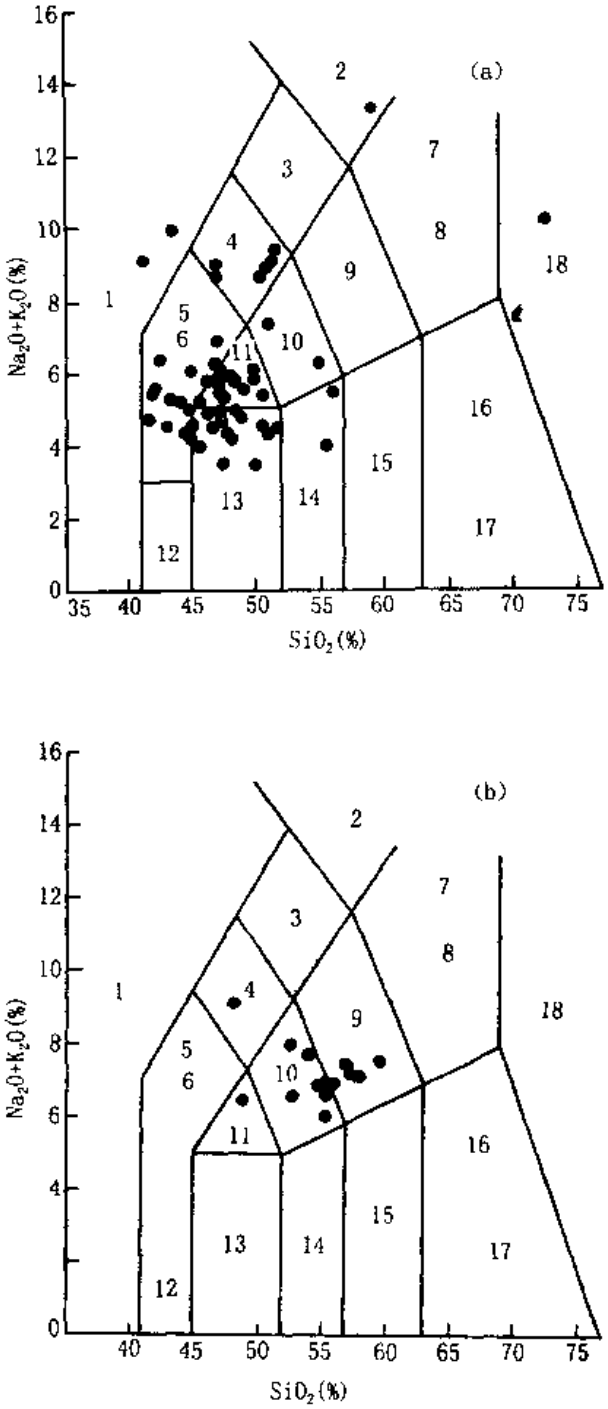

图 4-1-1 中国东部（a）和藏北（b）新生代火山岩分类图解

1.副长石岩 2.响岩 3.碱玄质响岩 4.响岩质碱玄岩 5.碱玄岩 6.碧玄岩
7.粗面岩 8.粗面英安岩 9.粗面安山岩 10.玄武粗面安山岩 11.粗面玄武岩
12.苦橄质玄武岩 13.玄武岩 14.玄武安山岩 15.安山岩 16.粗面安山岩 17.英安岩 18.流纹岩

拉斑玄武岩为 SiO_2 弱饱和，K_2O 含量比较高，达 1%左右，如长春大屯富峰山玄武岩等；也有钾含量很低的，如图们江流域的平顶村玄武岩，K_2O 含量只有 3‰左右。总的来看，本区拉斑玄武岩分布量较少，除五叉沟一带面积较大，其它均为零星出现。在时间上，主要产于古近纪和新近纪，在它们所处裂谷、地堑和断裂活动早期生成，第四

纪几乎没有纯粹的拉斑玄武岩。有时拉斑玄武岩和碱性玄武岩呈渐变关系，形成过渡型的橄榄玄武岩。

（2）碱性玄武岩及其深源包体　　包括碱性橄榄玄武岩和碧玄岩在内的碱性玄武岩是本区新生代火山岩中分布最广的一类岩石，各个时代、各个火山群几乎都有产出。岩石中斑晶矿物主要是斜长石、单斜辉石和橄榄石，后二者也常出现在基质中，基质常呈间隐间粒和交织结构，有的岩石结晶程度较高，为粗玄结构，具这种结构的岩石常发育完好的柱状节理。岩石的化学成分为 SiO_2 不饱和系列，CIPW 标准矿物分子中无 Q，有霞石矿物分子 Ne 出现。碧玄岩与碱性橄榄玄武岩成分相似，不过更富碱，K_2O+Na_2O 通常达 5%~7%，有的还高，岩石中有霞石出现，尚志高丽山的碧玄岩就是突出的代表。还有一种富橄碧玄岩，不仅富碱，尤其富镁、铁，贫硅、铝，SiO_2 含量小于 45%，跨入超基性岩范畴，岩石中橄榄石的含量高达 20%~30%。这种岩石主要分布在松辽－下辽河－冀中裂谷中央和西部边缘地区，以双辽的孛孛图山、敖宝山的岩石为代表，辽宁建平甘巴井，河北平泉骆驼峰，大兴安岭中段松岭等地均可见到。

碱性玄武岩中普遍含有超镁铁质岩包体，最常见的岩石类型是尖晶石二辉橄榄岩，还有纯橄榄岩，方辉橄榄岩，透辉橄榄岩、辉石岩等，组成它们的主要矿物有橄榄石、斜方辉石、单斜辉石、角闪石、石榴子石、金云母、尖晶石等。其化学成分属于超基性岩范畴，SiO_2 一般不超过 45%，最突出的是 MgO 含量高，达 40%左右，Al_2O_3 和碱的含量比正常岩石低得多（鄂莫岚和赵大升，1987）。它们常呈碎斑结构和粒状结构，前者在宽甸、汪清、龙岗等地的二辉橄榄岩中普遍存在，后者在尚志高丽山二辉橄榄岩和二克山纯橄榄岩中可以见到。包体在玄武岩中多呈浑圆形，也有呈角砾状，个体大小不一，大者直径数十厘米，小者似豆粒，与寄主岩石接触处常有一层结晶很细的冷却边，有的包体包裹在火山弹的核心，犹如荷包蛋黄（照片 27）。含包体的岩石也常含矿物巨晶，以普通辉石、歪长石最常见，在宽甸黄椅山和山东临朐尚发现金云母、石榴子石（黄勤资，1957；路凤香等，1981；金隆裕，1985）。超镁铁质岩包体的分布与寄主岩石的形成时代有一定的关系，多产于中新世中期（16~13Ma）和第四纪生成的碱性玄武岩中，双辽古近纪富橄碧玄岩中含丰富的包体，实属世界少见。在我国东部的各个火山群中都能或多或少地发现包体，主要产地有：辽宁宽甸黄椅山，北镇正安堡，建平甘巴井；吉林辉南大龙湾（照片 28、29）、大椅山、磨圈，安图和平营子、奶头山，伊通小孤山、莫里青山，辽源大鹅头山，永吉后团山，汪清老庙，双辽孛孛图山、玻璃山（在内蒙古科左中旗境内）；黑龙江宁安鹿道、镜泊湖北湖头及西侧牡丹峰林区，林口马鞍山，尚志高丽山，方正莫得利，克东二克山；内蒙古大兴安岭天池、个胜，阿巴嘎旗额日格图、阿尔努登华；山西大同、繁峙；河北汉诺坝；山东临朐－昌乐，沂水－安丘，蓬莱，栖霞，无棣大山；江苏六合－仪征；安徽女山；浙江嵊县－新昌；福建龙海牛头山、天马山和广东普宁等地。

（3）钾质玄武岩　　五大连池一带产出的玄武岩不仅碱含量高，K_2O+Na_2O 达 9%左右，而且 $K_2O>Na_2O$，SiO_2 含量也比较高，为 50%~54%，在 CIPW 标准矿物分子中 Or 显著的高（30%±），Ab、Ne 也比较高，An 却低，有时出现 Lc。岩石中几乎见不到通常玄武岩所含的斜长石，代之以碱性长石和白榴石，暗色矿物有辉石和橄榄石，辉石有普通辉石，也有霓辉石，它们常呈斑晶出现，基质结晶程度很低，多为隐晶质乃至

玻璃质，常形成束状、帚状、羽状雏晶。以前人们把这种岩石称为玻基辉橄玄武岩（刘振环，1979），把老黑山、火烧山最近一次喷发的熔岩称为石龙岩（小仓　勉，1936），认为岩石中碱性长石是歪长石（小仓　勉，1936；刘振环，1979；王福泉和郭克毅，1982），然而这里的碱性长石多呈板条状，发育卡氏双晶，少见格子双晶，兼之 $K_2O \geq Na_2O$，因此应为透长石而不是歪长石，至少有一部分是透长石。张明（1984）根据X射线衍射证实多为高温无序的高钠－高透长石系列，也存在歪长石。在嫩江西山和科洛等地，还存在一种贫硅、低铝、富镁铁的钾质岩石，主要由白榴石、辉石和橄榄石组成，被称为白榴岩。上述岩石在松辽地堑北端的小兴安岭地区构成一个钾质玄武岩区，其时代仅见于第四纪中晚期。与钾质玄武岩区毗邻的尚志、方正等地玄武岩，属于钠质岩系，但钾含量较高（2%~4%），它们处于钾质岩系和钠质岩系的过渡带。

世界各地报道的一些钾质、超钾质火山岩总是与大陆裂谷系密切相关（Bell and Powell，1969），如东非西裂谷乌干达境内的托罗－安科尔地区的橄榄黄长岩、白榴岩，美国西部盆地－山脉省怀俄明州留赛特山的金云白榴斑岩等，这些岩石的钾含量都明显地高于钠（$K_2O/Na_2O \approx 2$~10），SiO_2 含量有的很高（达 55%~59%），有的很低（<40%），均超出玄武岩范畴（Carmichael et al.，1974）。比较起来，五大连池玄武岩的硅、碱和铝、镁、铁、钙等组分比较适中，可作为钾质玄武岩的典型代表，称为石龙岩（shihlunite 或 shilongite）或五大连池岩（wudalianchite）与夏威夷岩（hawaiite）、冰岛岩（icelandagate）等熔岩齐名，向世界推广。

此外，在郯庐－伊通裂谷上的永吉县大口钦后团山有一超钾质岩石（粗面质凝灰岩），似岩墙状穿插到含镁铁质岩包体的碱性玄武岩中，宽约 10m，岩石呈灰绿色，隐晶质球粒结构，细密坚硬，其成分特征是硅、铝、钾三组分显著高（SiO_2 59.02%、Al_2O_3 18.77%、K_2O 10.02%），其它组分均低，标准矿物分子中 Or 高达 59.2%，Ab 为 27.7%，还出现了刚玉分子（1.88%），其它矿物分子很少。这种岩石与美国怀俄明州留赛特的金云白榴响岩比较相似。

（4）碱性粗面岩和碱流岩　这是东北地区新生代出露的唯一中、酸性火山岩，仅见于长白山天池周围，岩层厚度达 600m 余，由碱性粗面岩、碱流岩、粗面质浮岩和火山碎屑岩组成（照片 6、15）。岩石为斑状、粗面结构，由歪长石、霓辉石、普通辉石和少量角闪石、石英组成，岩石中 SiO_2 和碱含量随时间变新有增加趋势。早期为粗面岩，晚期出现碱流岩，人们对它已做过一些研究（山成不二磨，1927；方文昌，1976；郑祥身，1983；解广轰等，1988；田丰和汤德平，1989；汤德平和田丰，1990；金伯禄和张希友，1994；刘若新等，1996，1998；樊祺诚等，1998），这里不赘述。

1.2　青藏高原火山岩区的主要岩石类型

第二章第四节已叙及，青藏高原的新生代火山岩，对应于四个主要地体，可分为四个火山带，其空间分布和地质产状与东部大陆边缘区的火山岩明显不同，岩石类型也比较复杂，从酸性到基性各种类型的火山岩几乎都有，包括流纹岩、英安岩、粗面岩、安山岩、粗安岩、玄武岩、碱玄岩等。其中以中性的粗安岩类为主，而中性的安山岩却很少。尽管各火山带有各种类型火山岩产出，但也有一定的分布趋势，即酸性－中性岩石多出露在高原南部的冈底斯火山带，而中性－基性岩石多产于高原北部的可可西里和昆

仑火山带。

（1）流纹岩和英安岩　流纹岩和英安岩主要分布于冈底斯火山带的中间和东部地段以及横断山中西部，在羌塘火山带的多格错仁等地也可见到（李才等，1989）。岩石呈灰白色和紫红色，块状构造，斑状结构，基质具霏细结构或玻璃质，斑晶矿物有透长石、斜长石以及石英等。有时在英安岩中可见单斜辉石斑晶。这种岩石常以小的岩株产出，规模不大。有时与流纹质熔结凝灰岩共生（Coulon et al.，1986；潘桂棠等，1990；王松产，1990；Pearce 和梅厚钧，1990）。

（2）粗面岩　岩石呈灰白色、紫红色，斑状－粗面结构，斑晶含量在 30%左右。斑晶矿物有钠长石、透长石、单斜辉石、黑云母和角闪石等。岩石呈岩枝或岩墙等产状产出，见于冈底斯火山带中段和东部曩谦地区，在高原西部的狮泉河、大红柳滩等地也有出露。

（3）粗安岩　这是青藏高原各火山带中都有产出的一种火山岩，尤其是北部的可可西里和昆仑火山带分布更为广泛，多格错仁、向阳湖、荷花湖、涌波错、黑石北湖、阿什库勒台地、雄鹰台等地均有大面积出露。岩石呈黑色、灰色或红色、紫色，呈致密块状，以岩流形式产出，或呈气孔状浮岩或火山碎屑、火山渣分布，具斑状或细晶、隐晶结构，基质具粗面、交织结构，斑晶为斜长石、辉石和橄榄石，有时也有石英。大斑晶常有熔蚀现象，具有杏仁构造者可见有蛋白石、沸石等矿物充填于气孔之中。从外观上看，这种岩石与一般玄武岩没有什么不同，人们往往也称其为玄武岩，但化学分析表明，它们的 SiO_2 含量普遍高于玄武岩，为 52%~59%，在 CIPW 标准矿物中出现石英（Q）分子，尤其是碱含量高，K_2O 与 Na_2O 的总量超过 6%，且 $K_2O>Na_2O$。从碱组分特征上看，这种岩石已属于钾玄岩系列（邓万明，1978，1991；刘嘉麒和鄂莫岚，1990；赖绍聪等，1996）。

（4）玄武岩　这也是青藏高原上分布比较广泛的一种火山岩，常与粗安岩共生或呈过渡关系，在外观上很难区分是哪种岩石，但化学分析表明它们属于玄武岩的范畴。碱含量也比较高，一般在 5%以上，不过这种岩石中 $Na_2O>K_2O$，根据碱含量的高低，有的为碱性玄武岩，有的则为碧玄岩，很少见到拉斑玄武岩。

（5）碱玄岩和响岩　在青藏高原北部地区有时见有一种近基性的碱性岩，其 SiO_2 含量一般低于 45%，而碱含量则高达 7%以上，岩石中出现白榴石、霞石，有的成为白榴岩，有的成为霞石响岩（邓万明，1991；赖绍聪等，1996）。

1.3　青藏高原周边主要火山岩类型

在青藏高原周边地区，特别是东部的横断山脉和东北部秦岭和祁连山地区零星分布着新生代火山岩。除腾冲火山群具有正常的火山岩产出，如玄武岩、安山岩和英安岩等，在其它地区还产出一种近基性的、高镁铁含量的煌斑岩和碱玄岩类，这类岩石的 SiO_2 含量通常低于 40%，而 MgO 的含量达到 11%~17.5%，FeO 的含量达 9%~14%。常含有二辉橄榄岩和方辉橄榄岩等超镁铁质岩包体和辉石、橄榄石等矿物巨晶，其生成与青藏高原隆升密切相关，与一些特殊矿产如铂钯矿、金刚石矿等相关联。喻学惠（1991，1994）、叶维坤和路凤香（1991）对此做过较多的研究。

（1）煌斑岩　岩石多为黄绿色、灰绿色，新鲜岩石为致密块状，但常风化变得

疏松。由黄长石、白榴石、透长石、橄榄石、辉石、角闪石和金云母等矿物组成。多为斑状结构，斑晶主要为橄榄石、透辉石、金云母；它们常呈自形一半自形的粗晶到巨晶产出。基质则为细粒显晶到隐晶结构。这种岩石有的为熔岩，有的为火山角砾岩和火山集块岩。角砾及周围物质成分一般相同，它们常呈岩管、岩枝状产出，一般规模较小，岩管和岩枝的截面直径有几米到几十米，少数达数百米。在甘肃岩昌、四川盐源、云南姚安等地出露。

（2）碱玄岩与副长石岩　在西秦岭的甘肃礼县及周围地区，分布着一套碱性超基性岩，其 SiO_2 低于 40%，而 FeO、MgO、CaO 含量都在 10%以上，属于硅酸极不饱和系列，其矿物组合中以副长石和橄榄石为主，形成橄榄霞石岩、白榴岩、碱玄岩、碧玄岩等岩石。它们常以小的岩筒和岩脉产出，规模都很小，出露也很稀少。以甘肃礼县最为著名，其成因尚不够清楚（叶维坤和路凤香，1991；喻学惠，1994）。

2　火山岩岩石化学特征

纵观中国新生代火山岩的化学成分，东部大陆边缘区，除长白山有粗面岩和碱流岩产出外，其余几乎全为基性岩即玄武岩，无安山岩；呈现出镁铁质岩（玄武岩类）峰大，硅碱质岩（粗面岩类）峰小的双峰型。尽管全球范围内碱性玄武岩的分布量小于拉斑玄武岩（Kay and Gast，1973），但中国东部大陆边缘的玄武岩却绝大部分为碱性玄武岩，它们的 SiO_2 含量变化在 41%~56%区间（表 4-1-1，图 4-1-1），平均为 48%。Na_2O 和 K_2O 的平均含量分别为 3.64%和 2.44%，整个玄武岩的平均化学成分属于碱性玄武岩，且碱性程度比世界范围内的碱性玄武岩平均化学成分（Na_2O 3.40%，K_2O 1.10%）（Hyndman，1972）要高，尤其是 K_2O 要高出一倍多。按照钾、钠相对含量，可分为钠质火山岩系和钾质火山岩系，而本区占主导地位的是钠质火山岩系，以致在后期的粗面岩中主要含歪长石而不是透长石。但是在松辽地堑北部的五大连池和科洛以及西侧的诺敏河，形成一个钾质火山岩区。

过去许多研究者认为，中国东部地区的玄武岩有从东向西，从老到新碱度逐渐增加，并由钠质向钾质逐渐演化之趋势。广言之，从大洋跨越岛弧进入大陆，在与岛弧和大陆边缘近于垂直的方向上，火山岩的碱度逐渐增强，这似乎成为众人承认的普遍规律（赵宗溥，1956；Kuno，1966；Miyashiro，1974；郑学正等，1978；周新民和陈图华，1978），其实并不尽然。在岛弧上，在某一局部地区可以存在这种变化趋势，但推而广之就不灵了。

在东北，无论是同一时代的岩石，还是各个时代岩石的总和，其碱含量（K_2O+Na_2O）都不存在从东向西增长的趋势，如火山活动盛期的老爷岭幕，在东部（长白山区）几乎全是碱性玄武岩，而西部兴安岭区却是五叉沟拉斑玄武岩。就是东区的三条火山带，以玄武岩而论，恰是处于东侧的宽甸－长白山－东宁火山带的岩石碱性程度明显地低于西侧的抚顺－密山、伊通－依兰火山带岩石的碱性程度，所以，怎么比较也看不出西部比东部碱性程度高；反之也不能得出相反的结论，即东部比西部的岩石碱性高。这里尤其不能忽视松辽地堑所起的作用和弧后扩张对本区造成的影响。

与火山活动的时空分布相对应，火山岩的化学成分在松辽地堑两侧也大体呈现对称性，均为钠质火山岩系。松辽地堑内部则与两侧不同，南段多为硅不饱和的富橄碧玄岩，

北段又出现钾质玄武岩系列。如果从日本岛弧到大兴安岭切个横剖面，就会发现，在岛弧－边缘海－大陆边缘，以及在大陆边缘内部的长白山－松辽地堑－大兴安岭这一体系中，地貌呈波浪状，相应的火山岩时空分布和碱性变化也是波浪状的（图 4-1-2）。这种情况从大兴安岭往西仍表现出来，在蒙古国中部沿贝加尔裂谷向南偏西方向延伸的地段，又呈凹陷区，出现新的火山带，岩石以富钾为特征。所以实际情况并不像许多学者认为的那样，即由岛弧到大陆，火山岩的碱性越来越强，钾含量越来越高。赵大升等（1984）也认识到，火山岩在空间分布上并不表现其地理性的排列关系，即向大陆板块内部岩石碱性程度逐渐增加的变化规律。以地堑（裂谷）和海盆为中心所表现的对称性，与在板块运动垂直方向上出现的波状变化，才是本区火山岩时空分布和岩石成分演化的特点。

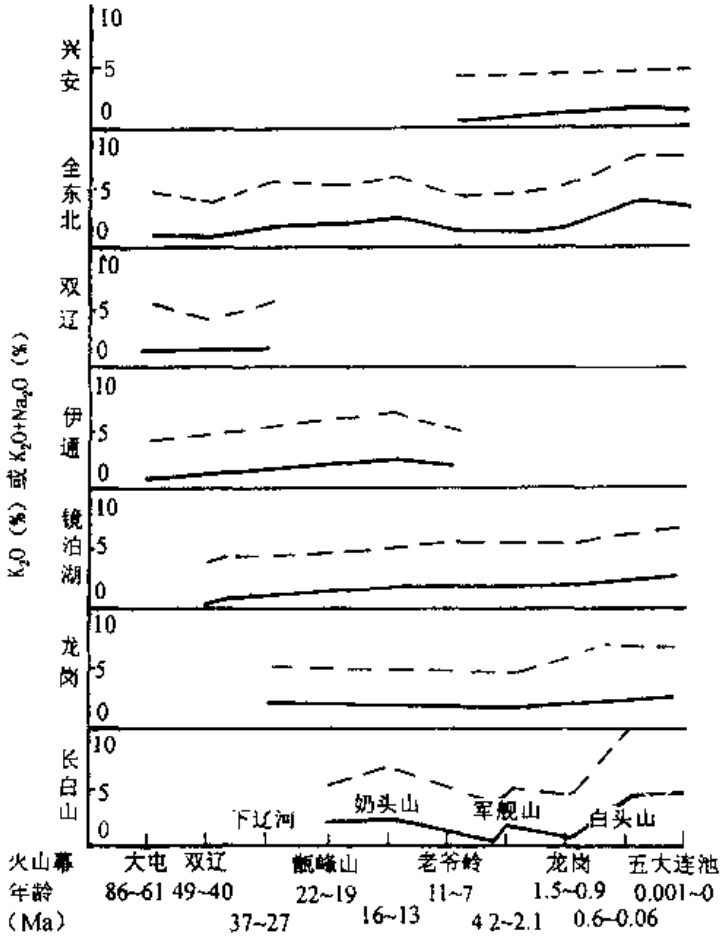

图 4-1-2　东北新生代火山岩的 K_2O 或 K_2O+Na_2O 随时间的演变趋势

虚线为 K_2O+Na_2O 变化趋势；实线为 K_2O 变化趋势

从发展上看，尽管总体说来古近纪玄武岩比以后的玄武岩普遍碱性弱，由老到新碱性有增长的趋势，特别是钾增长明显，钠比较平缓。不过这样讲比较笼统，因为常常出现这里的老玄武岩比那里的年轻玄武岩碱性还强，比如，双辽古近纪有碱性很强的富橄榄玄岩，而长白山地区上新世还产出了似大洋玄武岩的平顶村拉斑玄武岩。所以，要具体情况具体分析，岩浆演化与它们所处的构造环境相联系，在每个裂谷或断裂带中，岩

浆演化总的趋势是碱性越来越强，并具旋回性，早期形成的岩石碱性较弱，中期最强，后期减弱（表 4-1-2）。如松辽地堑的大吐尔其山、小哈拉巴山，伊通－依兰裂谷的大屯、范家屯，抚顺－密山裂谷的黄花、老虎台等地产出的玄武岩都是所在裂谷（地堑）早期形成的，多为拉斑玄武岩和过渡性玄武岩，不含超镁铁质岩包体，其 Na_2O、K_2O、P_2O_5、TiO_2 等含量普遍低，TiO_2/Al_2O_3 值也低，表明形成这些岩石的岩浆来源较浅，源区部分熔融程度较高，因为实验和计算表明，地幔单斜辉石的 Na_2O 含量趋向于随压力的增加而增加；在 MgO-SiO_2-TiO_2 体系中，液体随压力的增加而富含 TiO_2（MacGregor，1969），所以 Na_2O 和 TiO_2 都可以作为压力的指示剂，而压力又是深度的函数。

各裂谷发育的中期，是裂谷活动的强烈时期，形成的玄武岩几乎全是含镁铁质岩包体的碧玄岩和碱性橄榄玄武岩，如双辽的孝字图山富橄碧玄岩，伊通的莫里青碧玄岩和抚顺－密山裂谷中的汪清、鹿道碱性玄武岩。这些岩石的 Na_2O、K_2O、P_2O_5、TiO_2 及 TiO_2/Al_2O_3 值都比较高，Mg 值也比较高（表 4-1-1），暗示岩浆来源较深；末期各裂谷中的火山活动强度减弱，岩石的碱性程度也减弱，不含或少含超镁铁质岩包体，岩浆来源深度变浅，裂谷走向收缩和封闭。松辽地堑、伊通－依兰裂谷经历一个火山（岩浆）活动旋回即告结束，而抚顺－密山裂谷经过第一个火山活动旋回后，又出现了新的旋回，这新的旋回有的是在上一个旋回之后紧接着出现新的火山活动高潮，呈从弱→强→弱→强的频率，有的则重新出现从弱→强→弱的发展趋势。

表 4-1-2　东北全区新生代火山岩碱含量（%）随时间变化情况

时代	K_1	P_1	P_2	N_1^1	N_1^2	N_1^3	N_2	Q_1	Q_1^{2-3}	Q_2
	（13）*	（31）	（5）	（8）	（37）	（16）	（11）	（46）	（59）	（54）
K_2O	1.21	1.21	1.92	1.98	2.41	1.27	1.37	1.95	3.82	3 33
Na_2O	3.54	2.91	3.61	3.40	3.91	3.33	3.31	3.71	3.83	4 09
K_2O+Na_2O	4.76	4.12	5.53	5.38	6 32	4 60	4.68	5.66	7.65	7.42

*括号中数字为样品数。

青藏高原南部新生代火山岩主要由玄武岩－安山岩－英安岩－流纹岩组合构成，SiO_2 含量变化范围较大，介于 48%~75%之间，多数为 60%~65%，全碱（K_2O+Na_2O）变化于 3%~9%之间，且 $K_2O>Na_2O$，以富钾为特征。TiO_2 含量较低，多数变化于 0.18%~0.78%之间，Zr 主要介于 101×10^{-6}~260×10^{-6} 之间，Nb 变化于 6×10^{-6}~39×10^{-6} 之间（Coulon et al.，1986），显示了大洋俯冲弧及活动大陆边缘火山岩的成分特征（邓晋福等，1996）。藏南火山岩的投影点大多位于亚碱性系列区（图 4-1-3a），藏北新生代火山岩在硅－碱图解上的投影点主要位于碱性系列区（图 4-1-3b）。藏北火山岩属粗玄岩－安粗岩－粗面岩岩石组合组成，全碱（K_2O+Na_2O）含量较高，一般大于 5%，个别达 8%以上，多数 K_2O 大于 3%，呈现出钾玄岩系列火山岩的成分特征（图 4-1-4，表 4-1-3）。

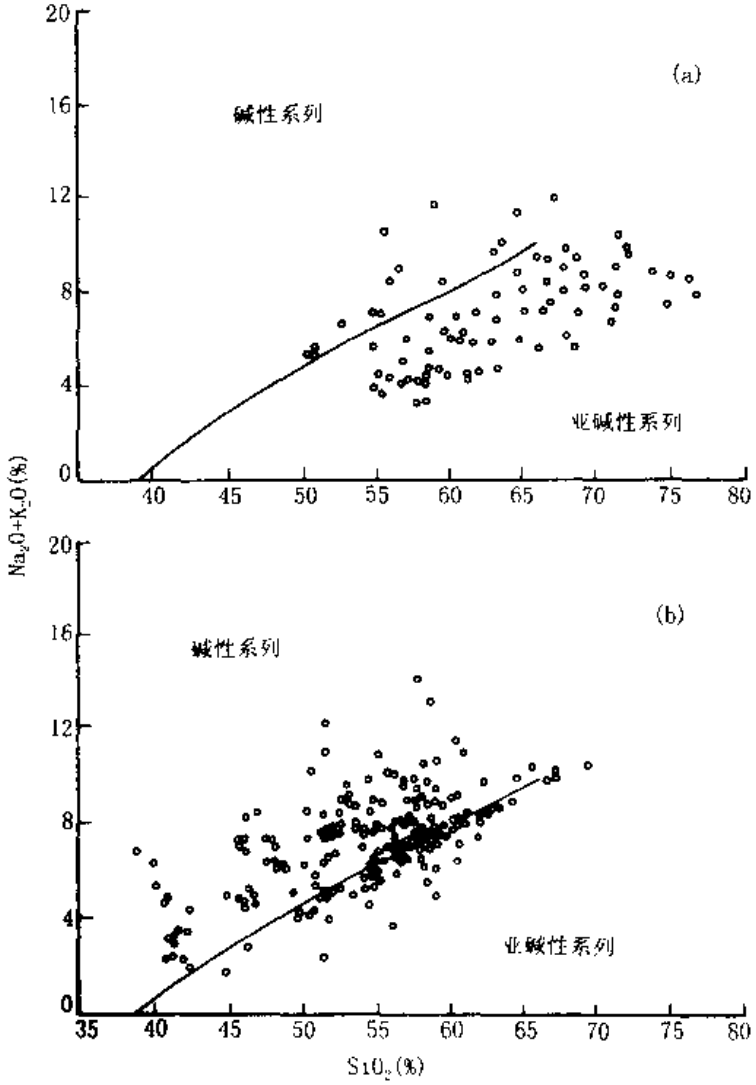

图 4-1-3　藏南（a）和藏北（b）新生代火山岩的硅－碱图解

表 4-1-3　藏北新生代火山岩成分特征与典型钾玄岩系列特征对比

项目	典型钾玄岩系列（Morrison，1980）	藏北火山岩岩石化学特征
标准矿物	玄武岩中硅近饱和，基本不出现石英或霞石标准分子	基本不出现霞石分子，少量出现石英分子
AFM 图解	富铁趋势不明显，（Fe_2O_3/FeO）>0.5	多数（Fe_2O_3/FeO）>0.5，有的（Fe_2O_3/FeO）>1
全碱含量	（K_2O+Na_2O）>5%	（K_2O+Na_2O）>5%，有的>8%；K_2O 一般>3%
SiO_2-K_2O 图解	SiO_2 介于 45%~57%时，为正斜率；SiO_2>57%时，为负斜率或零	SiO_2<57%时，正斜率较大；SiO_2>57%时，呈正斜率，但平缓
微量元素	富集 P、Rb、Sr、Ba、Pb 及 LREE 等大离子亲石元素	富集 P、Rb、Sr、Ba，REE 配分曲线右倾
TiO_2	TiO_2<1.5%	TiO_2（平均）1.3%，变化范围大
K_2O/Na_2O	SiO_2=50%时，比值>0.6；SiO_2=55%时，比值>1	SiO_2=50%时，（K_2O/Na_2O）>0.6；SiO_2=55%时，（K_2O/Na_2O）>1.3
Al_2O_3	Al_2O_3=14%～19%	Al_2O_3=12%～18%，变化范围较大
锶初始比	0.704～0.708	0.705～0.710

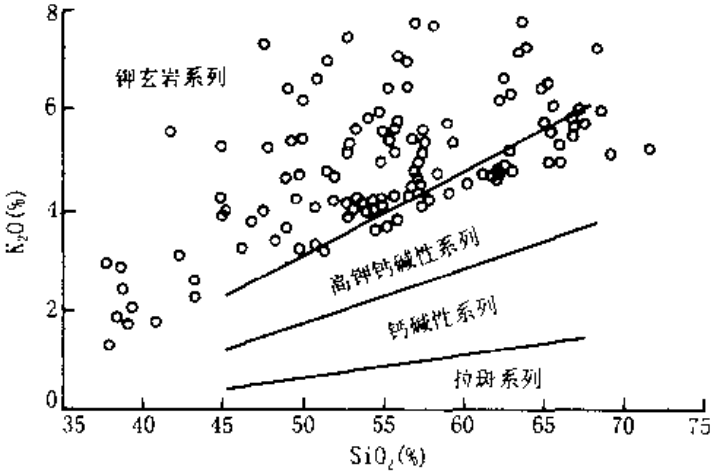

图 4-1-4　藏北岩石系列划分图解

第二节　火山岩地球化学特征

1　不相容元素地球化学特征

所谓不相容元素就是那些不易被结晶相收容而优先进入共存的液相的元素，它们多为大半径的阳离子元素，如 K、Rb、Sr、Ba、Pb、Th、U 和稀土元素（REE）。这些元素，尤其是稀土元素，虽然在玄武岩中只占 8.5×10^{-5}，比地壳的丰度 15.8×10^{-5} 还低（陈德潜，1982），但是由于它们在岩浆活动过程中表现出不相容的特性和有规律的分馏，使其成为重要的地球化学指示剂。

作者对中国新生代火山岩的一些重点地区的代表性岩石进行了稀土元素和微量元素分析同时也收集和借鉴了其他学者的数据和资料（表 4-2-1），然后对所得的分析结果进行球粒陨石标准化和 MORB 标准化（图 4-2-1、图 4-2-2）。从图中可以看出，东部火山岩均为轻稀土富集型和不相容元素富集型，不同的岩石类型富集程度不同，从拉斑玄武岩、碱性玄武岩、钾质玄武岩到碱性粗面岩，稀土和不相容元素的富集程度越来越高，而所有岩石的重稀土变化却比较均匀$(Lu)_N=6\sim12$。这些岩石的 ITE 和 REE 丰度和模式与岩石的时代无关，主要取决于岩石的性质，特别是碱性程度，碱含量越高，尤其是钾含量越高，ITE、REE 含量也越高，其轻稀土元素，如 La、Ce 的含量与 K 的含量成正相关（图 4-2-3）。这种相关性是由它们的原子结构和性质决定的。三价态是稀土元素在自然界存在的主要状态，高的电价、中等的离子半径，使得它们具有很大的离子电位（2.83~3.54）和较高的配位数（通常为 6），于是表现出强碱性的化学行为和亲石的特性，自然界中赋存于碱性地质环境中，与 K、Na 等碱性元素有着不解之缘；但是由于“镧系收缩”之作用，使得稀土元素从 La 到 Lu，随着原子序数的增加，三价态的离子半径逐渐减小（0.1061nm→0.0848nm），电离势和极化能增强，碱性便随之减弱，元素的丰度也相应降低。这种由于“镧系收缩”所引起的从 La 到 Lu 碱性逐渐减弱的趋势，

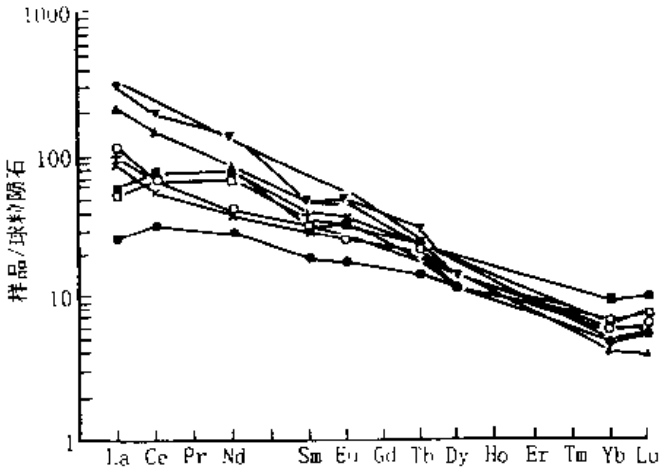

图 4-2-1　东北新生代火山岩稀土元素球粒陨石标准化图解

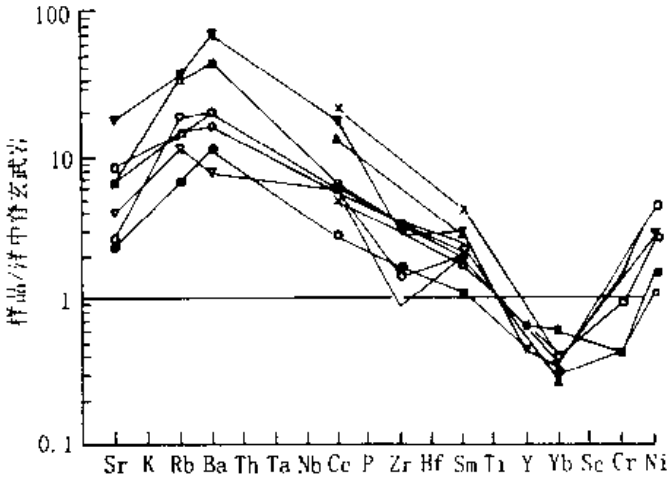

图 4-2-2　东北新生代火山岩不相容元素 MORB 标准化图解

是导致稀土元素在自然界发生分馏的主要原因。在 K、Na、Ca、Sr、Th 等半径较大元素的矿物中相对富轻稀土，而在 Zr、Mn、Fe 等半径小的元素的矿物中则相对富重稀土。这从玄武岩中超镁铁质岩包体的 REE 特点也反映出来，一般二辉橄榄岩包体的轻稀土含量是球粒陨石的 3~4 倍，高者达 10 倍，有的还低于球粒陨石，呈轻稀土亏损型；而重稀土同寄主岩石一样，变化较均匀，略高于球粒陨石 1~2 倍。斜方辉石和橄榄石的稀土含量都很低；包体中的稀土元素主要富集在单斜辉石中，包体的稀土模式主要取决于单斜辉石的模式（牛来正夫，1975）；在单斜辉石火山岩中，稀土元素，特别是轻稀土元素的增加，又与 Si 含量降低，Ti、Al 含量增高有关。

粗面岩的 Eu 值较低，出现 Eu 负异常，也与 Eu 的特殊原子结构和化学性质有关，在镧系 15 个元素中，Eu 居中间，具有比较稳定的 $4f^7$ 半充满内层电子结构，容易丢失外层的 $6s^2$ 电子而成 Eu^{2+}，它可以置换 Ca^{2+}进入斜长石中，斜长石是岩石中唯一选择富集Eu的矿物相，它的作用是产生Eu异常，如果岩浆中先析出斜长石，就会使残余岩

表 4-2-1　中国新生代火山岩稀土和微量元素含量

序号*	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	Rb	Ba	Th	U	Ta	Nb	Sr	Zr	Pb	资料来源
3	114	210		82	14	4.2		1.2	6				1.36	0.26	23.6										刘嘉麒(1985)
4	95.5	164		92.1	11.7	3.43		1.14					1.37	0.21		106	2060	6.77	1.23			1490	610		刘嘉麒(1985)
5	74	120	12	46	9.6	2.9	7.1	0.9	4.1	0.7	1.6	0.21	1.1	0.16											樊祺诚等(1992)
6	100	170		85	9.5	3.7		1.4	4.6				1.2		13.1	72.8	1343	8	1			2114	250		刘嘉麒(1985)
8	72.74	160.4	15.93	60.87	9.52	3.17	6.62	1.01	4.82	0.73	1.7	0.19	1.16	0.23	18.23						65		515.4		夏林圻(1990)
10	79.36	177.3	17.89	68.44	10.54	3.46	7.63	1.11	5.01	0.76	1.78	0.19	1.18	0.24	19.11						56		500		夏林圻(1990)
12	58.97	129.3	13.01	51.07	8.43	2.81	6.25	0.91	4.33	0.66	1.57	0.21	1.09	0.24	16.92						55		337.1		夏林圻(1990)
27																58	722	6.8	1.6			720	209	4.88	刘北岭等(1989)
28	38	58		24.8	6.4	1.9		1	4				1.44	0.26	18.6	36.4	403					321	130		刘嘉麒(1985)
30	38.8	72.6	7.38	32.2	6.06	1.99	5.63		4.34	0.877	2.02	0.399	1.52	0.23		38.8	614	7.02	1.47	3.51	47.5	669	212	4.2	刘丛强等(1992)
31	59.9	114	11.4	47.5	8.74	2.57	7.27		5.49	1.02	2.61	0.374	1.65	0.239		57.4	650	9.07	2.3	4.3	64.6	1020	300	5.94	刘从强等(1992)
41	14	28.6	3.23	13.7	3.55	1.32	3.71		3.97	0.762	2.05	0.397	1.73	0.275		5.95	307	1.86	0.411	1.04	16.5	342	121	2.02	刘丛强等(1992)
49	17.8	34		14.6	4.4	1.04		1	2.6				1.86	0.18	12.2										刘嘉麒(1985)
50	19.84	39.28	4.74	20.94	4.02	1.21	3.47	0.57	3.14	0.54	1.37	0.21	1.13	0.15	14.93										谢宇平等(1993)
52	38.26	59.36	7.19	32.48	5.94	2.11	5.74	0.81	3.99	0.7	1.82	0.27	1.39	0.19	17.72										谢宇平等(1993)
55	46.22	82.61	9.47	35.03	7	2.22	5.98	0.97	4.66	0.9	2.39	0.38	2.03	0.29	23.6										谢宇平等(1993)
57	19.1	65.7		48.4	6.3	2.43		1.08					2.04	0.33	20	67.1	889	7.59	0.949			783	295		刘嘉麒(1985)
59	44.3	86	8.23	36.7	6.52	2.05	6.21		4.87	0.805	2.25	0.372	1.92	0.243		54.2	750	5.15	1.21	3.13	43.1	688	240	6.46	刘从强等(1992)
62	60	108		48	5.5	2.6		0.88	5.1				2.1	0.38	25.5	45.5									刘嘉麒(1985)
63	5.5	12		8.4	2.05	0.75		0.4	2.6				1.2	0.19	12.75	8.2						127	90		刘嘉麒(1985)
68	26.08	59.83	7.47	28.69	5.92	2.19	6.35	0.84	4.36	0.81	1.81	0.3	1.3	0.23											谢宇平等(1993)
76	49.27	62.99	13.49	60.29	12.76	1.45	12.61	1.82	9.58	1.87	4.67	0.6	3.13	0.45											谢宇平等(1993)
77	37.6	70.6	7.36	30	5.93	1.98	5.51		4.63	0.91	2.34	0.414	1.94	0.286		36	471	4.99	1.31	2.51	24.2	763	220	4.05	刘从强等(1992)
78	66.4	117	12	47.7	8.23	2.81	7.72		6.2	1.29	3.16	0.549	2.79	0.389		105	753	10.6	1.75	3.26	58.1	717	251	14.8	刘丛强等(1992)

83	25.52	48.79		20.71	3.87	1.91	4.4		2.51		1.67		1.72	0.56											陈文寄等(1992)
84	23.88	46.62		19.53	5.43	2.27	4.09		2.04		2.26		1.72	0.58											陈文寄等(1992)
86	78.63	86.43		56.95	10.82	5.68	13		10.5		6.09		5.07	1.36											陈文寄等(1992)
87	33.51	66.7		29.14	6.06	2.67	6.14		3.54		1.98		1.94	0.78											陈文寄等(1992)
88	42.68	84.79		34.04	5.62	2.46	5.73		3.04		1.49		1.34	0.42											陈文寄等(1992)
92	29	48		23.4	5.6	2		1	4.8				1.46	0.26	21										刘嘉麒(1985)
104	12.6	26		15	3.9	1.45		0.6					1.44	0.19											解广轰等(1992)
105	11.5	25		12	2.94	1.25		0.4					1.02	0.15											解广轰等(1992)
106	62.6	113		56	10.7	3.17		1.2					0.87	0.1											解广轰等(1992)
107	41.8	78		37	7.82	2.53		1.2					1.33	0.19											解广轰等(1992)
116	19.8	30.6		17.6	3.92	1.68		0.76	1.08				1.41	0.25											樊祺诚等(1992)
117	19.6	31.3		24.1	4.09	1.77		0.84	1.2	0.98			1.52	0.27											樊祺诚等(1992)
126															28	13	281			18	352	196	11		樊祺诚等(1992)
127															31	42	697	6	0	84	957	373	13		樊祺诚等(1992)
128															31	45	638	6	5	89	943	402	11		樊祺诚等(1992)
129															13	18	319	2	2	29	432	196	11		樊祺诚等(1992)
130															23	42	612	5	4	90	935	400	22		樊祺诚等(1992)
131															25	13	299			22	397	168	11		樊祺诚等(1992)
132															21	29	540	3	0	64	772	349	17		樊祺诚等(1992)
133															32	35	540	2	1	59	730	321	12		樊祺诚等(1992)
135	29.2	58.51	7.27	25.55	5.8	1.87	5.01	0.78	3.94	0.72	1.74	0.26	1.38	0.19	17.64	25.72	339	2.78	0.8	59.5	635.9	190	1.9		陈道公等(1988)
136	22.67	44.48	6.34	23.77	5.37	2.16	6.83	1.03	5.13	1.2	2.46	0.38	2.07	0.22	13.84	14.86	274	1.55	0.48	31.4	487.1	136.7	2.14		陈道公等(1988)
137															19	17.78	301	3.13	0.69	49.7	580.1	172.9	1.71		陈道公等(1988)
138	18.53	37.91	4.88	18.68	4.46	1.49	4	0.66	3.43	0.63	1.57	0.23	1.3	0.18	16.3	21.64	183	2.38	0.57	31.4	552.7	147.3	2.09		陈道公等(1988)
139	40.78	73.3	9.11	34.36	6.43	2.45	7.92	0.77	4.87	0.45	2.46	0.13	1.95	0.01	30.28	21.44	262	3.34	0.83	58.2	720.4	196.6	10.8		陈道公等(1988)
140	35.23	70.89	8.45	31.02	6.48	2.16	5.45	0.84	4.18	0.75	1.83	0.27	1.4	0.19	19.54	24.96	377	4.42	1.25	65.5	759.8	227	7.71		陈道公等(1988)

续表 4-2-1

序号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	Rb	Ba	Th	U	Ta	Nb	Sr	Zr	Pb	资料来源
141															25.9	20.1	420	9.36	1.74		139	1220	388	8.43	陈道公等(1988)
142	77.99	164.1	17.06	65.32	11.6	4.46	11.82	1.1	5.87	0.41	1.84		0.68		28.5	32.13	370	10	2.14		152	1728	393	7.7	陈道公等(1988)
143	53.93	102.6	12.77	54.01	10.42	4.85	12.19	0.63	6.78	0.62	2.12		1.24		20.2	49.82	462	3.91	1.01		93.8	965.9	304	2.76	陈道公等(1988)
144	56.13	105.6	13.69	51.59	10.52	4.59	11.91	1.38	6.95	1.4	2.49	0.35	1.32		24.5	38.92	393	7.29	1.56		117	1231	324	9.6	陈道公等(1988)
145	73.84	153.5	17.62	70.23	13.44	5.47	14.77	1.87	7.77	0.96	2.78	0.33	1.16		33.51	36.16	145	9.74	1.93			1186		26.9	陈道公等(1988)
146	61.15	106.63	13.92	46.89	9.05	2.64	6.94	1.04	4.63	0.85	2.03	0.27	1.65	0.22	21.1	17.8	715	7.64	1.93	8.62	103	1196	254	4.54	陈道公等(1988)
147	52.38	96.43	12.18	43.1	8.86	2.68	7.26	1.08	5.41	0.94	2.35	0.34	1.85	0.24	24.62	29.94	908	4.68	1.11	3.6	77.6	875.7	290	3.63	陈道公等(1988)
148	7.84	16.02	2.1	7.44	2.14	1.06	2.11	0.37	1.92	0.38	1.03	0.15	1	0.15	9.67	13.4	329	1.3	0.38	1.56	24.3	447.4	146	1.89	陈道公等(1988)
149	23.37	43.81	5.71	22.77	5.26	1.78	4.86	0.79	3.82	0.7	1.73	0.25	1.4	0.2	17.95	22.92	429	1.65	0.59	2.16	43	561.6	170	1.61	陈道公等(1988)
150	55.69	99.39	12.42	44.68	9.5	2.82	7.54	1.06	4.63	0.78	1.67	0.2	1.03	0.13	19.37	58.46	400	3.67	1.61	4.5	104	1128	252	2.6	陈道公等(1988)
151	78	143.48	18.12	69.11	15.6	4.99	12.63	1.75	7.78	1.26	2.65	0.29	1.55	0.18	32.29	59.38	641	5.94	1.43	6.57	166	2300	453	1.55	陈道公等(1988)
152	33.81	71.96	7.55	30.75	6.59	2.6	6.67	0.38	3.79		1.09		0.57		16.58	28.49		2.19	1.07			840.8		5.74	陈道公等(1988)
153	37.9	69.42	8.51	31.71	6.69	2.18	5.56	0.75	4.03	0.71	1.72	0.22	1.33	0.17	19.4	35.31		2.98	1.12			844		1.56	陈道公等(1988)
154	13.73	27.59	3.67	13.24	3.46	1.23	3.31	0.52	2.72	0.49	1.28	0.17	1.05	0.14	13.25	24.42	316	1.11	0.46	1.62	30.9	446.9	118	0.99	陈道公等(1988)
155	30.1	59.4	6.81	27.8	6.28	2.05	6.25	0.83	4.4	0.84	2.05	0.3	1.69	0.24	25	33	494				54	793	209		支霞臣(1990)
156	29.8	58	6.59	26.7	5.89	2	5.74	0.73	3.77	0.7	1.62	0.24	1.26	0.18	22	26	452				49	724	196		支霞臣(1990)
157	34	65.6	7.71	30.4	6.7	2.23	6.59	0.76	4.09	0.77	1.68	0.24	1.21	0.16	21	37	535				57	856	222		支霞臣(1990)
158	61.9	114	12.2	45.9	8.76	2.86	8.17	1.01	4.73	0.86	1.9	0.27	1.27	0.17	24	45	520				91	1108	304		支霞臣(1990)
159	53.4	98.2	10.6	39.8	7.82	2.61	7.46	0.92	4.51	0.79	1.84	0.25	1.24	0.17	24	59	525				86	1001	295		支霞臣(1990)
160	28.1	54	6.23	24.7	5.64	1.92	5.73	0.76	3.93	0.74	1.73	0.25	1.31	0.18	22	30	498				56	651	228		支霞臣(1990)
161	34.5	65.9	7.52	29.2	6.12	2.06	6.02	0.76	3.86	0.74	1.68	0.25	1.34	0.18	24	11	462				57	788	204		支霞臣(1990)
162	50.1	95.2	10.6	42.1	8.5	2.87	8.29	1.11	4.95	0.89	1.93	0.27	1.37	0.18	24	40	668				81	1063	273		支霞臣(1990)
163	23.7	46.8	5.49	22.4	5.11	1.74	5.16	0.68	3.5	0.7	1.54	0.25	1.19	0.16	19	21	347				42	616	172		支霞臣(1990)
164	34.2	66.5	7.57	29.3	6.25	2.05	6.09	0.76	3.92	0.75	1.74	0.26	1.35	0.19	23	18	455				56	784	199		支霞臣(1990)

165	43	78	8	31	7.4	1.9	5.2	0.7	3.9	0.76	2	0.3	1.6	0.23	18	39.2	968			13	858	174		周新华等(1992)
166	15.2	27	4	16.2	4.7	1.5	4.1	0.6	3.5	0.8	1.9	0.28	1.3	0.2	17									周新华等(1992)
167	20.4	40.3	5.5	23.2	5.8	1.9	5.7	0.9	4.8	0.88	2.1	0.33	1.65	0.25	20.4	14	321			30	464	117		周新华等(1992)
168	22.8	38	5.6	21.2	6.8	2.2	6.4	1	4.9	0.96	2.2	0.32	1.55	0.2	21									周新华等(1992)
169	55.7	94.7	12.3	48.3	11	3.4	8.7	1.3	6.5	1.1	2.5	0.32	1.66	0.21	26.8	42	499			85	941	259		周新华等(1992)
172	36	60	7	32	6	2.1	7.3	0.85	4.2	0.72	2	<0.20	1.3	0.22										樊棋诚等(1992)
173	37.9	78.9	9.6	40.4	9.7	3.2	8.3	1.8	5.9	1.2	2.3	0.2	1.3	0.03										樊棋诚等(1992)
175	9.9	18.6	2.33	11.1	3.08	1.04	3.05	0.24	2.65	0.52	1.22	0.26	1.18	0.16	13.2	10	118.7			30.85	223.3	1.15		张剑波等(1992)
176	14.8	22	3.14	14.7	4.02	1.26	4.28	0.43	3.64	0.79	1.69	0.36	1.53	0.22	1.99	14	139			36.49	242.2	133		张剑波等(1992)
177	7.4	12.6		7.2	2.2	0.88							0.85	0.12										林友坤(1992)
178	40.8	74		32.4	7	2.3		0.65					0.98	0.11										林友坤(1992)
179	50	82		34	7	2.2		0.9					0.8	0.12										林友坤(1992)
180	18.4	30		16.2	3.9	1.3		1					1.1											林友坤(1992)
186	52.8	103			9	2.9		1.2					2.1	0.29	25	12	883	6	4.8		749	749	6.8	陈正宏(1990)
187	61.9	115.2			10.4	3		1.3					2.4	0.37	25.6	9	852	6.3	4.4		560	270		陈正宏(1990)
188	6.6	12.3			1.99	0.57		0.49					1.67	0.26	17	21	144	2.4	0.2		227	59		陈正宏(1990)
189	8.1	17.6			2.17	0.69		0.46					1.35	0.24	12	14	195	3.1			304	52		陈正宏(1990)
190	9	20.6		10.4	3.49	1.21		0.72					1.71	0.2	19	26	390	2	0.26	6.1	516	89		陈正宏(1990)
191	10.1	15.8		8	2.08	0.67		0.41					1.64	0.19	11	57	403	4.2		2.9	387	57		陈正宏(1990)
192	12.5	24.9			2.82	0.79		0.4					1.71	0.28	13	94	426	5.4	0.2		421	54		陈正宏(1990)
193	13.8	27.7		12	3.42	1.03		0.44					2.04	0.36	18	108	481	7.4	0.2	4.9	497	74		陈正宏(1990)
194	25.5	52.7		25	6.57	1.17		0.68					1.21	0.2	7	1084	939	19	0.72	15	726	106		陈正宏(1990)
195	18.1	36.3		21	5.44	1.48		0.66					1.98	0.31	23	62	476	5.6		17	462	100		陈正宏(1990)
196	28.5	53		21	4.78	1.36		0.65					2.19	0.28	19.7	96	671	10.6	0.73	13.4	726	119		陈正宏(1990)
197				35.04	11.68											11					293			朱炳泉等(1989)
198				12.69	5.31											33					610			朱炳泉等(1989)

续表 4-2-1

序号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	Rb	Ba	Th	U	Ta	Nb	Sr	Zr	Pb	资料来源
199				14.29	3.65											32						406			朱炳泉等(1989)
200				36.19	7.99											49						672			朱炳泉等(1989)
201				23.96	5.54											19						565			朱炳泉等(1989)
202				13.29	4.12											26						426			朱炳泉等(1989)
203				13.55	3.69											10						338			朱炳泉等(1989)
204				44.69	9.59											58						867			朱炳泉等(1989)
205				21.47	5.34																				朱炳泉等(1989)
206	7.96	17.1		10.3	3.46	1.49		0.63					1.39	0.18			126	1.26		0.68		284	165		樊祺诚等(1987)
207	40.2	58.3		43.6	10.03	3.87		1.99					1.74	0.25		36.6	461	3.75		2.64		409	308		樊祺诚等(1987)
208	15.6	32.2		15.5	4.35	1.59		0.65					1.45	0.15		29.8	178	11.4	0.61	1.08			294		樊祺诚等(1987)
209	17.53	40.54		20.06	5.12	1.78		0.75		0.6			1.91	0.37	29.5	12.5	15.1	2.2		1.2	20.6	313.9	149.8		涂勤等(1992)
210	13.92	52.7	4.05	14.21	3.82	1.29	3.42	0.67	3.35	0.99	1.41	0.19	1.49	0.16	20.59	38		6	5.3	0.8		170	135		王贤觉等(1984)
211	16.2	33.23		23.42	4.8	1.74		0.88		0.9			1.96	0.36	33.8	33.8	18.1	2.2		1.4	20.6	304.1	154		涂勤等(1992)
212	33.1	87.18	10.32	36.43	9.56	3.31	8.64	1.36	7.48	2.66	3.27	0.36	3.51	0.44	41.24	68	432	9.5	5.3	1.6		400	274		王贤觉等(1984)
213	51.29	109.01		57.74	11.56	3.81		1.86		1.7			2.46	0.43	43.1	60.7	853.6	5.4		4	83.5	819.2	348.5		涂勤等(1992)
214	42.8	187.2	11.16	34.04	7.75	2.82	5.33	1.19	6.38	1.86	2.67	0.31	3.02	0.31	39.56	54	810	13.6	24.8	2.5		349	330		王贤觉等(1984)
216	69.5	145		75.6	10.1		12.5		3.7				1.9		20.4	146	2820	17 7				2079	174		朱炳泉等(1992)
217	52.4	118		61.3	8.1		11.6		1.6				2.2		20.6	194	4197	8.4				1636	215		朱炳泉等(1992)
218	20.9	41		22.1	4.4		6.3		6.9				1.8		13.2	250	892	4				517	95.7		朱炳泉等(1992)
219	31.1	65.3		33.2	5.3		8		3.9				2.3		17.4	215	1482	6.5				1106	124		朱炳泉等(1992)
220	27.1	51.6		29.8	5.5		5.6		4.4				2.4		16.9	224	1129	5				893	125		朱炳泉等(1992)
237	15.2	28.4		15.6	3.52	1.1		0.59					1.7	0.28	17	8.5		5.52		0.41	5	603	146		Pearce等(1990)
239	33	68	7	28	5.1	1.2	3.3		2		1		0.9	0.1	13	142					6	893	141		Turner et al. (1996)
240	18	38	4	18	4.3	1.3	4.2		3.5		1.8		1	0.1	21	56					6	772	122		Turner et al. (1996)

241	71.5	136		53.9	10.1	2.13	8.25	0.926					2.715	0.398		229	1460	35.1	6.14	1.57		1224	258	姚绍聪等(1996)
242	83 1	171		69	12.5	2.93		1.67		2.07		0.59	3.39	0.46	35	142		42.4		1.82	24	99	401	Pearce等(1990)
244																212	1454	32	5		26	700	509	Turner et al. (1996)
245	136	255		98	13.6	2.9		1.1					2.1	0.3		198	1387	31	5	2.5	28	686	504	Turner et al. (1996)
246	133	255		98	13.4	2.9		1.1					2	0.3		214	1466	33	5	2.6	26	713	507	Turner et al. (1996)
247																243	1267	34	8		25	635	469	Turner et al. (1996)
248																208	1398	31	6		27	713	501	Turner et al (1996)
249	137	258		95.6	13.1	2.86		10.5					2.11		27	211	1389		6		39	686	514	Turner et al. (1996)
250																123	1611	23	2		26	1019	450	Turner et al. (1996)
251	112	212		81	11.4	2.7		1					1.8	0.3		109	1527	21	1	2.2	25	987	411	Turner et al. (1996)
252	116	224		86.5	11.8	2.82		0.96					1.75		25	119	1626		3		39	983	433	Turner et al. (1996)
253																122	1814	23			28	1040	445	Turner et al. (1996)
254	82.4	163		67.7	9.75	2.56		0.93					1.88		25	98	1315		0		36	1075	328	Turner et al. (1993)
255																94		13			39	1092	338	Turner et al. (1996)
256	122	233		90.3	12.3	2.92		1					1.9		26	118	1635		3		39	1025	433	Turner et al. (1993)
270	207.5	408	41.2	148	20.8	4.1	14.7	2.15	5.75	1.2	2.55	0.46	3.2		23.6	138.3	1621				46.3	948.3	580.3	邓万明(1991)
271	328.4	571.5		204.4	26.01	6.56		1.94					2.53	0.34	37	217		114.16		1.82	40	4040	587	Pearce等(1990)
273	325.9	657.8		250	33.41	8.38		2.49					2.28	0.3	41	213		89.27		1.25	27	2941	443	Pearce等(1990)
274	44	70	7.2	28.8	5	1.7	3.6		2.8	0.5	1.23	0.17	1.1	0.15										邓万明(1993)
275	180	320	34	112	16	2.9	8.3	1.03	4.1	0.76	1.7	0.19	1.3	0.15										邓万明(1993)
276	178	316	36	120	17.25	3	9.05	1.2	4.75	0.9	1.9	0.22	1.4	0.18										邓万明(1989)
279	22.1	48		19	4.5	0.306		0.3					0.49	0.11	25	458	185	22.7	26	7.8		53.5	78	McKenna et al.(1990)
280	21.9	49		19	4.1	0.293		0.32					0.5	0.11	25	448	205	22.9	26	8.1		54.7	87	McKenna et al.(1990)
281	22.5	55		22	4.4	0.263		0.33					0.48		26	479	172	23.5	18	8.2		51	81	McKenna et al.(1990)
282	22.8	50		20	4.03	0.298		0.37					0.5	0.102	27	510	210	23.4	16	7.9		54.1	86	McKenna et al.(1990)
283	8.7	18.8		6.6	1.55	0.131		0.21					0.41	0.08	6	49.7	80	9.8	6.4	14.7		171	38	McKenna et al.(1990)

续表 4-2-1

序号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	Rb	Ba	Th	U	Ta	Nb	Sr	Zr	Pb	资料来源
284	143.8	276.6	27.3	99.4	14.6	3	10.2	1.54	5.6	1.1	2.54	0.41	2.54		24.2	100	1020				31.5	902.3	333.5		邓万明(1991)
285															20.5	141.2	1605.2				29.9	1079.6	373.4		邓万明(1991)
286	29.5	56.9	6.8	23.7	3.7	0.99	2.7	0.62	2.9	0.58	1.7	0.35	2.6		20.1	46	516				22.7	319	121		邓万明(1991)
287	154	280		120	13	2.9	7.2		4.2		1.9		1.3		18										Turner et al. (1996)
288	170	300		132	13.3	3	7.3		4.1		1.9		1.3		18										Turner et al. (1996)
289	148	260		129	19.2	2.6	6.4		3.8		1.7		1.2		32	109	2206	33	3		44	914	550		Turner et al. (1996)
290	146	230		100	14.7	3.4	8		4.6		1.8		1.3		18										Turner et al. (1996)
291	170	326		154.2	21.6	3.2		1.2					1.3		28	137.4	1985	27	2		38	1101	461		Turner et al. (1993)
292	162	300		126	14.2	3	7.8		4.2		1.8		1.1		18	175						944			Turner et al. (1996)
293	154	260		116	14	3.2	7.4		3.7		1.6		1.1		17										Turner et al. (1996)
294	75.4	139	51.3	10.1	1.85	0.57							0.9	0.12	10	169		24.2		0.76	13	2607	203		Pearce等(1990)
298	151.5	290	30.3	110	16.3	3.7	12.1	1.75	5.6	1.1	2.4	0.42	2.75		22.6	100.6	1576.3				35.1	1079.5	429.5		邓万明(1991)
299	145	296		123	18.6	4.25	11.4		6.06		2.42		1.8	0.249		109	2340	32.4	6.58		39.6	1480			解广轰等(1992)
300	126	252		109	16.5	3.81	10.8		6.04		2.58		2.02	0.288		111	2023	18.1	3.6		36.8	1267			解广轰等(1992)
301	123	257		105	15.6	3.45	9.78		5.71		2.47		1.98	0.279		142	1935	24.9	5.38		36	980.2			解广轰等(1992)
302	131	273		110	16.8	3.82	10.8		6.17		2.66		2.04	0.308		116	1980	18.9	3.65		38	1126			解广轰等(1992)
303	98.86	186.85	20.25	79.53	16.09	4.73	13.18	1.7	8.29	1.33	0.39	0.39	2.04	0.26	30.41	58.6	1368		2.86	5.68	125	1730	439.7		喻学惠(1991)
304	99.88	185.39	23.53	80.59	15.53	4.62	12.5	1.69	7.84	1.25	2.9	0.36	1.95	0.24	29.83	70.4	1321	19.7	3.92	5.69	129	1632	435		喻学惠(1991)
308	49.9	99		40	7.86	2.49	7.69	1.09					2.41	0.334											赖绍聪等(1996)
309	60.6	131		60.5	9.54	2.7	6.93		5.04		2.49		2.2	0.326		1287		6.45	1.65		27	1691			解广轰等(1992)

*此表中的序号与主元素成分分析表（表4-1-1）和同位素表（表4-2-2）中序号对应.

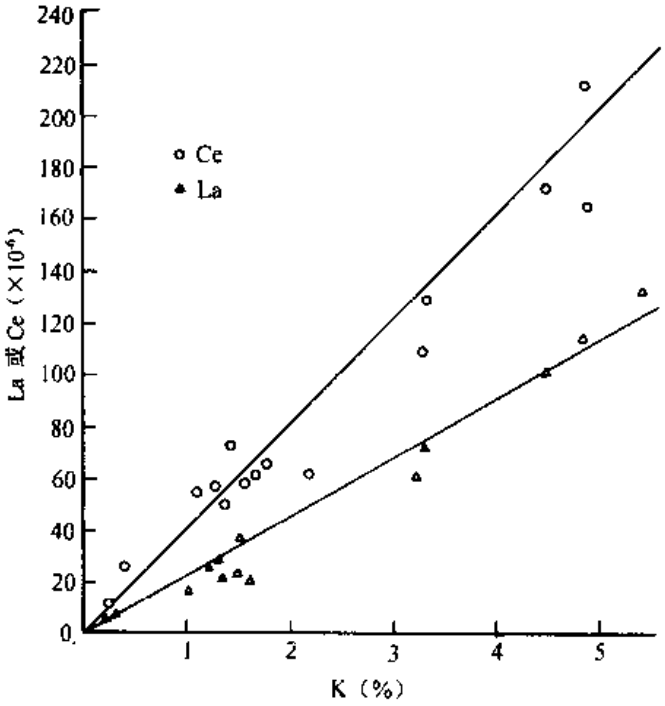

图 4-2-3　火山岩中 Ce、La 与 K 相关图

浆中出现 Eu 负异常（Puchelt and Emmerman，1976）。长白山天池的粗面岩质岩浆，被认为是经玄武岩浆分异并发生同化作用生成的（刘嘉麒，1983），其 Ca 含量非常低（<1%），斜长石几乎都是钠长石，同化作用又主要发生在上地壳，而上地壳是贫 Eu 富轻稀土的（Nance and Taylor，1977），这就致使白头山碱性粗面岩为 Eu 负异常的轻稀土富集型[1]（刘嘉麒，1983）。

当然，元素分馏除了受原子结构特性这个内在因素制约以外，还与岩浆的成因密切相关。尽管人们普遍认为玄武岩浆是由上地幔局部熔融生成的，可是由于地幔的性状不同，局部熔融的程度不同，所生成岩浆的稀土、不相容元素模式也就不同。东部地区玄武岩的 REE、ITE 模式与亏损型的 N 型大洋中脊玄武岩 N-MORB（Tarney et al.，1980）以及大洋盆地、岛弧玄武岩的同类模式（Condie，1982）明显不同，而与富集型的 E-MORB（Tarney et al.，1980）及洋岛玄武岩的模式（Condie，1982）相似。其它地区的大陆玄武岩，特别是大陆裂谷玄武岩也显示同样特征，例如，美国西部的盆地－山脉省的碱性玄武岩就是以轻稀土富集型为特征，类似于 E-MORB 和夏威夷碱性霞石岩的 REE 模式（O'Nions et al.，1979；Menzies et al.，1983）；莱茵地堑玄武岩也具有强富集型 REE 模式，与它类似的还有法国中部 Massif 中心（Chauvel and Jahn，1984）和澳大利亚 Victoria 的碱性玄武岩（Frey et al.，1978）等都具有富集型的 REE 和 ITE 模式。可见，东部地区玄武岩显示了大陆裂谷的成因特征。岩石的类型不同，REE 和 ITE 的富集程度也不同，即使它们产在同一地区（如长白山地区）也是这样（图 4-2-4，图 4-2-5），说明岩

[1] 刘嘉麒，1985，论中国东北新生代火山活动与大陆裂谷系 —火山岩地质年代学与地球化学方面证据，中国科学院地质研究所博士学位论文.

浆来源的地幔是不均匀的。

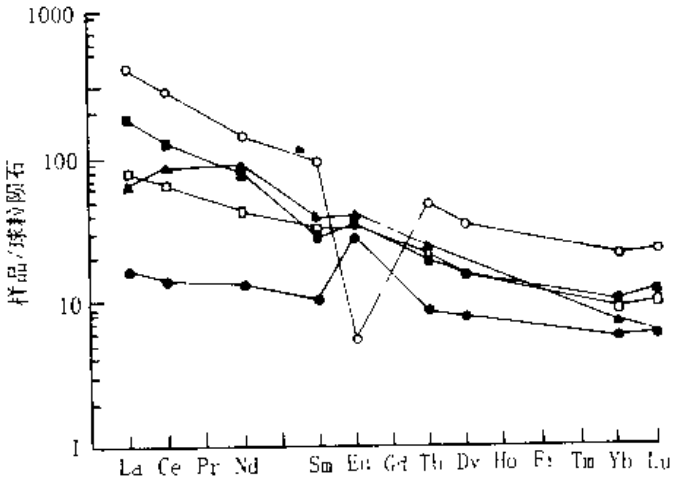

图 4-2-4　长白山地区新生代火山岩稀土元素球粒陨石标准化图解

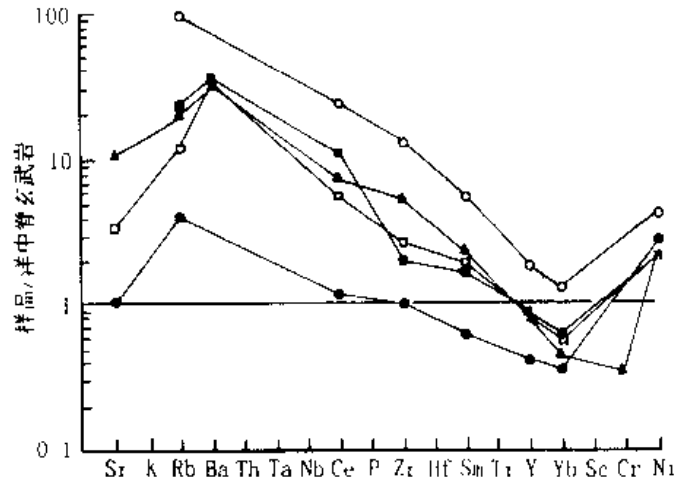

图 4-2-5　长白山地区新生代火山岩不相容元素 MORB 标准化图解

藏北新生代火山岩球粒陨石标准化的 REE 配分形式呈现出右倾负斜率、轻稀土富集型，多为较平滑的、近于平行的曲线形式，多数无负 Eu 异常（图 4-2-6a），不相容元素的 MORB 标准化图解（图 4-2-6b）呈富集型，按 Pearce 和梅厚钧（1990）的划分方案，藏北地区属于碰撞后玄武岩的不相容元素配分图式。藏南新生代火山岩 REE 配分形式为右倾的、LREE 富集型，HREE 多数为平坦型，大部分岩石具负 Eu 异常（图略），呈现出与俯冲作用有关的活动大陆边缘的火山岩特征。

2　Sr-Nd-Pb 同位素特征

本书收集了部分中国新生代火山岩的 Sr-Nd-Pb 同位素组成（表 4-2-2）。总体来说，中国东部新生代玄武岩的 Sr-Nd 同位素具明显的负相关趋势，呈南方亏损、北方富集的地幔特征。南方以雷琼－南海地区为最亏损的地幔端元，$^{143}Nd/^{144}Nd$ =

0.512736~0.513021，$^{87}Sr/^{86}Sr$=0.70295~0.703262；北方以五大连池超钾质玄武岩为最富

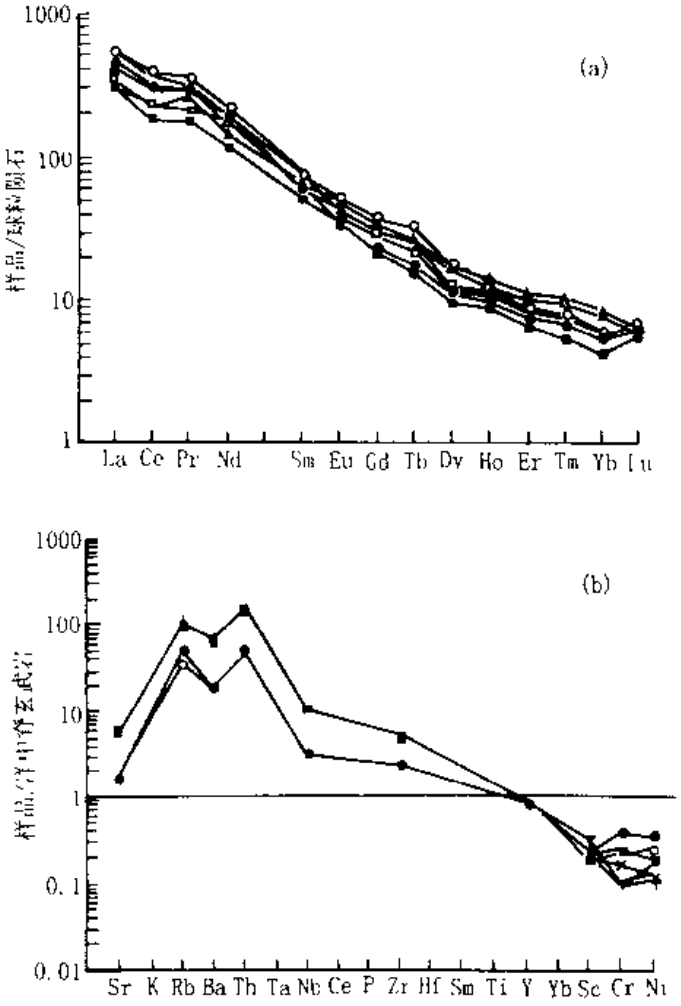

图 4-2-6　藏北新生代火山岩

稀土元素球粒陨石标准化图解（a）和不相容元素 MORB 标准化图解（b）

集的端元，其 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 和 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 分别变化于 0.51233~0.51243 和 0.7051~0.7055 之间。其它地区，如镜泊湖（$^{143}Nd/^{144}Nd$=0.512801，$^{87}Sr/^{86}Sr$=0.704086~0.704196）、汉诺坝（$^{143}Nd/^{144}Nd$=0.512892~0.512963，$^{87}Sr/^{86}Sr$=0.704076~0.704266）、山东临朐（$^{143}Nd/^{144}Nd$=0.512621~0.512971，$^{87}Sr/^{86}Sr$=0.703270~0.704810）和福建龙海（$^{143}Nd/^{144}Nd$=0.512950~0.513055，$^{87}Sr/^{86}Sr$=0.703792~0.703832）则位于东部两个地幔端元之间，不同区域的数据具有相互叠置的现象，形成了通过原始地幔点（PM）的线性排列趋势，东部镜泊湖地区的火山岩投影点位于 PM 附近。

东部地区自南向北的 Sr-Pb 同位素同样呈现反相关的排列趋势，两个地幔端元分别是五大连池和雷琼一南海地区。东北宽甸、河北汉诺坝、山东昌乐及浙江等地玄武岩的投影成分点位于上述两个端元之间，不同地区的玄武岩的成分大致呈连续的变化特征。

西部青藏高原及周边地区的火山岩的 Sr-Nd-Pb 同位素组成与东部地区明显不同，其 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 较高，介于 0.7088~0.7155 之间，$^{143}Nd/^{144}Nd$ 较低，在 0.511903~0.512308 之间，$^{206}Pb/^{207}Pb$ 变化于 18.539~18.721 之间，与意大利罗卡曼芬拉（Roccamonfina）钾质

火山岩及西澳大利亚钾镁煌斑岩的 Sr、Nd 同位素组成相似（Carter，1978；McClloch et al.，1983），表明它们属于富集地幔成因（解广轰等，1992）。

中国新生代玄武岩由东至西、由南至北所表现出的 Nd-Sr-Pb 同位素组成的差别，反映了不同区域壳幔演化的过程不同，而且也暗示了中国地幔原始组成的不均一性。

表 4-2-2　中国新生代火山岩 Sr-Nd-Pb 同位素组成

序号*	采样具体地点	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	ε Nd	资料来源
3	黑龙江科洛大椅山				0.705775			刘嘉麒(1985)
4	黑龙江克东二克山				0.705638			刘嘉麒(1985)
27	黑龙江镜泊湖新立村	17.879	15.423	37.693	0.704196	0.512801		刘北岭等(1989)
62	吉林和龙甑峰山				0.704464			刘嘉麒(1985)
63	吉林延吉平顶村				0.704825			刘嘉麒(1985)
83	下辽河盆地				0.704777	0.512676	0.7	陈文寄等(1992)
84	下辽河盆地				0.705131			陈文寄等(1992)
86	下辽河盆地				0.703146	0.512983	6.7	陈文寄等(1992)
87	下辽河盆地				0.704386	0.512654	0.3	陈文寄等(1992)
88	下辽河盆地					0.51287	4.5	陈文寄等(1992)
104	汉诺坝20号钻孔	17.175	15.322	37.112	0.704974	0.512678	1.13	解广轰等(1992)
105	汉诺坝安固里堡	17.481	15.409	37.572	0.704174	0.512963	6.69	解广轰等(1992)
106	河北汉诺坝掏药湾	17.849	15.439	37.77	0.704076	0.512943	6.3	解广轰等(1992)
107	河北汉诺坝接沙坝	17.643	15.378	37.48	0.704266	0.512892	5.31	解广轰等(1992)
135	山东临朐牛山	17.785	15.446	37.828	0.70369			陈道公等(1988)
136	山东临朐方山	17.601	15.416	37.837	0.70393	0.512825	5.05	陈道公等(1988)
137	山东临朐朐山	17.912	15.467	37.947	0.70376			陈道公等(1988)
138	山东临朐尧山	16.921	15.302	38.538	0.70481	0.512621	1.07	陈道公等(1988)
139	山东临朐二姑山	18.454	15.565	38.165	0.70327	0.512971	7.98	陈道公等(1988)
140	山东沂水太平顶	18.394	15.556	38.116	0.70328	0.512908		陈道公等(1988)
141	山东栖霞唐山硼	18.363	15.562	38.289	0.70398			陈道公等(1988)
142	山东栖霞大方山	18.292	15.539	38.284	0.70398	0.512835		陈道公等(1988)
143	山东蓬莱赤山	18.179	15.53	38.517	0.70387	0.512924		陈道公等(1988)
144	山东蓬莱五里桥	18.384	15.555	38.34	0.70428	0.512898		陈道公等(1988)
145	山东无棣大山	18.485	15.59	38.208	0.70335	0.512902		陈道公等(1988)
146	安徽当涂釜山	18.15	15.574	38.469	0.70465	0.512748		陈道公等(1988)
147	安徽嘉山明光银	17.147	15.37	37.624	0.70467			陈道公等(1988)
148	安徽嘉山大横山	16.594	15.317	37.352	0.70463	0.512395		陈道公等(1988)
149	安徽嘉山清明山	17.009	15.437	37.782	0.70437	0.512615		陈道公等(1988)
150	安徽嘉山女山				0.70354	0.512966		陈道公等(1988)
151	江苏东海安峰山	18.119	15.5	38.121	0.70354	0.512927		陈道公等(1988)
152	江苏江宁方山	18.352	15.547	38.369	0.70364	0.512838		陈道公等(1988)
153	江苏六合塔山	17.962	15.489	37.911	0.70338	0.512933		陈道公等(1988)
154	江苏六合方山	17.789	15.536	37.999	0.70388	0.51284		陈道公等(1988)
155	江苏六合瓜埠山				0.70404	0.512855		支霞臣(1990)
156	江苏六合黄毛山				0.70388	0.512888		支霞臣(1990)
157	江苏六合乌头山				0.70374	0.512891		支霞臣(1990)
159	江苏六合平山				0.70336	0.512993		支霞臣(1990)
162	江苏仪征捺山				0.70364	0.512917		支霞臣(1990)
163	江苏仪征射乌山				0.70374	0.512901		支霞臣(1990)
165	上海川沙县东北钻孔				0.707511	0.512243	-5.2	周新华等(1992)
166	上海县南马桥钻孔				0.7055	0.512627	1.54	周新华等(1992)
167	上海南汇县钻孔				0.703826	0.51286	5.01	周新华等(1992)
168	上海南汇县东南钻孔				0.703937	0.512866	5.13	周新华等(1992)
169	上海川沙县东北钻孔				0.704015			周新华等(1992)
175	福建龙海大马山	17.64	15.53	37.67	0.703792	0.51295		张剑波等(1992)

续表 4-2-2

序号*	采样具体地点	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	ε Nd	资料来源
176	福建龙海犬马山				0.703832	0.513055		张剑波等(1992)
197	广东幸福农场西	18.573	15.605	38.599	0.703708	0.512747		朱炳泉等(1989)
198	广东笔架山	18.357	15.522	38.451	0.703571	0.512736		朱炳泉等(1989)
199	广东徐闻海安港	18.529	15.523	38.503	0.703642	0.512886		朱炳泉等(1989)
200	广东徐闻勇士农场	18.48	15.469	38.289	0.703253	0.513021		朱炳泉等(1989)
201	广东海康乌石港岭	18.474	15.179	38.488	0.703581	0.512932		朱炳泉等(1989)
202	海南琼山县油库	18.619	15.596	39.051	0.70412	0.512797		朱炳泉等(1989)
203	海南琼山博昌				0.704352	0.512934		朱炳泉等(1989)
204	海南蓬莱绿园村	18.488	15.638	38.518	0.703722	0.512892		朱炳泉等(1989)
205	海南澄迈福山				0.703775	0.512972		朱炳泉等(1989)
209	南海盆地	18.6	15.632	38.848	0.703561	0.512916	5.4	涂勤等(1992)
211	南海盆地	18.667	15.535	38.677	0.704433	0.512922	5.5	涂勤等(1992)
213	南海盆地	18.875	15.593	38.931	0.704007	0.512805	3.3	涂勤等(1992)
215	云南大理洱海东	18.73	15.599	38.776	0.706759	0.51263	0	朱炳泉等(1992)
216	云南大理洱海东				0.706324	0.512596	-0.66	朱炳泉等(1992)
217	云南大理洱海东	18.711	15.605	38.732	0.706122	0.512598	-0.62	朱炳泉等(1992)
218	云南大理洱海东	18.672	15.597	38.65	0.706397	0.512362	-5.23	朱炳泉等(1992)
219	云南大理洱海东				0.706774	0.512302	-6.4	朱炳泉等(1992)
220	云南大理洱海东	18.464	15.476	38.279	0.707119	0.512305	-6.34	朱炳泉等(1992)
239	藏南麻江	18.526	15.676	38.979	0.70641	0.51247	-3.28	Turner等(1996)
240	藏南麻江	18.61	15.608	38.761	0.70493	0.5127	1.21	Turner等(1996)
252	可可西里荷花湖西熔岩台地				0.70916	0.51233	-5.8	Turner等(1993)
254	可可西里荷花湖西熔岩台地				0.70803	0.51229	-6.6	Turner等(1993)
256	可可西里鲸鱼湖				0.70837	0.51232	-5.9	Turner等(1993)
267	藏北羊湖独尖峰				0.707972	0.512323	-6.1	邓万明(1989)
274	藏北邦达错				0.705486	0.512675	0.8	邓万明(1993)
275	藏北黑石北湖				0.709842	0.512253	-5.7	邓万明(1993)
276	藏北黑石北湖				0.709327	0.512277	-7	邓万明(1993)
279	东昆仑木孜塔格	18.71	15.65	38.8	0.7155			McKenna等(1990)
280	东昆仑木孜塔格	18.71	15.63	38.74	0.7152			McKenna等(1990)
281	东昆仑木孜塔格	18.71	15.62	38.71	0.7158			McKenna等(1990)
283	东昆仑木孜塔格	19.69	15.69	38.86	0.7116			McKenna等(1990)
287	西昆仑阿什库勒黑龙山				0.709832	0.512272	-7.14	Turner等(1996)
288	西昆仑阿什库勒东山				0.70996	0.512291	-6.77	Turner等(1996)
289	西昆仑阿什库勒大黑山顶部				0.710051	0.512365	-5.33	Turner等(1996)
290	西昆仑阿什库勒迷宫山				0.710376	0.512259	-7.39	Turner等(1996)
291	西昆仑阿什库勒月牙山				0.71054	0.51222	-8.1	Turner等(1993)
292	西昆仑阿什库勒迷宫山火山口内子火山				0.709875	0.512264	-7.3	Turner等(1996)
293	西昆仑阿什库勒乌鲁克山				0.709911	0.512282	-6.94	Turner等(1996)
300	新疆于田康苏拉克	18.474	15.604	38.401	0.708721	0.512195		解广轰等(1992)
301	新疆于田康苏拉克	18.721	15.653	38.847	0.708992	0.512258		解广轰等(1992)
302	新疆于田康苏拉克	18.654	15.599	38.675	0.708661	0.512308		解广轰等(1992)
309	甘肃玉门红柳峡	18.214	15.62	38.454	0.706995	0.512263		解广轰等(1992)

* 此表中序号与表 4-1-1 和表 4-2-1 中数据对应。

第五章　火山活动的动力机制

新生代以来，中国东部和西部火山活动的动力机制明显不同，东部环太平洋带即大陆边缘以大陆裂谷作用为主；西部青藏高原及其周边地区则受控于板块俯冲及大陆碰撞作用。现将两种情况分述于后。

第一节　大陆裂谷作用与火山活动

1　裂谷与裂谷系的概念

自 Gregory（1896）研究东非地堑时提出“裂谷”一词以来，已有百余年的研究历史，现今仍是大地构造学中热烈讨论的问题之一。关于裂谷的概念（定义）没有统一的说法，不过人们普遍承认以下几点含义：①裂谷是地球表面巨大的带状拗陷带和地幔隆起带；② 受平行成对或单一的正断层控制，由拉张作用生成，断裂深度往往切过岩石圈；③是重要的火山、地震活动带；④具有普遍高的大地热流值和重力、磁力异常；⑤具有巨厚的陆相沉积。

根据这些含义，人们在中国东部建立了松辽地堑[1]（童崇光，1980；杨继良，1983），伊通－依兰裂谷（张宝政和刘玉海，1982；赵文峰，1984；程学儒，1984），抚顺－密山裂谷（董南庭和吴水波，1982；李东津和车仁顾，1982），下辽河裂谷[2][3]，渤海裂谷（李继亮，1980；陈昌明和黄家宽，1983），中国东部大陆裂谷系（刘嘉麒，1989）以及东南沿海裂谷带（邓晋福等，1993）等概念。与这些构造体系密切相关的新生代火山岩，以其鲜明的地质地球化学特征显示了大陆裂谷的属性，进一步证实对这些裂谷所做的论断是可以接受的，并且这些构造单元不是孤立存在的，而有着内在的联系。Mohr（1982）认为裂谷系是通过近于平行或呈雁行状、网状联合起来的一系列裂谷。在这个命题下，既包括组成裂谷系的各裂谷、地堑和地垒，也包括裂谷系的构造成因。从这个定义出发，我们认为我国东部这些构造单元是一个以松辽－下辽河－冀中裂谷为主体，联合郯庐－伊通裂谷、蓬莱－密山裂谷以及邻近的一些断陷盆地，组成一复杂的构造体系，即东亚大陆裂谷系。

2　东亚大陆裂谷系的构成

根据上述裂谷和裂谷系的含义，结合诸裂谷的地质特征，东亚大陆裂谷系在中国

---

[1] 龙新仁，1980，松辽盆地南部构造发育特征及成因类型。

[2] 陈义贤，1979，下辽河裂谷形成机理和石油地质问题的初步研究。

[3] 郑福灯，1988，下辽河裂谷及其深部过程，硕士学位论文。

境内主要由以下五条裂谷组成：①松辽－下辽河－冀中裂谷（晚白垩世—古近纪）；②郯庐－伊通裂谷（新近纪—第四纪）；③蓬莱－密山裂谷（新近纪—第四纪）；④大兴安岭－太行山裂谷（新近纪—第四纪）；⑤东南沿海裂谷（新近纪—第四纪）。

2.1 松辽－下辽河－冀中裂谷

包括松辽地堑、下辽河裂谷、渤海裂谷、冀中拗陷、黄骅拗陷、济阳拗陷，形成时代为晚白垩世—古近纪，至古近纪末结束裂谷活动。以往很少有人把松辽地堑、下辽河裂谷与渤海裂谷、冀中拗陷联系起来，作为一个裂谷整体来考虑，认为它们是各自独立的构造单元，其原因大体有三：一是认为它们生成时代不同，松辽地堑是晚侏罗世到早白垩世生成的，其余是晚白垩世到渐新世形成的；二是认为它们所处的基底不同，松辽地堑处在华力西褶皱系上，下辽河裂谷等则产于华北地台中；三是有四平隆起（地幔拗陷）与渤海相隔，不能连为一体。然而，笔者经研究后认为，它们是一个整体。其理由如下：

（1）这些裂谷、拗陷中均有大量火山岩产出，有的出露于地表，有的隐伏于地下，与沉积物互层，其类型主要是拉斑玄武岩，火山岩的地球化学特征和年龄测定表明，发生于这些构造单元中的火山活动步调基本一致，生成的时代大体相同。如前面所述，松辽地堑火山活动开始于晚白垩世（86.2Ma），但高峰期在始新世的双辽火山幕（50~40Ma），新近纪以后已停止火山活动，所以松辽地堑的形成时代应在晚白垩世到古近纪，过去认为它形成得早，是因为几乎无人知道处于地堑中央的双辽地区古近纪还有较强的火山活动。下辽河地区的玄武岩全在地下与砂页岩互层，年龄为晚白垩世至古近纪（陈文寄等，1992c），而与之相邻的渤海和华北平原钻孔中发现有玄武岩，K-Ar年龄为 71~45Ma（中国科学院地质研究所岩矿室，1977）。这样，在下辽河南北都有白垩纪末期的火山活动，由此看来，松辽－下辽河－冀中裂谷的火山活动时代都在新近纪以前，由火山活动反映出来的地堑、裂谷形成时代相差不大，即使松辽早于下辽河及渤海裂谷，它们的主要发育时期（古近纪）基本重合。何况就算是一个构造单元，不同部位也有先后之分。

（2）同处于地幔的隆起带和地面的拗陷带，具有相同的地壳厚度（图 5-1-1）和重力场。其莫霍面深度均小于 34km，而东西两侧则分别为 35~37km 和 35~41km；中央地带的重力值绝大部分地区为 0~10mGal，G 值一般小于 0.1mGal/km，两侧的重力值急剧下降，均低于-30mGal，G 值为 0.2~0.3mGal/km；可见松辽－下辽河－冀中裂谷中央的重力值均高于两侧，而深部重力值高是地幔隆起的显示（王谦身，1984）。

（3）具有相似的地温梯度。下辽河地区平均地温梯度为 4~4.54℃/100m，最大可达 6.7℃/100m（陈义贤，1979），盘山地区为 4.0℃/100m（王钧等，1983），其热流值为 1.77 HFU[1]（中国科学院地质研究所地热组，1979），或 1.5HFU（樊志成和张文仁，1984）；松辽地堑地热梯度总平均为 3.86℃/100m（吴乾蕃和谢毅真，1985）或 3.7℃/100m，东部和中部为 4.2℃/100m，热流值为 1.05~1.79HFU（杨继良，1983），总平均为 1.64HFU（吴乾蕃和谢毅真，1985）。两地均属于高热流值（1.5~2.0HFU）区，但又低于活动带

[1] HFU 为热流值单位，等于 $1\ \mu cal \cdot cm^{-2} \cdot s^{-1} = 41.86 mW \cdot m^{-2}$。

的热流值（>2.0HFU），表明两地已趋于稳定。

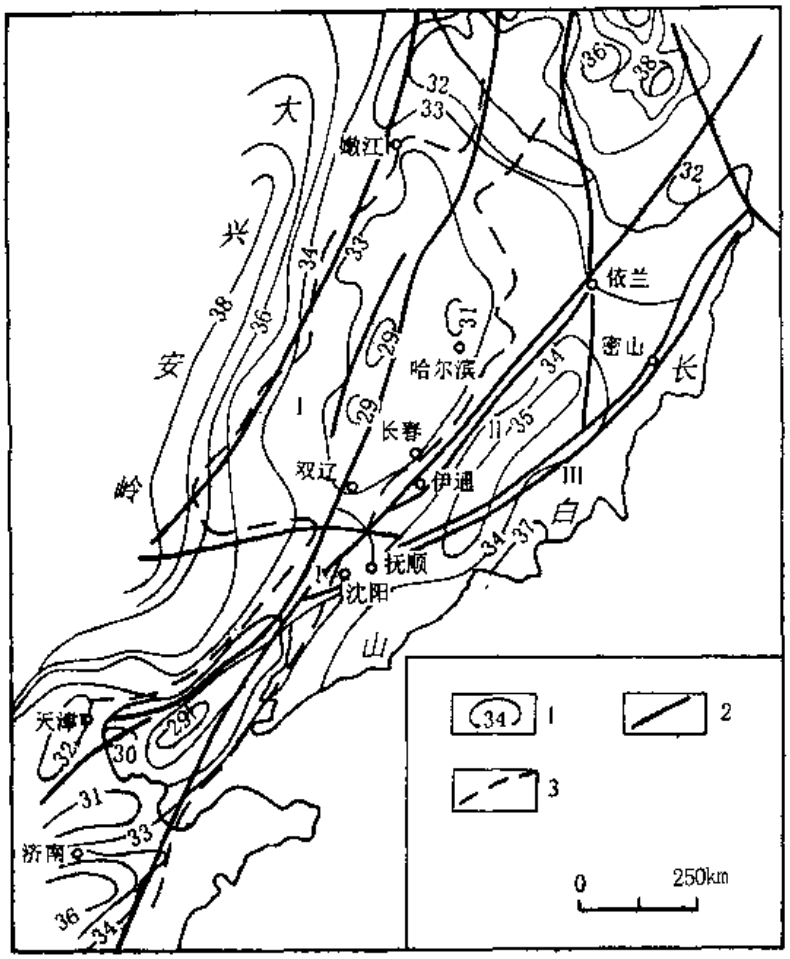

图 5-1-1　东亚大陆裂谷系与地壳厚度图

（据于谦身，1984）

1.莫霍面等深线（km） 2. 深大断裂 3 地堑边界

I. 松辽 - 下辽河 - 冀中裂谷 II. 伊通 - 依兰裂谷 III. 抚顺 - 密山裂谷

（4）沉积速率一致。下辽河在裂陷阶段为深水湖相沉积，深灰色泥岩最多，拗陷最深处（西部和东部）沉积厚度 6000~8000m，沉积速率为 0.2~0.3mm/a[1]；松辽地堑为河 - 湖相沉积，拗陷最深处（古龙、长岭）达 6000m，沉积速率为 0.25~0.4mm/a，平均 0.292mm/a，与一般大陆裂谷沉积速率 0.3mm/a（杨继良，1983）一致。

（5）都发生过强烈地震。仅据历史记载，松辽地堑北部的绥化、南部的通辽都发生过两次六级地震，而下辽河地区的沈阳、营口、海城、金县都发生过五级以上地震，尤其是贯穿两区的金县 - 营口 - 沈阳 - 长春 - 宾县 - 绥化一线，地震活动较强，自 1594 年以来共发生五级和五级以上地震 12 次[2]，华北的邢台、唐山等地地震更为强烈。

[1] 陈义贤，1979，下辽河裂谷形成机理和石油地质问题的初步研究。

[2] 辽宁省第一地震大队，1978，东北地区深部地球物理场与深部构造。

以上情况既显示了冀中、渤海、下辽河和松辽地区所具有的裂谷特征，也表现出它们的共同性，因此可以作为统一的裂谷来考虑。实际上，松辽地堑、下辽河裂谷不仅通过渤海裂谷（陈昌明和黄家宽，1983）向南伸入华北，与冀中拗陷、华北裂谷系（刘国栋，1985）相连；而且向北伸入俄罗斯的结雅河流域，构成一个规模巨大的东亚裂谷系。世界上许多裂谷常具有首尾相接或微弱相连构成世界范围裂谷带的特征，所以不能因为在松辽地堑和下辽河－冀中拗陷之间存在个小小的四平隆起就可以把二者分割开来，美国盆地－山脉省的腹部大盆地中的 Sierra Nevada 隆起比四平大得多，何况在裂谷系的含义中已经把地垒包括进去。其实四平隆起并没有隔绝松辽与下辽河－冀中拗陷之间的联系，研究表明，东北伊通－依兰裂谷的南段，如伊通盆地，在白垩纪中晚期接受了与松辽地堑相同的沉积，具有相同的沉积建造和古生物群（莽东鸿，1982；程学儒，1984），说明当初伊通－依兰裂谷和松辽地堑曾是相通的；而下辽河又在石岭地区和伊通的沉积相通（赵文峰，1984），自然也就和松辽相通了；再者，舒兰盆地古近纪地层中所夹的多层玄武岩，其韵律和下辽河沙河街组中的玄武岩夹层也很相似，这些都表明，尽管松辽和下辽河－冀中两地区的基底不同，但在裂谷形成之前，那古老的构造格局已被打破，共同进入一个新的地质发展时期，裂谷和地堑是在新的构造格局基础上形成的，基底的性质对它们影响不大。

既然冀中拗陷、下辽河裂谷与松辽地堑合为一体，郯庐－伊通裂谷、蓬莱－密山裂谷、大兴安岭－太行山裂谷又与松辽－下辽河－冀中裂谷平行产出，同受 NE 向的构造体系控制，火山活动的特点已经揭示了它们的内在联系，因此把它们作为一个裂谷系来考虑是没有问题的。在裂谷系的东西两侧，平行分布着两条火山带——长白山火山带（东侧）和大兴安岭－太行山火山带（西侧），它们与裂谷系密切相关，伴随着中央裂谷或地堑的生成，两侧发生隆起，并在隆起的基础上引起断裂和火山活动，这种情况在东非和美国西部均表现得很明显（Gilluly，1963，1965；Briden and Gass，1974）。所以，新生代的中国东部地区，是以大陆裂谷系为背景，由一组大致平行断裂控制的山脉和盆地相间，隆起和拗陷对应所组成的复杂构造体系。

在苏北盆地、溧阳盆地、嘉山地区以及沔阳拗陷、江陵拗陷中均出现古近纪玄武岩，大致呈 NE 向展布。同样，在东南沿海，晚白垩世—古近纪也形成了一系列 NNE—NEE 向断陷盆地，如东海盆地、台西南盆地、珠江口盆地、北部湾盆地；陆地上还有广东三水盆地、茂名盆地、河源盆地等。在一些盆地沉积物中已发现有古近纪的火山岩，它们是否属于中国东部古近纪裂谷系，有待于进一步研究。

2.2 松辽－下辽河－冀中两侧的裂谷

在松辽－下辽河－冀中裂谷的东西两侧近平行地分布着郯庐－伊通裂谷、蓬莱－密山裂谷、大兴安岭－太行山裂谷（邓晋福等，1993）和东南沿海裂谷（图 5-1-2），它们形成于新近纪—第四纪，火山活动的高峰期为中新世。

位于东亚大陆裂谷系东侧的郯庐－伊通裂谷，包括郯庐断裂及东北伊通－依兰裂谷，新近纪以来的火山活动非常强烈，尤其在中新世（14~13Ma），火山活动沿整个裂谷由南至北几乎同时爆发，形成巨大的火山活动带（图 5-1-2）。火山岩以碱性玄武岩系列为主，岩石中普遍含有超镁铁质岩包体。

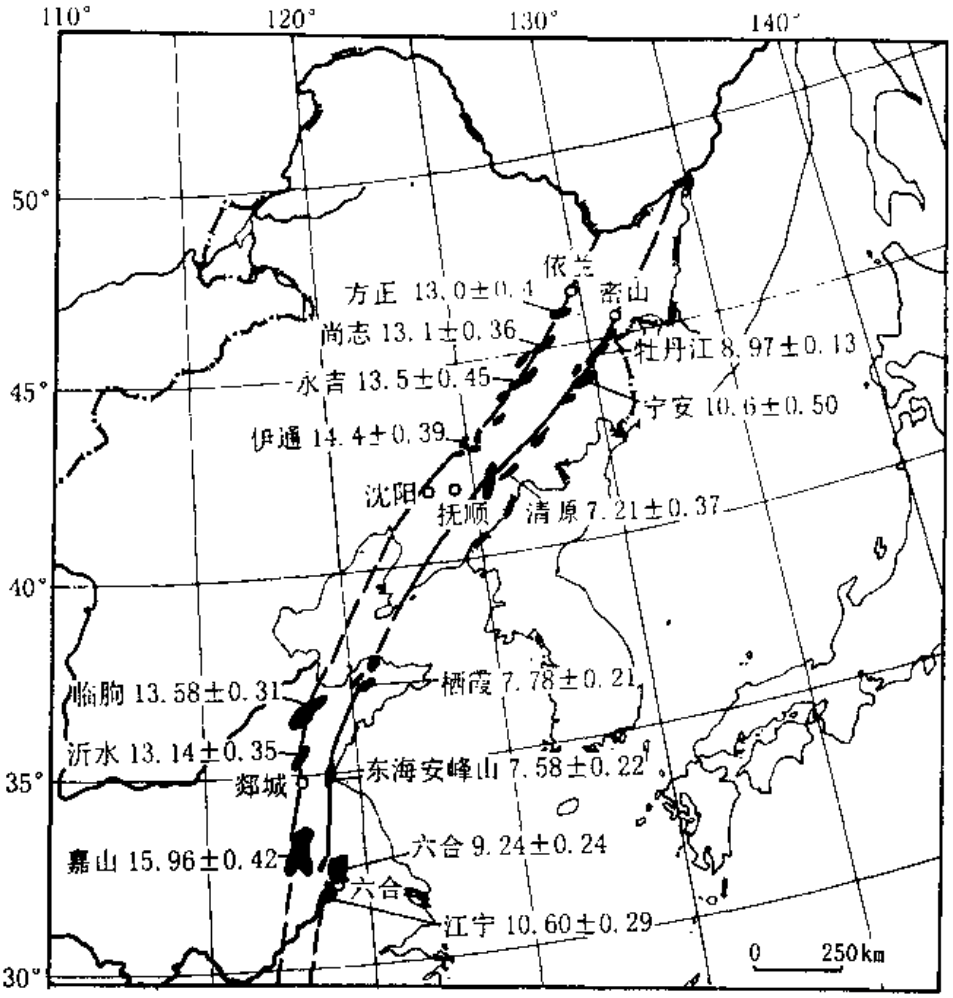

图 5-1-2 郯庐－伊通和蓬莱－密山裂谷主要火山岩和年龄(Ma)

蓬莱－密山裂谷位于郯庐－伊通裂谷的东侧，沿密山－抚顺－蓬莱－六合一线呈 NNE 向展布。中新世晚期（11~7Ma）的火山活动十分强烈（图 5-1-2），火山岩沿裂谷呈 SN 向分布，岩性为碱性玄武岩。

大兴安岭－太行山裂谷位于东亚裂谷系的西侧，包括大兴安岭、太行山和大同盆地等。岩性为拉斑玄武岩和碱性玄武岩。

东南沿海裂谷位于中国东南沿海地区，包括雷琼、台湾海峡以及浙闽地区新近纪一第四纪的玄武岩。主要由碱性玄武岩和拉斑玄武岩组成。

3 东亚大陆裂谷型火山岩

Condie（1982）总结了大陆裂谷岩浆作用的特征，主要包括三个方面：①岩石化学组成呈分带性；② 出现拉斑玄武岩系列和碱性玄武岩系列，并以双峰式火山组合为特征；③富 LREE 和 LILE，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 范围较大。中国东部新生代玄武岩具类似的特征，它们属于大陆裂谷型玄武岩。

3.1 火山活动分带性

从宏观上讲，整个东亚大陆裂谷系，火山活动呈现明显的分带性，从裂谷中央向

两侧呈递迭式发展，越向裂谷边缘越年轻（图 3-2-1 和图 5-1-2）。裂谷系中部松辽－下辽河－冀中裂谷的火山活动较老，以古近纪为主，主要由拉斑玄武岩组成。位于两侧的郯庐－伊通裂谷和大兴安岭－太行山裂谷（东亚带）中的火山岩，时代较新，以中中新世（16~13Ma）为主，同时出现拉斑玄武岩系列和碱性玄武岩系列的岩石。再向东西两侧扩展至蓬莱－密山裂谷和大兴安岭－太行山裂谷（西亚带），火山岩的年龄更轻，以中新世晚期（11~7Ma）为主（图 5-1-2），岩性以碱性玄武岩为主。上述这种火山活动的分带性是东亚大陆裂谷系火山作用的一个重要特征。

3.2 双峰式火山岩组合

中国东部新生代火山岩出现双峰式组合，但与世界某些大陆裂谷相比有差别。双峰式火山岩的两个端元的比例差异很大，典型的酸性端元为碱流岩，仅出现在东北长白山天池，数量很少；而镁铁质端元（玄武岩）出露范围很广，在数量上占绝对优势。

3.3 裂谷型火山岩的地球化学证据

中国东部新生代玄武岩富 LREE 和 LILE，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 值变化范围较大，介于 0.703146~0.707511 之间（见第四章），反映了具大陆裂谷型火山岩的地球化学特征。

4 东亚大陆裂谷系的演化

东亚大陆裂谷系的形成和发展是由中央的松辽－下辽河－冀中裂谷向两侧，特别是东侧逐渐展开的。松辽－下辽河－冀中裂谷在晚侏罗世到早白垩世发生拗陷并接受大量河－湖相沉积，晚白垩世到古新世发生了大屯火山幕，在裂谷中央和东侧有富铝的玄武岩和拉斑玄武岩喷出，表明裂谷开始裂开，这一地质事件可能与 85~80Ma 前发生的太平洋－库拉脊的扩张（Woods and Davies，1982）有关，随后发生的双辽和下辽河两个火山幕（49~27Ma）把火山活动推向高潮。在双辽一带有较大规模的碱性玄武岩喷出，在下辽河－冀中拗陷带有多层玄武岩和沉积物互层产出，表明裂谷活动加剧，裂开加深，与之相应的是裂谷中央存在嫩江－双辽（保康）深大断裂（朱英，1983；姜牧和马开义，1984），进入新近纪，松辽－下辽河－冀中裂谷内部的火山活动已经平息，裂谷走向收缩和封闭。至于北端五大连池一带第四纪中晚期发生的钾质岩浆喷发活动可能是裂谷倾没端出现的新热点。

郯庐－伊通裂谷虽然在晚白垩世已开始活动，但那时还和松辽－下辽河－冀中裂谷连为一体，独立成谷应在中新世早期，火山活动的高峰期在 14~13Ma，此时整个郯庐－伊通裂谷从南到北均有含超镁铁质岩包体的碱性玄武岩浆喷发，表明当时该裂谷活动深而强烈；接着一个火山幕发生在 11~7Ma，形成的玄武岩一般不含深源包体，进入第四纪，整个裂谷的火山活动几乎完全停止，裂谷也随之封闭。

对于蓬莱－密山裂谷，当松辽－下辽河－冀中裂谷裂开时它还处于静止状态，到了松辽－下辽河－冀中裂谷火山活动达到高潮时，即 45Ma 前后，它开始活动，在南段抚顺老虎台和北段牡丹江黄花分别有小规模弱碱性和拉斑玄武岩溢出，黄花下层拉斑玄武岩的年龄用 K-Ar、^{40}Ar-^{39}Ar 法多次测量，均为 45Ma（刘嘉麒，1987）。这个时间和后边将讨论的日本海张开时间吻合（Sillitoe，1977）。这条裂谷活动的高峰也在中新世，

有两个火山幕，即奶头山幕（16~13Ma）和老爷岭幕（11~7Ma），与郯庐－伊通裂谷活动高潮的两个火山幕相对应，不过这里含深源包体的碱性玄武岩浆喷发的奶头山幕仅在汪清、鹿道及六合等地局部发生，其规模远小于尾随的老爷岭幕，说明本裂谷的火山活动高峰较郯庐－伊通裂谷又有推迟，直到第四纪仍有较强烈的火山喷发，裂谷仍在活动之中。

蓬莱－密山裂谷东侧的长白山地带，火山活动开始于渐新世末期（28.40Ma），中新世规模不大，高峰期已转到上新世，最大的火山幕是军舰山幕（4.2~2.0Ma），玄武岩流波及中朝两国境内，形成面积约 15000km^2 的玄武岩台地——盖马高原。第四纪时期火山活动仍很强烈，有大量碱性粗面岩浆喷出，形成东部地区最大的火山——白头山，最近的火山喷发发生在公元 1903 年。

显而易见，从松辽－下辽河－冀中裂谷向太平洋方向，火山幕呈递迭式发展，由西向东各裂谷中火山活动开始的时间一个比一个早，结束时间则依次变晚。尽管有的火山幕在各裂谷中几乎都有发生，但往往前一裂谷火山活动处于高峰期时，东侧相邻裂谷火山活动还刚刚开始，两个裂谷相距得近，火山幕也比较接近。火山活动这种递迭式发展，代表着大陆裂谷系的演化趋势，火山活动的高潮时期代表裂谷活动最强烈时期。从松辽－下辽河－冀中裂谷、郯庐－伊通裂谷到蓬莱－密山裂谷，裂开时间一个比一个早，收缩封闭则越来越晚。沿长白山的大量第四纪火山岩和一些断陷盆地的发育有可能是形成新裂谷的序幕，从这一角度讲，白头山是具有潜在喷发危险的火山。

在松辽－下辽河－冀中裂谷西侧也有类似情况，火山活动也从裂谷中央向外推移，继松辽－下辽河－冀中裂谷内发生大屯、双辽和下辽河火山幕之后，在西部边缘以及一些断陷盆地中，如赤峰、建平、围场和五义沟等地，有较多的新近纪玄武岩产出，分别属于甑峰山、奶头山和老爷岭火山幕，而从达来诺尔到哈拉哈和诺敏河一线，沿大兴安岭广泛分布的第四纪火山，其活动频率与东侧长白山区火山幕遥相呼应，步调一致，相对松辽－下辽河－冀中裂谷具对称性。

5 东亚大裂谷系及其火山活动的成因机制

大陆裂谷分为主动裂谷与被动裂谷（Baker and Morgan，1981；Condie，1982）。东非裂谷被看作典型的主动裂谷，岩石圈的拉张归因于软流圈底辟作用；贝加尔裂谷被看作典型的被动裂谷，岩石圈的拉张来自印度与欧亚板块的碰撞作用。那么，东亚大陆裂谷系又是如何形成的？目前比较流行的观点是裂谷起因于地幔上拱。然而是地幔上拱引起地壳（岩石圈）裂开和拗陷，还是由于地壳裂开导致地幔上拱和岩浆上升？这里有个因果关系问题。就中国东部而论，必须考虑岛弧－弧后盆地－大陆边缘这样一个特殊的地质环境。岩石地球化学特征表明这里的地幔富集了大量的 K、U、Th、Rb，它们都是天然的放射性元素，放射能的积累是促使部分熔融和地幔上拱的内因所在，而内能的释放又要有一定的外界条件，这种条件就是地壳被拉张产生断陷和断裂，以便为地幔积蓄的能量释放和岩浆上升提供空间和通道。由此说来，地幔上拱和火山喷发是由断裂引起的。本区火山活动规律反映了裂谷系的演化趋势，火山活动与其说与裂谷有关，还不如说与控制裂谷发育的断裂有关。断裂的产生必须有一个巨大的地质营力作用，这营力来自何方？还得回到当时当地的地质背景来考虑。下述情况暗示在新生代中国东部受到

板块俯冲的作用：①中生代以来区内构造线和火山带的方向与大陆边界表现出很好的一致性，且火山活动向着大陆边缘呈递迭式发展，其频率与邻区和整个环太平洋具有协调性（刘嘉麒，1988，1995），表明作用力来自与大陆边缘垂直的方向，即太平洋板块向大陆的俯冲方向；②地球物理资料证明，从日本的津轻海峡经日本海到东北的珲春地区，地震源深度逐渐增加，大部分分布在一个约 26° 倾斜的震源面上，这个震源面被肯定是贝尼奥夫带，因而认为西太平洋板块以高速度、小角度、大跨度下插，直达中国东部地区，在珲春地区形成一条大致 SN 走向的深震带，其深度都在 500km 以上（张立敏和唐晓旺，1983）；③与东北相邻的阿留申岛弧火山岩中出现 ^{10}Be 异常，这种核素一般仅存在于深海沉积物的表层，没有板块运动把它带入俯冲带，岛弧火山岩就不会出现这种异常。毫无疑问，从中生代到现代，中国东部都不同程度地受到太平洋板块俯冲作用的影响，这种作用对本区构造格局的改变起着重要影响。不过俯冲不会是均匀一致地平推过来，在不同的部位上遭受俯冲的时间和力量会有不同。李春昱等（1982）指出，新生代以来东亚大陆边缘发生的最主要地质事件是一系列海沟、岛弧和边缘海的形成。关于日本海和岛弧的成因有几种说法（Tatsumi et al.，1990；Shimazu et al.，1990；Karp and Lelikev，1991），现在越来越多的理由支持分裂成因说，即在弧后扩张作用下，它们由大陆边缘解体拉开而成（Karig，1971；Tatsumi et al.，1990），作者也同意这种观点。不过关于日本海形成的时间各家意见不一，Condie（1982）认为日本海是在 100Ma 前开始张开的；Hilde 等（1977）、Avraham（1978）、郭令智等（1983）认为是在晚白垩世到古近纪张开的，也有认为在中新世 Mizuho 造山期（Hasebe et al.，1970；Matsuda and Uyeda，1971）或新近纪（上田诚也和杉村　新，1969；王鸿祯等，1983）张开的；近年来，提出了日本海两阶段张开的模型（Tatsumi et al.，1990；Shimazu et al.，1990），即古近纪的平行张开和新近纪的扇形张开。

作者认为日本海的张开必定要与某个产生强烈引张力的地质事件相联系，这个引张力的作用方向应与大陆边缘垂直或近于垂直。因此，日本海张开必然与太平洋板块运动方向从大致平行大陆边缘的方向转变为近于垂直的方向的事件有关，其时间应在 45Ma 前后，与古近纪火山活动高峰期的双辽火山幕相对应（图 5-1-3a）。Sillitoe（1977）根据韩国和西南日本钼矿带对比关系推测，日本海开始张开时间可能不会早于 46Ma。同时，日本岛弧既然是从大陆分离出去的，那么在没有分离之前它就是大陆的一部分（Uyeda and Miyashiro，1974；Karp and Lelikev，1991），也就不存在海沟－岛弧体系（翁世劼和黄海，1983），当时的大陆边缘应在目前大陆边缘以东约 220km 远的地方，如果把大陆板块的相对俯冲考虑进去，可能还要近一些。这样，当时的大洋板块将直接俯冲到大陆边缘之下，使地壳（岩石圈）产生引张力，导致大陆边缘解体，俯冲进一步发展，解体进一步加剧，分离着的陆块离大陆的距离加大，俯冲带位置相应地朝大洋方向退却（Karig，1971；王鸿祯等，1983；郭令智等，1983），其退却的平均速度约为 4.5cm/a，在大陆边缘分离和大洋板块退却的这个过程中，日本海和日本岛弧逐渐形成。日本海扩张最强烈时期在 23Ma 前后（图 5-1-3b）。根据热流值大的侧向均匀性推算，日本海的年龄也应大于 20Ma（Watanabe et al.，1977），此时海底有大量玄武岩溢出，其厚度达 6~12 km，超过太平洋底玄武岩层厚度（4.64~5.08km）。弧后盆地的强烈扩张，必然会对大陆造成挤压，使原先由洋壳俯冲导致大陆上的火山活动减弱而趋于停止，因此，日

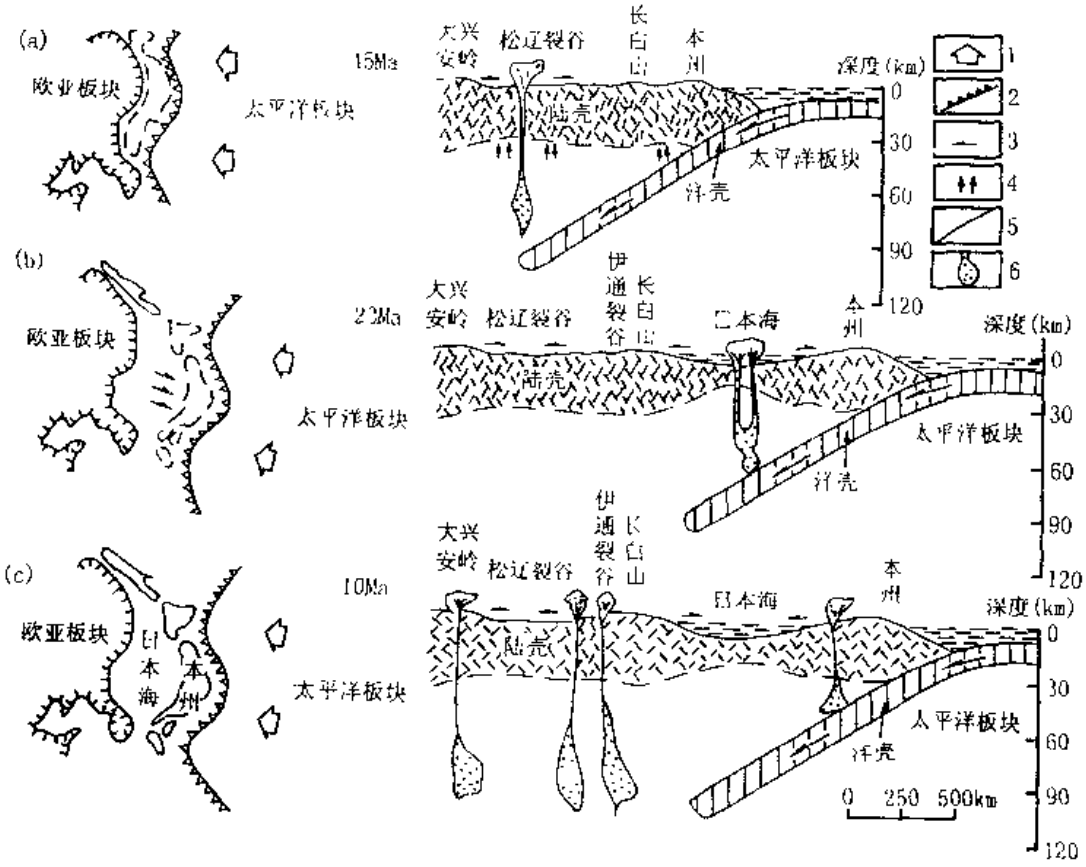

图 5-1-3　东亚大陆裂谷系发展过程与太平洋板块的俯冲以及日本海形成和扩张的关系

1.俯冲方向　2.俯冲带　3.应力方向　4.热流　5.莫霍面　6.岩浆源

本海的形成和扩张与松辽－下辽河－冀中裂谷盆地的收缩和封闭是密切联系的，一些地区岩石圈扩张和海盆的新生，造成另一些地区较老盆地的收缩和封闭，这种情况是常发生的。中国东部地区新生代火山活动主要发生在中新世（21Ma）以后，分布在松辽－下辽河－冀中裂谷两侧的隆起区，这样的时空分布特点反映了火山岩活动与松辽－下辽河－冀中裂谷的封闭有关，因为伴随松辽－下辽河－冀中裂谷的收缩封闭，使两侧出现引张的应力场，从而给火山活动创造条件。类似情况也发生在日本海，如前所述，它在中新世初期发生强烈扩张并有大量玄武岩浆喷溢出来之后，形成成熟的弧后盆地，继而走向收缩，致使海盆内部的火山活动停息，海盆两侧的火山活动高涨。中新世是日本海两侧火山活动最强烈时期，在中国东部发生了黑峰山、奶头山火山幕，在日本有著名的“绿色凝灰岩运动”（久野久，1971）。这些“绿色凝灰岩”广泛发育，并不整合于日本海不同基底之上（王鸿祯等，1983），说明这“绿色凝灰岩运动”发生在日本海扩张之后（图 5-1-3c）。这个时期日本海两侧的火山活动有不同的岩浆性质，中国方面为基性，日本方面为中酸性；以后的火山幕，在日本，尤其是西南日本的日本海沿岸与中国东部大陆边缘很相似，西南日本的碱性玄武岩几乎都是 10Ma 以来形成的。例如九州的 Kita－Matsuura 和本州的 Chugoku 等地在 10~6Ma 间规模较大的火山喷发（Ozima et al.，1968；Kaneaka et al.，1977）以及 Higashi－Matsuura 地区在 3.58~3.00Ma 年间的火山喷发（Nakamura，1985），与中国东北的老爷岭幕（11~7Ma）、军舰山幕（5.0~2.1Ma）

一一对应。日本第四纪的火山活动主要发生在 0.27Ma、0.08Ma 和 0.035Ma，成分以粗面岩、流纹岩、黑曜岩和玄武岩为主，往往出现大型破火山口（Kaneaka and Ozima，1970；Erlich and Melekestsev，1971），这些火山喷发的时间、频率、岩浆性质等都与长白山的白头山幕（见第三章）相似（Simkin et al.，1981；刘嘉麒，1987，1988，1989，1995）。

可见，日本海自 10Ma 前收缩稳定后，两侧（岸）火山活动频率几乎相同，岩浆性质和玄武岩化学成分也大体一致[1]（刘嘉麒，1995）。日本海宽 900km，两侧火山活动如此相似，单纯用板块俯冲作用来解释是比较困难的，因为对于岛弧来说，无论在大陆解体之前还是离散之后，始终处于大洋板块俯冲的前沿，必然遭到板块俯冲的强烈作用，而导致强烈的火山活动，形成活动的火山弧；对于大陆本土来说，岛弧体系形成之前，可以直接受到大洋板块的作用，引起地幔上隆和火山活动也比较自然，唯独岛弧体系形成之后，即新近纪以后，大洋板块俯冲带已远离大陆，岛弧又对大陆起“屏蔽作用”（刘嘉麒，1983），照理大陆上的火山活动应该减弱，可是实际上非但没有减弱反而增强了。如前所述，东部地区两个重要火山活动时期——中新世和第四纪，都发生在岛弧形成之后，此时松辽－下辽河－冀中裂谷东侧的长白山火山区虽然还能受到大洋板块俯冲的影响，但距俯冲带过远（>1000km），板块俯冲到本区的深度加大了，力量却要大大减弱，不能成为引起火山活动的主导因素；至于松辽－下辽河－冀中裂谷西侧的大兴安岭－太行山火山区，离俯冲带更远，谈不上板块俯冲对它有什么影响。那么，是什么力量使火山活动如此强烈的呢？显然是以松辽－下辽河－冀中为中心的裂谷扩张作用和以日本海盆为中心的弧后扩张作用——另一种形式的裂谷扩张作用控制着本区的火山活动和地质的发展。所以，尽管中国东部新生代火山活动与板块俯冲有关，但是火山活动和火山岩的性质却是大陆裂谷型的。因为板块俯冲虽然为裂谷的形成和火山活动提供了力量源泉，但这毕竟是外在因素，而对原始岩浆性质以及岩石组合特征起决定性作用的，归根结底是它的源区（地幔或地壳）性质。岩浆的最基本特征是由它的源区性质和它在源区的形成过程决定的，不管之后的演化过程如何，还是可以追踪到这些最基本特性的。

那么，本区的岩浆源区是怎样一个状态呢？根据玄武岩中超镁铁质岩包体中辉石组分计算得到的包体与岩浆平衡时的温度、压力和由此推算的岩浆源深度[1]（莫宣学，1988）表明，不论是古近纪喷出的岩浆，还是中新世和第四纪喷出的岩浆，其源区所处的深度（一般为 50~90km，最深 113km）均超出所在地区的莫霍面深度，处于上地幔之中。有些不含包体的玄武岩难以估算其岩浆起源的深度，但根据它们的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值小于 0.706，$\delta^{18}O$ =5.33 ‰~6.14‰（刘嘉麒，1983）及 5.50‰~6.89‰（胡世玲等，1983）等资料判断，也应来源于上地幔。因此在东北地区新生代火山岩岩浆的性质就要取决于那时上地幔的性质。研究表明，本区新生代上地幔的特点是化学和同位素成分的不均匀性[1]，富集轻稀土和不相容元素（见第四章）；当时地幔的地温几乎全在大洋中脊地温以上（莫宣学，1988）。这种高的地温分布特征为本区新生代玄武岩浆形成与喷发提供

[1] 刘嘉麒，1985，论中国东北新生代火山活动与大陆裂谷系——火山岩地质年代学与地球化学方面证据，中国科学院地质研究所博士学位论文。

了先决条件，也可能是新生代东部构造活化的深部原因之一。同时，高的地温给部分熔融提供了条件，而部分熔融程度是深度的函数，与覆盖在源区上面的岩石圈厚度成负相关（Kay and Gast，1973），中国东部新生代玄武岩浆产生时，地幔源区的部分熔融程度较低，平均为 8%左右（莫宣学，1988），玄武岩的碱性程度也与来源的深度有关，来源愈深岩浆碱性愈强，轻稀土愈富集（Yoder，1976）。因此源区的熔融程度低，形成的岩浆普遍碱性程度高。

由此看来，板块俯冲作用促使大陆边缘裂谷的产生，而裂谷（尤其是弧后盆地）的产生和发展又对板块原先的俯冲作用产生新的制约条件，二者相互制约又相互矛盾。从某种意义上讲，大陆边缘裂谷是由大洋板块俯冲在地幔楔中引起的地幔上涌所形成的。这种裂谷作用对岩浆来源于地幔的深度起控制作用。东亚裂谷系中火山活动及其原始岩浆的性质可以反映板块俯冲、裂谷作用和火山活动三者密切相关，对东亚地区新生代的地质发展起着重要作用。

6 东亚大陆裂谷系与世界著名大陆裂谷系的比较

世界上著名的大陆裂谷有东非、贝加尔、莱茵和美国西部盆地。它们固然都具有裂谷系的基本特征，却也各具特色（表 5-1-1），有的位于大陆边缘，如盆地－山脉省，有的深居大陆内部，如贝加尔。按照 Hobbs 等（1976）的结构分类，一类是以一对平行正断层控制的单一地堑或裂谷，如莱茵地堑；另一类是由大致平行的正断层组成的一系列地堑、地垒和单斜组成的断块构造（block-faulting），如美国的盆地－山脉省，东亚大陆裂谷系都属于这种类型。在形成时代上虽多集中在古近纪－新近纪，有一定的同时性，却也存在着新老差别，它们当中以莱茵地堑最老，主要形成时代为始新世（50~40Ma），晚中新世（8Ma）以后便停止了活动，属于老年期裂谷。东非裂谷系则最年轻，现正处于中年期，反映在裂谷内除埃塞俄比亚局部地区有古近纪火山活动以外，绝大部分火山岩的年龄小于 25Ma（Briden and Gass，1974；Brotzu et al.，1984），直到现代仍有火山喷发；构成东非裂谷东西两支拗陷带是两条湖泊带，西支由阿伯特、爱德华、基伍、坦噶尼喀、鲁夸和尼亚萨六大湖连接而成，东支也有一连串的大小湖泊，如阿贝、兹怀、鲁道夫和埃亚西等。它们在地貌上拗陷很深，现正处于湖泊期，目前的沉积厚度在几个著名大陆裂谷中是最薄的，但将在拗陷的过程中继续接受沉积，那里的大地热流值（4.4HFU）明显地高于其它裂谷系，也暗示它正当盛期。其它已经老化的裂谷虽然地表缺少湖泊，但从岩相古地理资料分析都有巨厚的湖相沉积，都经过湖泊期，东亚大陆裂谷系也不例外，也经历过湖泊期，由西向东逐渐老化。

就火山活动而言，各裂谷系虽然普遍发育，但有强有弱，据此，Barberi 等（1982）将大陆裂谷系划分为强火山作用型裂谷和弱火山作用型裂谷两种，也有人称为“湿裂谷”和“干裂谷”（Mohr，1982）。东非裂谷是强火山作用型，仅东支火山喷发物总量就达 $5\times10^5km^3$，绝大部分分布在埃塞俄比亚（$3.45\times10^5km^3$）和肯尼亚（$1.44\times10^5 km^3$），属于湿裂谷；西支火山作用却较弱，为“干裂谷”；岩石组合为碱性玄武岩－粗面岩（响岩）双峰型，有大量碱性岩产出，东支为钠质碱性岩系，西支为钾质碱性岩系；较特殊的是肯尼亚南部在喷出大量响岩之后又喷出粗面岩，碱性有随时间减弱趋势。火山岩相对于裂谷的展布是中间新，两侧老。

表 5-1-1　东亚大陆裂谷系与世界著名大陆裂谷系的比较

裂谷系名称		东亚	美国盆地－山脉省	东非	贝加尔	莱茵
构　成		以松辽－下辽河－冀中裂谷为主体，联合伊通－郯庐裂谷、蓬莱－密山裂谷构成裂谷系，平行分布近 NE 向延伸：东有长白山系，西为内蒙古高原（大兴安岭－太行山脉），北有小兴安岭	以大盆地为核心，由一组 EW 向扩展，向北倾斜的地堑、地垒组成。西有喀斯喀底山脉，东为科罗拉多高原，北是哥伦比亚高原，向南伸入墨西哥[1]	分东西两支，成两条湖泊带，东支跨“三亚”（坎、肯、坦），小湖成串；西支过乌、卢、布、扎、马连接六大湖。由阶梯状地堑、半地堑组成，雁行状、分裂状分布	沿贝加尔湖走向，北端向 NE 延伸，南端向 NW 翘起，呈曲柄状，由一串复杂的盆地构成，不存在统一的轴部地堑，具线状、雁行状构造	从瑞士巴塞尔经德、法边境，沿莱茵河谷呈 SN 向延伸，至法兰克福向西北、东北分支，由地垒构造转为半地堑
规模（km^2）		1300×600	3500×1000	7000×200	2500×200	600×100
基　底		古黑华力西褶皱带（北），中朝地台（南）	中生代科迪勒拉褶皱带	非洲地台，元古宙褶皱带	西伯利亚地台	古生代、中生代地槽褶皱带
沉积特征		上部粗碎屑岩（N－Q），下部湖相细碎屑岩（K－P）	上部粗碎屑岩（N－Q），下部细碎屑岩（P）	上部磨拉石建造（Q），下部河－湖相沉积（N_1－Q_1）	上部磨拉石建造（N_2－Q），下部湖沼相沉积夹硅藻土和褐煤（P－N）	上部河床相砂砾岩（N_2－Q），下部粘土岩夹褐煤（P_2－P_3）
沉积厚度（m）		3000~6000	3000~4000	1000~2500	5000~7000	3400[1]
火山活动情况	火山幕	晚白垩世至今分 10 个火山幕，高峰在中新世和第四纪，由松辽－下辽河－冀中裂谷中央向两侧展布，时代由老至新，向大陆边缘呈递进式发展	盆地内部早（34~19Ma）[2]，外围晚（17Ma 以后），斯内克河平原火山活动由西向东逐渐年轻[2][3]	东支早（23.5Ma 开始），西支晚（8.3Ma）有 13.6~10Ma、8~5Ma、4.5~2.1Ma、2~0Ma 等火山幕[1]	K－P 玄武岩与沉积物呈互层；N_1－N_2 大量碱性和亚碱性玄武岩；Q_1'－Q_2 碱性玄武岩、粗面岩。火山活动与贝加尔隆起同时发生[3]	93~16Ma 橄榄霞石岩；70~35Ma 碧玄岩，高峰在 50~40Ma；20~8 Ma[2] 碱玄岩、响岩
	岩石组合	玄武岩（主要为碱性玄武岩）、粗面岩及碱流岩	流纹岩、英安岩－玄武岩[4]	东支：玄武岩－响岩－粗面岩－碱流岩；西支：霞石岩－响岩－钾质玄武岩	玄武岩－粗面岩	碱性玄武岩－响岩
	规　模	规模较小，火山岩分布面积达 18 万平方公里，地堑为“干裂谷”，两侧发育	大盆地内部较弱，外围非常发育，形成巨大的熔岩台地	西支为干裂谷，东支规模大，埃塞俄比亚 34.5 万立方公里，厚 1700m；肯尼亚 14.4 万立方公里，厚 2000m	为干裂谷，熔岩 5000km^3，大部分分布在裂谷两翼隆起区[3]	小
	$^{87}Sr/^{86}Sr$	0.703253~0.707511	0.705~0.709[3] 0.70285~0.7033[4] 0.7032~0.7104[5]	0.7035~0.7055（肯尼亚）		
	$^{143}Nd/^{144}Nd$	0.512381~0.513046	0.51294~0.51304 0.512725~0.512366[4]			
热流值 41.86mW·m^{-2}		1.64	1.3~3.5	4.4	2.0~2.5	1.6~4.0

续表 5-1-1

裂谷系名称	东亚	美国盆地－山脉省	东非	贝加尔	莱茵
重力场*（mGal）	20~(-120)	-120，幅度 60	-20，幅度 50	-(20~25)	-40，幅度 55
磁力场	负异常	负异常	负异常，局部在负值背景上显正异常	负异常	负异常
地壳厚度（km）	29~34 西 35~41， 东 35~37	除盆地内有一块厚 50km，一般都小于 30，西侧 40	12~35 （两侧 40）	35 两侧 37-39， 东西 39-42	24~30
本世纪最大地震	7.6（唐山）	7.4	7.1~7.2	7.9	<7.0
震源深度（km）*	10~30	20±	15~30	15~25	5~14（最大 25）
发育史	松辽－下辽河－冀中裂谷老（K_2-P_1），向东西两侧越来越新（N_1-Q）	主要发展期为 P_2-N_1，封闭为 7~4Ma	中新世今今（N_1-Q）	中新世至第四纪（N_1-Q）	主要发展期 40Ma±，中新世开始封闭
资料来源	本书	①Cook（1965） ②Armstrong et al.（1969, 1975） ③Scott et al.（1972） ④Menzies et al.（1983） ⑤Leeman（1970）	①Brotzu et al.（1984）	①Kiselev et al.（1978） ②Logatchev and Florensov（1978）	①Doebl and Olbrecht（1974） ②Lippolt et al（1974）

*汪良谋等（1982）。

贝加尔和盆地－山脉省则与东非不同，前者的火山产物仅 $0.05\times10^5km^3$，不及东非的百分之一（Logatchev and Florensov，1978），属于“干裂谷”，且大部分火山活动发生在裂谷两侧的隆起区，岩石组合为玄武岩－粗面岩，碱性随时间增强。盆地－山脉省的火山活动很强烈，由大盆地中央向两侧发展，中间老，两侧新（图 5-1-4），且在早期（渐新世到早中新世）有大量英安岩和流纹岩生成，早中新世以后才转为碱性玄武岩（Scott et al.，1972）；而北部作为盆地－山脉省裂谷系一部分的斯内克河平原的火山活动则是由西向东，即由海岸向陆地内部越来越年轻（Armstrong et al.，1969，1975；Menzies et al.，1983）。

总体上看，东亚大陆裂谷系与美国盆地－山脉省有如下相似之处：①两者同处于大陆边缘，在太平洋东西两岸遥相对应，其成因均与板块俯冲有关，不过东亚外围有岛弧体系，裂谷的形成主要受弧后扩张作用制约；美国西海岸无岛弧体系，板块俯冲直接作用于大陆。②均以大型盆地为核心，由一组受正断层控制、WE 向扩展、近经向延伸的地堑、地垒组成，地堑（盆地）两侧平行分布着山脉，松辽－下辽河－冀中裂谷东有长白山脉，西有大兴安岭－太行山脉（内蒙古高原）；美国大盆地西有内华达－喀斯喀底山脉，东有落基山（科罗拉多高原）。③两者火山活动都由盆地中央向两侧发展，中间老、两侧新，向大陆边缘呈递迭式发展。④两地玄武岩都具有类似 E 型大洋中脊玄武岩的轻稀土和不相容元素富集型模式，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 值较高，变化范围较大，中国东部为 0.7033~0.7075，盆地－山脉省为 0.7032~0.7104（Leeman，1970），0.705~0.709（Scott et al.，1972），0.70285~0.7033（仅限于盆地南部）（Menzies et al.，1983）。其它一些特

点，高明修（1983）做过比较，这里不赘述。两者的不同之处是东非裂谷系较美国盆地－山脉省形成得早，火山活动规模较小，岩石组合（玄武岩－粗面岩）比较单调，无酸性英安岩和流纹岩产出，双峰式火山岩组合的酸性组分数量较少。

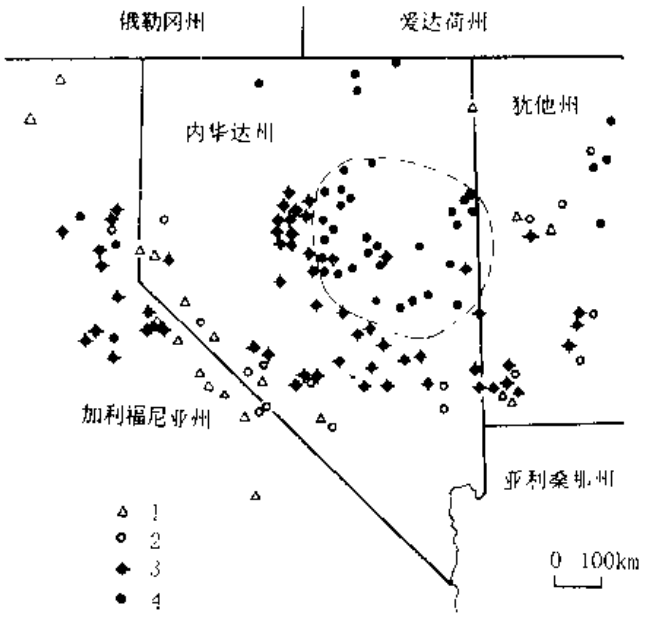

图 5-1-4 美国盆地－山脉省火山岩时代分布

（据 Scott et al.，1972）

1. 0~10Ma 2. 10~20Ma 3 20~30Ma 4 30~40Ma

第二节 火山活动与青藏高原隆升的关系

藏南新生代火山岩主要由玄武岩－安山岩－粗面岩－英安岩－流纹岩及英安质、流纹质熔结凝灰岩构成，除麻江地区少量分布有 16~10 Ma 的中酸性火山岩外，其余地区火山岩的年龄几乎都大于 40Ma，它们的形成与印度板块和欧亚板块的碰撞（45 或 40Ma）同步。表明火山活动与板块俯冲作用有关，火山岩形成于活动大陆边缘弧的构造环境，属于俯冲型火山岩。

藏北新生代火山岩主要由碱性橄榄玄武岩－粗安岩－安粗岩－粗面岩－英安岩组成，岩石以富钾为特征，属于钾玄岩系列火山岩（见第四章）。其生成时代，西部喀拉昆仑火山岩年龄为 6.4~3.6Ma；西昆仑阿什库勒火山群形成于 2.8Ma 至现代（Liu and Maimaiti，1989）；往东，木孜塔格火山岩年龄为 10.5~4Ma（Burchfiel et al.，1989）；东昆仑和可可西里西南部地区（鲸鱼湖、尚花湖、固山湖、向阳湖等地）火山活动的时代为 12.9~8.4Ma（刘嘉麒，1993；Turner et al.，1993，1996）；再向东至五雪峰，雪月山，火山岩的年龄为 24~18Ma（孙延贵，1992）。

可见，藏北地区的火山活动主要发生在中新世以后，即属大陆碰撞期后的产物，同时从东到西有逐渐变新的趋势。而青藏高原南部拉萨地体的火山活动（大于 40Ma）

几乎都老于藏北地区，因此无论从火山岩的形成时代还是地球化学特征看，藏北的火山活动与印度板块向欧亚板块俯冲没有直接关系；认为是北部塔里木板块向南面的青藏高原俯冲而导致的火山活动也缺乏动力机制（刘嘉麒，1993；邓晋福等，1996）。据此，作者认为，可能存在另一种机制，即中东的“阿拉伯板块”从西南向东北俯冲，以印度河缝合线和北部缝合线同印度板块和亚洲板块相接触，形成科希斯塔－拉达克弧，以乔格里为主峰的帕米尔高原是碰撞的产物，这个碰撞带可与喜马拉雅碰撞带相媲美。从喀拉昆仑及其以东地区所表现的强烈新构造运动、火山活动、频繁的地震以及整个西藏地体的东西扭曲，都暗示该地区处于构造运动强烈状态，相比之下，高原南部地区却比较稳定。由此，不能忽视来自西部的地质动力对青藏高原隆升的影响，藏北地区火山活动与西部阿拉伯板块和东部亚洲板块的碰撞有关（图 5-2-1）。

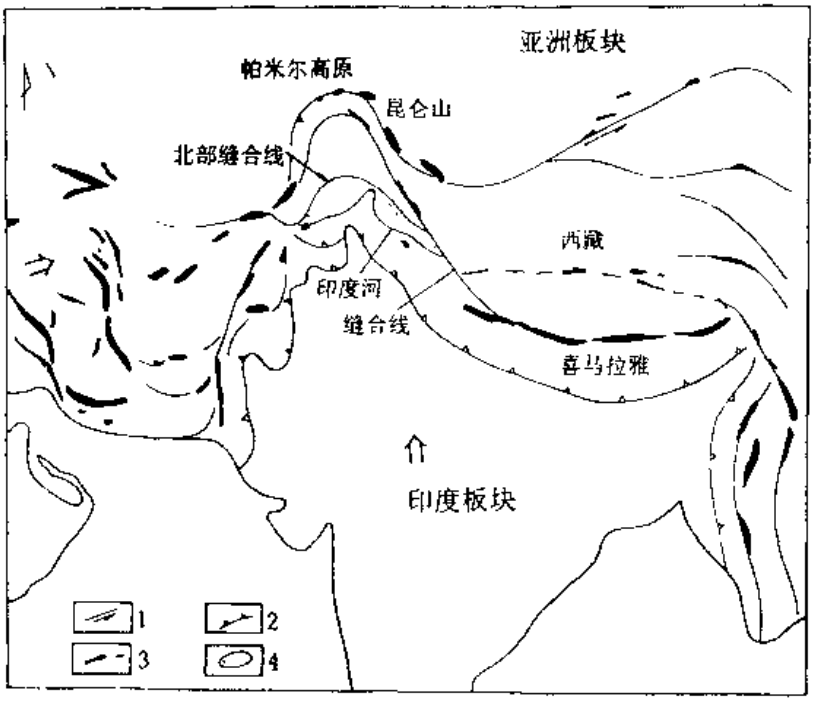

图 5-2-1　喜马拉雅科希斯塔弧的位置和西藏碰撞带

1.走滑断层　2 A 型俯冲带　3.走滑大断层　4.科希斯塔－拉达克弧

第六章　玛珥湖与古气候记录

火山活动是影响全球气候变化的重要因素之一，同时，火山活动的产物——玛珥湖，又为记录古气候、古环境的变化提供了良好的载体。近年来，对玛珥湖沉积物的研究，开辟了古气候、古环境研究的新领域，并受到广泛关注。欧洲玛珥湖钻探计划所取得的一系列成果，也显示其在古气候研究方面的巨大潜力。玛珥湖沉积物不仅有高分辨率的古气候、古环境记录，可以把时间尺度推算到季，而且记录的时间长度能够达到研究所期望的时限，成为可以与黄土、冰芯及其它类型湖泊沉积物相媲美的古气候、古环境记录的载体，在某些方面比后者更具有优越性。

第一节　玛珥的概念、特征及其形成过程

1　玛珥的概念

玛珥的英文“maar”来源于拉丁文的“mare”，即海的意思，是居住在德国莱茵地区的人们对当地有水的湖泊、沼泽的称呼。1921 年德国科学家 Steininger 在德国西部 Eifel 第四纪火山区圆形的小火山口湖研究中最早开始把 maar 定义为一种火山类型。此后，玛珥被火山学家们广泛注意，Ollier（1967）、Waters 和 Fisher（1970）、Lorenz（1973，1975）以及 Fisher 和 Schmincke（1984）等从火山学角度，对玛珥的概念、类型及起源进行了深入系统的研究。

玛珥最初的概念只是描述了一种火山地貌形态，但是这种地貌形态与特殊的喷发过程有关，即岩浆与地下水接触并发生爆炸，在地表下形成了深切到围岩的圆形或近圆形的火山口，并被一个低矮的碎屑环包围。因此，Buchel（1993）建议玛珥这个术语应包括它的整个结构和发展过程，并提出玛珥是一个由环形壁（ring wall）、火山口沉积物（crater sediments）、火山筒（diatreme）和馈浆通道（feeder dyke）组成的系统（图 6-1-1）。这个定义把玛珥作为一个系统来看，比较完整地勾画了它的系统结构，并与成因机制相关，近年来已被广泛接受。

玛珥是由于岩浆－水气相互作用发生爆炸而形成的，因而在形态上与其它一些火山机构相类似。与玛珥最相似的火山机构是火山凝灰环（tuff ring）、凝灰锥和火山渣锥。凝灰环在地表加积而成，碎屑为裂度较高的玄武层火山渣，环内没有围岩壁，也没有永久性湖泊，岩浆在爆裂之前已升至地表，环高达数百米。凝灰锥和火山渣锥与凝灰环有相似的成因，高出地表而加积，没有围岩壁和地表下的部分，碎屑为火山渣。此外，破火山口或火山塌陷盆地易与玛珥相混淆。破火山口或火山塌陷盆地在塌陷之前均为正常火山喷发形成的产物，堆积在地表，碎屑多为中酸性岩浆喷出物，当它塌陷后火山堆积物的主体会保存在塌陷中心，并与四周的序列可对比。塌陷后形成的环状断裂有时伴有

环状岩墙出现。多数破火山口在塌陷后仍有小型火山喷发。不少火山口盆地会复活，使塌陷盆地底部上升和再次变形，破火山口或火山塌陷盆地规模大，盆底和边缘壁不规则，而玛珥则是一次性形成，底部平坦，湖泊沉积连续，记录了整个湖泊的生命过程。至于低平火山口、火口湖，均为形态名称，不具成因和鉴定特征，例如凝灰环经剥蚀可成低平碎屑环，随时间而改变。

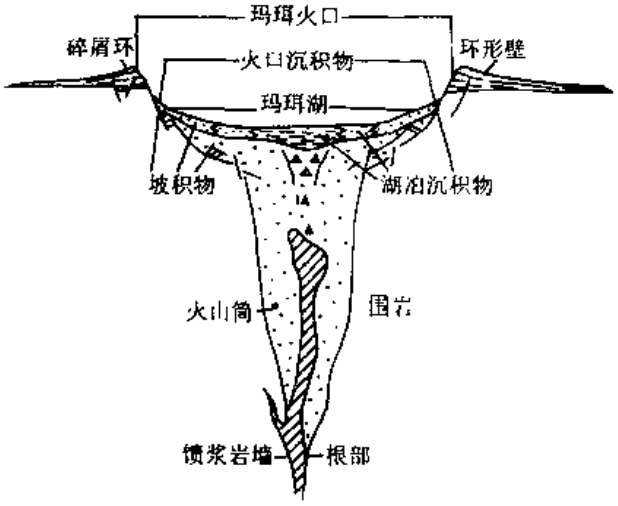

图 6-1-1　玛珥系统结构图

（据 Buchel，1993）

特别指出的是有时玛珥喷出物中只有少量火山渣（岩浆产物）并难以确定为火山喷发产物，因此有的玛珥曾被误认为是陨石坑，例如，玻利维亚的 Jaya Khata 玛珥就因很少见到火山渣而被认为撞击坑（Buchel，1993）。不过，除了地貌相似外，玛珥和陨石坑在结构、构造、组成和成因特征上是完全不同的，只要细致观察两者是不难识别的。

玛珥一般分布于火山区中，其爆炸喷发中心常与河流谷地、凹陷区等地下水较浅的地方紧密相关。根据玛珥形成的观察记录，特别是 1977 年阿拉斯加半岛火山爆发形成的 Ukinrek 玛珥记录（Fisher and Schmincke，1984），喷发过程中地下水起到了重要作用，常伴有大量蒸气和间隔很短的爆炸。

2　玛珥的基本特征

玛珥的初始形状一般为圆形或近圆形，大多数玛珥的直径为 750~1750m，深度为 36~245 m，深度与直径之比近似于 1:5。随着玛珥的变老，沉积物不断充填，深度逐渐变小，但由于外部侵蚀作用或重力塌陷，火山口直径常常扩大。

玛珥的火山喷出物主要由火山碎屑岩和围岩碎屑组成，有的以围岩碎屑为主。火山碎屑岩主要由火山灰、火山砾、火山砂、火山弹、岩屑以及熔渣状碎屑岩组成，分选性较差，有一定层理包括平行层理、交错层理和透镜层理，层理厚度从几毫米到几十厘米，大部分小于 10cm；同时具有基浪构造，这种构造以沙丘状、块状和层状为主；有时喷出沉积物局部也会出现准同生变形构造和干裂构造（Fisher and Schmincke，1984；Buchel and Lorenz，1993）。

由于玛珥呈封闭状态，容易积存大气降水，又与地下水相连，因此形成后往往充水成湖，并接受沉积直至填满而成干玛珥（dry maar）为止（Buchel and Lorenz，1993）。从现存状态来看，玛珥湖可分为四种类型：①空型，刚刚形成不久，无水也无沉积物，如美国阿拉斯加的 Ukinrek 玛珥湖（Buchel and Lorenz，1993）；②湖型，积水，有沉积物，如湖光岩（黄镇国等，1993）；③沼泽型，湖水近枯，沉积物呈泥泞状，表层有草甸覆盖，西方人称为 peat，但与中国学者理解的泥炭不同，如法国的 Chastelets 玛珥湖（Follieri et al.，1993）以及中国东北龙岗地区三角龙湾附近的旱龙湾；④干枯型，表面为耕地或杂草丛生，在地貌上表现为洼地，如雷州半岛的田洋（陈俊仁等，1990）。

3 玛珥的形成过程与演化

Buchel（1993）对德国西部 Eifel 区的玛珥进行了综合研究，把玛珥的形成分作两个过程：喷发期过程和喷发后过程。

玛珥是承压地下水（可能是热水或深部的矿化水）与上涌岩浆相互作用而产生剧烈爆炸形成的。岩浆和水是两个不同的相，当它们初始机械混合后，水会变得异常的热，产生巨大的蒸气，形成爆发性膨胀（Zimanowski et al.，1991），这种膨胀对围岩构成了巨大的压力，迫使岩石出现压裂，此时岩浆、水和碎裂的围岩组成的混合体，便沿着一个窄的通道达到地表猛烈地喷射到了大气中，导致大规模爆炸；这样的过程可能会不断地重复，直至岩浆被耗尽或是没有更多的地下水参与而终止，这就是所谓的喷发期过程。

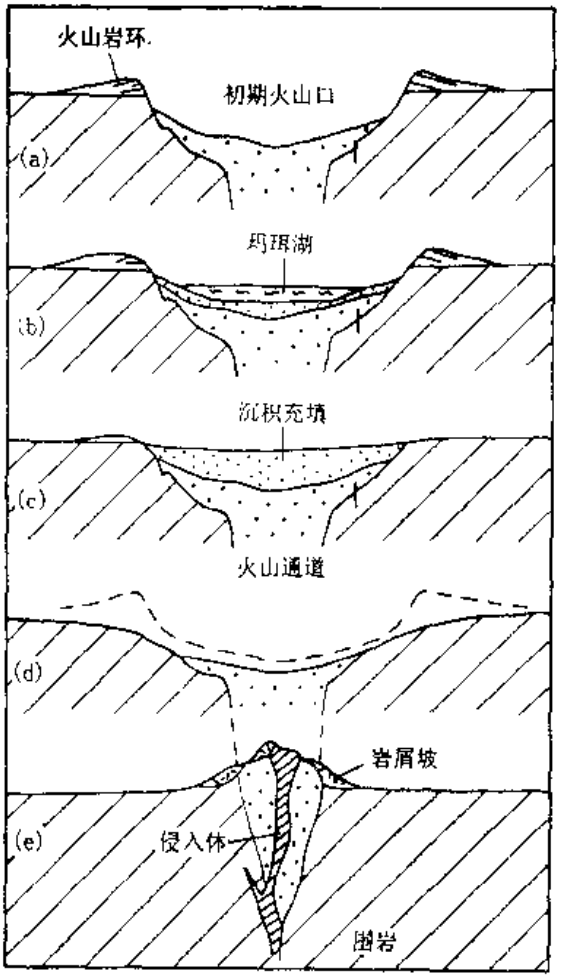

图 6-1-2 玛珥的演化阶段图解

（刘嘉麒等，1996）

（a）初期 （b）成湖期

（c）成湖后期 （d）、（e）侵蚀期

随着喷发期过程的结束，如果火口坑底切到了地下水面，火口坑会积水形成一个湖泊，不然，大气降水汇聚也会成为湖泊，这就是玛珥湖。玛珥是一种不稳定的地貌形态，其喷发后的演化过程主要是受外动力作用控制（图 6-1-2）。在初始阶段，由于玛珥有较陡的火口墙和深的火口坑（图 6-1-2a），因此，在重力作用下，周围的堆积物会出现滑动和塌陷，从而火口墙倾斜度降低，并出现不断增长的碎屑坡；高速沉积堆积，推进湖泊的快速充填（图 6-1-2b），使湖变得越来越浅，泥炭沼泽相代替了湖泊相；同时斜坡不断被冲刷，岩屑、泥流碎屑最终掩盖了泥碳沼泽，仅环形墙在地面上（图 6-1-2c）。随着侵蚀的不断进行，环形墙和火口沉积

物也逐渐被侵蚀，成为一个地貌上低凹地（图 6-1-2d）；在某些上升的河谷地带，由于河谷底部逐渐暴露侵蚀，火口坑深部抗风化的侵入岩脉会出露地表，像一个被雕刻过的小山包(图 6-1-2e)，如在德国 Eifel 区残存的古近纪—新近纪干玛珥就是这个形态(Buchel and Pirrung，1993)，中国广东田洋第四纪玛珥湖也是这种形态。

上述过程概括了玛珥的各个演化阶段，其中沉积充填是一个重要过程，主要受以下几种作用控制（Buchel and Lorenz，1993）：①碎屑环、环壁塌陷、滑溜块体运动；②小溪引起的三角洲沉积作用；③大气来源物（雨、风、火山灰等）沉降作用；④湖泊自生有机物的生成与沉积；⑤上升的地下水和深部火山散发物（如 CO_2）对湖水化学作用的影响及沉积物的成岩作用等。上述各种外力作用又受局部或区域的气候条件的影响，在德国 Eifel 火山区，第四纪的冰川作用就扮演了一个重要角色。

第二节　玛珥湖与古气候研究

玛珥湖泊沉积物的研究始于本世纪初期，Thienemann（1913）对 Eifel 地区 Weinfelder 和 Schalkenmehrener 玛珥湖动物群系进行了研究，提出了富营养湖和贫营养湖的划分原则。真正意义的玛珥湖泊沉积记录的研究，是从 80 年代初期开始的（Negendank et al.，1982），它与湖泊钻探技术的进步紧密相关。最初的钻探设备是在 18m 水深的湖水中钻取 15.5m 沉积物，并被用在 Eifel 地区玛珥湖沉积记录研究中（Iron and Negendank，1984）。从 80 年代后期以来，欧洲先后执行了地质玛珥湖（GEOMAARS）研究计划（1986~1989）和欧洲玛珥湖（EUROMAARS）计划（1990~1993），玛珥湖研究获得了巨大的进展。利用新一代高精度、无扰动钻探技术（Usinger，1991），获得了连续完整的原始沉积物；运用纹层年代学、沉积学、地球化学、古生物学、孢粉学、古地磁学、硅藻学等手段，对沉积记录进行了多学科的研究，使以年为分辨率的环境－气候记录从历史记录的几百年扩展到最近七万年（Zolitschka and Negendank，1996）；玛珥湖研究区从德国的 Eifel 扩展到法国的 Bouchet 和意大利的 Monticchio。最近开始的欧洲湖泊钻探项目（European Lake Drilling Project ）（1996~2000）将集中研究分布于欧洲的火山口湖，获取以年甚至于季节为时间尺度的高分辨率古气候记录，旨在理解欧洲大陆气候演变的过程和动力机制（Negendank，1996）。

一个湖泊系统对气候变化的敏感程度主要依赖于它的补给区的范围和水文地质特征以及系统中水体的滞留时间，系统越简单，气候信息越清晰。玛珥湖泊一般没有出口和入口，是典型的封闭湖泊，具有几个显著的特点：①通常具有较小的补给区，汇水面积接近湖水面积；②有足够的水深，湖体范围小，避免了构造变动影响，有利于沉积物的原始保存；③易控制水的平衡，通常由降水和蒸发因子控制；④除了火口斜坡，没有来自表层的碎屑流；⑤没有外流引起的质量流失；⑥沉积物中年纹层多见；⑦在大多数情况下，有长的连续沉积记录。因此，玛珥湖泊沉积物是古气候的天然记录器，是记录湖泊区环境、气候和人类活动等多种信息的原始档案。世界各地火山区，包括欧洲西南部、非洲中部 、北美中西部、南美、澳大利亚、东南亚以及我国新生代火山区等都有该类湖泊，这为研究大陆的环境与气候提供了重要的先决条件。

近年来，欧洲在执行湖泊钻探计划过程中对不同气候区的玛珥湖泊进行了广泛的

调查，开展了多学科的研究，并取得了很大的成功（Iron and Negendank，1984；Negendank et al.，1990；Zolitschka et al.，1996），下面仅就几个方面研究工作做一简单的介绍。

1 纹泥研究

纹泥（varve）这一术语最早是由瑞典科学家 De Geer（1912）用来描述冰湖沉积物的。纹泥是由于季节冰川融水变化产生的粗细相间的层偶现象，这种二相结构（bimodal structure）记录着每年的季节变化，因而也称为年层（Lerman，1978）。在后来的湖泊纹泥研究中发现，湖泊的年层沉积物不仅具有二相结构，还有更为复杂的结构（Saarnisto，1979；Ludlam，1979；Stum，1979；Renberg，1981）。因此，O'Sullivan（1983）建议，术语“年纹层”（annual lamination）应该被严格地用来代表年的信息，而由几层单元构成的年纹泥，用术语“季节纹层”（seasonally-laminated）更为恰当。现在，人们一般把 annual lamination 与 varve 等同使用。

纹层的生成需要一种特殊的环境，在这个环境中，沉积物堆积时其表面不应有任何扰动，诸如水体运动、气泡活动、生物扰动等发生，这是特别重要的（Renberg，1981）。一般来说，平坦的湖底、足够的水深有利于纹层的形成（Kelts and Hsu，1978；Ludlam，1978）。因为平坦的湖底可以避免浊流活动和沉积物的侧向蠕变，足够的水深可以减弱或消除由于风暴或季节性水柱混合引起的水体环流。同时，湖泊水体的永久或半永久分层和深部湖水的缺氧环境是纹层形成的有利条件（Kempe and Degens，1978；Saarnisto，1979），它们可以减小表面水的湍流作用，阻止底部生物活动和沉积－水界面的混和扰动。另外，大量研究表明，湖水表面积和深度与水体状态有直接的函数关系，它们决定了水体的水化学条件（O'Sullivan，1983；Anderson and Dean，1988）。尽管湖泊的形体、水体性质是形成纹层的重要条件，但是，最根本的条件应该是季节性气候和环境变化，它们直接决定着湖泊外源和内源沉积物数量和质量的变化，从而导致了不同种类的纹层形成。

O'Sullivan（1983）按照纹层的物质成分，把湖泊纹层划分为钙质（calcareous）、铁质（ferrogenic）、生物（biogenic）和碎屑（clastic）四种类型，这基本概括了目前发现的常见纹层类型。有些复杂的类型如组合类型也被发现，但比较少见（Anderson and Dean，1988）。另一些研究表明，纹层不仅仅表现为岩性的变化，也有生物结构和化学成分的变化（Haworth，1980）。

纹层研究的基础工作是识别纹层的类型，判断其生成环境。Heinz 等（1993）通过高技术的微地层分析手段，对西 Eifel 火山区 Schalkenmehrener 玛珥湖沉积物纹层进行了研究，鉴别出由不同硅藻－矿物组分－碎屑组合而成的八种年层类型，解释了它的不同起因。Poth 和 Negendank（1993）识别了 Meerfelder 玛珥湖纹层，发现年纹层主要由春夏季发育的金藻门孢囊和浮游硅藻、秋季发育的湖滨硅藻和有机物以及冬季发育的矿物碎屑组成（图 6-2-1）。Zolitschka 和 Negendank（1996）对意大利 Monticchio 火山区玛珥湖沉积物地层研究显示，大部分记录是由非年层结构的纹层组成，厚度由几毫米至几厘米，其结构变化是由有机物和碎屑成分的颜色和含量变化而引起的，这种类型主要是由生物扰动造成的，同时，在地层里存在有机年纹层和富碳酸盐的碎屑年纹层。这些研究说明了纹层是复杂的，区别年纹层和非年纹层以及浊流层是至关重要的。

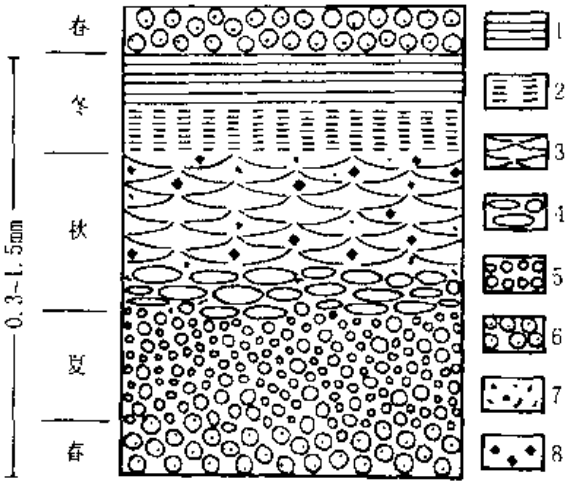

图 6-2-1 Meerfelder 玛珥湖沉积物中典型的有机年纹层
(Poth and Negendank，1993)
1.粘土 2.淤泥 3.有机碎屑 4.湖滨硅藻 5.浮游硅藻 6.金藻门 7.黄铁矿 8.蓝铁矿

湖泊纹层沉积物高分辨率地记录了环境－气候变化的多源信息，其研究已深入到许多方面，包括：①年代学；②气候变化；③植被历史，特别是森林生态中火的作用；④湖泊沉积通量和流域区侵蚀率；⑤现代环境变化过程，如重金属污染、酸雨作用。

纹层除存在于湖泊沉积物中外，在海湾、深海盆地的沉积物中也都存在。在前寒武纪（Trendall，1973；Cloud，1973）、古生代和中生代（Kirkland and Anderson，1966）以及新生代地层里（Johnson，1981）也都保存着很好的纹层沉积。可见，纹层发育具有广阔的时空范围，也有广泛的研究内容。

2 年代学研究

玛珥湖沉积中发育有年纹层，保存有厚薄不同的火山灰层以及丰富的陆相植物碎屑，这为开展纹层年代学、火山灰年代学和 ^{14}C 年代学研究提供了有利条件。因此，以年为分辨率的高分辨率年代学研究成为了玛珥湖沉积物研究中最为引人注目的一个分支，也是取得重要成就的一个方面。

2.1 年层年代学

湖泊沉积物的年层记录了年时间尺度上沉积特征改变的时间序列，因此根据湖泊沉积物中的年层计数可以建立时间标尺，这就是所谓的年层时间标尺。年层时间标尺是一种浮动（floating）的时间标尺，如果给以精确的年龄点控制，则年层时间标尺就成为了绝对时间标尺。这种定年不仅为环境－气候指标记录提供了天然年历，而且也是对树木年轮年代学的一个补充，并为校正 ^{14}C 年龄提供了又一个重要方法。

在德国 Eifel 火山区，根据全新世和晚冰期连续的有机物年层和末次盛冰期的冰缘碎屑年层，建立了距今 22500a 的年层年代学时间标尺（Brauer，1994），误差仅为 1%~1.6%。最近，在意大利通过对 Monticchio 玛珥湖沉积物沉积学和微地层学的研究，按照从年层获得的沉积速率建立了距今 76000a 的高分辨率时间标尺，而且由此得出的纹层年龄与 ^{14}C 年龄以及火山灰 Ar-Ar 年龄相一致（Zolitschka and Negendank，1996）。

2.2 AMS ^{14}C 年代学

长期以来，^{14}C 方法被广泛地应用于湖泊沉积物测年中，但是难以获得一个正确的年龄结果，这个困难主要是由于硬水效应影响了湖泊水生植物及其自生有机物质的放射

性年龄（Olsson，1991；Aravena et al.，1992），造成了测定结果比实际年龄大得多。目前，这个问题可以通过选择湖泊沉积物中陆源植物的残留物，诸如种子、叶片等，利用AMS^{14}C 测年方法来解决（Hajdas et al.，1993，1995）。

在玛珥湖泊沉积物中，由于高的沉积速率，使得大量的陆源植物的残留物得以保存，这为准确测年提供了有利的条件。Hajdas 等（1995）对德国 Holzmaar 年层沉积物中陆源植物碎屑进行了 AMS^{14}C 测年，得到了距今 12600 年来的精确年龄，并与相应年层时间标尺有好的一致性（Hajdas et al.，1993）。

目前，根据树轮年龄建立的 ^{14}C 校正曲线仅为 10000 a（Kromer and Becker，1992）。Bard 等（1990）根据珊瑚礁的 U/Th 测年把 ^{14}C 校正曲线扩展到了 30000a。玛珥湖沉积物的精确 AMS^{14}C 测年，为利用年层时间标尺扩展 ^{14}C 校正曲线提供了又一种重要的时段。Hajdas 等（1993）根据年层时间标尺把 ^{14}C 校正曲线扩展到了 13000a，最近 Hitagawa 和 Picht 根据 250 个 AMS^{14}C 数据点，建立了日本 Suigetsu 湖年层绝对时间标尺，把 ^{14}C 校正曲线扩展到了 45000a，基本达到了 ^{14}C 测年的上限。

2.3 火山灰年代学

火山灰是地层中一种非常理想的标志物，有时成层，有时则分散在沉积物中，它的年龄代表着它所处地层的年代。可以用火山灰通过 Ar-Ar、K-Ar 或其它方法精确定年，也可以进行地层对比方法来追踪火山演化历史。玛珥湖沉积物中的火山灰层，由于避免了生物扰动，一般保存尚好。同时，高速率的沉积使极薄的火山灰层得以保存。因此，利用微地层分析手段，可对火山灰层进行全面研究。

在欧洲大陆中北部，河流阶地、土壤、黄土以及湖泊等年轻沉积地层里存在一层等时的岩石地层标志物----Laacher See Tephra（简称 LST）（Negendank，1984）。Zolitschka（1991）通过对 Eifel 火山区玛珥湖中 LST 的检测，确定了它们喷发时间是距今 12 900a，更详细的微地层薄片分析表明（Zolitschka et al.，1995），这次喷发是发生于当年的早春时间。意大利 Monticchio 玛珥湖沉积物记录了 76000 年以来南意大利火山活动的历史（Narcisi，1996；Newton and Dugmore，1993），沉积物中大于 40cm 的火山灰层达 15 层，其中厚 4cm 的火山灰层可发现 158 个微层。

3 有机地球化学

长期以来，湖泊沉积物中有机质数量及类型的研究，一直作为评价不同类型古湖盆油源岩沉积生油能力的主要依据。随着全球变化研究热潮的兴起，越来越多的研究者应用沉积物中有机质含量的变化来提取古生物量与古气候演变关系的信息，力图通过沉积有机物的数量、种类和来源，生物生态环境特点及生物的初始生产力、死亡、埋藏、分解和沉积后的保存等方面，确定湖泊不同环境状态下的物理、化学、生物和地球化学特征，重建湖泊古气候环境的演化历史。

玛珥湖泊特殊的形态特征，不仅具有高速率的有机质堆积，而且其沉积界面常处于缺氧还原条件，因而玛珥湖沉积物极好地保存的有机物，是研究有机物与古气候关系的理想材料。Rein 和 Negendank（1993）分析了德国 Schalkenmehrener 玛珥湖沉积物有机碳含量的变化，发现有机碳含量变化可以与格陵兰 Camp Century 冰芯古温度曲线相

对比并呈正相关，据此认为有机碳含量可作为一个古气候替代指标。Robinsen 等（1993）对意大利 Monticchio 玛珥湖沉积物有机碳含量研究表明，有机碳的高含量反映了温暖、湿润的气候条件，有机碳的低含量反映了寒冷、干燥的气候条件。Sifeddine 等（1996）研究了法国 Lac du Bouchet 玛珥湖沉积物有机通量的变化，发现在末次冰期时湖泊有机通量低；在全新世开始阶段有机通量显著增加；在大西洋末期，由于气候寒冷而导致了最低的有机通量；在亚北方期结束时有最高的有机通量，相当于现代气候条件。Holzmaar 沉积物有机碳和硫的变化显示了其对气候变化的敏感性，其中 TOC/N 值可作为区分有机物来源的一个重要指标（Rein and Negendank，1993；Brauer and Negendank，1993；Zolitschka and Negendank，1996）。近年来的工作也强调了湖泊有机物非均质性（heterogenity）（Bertrand and Lallier-Verges，1993；Sifeddine et al.，1996），由于每一种组分都有其自身化学和同位素特点，并相关于一定的沉积过程，因此非均质性的深入研究，对于理解有机物沉积过程和解释各种地球化学指标（C、H、N、O、$\delta^{13}C_{org}$）有重要意义。

4 太阳周期研究

近年来短尺度气候事件的研究，显示了太阳周期活动在气候变化中有重要的驱动作用。

玛珥湖沉积物具高分辨率的古气候记录，无疑这是研究太阳－气候驱动作用的最佳对象。Brauer（1994）研究认为 Holzmaar 沉积物年层厚度变化可能是太阳活动的一个反映，Negendank 等利用时间序列分析方法对其年层厚度变化进行了详细研究（Negendank，1995），结果表明各种太阳周期，诸如 11a 太阳黑子周期、87a Gleissberg 周期等都清楚地反映在 22500 年来古气候记录的一些时段内。

树轮（Stuiver et al.，1991）与湖泊纹层（Anderson，1993）记录的大气 ^{14}C 变化研究也显示了太阳长周期（200a 或 1000a 尺度）活动影响了大陆气候以及另外一些因子如地球磁场的变化对古气候变化的影响。这些研究增加了我们对太阳周期活动的了解，有助于理解地球气候环境系统的短尺度变化。

此外，古地磁学（Turton，1992，1993；Creer and Morris，1996）、孢粉学（Watts et al.，1996a、b；Leroy et al.，1996）、地球化学（Lottermoser et al.，1993；Robinson，1993；Robinson et al.，1993）等方面也都运用于玛珥湖的古气候研究，并取得了一系列成果。

5 技术方法

玛珥湖沉积物主要由以有机质淤泥和以粉砂－粘土为主的碎屑物组成，一般固结程度不高，因而在钻探取样及分析技术上难度较大、要求较高。在这方面，近年来不断进步，已形成了一套系统的钻探、取样技术。

在钻探技术上，研制出了一种高精度、无扰动、连续钻取的新一代钻探技术——Usinger 钻，可在 50m 水深中钻取 70m 岩芯，这是目前世界上钻取非固结沉积样品之最，也是世界上最先进的一种，特别适合于玛珥湖钻探。

在分析取样技术上，发展和完善了一套连续微观剖面、高精度取样和大型薄片制备等先进的实验技术，保证了样品分析的可靠性、精确性。一般按如下程序操作：①

从中轴线切开岩芯管，岩芯分为两瓣；②在进行了表面描述和照相之后，用分样器从岩芯中分取 260mm×40mm×10mm（长×宽×高）的岩芯条，再将该岩芯条分为 20mm 宽的两条，从其中一条的两端各取 100mm 长的岩芯条（中间剩 60mm）（图 6-2-2），再从另一条岩芯条的中间取长 100mm 的岩芯条，这样二条有相互重叠部分，避免了岩芯的缺失；③将分割出的岩芯条（100mm×20mm×10mm）放入铝箔槽中，用液氮冷冻，再放进真空干燥器中干燥；④干燥后的岩芯条用树脂渗胶凝固后进行切割、磨片，制成 100mm×10mm 的薄片。薄片制好后，在显微镜或电子显微镜下进行鉴定。能否制作完好的沉积物薄片是纹泥年代学成功与否的关键。随着研究的不断深入，技术和方法也在不断地改进和发展，从而推动玛珥湖沉积研究深入发展。

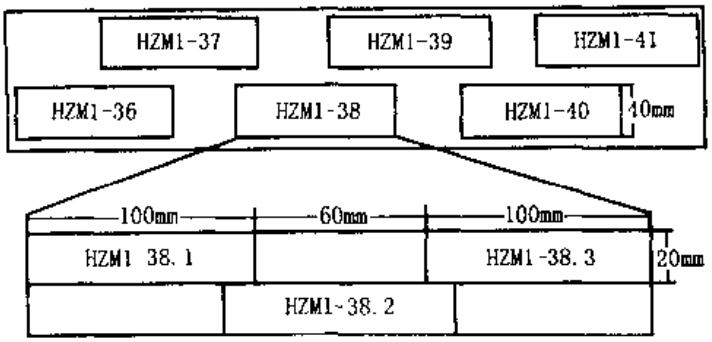

图 6-2-2　岩芯分割示意图

第三节　中国的玛珥湖

中国新生代火山区，广泛分布着玛珥湖。从地理分布来看，主要分布在如下四个地区：雷琼地区、东北地区（黑龙江、吉林、辽宁和内蒙古）、山东山旺地区及青藏高原（可可西里及藏北西昆仑）地区。雷琼地区玛珥湖主要有雷州半岛的田洋、九斗洋、青桐洋、罗经盘、湖光岩和琼北的双池岭等，是亚热带海洋性气候区的玛珥湖；东北地区的玛珥湖主要集中在龙岗火山群，包括大龙湾、三角龙湾、龙泉龙湾、四海龙湾、东龙湾、南龙湾、小龙湾、二龙湾以及三角龙湾附近的旱龙湾和西人甸子旱龙湾等，是中高纬度的森林地带。山东山旺地区玛珥湖主要分布在山旺、临朐、昌乐一带；青藏高原玛珥湖主要集中在藏北西昆仑和可可西里。不同地区的玛珥湖有着不同气候环境的记录，它的沉积物是研究不同地区不同时代气候环境演变的重要载体。

1　雷琼地区

雷琼地区自新生代以来，特别是第四纪以来发生过多次火山活动，形成了大面积第四纪玄武岩熔岩被及星罗棋布的火山锥，共有 177 座火山（雷州半岛 76 座，琼北 101 座），其火山活动可分为八期（陈俊仁等，1990；黄镇国等，1993）：古近纪的流沙港期和木棠期，新近纪的蓬莱期和金牛岭期以及第四纪的湛江期（Q_1^1）、石鼓岭期（Q_1^2）、湖光岩期（Q_1^{2-3}）和雷虎岭期（Q_2）。湛江期火山岩主要分布于雷州半岛的北部，由黑

色、黑灰色橄榄玄武岩、玄武质层凝灰岩和火山角砾岩组成，上覆于、下伏于或夹于下更新统湛江组之中，属 Q_1^1 的火山岩。石峁岭期火山岩（Q_1^2）的出露面积大，主要分布于以石峁岭为中心的雷州半岛南部地区，岩性为玄武岩和玄武质火山碎屑岩，该期火山岩假整合于湛江组或湛江期火山岩之上，有时出露于中更新统北海组底部，或夹于北海组之中，时代为中更新世（Q_1^2）。火山岩厚度及其变化幅度均较大，由数米至 200m 左右，火山喷发延续的时间也较长，岩层中间存在 1~4 层间歇面。湖光岩期火山岩的分布较零散，厚度也较小，反映该期火山喷发的规模较小，主要由橄榄玄武岩及玄武质火山碎屑岩（火山角砾岩为主）组成，它们往往假整合于北海组或石峁岭火山岩风化壳之上，火山地形、地貌形态保存较完好，其时代为晚更新世（Q_1^{2-3}），属陆相火山喷发，以爆发形式为主（黄镇国等，1993）。雷虎岭期火山岩主要分布于海南岛北部雷虎岭附近，由气孔状橄榄玄武岩和玄武质火山碎屑岩组成，假整合于湖光岩期火山岩之上，时代为全新世（Q_2）。

雷琼地区分布着许多玛珥湖，主要由石峁岭期及湖光岩期火山喷发形成。石峁岭期火山喷发形成的玛珥湖主要有：田洋、九斗洋、青桐洋、罗经盘，它们分布在雷州半岛的南部。由于石峁岭期火山喷发的规模大、强度大、时代较老，其形成的玛珥湖深、面积大，形态往往不很规则，沉积物厚，达 200m 以上，这些玛珥湖现已干枯，高程较小，为 14~70m，许多湖面已成为耕地。湖光岩期火山喷发形成的玛珥湖有湖光岩和双池岭，与石峁岭期玛珥湖相比，湖表面积较小，湖的深度小，沉积物的厚度小，海拔高程高，火山机构保存完好，形态标准，封闭性好，大多数积水。下面分述该区主要玛珥湖的基本特征。

1.1 田洋玛珥湖

田洋玛珥湖位于雷州半岛东南部徐闻县曲界区田洋村，现已干枯，表面已成为耕地或杂草丛生。玛珥湖呈 NW - SE 向伸展，长约 3.3km，宽约 2.2km，面积约 7.3km^2，四周围为环状火山喷发物环所环抱，火山碎屑物环的坡度为内壁陡而外壁缓，田洋玛珥湖平面上为一近椭圆形，剖面上为一个尖底倒立的近似圆锥体（陈俊仁等，1990；黄镇国等，1993）（图 6-3-1）。

由剖面图可以看出，玛珥湖中心坡度较大，湖边缘部分坡度较平缓。四周围堆积的火山碎屑物环以玄武质火山角砾岩、凝灰岩为主，含有少量的下更新统湛江组砂页岩等。田洋玛珥湖的钻孔资料显示，在 222.4m 以下为玄武质火山角砾岩，夹有玄武岩，代表了形成该玛珥湖的火山喷发的产物。在 230m 处的玄武岩 K-Ar 同位素年龄为（47.75±0.07）×10^{4}aB.P.，而湖盆基底火山碎屑岩的 TL 年龄为（4.774±0.027）×10^{5}aB.P.，沉积物的古地磁极性为布容正向极性（陈俊仁等，1990）。由此可见，田洋玛珥湖的形成年龄在 0.48 Ma 左右，相当于中更新世石峁岭期。

1.2 九斗洋玛珥湖

九斗洋玛珥湖位于雷州半岛南部莫利西北约 10km 处，高程为 70m，湖表面积为 1.3km×2.2km，呈簸箕状，四周由玄武质火山角砾岩和火山角砾凝灰岩组成。据玛珥湖火山碎屑环的岩性特征及与周围地层的接触关系，认为该玛珥湖亦形成于中更新世，

属石峁岭期火山喷发作用的产物。

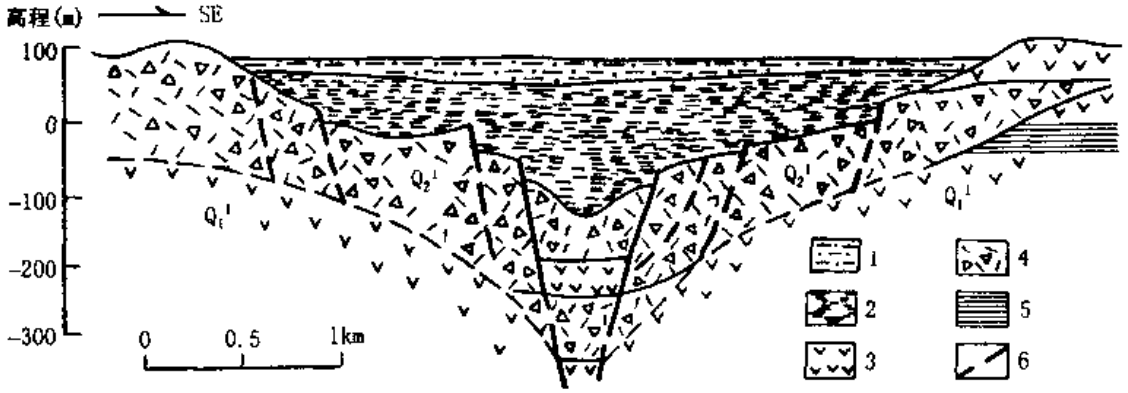

图 6-3-1　田洋玛珥湖形状示意图

（据黄镇国等，1993）

1.砂质粘土　2.硅藻土、硅藻粘土　3.玄武岩　4.火山碎屑岩　5.湛江组杂色粘土　6.推测断裂

1.3　青桐洋玛珥湖

青桐洋玛珥湖位于雷州半岛南部莫利东部 8km 处，平面上呈东西向长、南北向短的偏椭圆形，面积较大，内径为 1.7~5.4km，高程 140m，周围的火山碎屑环主要由玄武质火山角砾岩和层凝灰岩组成，两者成层状展布。火山碎屑环的南坡比北坡陡，总体上外坡坡度较缓（约 8°~12°），而内坡坡度较陡（50°~70°）。青桐洋玛珥湖沉积物及周围的火山碎屑环形成于湛江期玄武岩台地上，由此认为它形成于石峁岭期。青桐洋玛珥湖北侧为英峰岭，周围的火山碎屑岩倾向 NE；南侧为双髻岭，火山碎屑岩产状较混乱，但总体倾向是 SW，玛珥湖北新村附近钻孔揭露有倾向 NE 的断裂存在（图 6-3-2），因此，可以认为，该玛珥湖的椭圆状形态主要是由后期构造（断裂）活动所致。

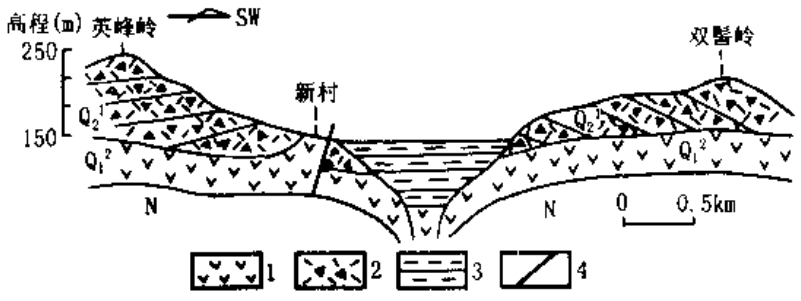

图 6-3-2　青桐洋玛珥湖示意图

（转引自黄镇国等，1993，修改）

1.玄武岩　2.火山角砾岩、层凝灰岩　3.粘土、泥炭土　4.断层

1.4　罗经盘玛珥湖

罗经盘玛珥湖位于琼山永兴南约 6km 处。高程 93m，内径 900~1000m，湖深 35m，

现干枯，并已开垦为平坦的农田，在中心位置突起一个熔岩丘，高 7~8m，整个玛珥湖封闭性好。周围除火山岩外，可见到火山喷发抛射出的围岩及下伏岩石的角砾状碎块，由此可推断罗经盘玛珥湖形成于中更新世，属于石碌岭期火山活动的产物。

1.5 湖光岩玛珥湖

湖光岩玛珥湖位于湛江霞山西南 14km 处，火山碎屑环最大高程 87.6m，湖面高程 23m，水深 20m 左右（图 6-3-3），积水 7000m^3。面积为 1850m×1770m。湖周围的火山岩垣由橄榄玄武岩及玄武质火山碎屑岩组成，其中火山碎屑岩所占的比例大于 85%，垣南高北低，外坡坡度较缓，约为 10°~12°，内坡除北东岸坡度较缓外，其余地段均为高 10~25m 的陡崖。湖底有近 SN 向的、深度较浅的脊地。火山垣完整的剖面出露在玛珥湖南岸古庙天台路的湖岸陡崖上，由 32m 厚的层火山凝灰岩、火山角砾岩及火山集块岩组成（黄镇国等，1993），含早更新世湛江组的岩块，剖面连续性好，无喷发间歇面，属连续火山喷发的产物。

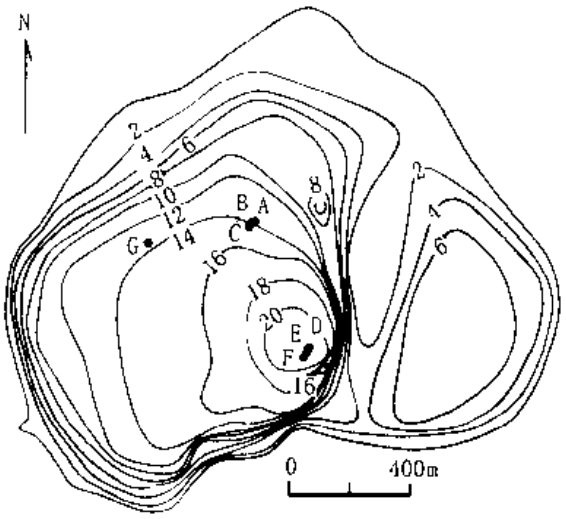

图 6-3-3 湖光岩玛珥湖等水深形状示意图

A-G 为钻孔位置；曲线为湖水等深线，

线上数字单位为 m

根据湖光岩剖面的古地磁测量结果，火山岩属布容正极性期，并有莱万丁（琵琶 D）反向事件（2.92×10^5~2.98×10^{5}aB.P.）。黄镇国等（1993）测得湖光岩玄武岩的 K-Ar 年龄为（12.7±2.13）×10^{4}aB.P.，作者给出湖光岩玛珥湖四周火山岩的 K-Ar 年龄介于 0.165~0.141Ma 之间（表 6-3-1），因此认为湖光岩玛珥湖形成于中更新世晚期。湖光岩四周的火山碎屑岩成层性好，具有交错层理和波状层理；同时也存在不同粒级、大小不同的透镜体层，说明它是火山基浪喷发的产物，即由上升的玄武质岩浆同地下水接触发生爆炸，产生放射状基浪，急速向外扩散的结果。

表 6-3-1 湖光岩玛珥湖 K-Ar 稀释法年龄数据*

实验编号	样品编号	样品名称	样品重量（g）	K（%）	$^{40}Ar^*$ 10^{-12}mol/g	$^{40}Ar_a$（%）	$^{40}Ar^*/^{40}K$	视年龄（Ma）（±1σ）
RC9714	HB001	玄武岩	0.8025	1.053	0.2581	92.4	0.8212×10^{-5}	0.141±0.024
RC9715	HB003	玄武岩	0.8248	1.028	0.2952	90.7	0.9620×10^{-5}	0.165±0.020
RC9716	HB004	玄武岩	0.8103	1.038	0.2596	92.7	0.8380×10^{-5}	0.144±0.028
RC9717	HB008	玄武岩	0.8036	1.035	0.2741	92.3	0.8874×10^{-5}	0.153±0.025
RC9720	HB001	玄武岩	1.2136	1.053	0.2601	91.7	0.8278×10^{-5}	0.143±0.023
RC9721	HB004	玄武岩	1.2305	1.038	0.2646	91.3	0.8542×10^{-5}	0.147±0.021

*1998 年采样，数据首次发表；由中国科学院地质研究所同位素研究室 ^{40}Ar-^{39}Ar 组测试，测定仪器采用英国 RGA-10 气体源质谱计（VSS 公司），λ=5.543E-10/a。

1.6 双池岭玛珥湖

双池岭玛珥湖属于琼北永兴火山群中的一个面积较小的玛珥湖，位于石山北西约3km处，高程104.6m（西岭）和93m（东岭），内径130~300m，湖深15m（黄镇国等，1993），四周的火山岩垣由层凝灰岩组成，具明显的层理，其外坡产状平缓，向外倾角约10°，内坡较陡，倾角约50°~65°。钻孔资料表明，永兴火山群顶部玄武岩的时代为晚更新世（Q_3^3）（黄镇国等，1993），由此可推断双池岭玛珥湖形成于火山喷发规模较小的湖光岩期火山喷发。

2 东北地区

在辉南县、靖宇县的龙岗火山群位于龙岗山脉的中段，属于林区，东西长85km，南北宽50km，面积约4250km²，分布着第四纪玄武质火山约170座，大部分火山是在龙岗火山幕形成的。该火山幕的某些火山喷发属于富含热液和蒸气的喷发形式，在地表形成了许多玛珥湖，当地人们将它们称为龙湾。凡称为龙湾的地方都为玛珥湖，说明中国人很早就把玛珥湖与普通的火山口湖区别开来。在龙岗地区现已查明的玛珥湖可分为两类（表6-3-2）：积水玛珥湖和不含水（少含水）的旱玛珥。积水玛珥湖包括：大龙湾、三角龙湾、东龙湾、龙湾塘（南龙湾）、龙泉龙湾、四海龙湾、小龙湾和二龙湾（图6-3-4）；旱玛珥湖包括三角龙湾附近的旱龙湾及西大甸子旱龙湾。

表6-3-2 东北玛珥湖主要特征简表

玛珥湖名称	位置	高程（m）		玛珥湖的形状	直径（m）与方位		实测最大水深（m）
		海拔	湖面高程		最大直径	最小直径	
大龙湾	126°23′ 42°20′	645	625	近似圆形	1075 75°	750 345°	96
三角龙湾	126°26′ 42°22′	762	722	不规则哑铃形	1100 314°	550 44°	76
龙湾塘（南龙湾）	126°28′ 42°24′	627	607	不规则圆形	750 286°	450 16°	未测
二龙湾	126°22′ 42°18′	751	724	近椭圆形	750 347°	500 77°	未测
小龙湾	126°21′ 42°18′	695	655	近椭圆形	400 55°	250 325°	未测
四海龙湾	126°36′ 42°17′	811	791	圆形	750 90°	700 180°	未测
龙泉龙湾	126°36′ 42°25′	624	617	不规则圆形	1050 297°	1000 27°	91
东龙湾	126°30′ 42°25′	705	599	近圆形	700 90°	700 180°	114
三角龙湾附近的旱龙湾	126°25′ 42°22′	684	664	近椭圆形	300 42°	200 312°	近干枯

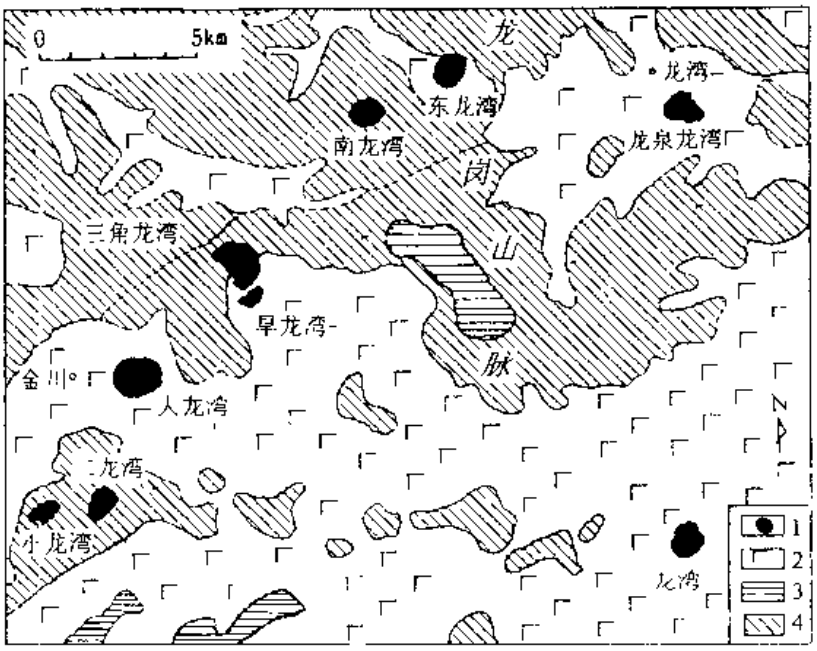

图 6-3-4　东北龙岗火山区玛珥湖分布图

1.玛珥湖　2.前寒武纪基底岩石　3.古近纪—新近纪玄武岩　4.第四纪火山岩

龙岗地区玛珥湖的共同特征是，湖垣主要由玄武岩及玄武质火山角砾岩、凝灰岩组成，围岩碎屑（及基底岩块）的含量较高，约占 60%~80%。玄武质熔岩中普遍含有超镁铁质岩包体，并且其包体个体较大，个别直径可达 0.5m，含量较多。湖垣外坡缓而内坡陡，倾角 10°~30°，湖水面与周围湖垣的相对高差较大，湖封闭性好。周围长满树木，湖水清澈，水面平静浪小。湖区山清水秀，幽深恬静，景色宜人，现在绝大多数玛珥湖已成为旅游观光地点。

2.1　大龙湾玛珥湖

大龙湾玛珥湖位于辉南县朝阳镇东南 50km 的金川乡南部 1km 左右，北纬 42°20′，东经 126°23′，平面上近似圆形（图 6-3-5），最大直径约 1075m，最大直径方向的垂向直径约 750m，湖水的最大深度为 96m，湖面海拔高程 625m，湖垣的高程为 645m（表 6-3-2）。大龙湾玛珥湖四周主要由多旋回、粗细粒度互层的玄武质火山碎屑岩组成，岩石粗—细韵律性明显，喷发旋回清晰，火山碎屑岩以火山角砾岩和凝灰岩为主，含少量的火山集块岩，其固结较差，但成层性良好。火山角砾以次棱角－次圆状为主，粒径多为 6~25mm，其中围岩碎屑可高达 20%~30%，围岩角砾（岩屑）主要由古老基底角闪岩及早期喷发玄武岩的角砾组成。在玄武质火山角砾岩中含有二辉橄榄岩包体，包体直径大小不一，由数厘米至数十厘米不等，包体边缘具冷凝边。凝灰岩中经常含有由火山角砾岩组成的透镜体及低角度的交错层理，推断可能为火山基浪堆积物。玛珥湖四周围垣的最底部为气孔状玄武岩和相应成分的火山角砾岩、凝灰岩，它们直接覆盖在古老基底混合花岗岩及角闪岩之上。火山岩的产状呈放射状向四周外侧倾斜，倾角 10°~15°。

湖垣的内壁多为陡峭山崖，以北部和北东部最明显，向四周逐渐变缓，湖水面低于古老基底与上覆新生代火山岩之间的接触界线，即玛珥湖的湖水储存在由古老基底岩石组成的岩筒中，湖水面平静、浪小，湖四周森林植被茂盛，目前已是当地著名的旅游观光地点之一。

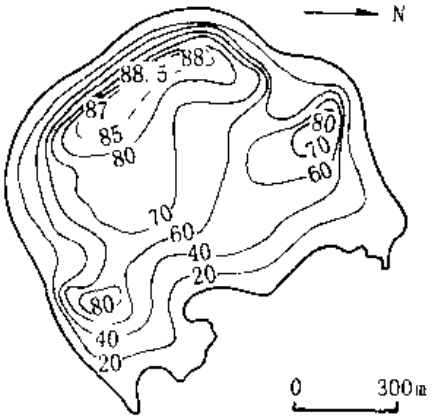

图 6-3-5　大龙湾玛珥湖平面及水深图

曲线为湖水等深线，线上数字的单位为 m

2.2　三角龙湾玛珥湖

三角龙湾是辉南县著名的风景区之一，它位于金川乡东北 3.5~4.0km 处，东经 126°26′，北纬 42°22′。湖垣最高海拔 762m，湖面高程 722m。平面上玛珥湖呈不规则的哑铃形，长轴沿 NW－SE 向展布，约为 1100m，短轴为 NE 向，约 550m（表 6-3-2），表面积约 1100m×550m，实测最大水深 76m，位于玛珥湖的中心偏东南部。

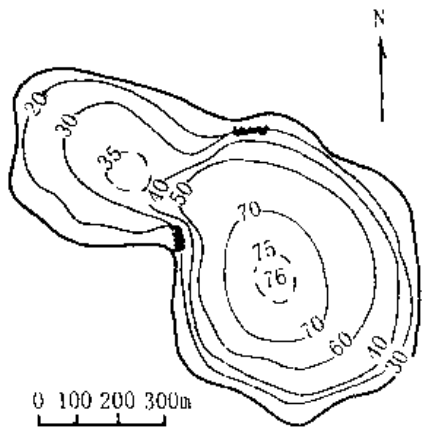

图 6-3-6　三角龙湾玛珥湖

平面形态及水深图

曲线为湖水等深线，线上数字单位为 m

玛珥湖四周主要由玄武质火山碎屑岩及熔岩组成的，也可见到由基底混合花岗岩组成的悬崖峭壁；火山碎屑成层性好，火山角砾的棱角不明显，岩石固结程度较低。火山碎屑垣的外坡较缓，坡角 10°~13°，而湖的内壁为陡崖。在近于湖中心处有基底花岗岩出露，成为中心岛。与龙岗火山群的其它玛珥湖相比，三角龙湾玛珥湖最大的特点是其平面形态不规则，不像其它的玛珥湖呈圆到近圆形，然而由湖水水深图（图 6-3-6）可以看出，它由两个最大水深区域组成：一个位于湖的东南部，水深为 76m；另一个位于湖的西北部，水深约 35m，结合其平面形态可以推断玛珥湖可能由两次火山喷发形成的“复合玛珥湖”。

2.3　龙泉龙湾玛珥湖

龙泉龙湾玛珥湖位于靖宇县龙泉镇南 1.5km，东经 126°36′，北纬 42°25′。平面形态呈不规则圆形，最大直径 1050m，最大直径的垂向直径约 1000m（表 6-3-2），表面积 1050m×1000m，水面高程为 617.6m，实测最大水深 91m，水面平静，有风时偶见小浪。四周湖垣最高为 624m，具有一个完整的、封闭性很好的相对高度约为 10~20m 的火山岩环状垣，主要由玄武质火山碎屑岩组成，含大量的玄武质火山渣，火山渣中夹有一些熔岩角砾及岩块，熔岩中含有大量的石榴石二辉橄榄岩包体。由下至上火山碎屑岩呈粗细粒度交替的粒序层形式，火山碎屑岩的水平层理发育。

2.4 四海龙湾玛珥湖

四海龙湾玛珥湖位于靖宇县吊水湖乡西南 8km，龙湾林场北 2km 公路东侧，东经 126° 36′，北纬 42° 17′，呈圆形，直径约为 750m（表 6-3-2），围垣海拔 791m，森林茂盛，高出湖面约 20~40m，主要由火山碎屑岩和玄武质火山熔岩组成，顶部有一层玄武质熔岩与下伏的火山碎屑岩之间存在烘烤层。玄武质熔岩产状平缓近水平，厚度约 3~6m，下伏的玄武质火山渣及火山碎屑岩呈褐红色－棕红色，呈粗粒与细粒相间的层状构造，粗火山角砾的成分较复杂，含有大量早期岩石形成的岩屑，其棱角不明显；细粒的火山砾主要由火山渣及火山角砾组成。湖面与较陡的火山岩垣之间有 20~50m 的缓坡。

2.5 东龙湾玛珥湖

东龙湾玛珥湖（照片 17）位于辉南县老虎圈子西南 5km 处，东经 126° 30′，北纬 42° 25′；湖面近圆形，湖水面高程 599m（表 6-3-2），面积 700m×700m，周围皆为森林，湖垣内边缘很陡，由玄武质火山岩组成，以火山碎屑岩为主，含有大量围岩岩屑，底部为基底混合岩，在水面之上的湖壁陡岸上可见到火山岩，湖水较深，实测湖水最大深度为 114m，湖中心水深均在 100~110m 左右。

2.6 龙湾塘玛珥湖（南龙湾玛珥湖）

龙湾塘玛珥湖（南龙湾玛珥湖）位于东龙湾玛珥湖西南部 3~3.5km 处，东经 126° 28′，北纬 42° 24′，湖垣海拔高程 627 m，湖面高程 607 m（表 6-3-2），形态不规则圆形，其一侧为堤坝，可能曾经出现过湖水决堤现象，造成湖水外溢。周围湖垣由火山碎屑岩及火山渣状熔岩组成，以火山碎屑岩为主，其粒度粗细不均，由下至上呈粗细韵律形式，旋回性清晰，火山岩内含有大量深源包体及围岩碎屑，围垣内坡陡而外坡较缓，火山岩产状向四周倾斜，倾角约 15°~30°。

在该玛珥湖的北侧靠近山脚下，有一小玛珥湖与之相连，该玛珥湖积水很浅，湖中已生长草类，类似于旱龙湾。

2.7 三角龙湾附近的旱玛珥

旱玛珥位于三角龙湾玛湖的西南侧，东经 126° 35′，北纬 42° 22′，现在已经成为沼泽地，直径为 200~300m，湖中长满杂草，高程为 664m（表 6-3-2），四周已开发为野外跑马场，周围火山岩垣的相对高度约为 50~60m，推断在相当长的一段时期内，它曾为一个封闭性较好的玛珥湖，现由于沉积物填满湖底，而使其趋向于干涸的玛珥湖演化。

2.8 西大甸子旱玛珥

西大甸子旱玛珥位于辉南县金川乡西，是本区见到的最大的旱玛珥，海拔 618m，近圆形，平面面积为 900m×920m。四周的火山岩垣相对高度为 10m 左右，主要由玄武质火山渣及玄武质熔岩组成，产状向四周倾斜，倾角为 15°~25°。以往研究表明（吉

林省地质局，1979），该旱玛珥由上至下的沉积层序如下（图 6-3-7）：①草根层，厚度约 20~30cm，由植物根及未分解的植物残体组成；②泥炭层，最大厚度 9m 左右，由半分解和已分解的植物残体组成，其中夹有薄层状砂层或透镜体；③腐泥层或腐殖质层；④亚粘土层及粘土层。吉林省地理研究所对西大甸子是旱玛珥的研究结果表明：其“孢粉中含阔叶花粉及松粉，时代为全新世中晚期”。过去认为西大甸子旱玛珥是一个塌陷火山口壅塞湖，现在初步研究认为，它应属于已经干涸的玛珥湖。

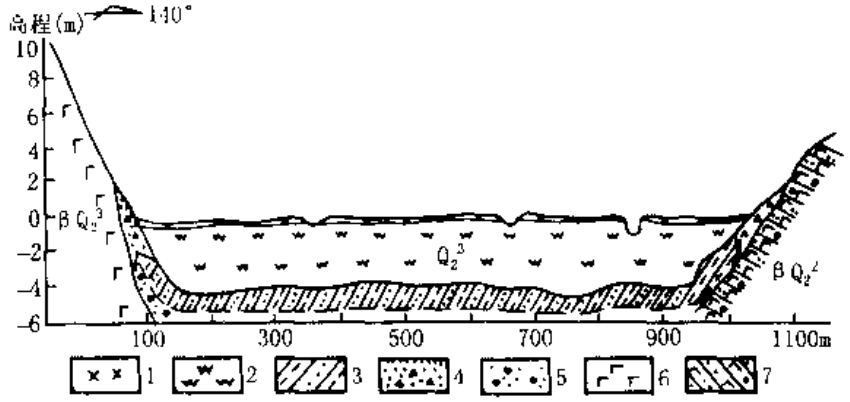

图 6-3-7　西大甸子旱玛珥剖面图

1.草根层　2.泥炭层　3.青灰色淤泥质亚粘土及青灰色细砂夹粘土
4.坡积粘土及碎石　5.谷底砾石层　6.橄榄玄武岩　7.玄武质火山渣

表 6-3-3　东北龙岗火山群中玛珥湖的形成年龄（K-Ar 稀释法）*

玛珥湖名称	取样位置	岩石名称	样品编号	样品重量 (g)	K (%)	$^{40}Ar^*$ (10^{-10}mol/g)	$^{40}Ar_a$ (%)	$^{40}Ar^*/^{40}K$ ($\times10^{-5}$)	视年龄 (Ma) (±1 σ)
大龙湾	湖北侧湖坝底部接近水面处（高出水面约 1m）	红色玄武岩	97L01	0.3279	1.56	0.031842	91.4	6.8391	1.18±0.09
	湖坝的火山碎屑中的熔岩块	黑色玄武岩	97L02	0.6551	1.56	0.032828	86.6	7.0509	1.21±0.05
	位于湖坝的上部	玄武质浮岩	97L03	0.2727	1.58	0.026368	90.8	5.5918	0.96±0.04
四海龙湾	湖西岸火山垣的最顶部	致密玄武岩	97L04	0.2841	2.28	0.04225	78.2	6.2090	1.07±0.03
龙泉龙湾	火山岩垣顶部的火山渣之中	玄武质浮岩	97L05	0.2758	1.29	0.031045	89.0	8.0636	1.39±0.04
	火山岩垣下部的熔岩	黑色玄武岩	97L07	0.2778	1.33	0.049238	66.5	12.405	2.13±0.08
南龙湾	火山岩垣的中下部	玄武质火山渣	97L08	0.2018	1.84	0.043252	92.6	7.8762	1.35±0.12
东龙湾	湖北侧湖壁内底部水面之上	气孔状玄武岩	97L09	0.3282	1.71	0.038905	75.3	7.6233	1.31±0.04

*1997 年采样，首次发表；由中国科学院地质研究所同位素研究室 ^{40}Ar-^{39}Ar 组测试，测定仪器采用英国 RGA-10 气体源质谱计（VSS 公司），λ=5.543E-10/a。

表 6-3-3 列出了龙岗火山群中大龙湾、四海龙湾、龙泉龙湾、南龙湾和东龙湾等玛珥湖周围火山岩 K-Ar 年龄测试结果不难看出，火山岩的年龄介于 2.13~0.96Ma 之间，属早更新世初，表明龙岗火山群中的玛珥湖多为龙岗火山幕火山活动的产物。根据卫星图片解释，除上述已查明的诸玛珥湖之外，位于辉南县吴家瞠子西南方向的小龙湾（经度 126°21′，纬度 42°18′，湖面高程约 655m）和二龙湾（东经 126°22′，北纬 42°18′，湖面高程约 724m），也属于积水玛珥湖。

如前所述，东北龙岗火山群中的玛珥湖位于几十年前尚属原始森林的第四纪火山区，其远离工业区，人类活动及影响较小，玛珥湖中的沉积物记录了天然植被演化及古气候变迁的规律，对于它们的深入研究将为我国高分辨率古气候的研究提供十分宝贵的资料。

3 山东山旺地区玛珥湖

山旺地区新近纪火山活动很频繁，根据沉积物特征推测当时形成的一些玛珥湖分布在山旺、临朐、昌乐一带。

3.1 山旺玛珥湖

山旺玛珥湖的沉积地层“山旺组”由于保存有丰富的动植物化石而有“化石宝库”之称。已发现的哺乳动物至少有 12 属 14 种，鸟类 1 属 1 种、爬行类 1 属 1 种，两栖类 3 属 3 种，此外还有鞘翅类、水生异翅类等昆虫化石。化石保存之精美、门类之多，十分罕见，有的鸟类化石保存有毛，蛙化石保存有皮，植物化石保存有花。该玛珥呈 NW－SE 向展布，长轴约 600m，短轴约 500m，湖盆面积约 1km^2。湖相沉积层厚 106m，主要沉积岩为泥岩、页岩和硅藻土，其中可能发育有纹层。根据山旺组中上部玄武岩 K-Ar 年龄推测玛珥形成时间大约为 13Ma[1]，哺乳动物化石的研究也表明其时代为中新世。

3.2 青山玛珥

青山玛珥位于临朐县城南 8km，呈椭圆形，长 1000m，宽 800m。钻孔资料表明 22.88~87.26m 为湖相沉积，主要岩性为油页岩、硅藻页岩，底部为玄武岩。该区其它小型盆地亦可能为玛珥，如桃花山、牛山、金山等，这些盆地为圆形或椭圆形，面积 0.3~1.5km^2 不等。

4 青藏高原玛珥湖

青藏高原的玛珥湖主要集中藏北西昆仑及可可西里一带，卫星图片解译结果表明，该区可能存在保存十分完好的玛珥湖（Turner et al.，1996），对于它们的确认及深入研究，将为探讨青藏高原的隆升和气候演变过程，提供十分宝贵的科学资料与证据。

[1] 转引自山东省地质矿产局，1991，山东省区域地质志。

第七章　火山活动与气候变迁

第一节　火山喷发对气候的影响

以研究雷而闻名的 Benjamin Franklin 是第一个认识到火山喷发对气候影响的科学家，他在 1784 年就提出 1783 年北美及欧洲地区出现的气候异常现象与同年冰岛 Hekla 火山喷发有关（Humphreys，1940；Turco et al.，1982）。一个多世纪以后，Lamb（1970）提出火山灰幕指数的概念，使定量研究火山喷发对气候的影响成为可能。近年来，随着对全球气候模拟和预测研究的深入，证实火山活动是气候变化的一个驱动因素。本节主要探讨全球大规模的火山喷发对我国气候变化的影响。

1　火山喷发规模的估计

表征火山喷发规模的指数主要有两个：一个为火山爆发指数（VEI，本书用符号 I_V 表示），另一个为火山灰幕指数（DVI，本书用符号 I_D 表示）。前者是从火山地质及火山学的角度，主要是依据爆发强度、范围、能量释放率及对周围的破坏程度等参数的计算和确定，对火山喷发规模分级，共分为 0 到 8 级（Simkin et al.，1981；Newhall and Self，1982），数值越大，表示火山喷发的规模越大，反之亦然；后者则是按照火山喷发对气候影响的程度划分火山喷发的规模，主要考虑火山喷发前后气候的变化与差异。因此，火山灰幕指数在气候变化研究中更具实用性和针对性。

Lamb（1970）在归纳、整理了全球火山活动与气候变化方面资料的基础上，首次提出了火山灰幕指数（dust veil index，简称）的概念，用于表征火山喷发进入大气圈的火山灰和气溶胶对太阳辐射能总的减弱程度，它是目前研究火山喷发对气候变化影响最有效的替代性指标之一，其数学表达式如下：

$$I_D = 0.97 R_{Dmax} \cdot E_{max} \cdot t_{mo} \qquad (7\text{-}1\text{-}1)$$

$$I_D = 52.5 T_{Dmax} \cdot E_{max} \cdot t_{mo} \qquad (7\text{-}1\text{-}2)$$

$$I_D = 4.4 q \cdot E_{max} \cdot t_{mo} \qquad (7\text{-}1\text{-}3)$$

式中：R_{Dmax} 是由于火山喷发的影响，半球中纬度带任何一月太阳直接辐射量（S）降低的最大百分比；T_{Dmax} 为火山喷发影响的半球中纬度带年平均气温（℃）下降的最大距平值；q 为扩散到大气中固体火山灰的体积（km^3）；t_{mo} 为火山喷发后在中纬度地区大气中尘埃恢复到喷发前状况所需的总时间（月数）；E_{max} 代表火山灰和气溶胶覆盖的最大空间范围。发生在纬度 20°N~20°S 之内的火山喷发，其火山灰和气溶胶达到的空间范围最大，可达整个全球，此时 $E_{max}=1$；高纬度地带内的火山喷发，火山灰覆盖面积较

小，E_{max}=0.3；纬度为 20°~42° 带内的火山喷发，E_{max}=0.5~0.7（其中纬度为 20°~35° 时，E_{max}=0.7；纬度为 35°~42° 时，E_{max}=0.5）。

2 火山喷发对气候的影响

在万年以来的时间范围内，影响气候变化的重要因素除了人类活动就是地－气系统所接受的太阳能量的变化程度。而引起地－气系统太阳能量变化的主要因素可概括为：①太阳常数的变化；②大气中尘埃（包括火山灰尘埃及火山气溶胶）对太阳辐射的反向散射作用；③全球云量、云况变化（徐群，1985）。第三个因素属气象学和气候学的研究范畴，此不赘述。

在万年以内的时间尺度上，太阳常数变化极小（≤0.15%），尽管某些研究者（Eddy，1977）强调太阳常数在百年以上时间尺度有一定程度的改变，但也不超过 1%。大规模的中酸性火山喷发形成的 Plinian 喷发柱较高（可达平流层），火山灰及火山气体（如 H_2S、SO_2、SO_3、CO_2、CO、CH_4、HCl、HF、Cl_2 和 H_2O 蒸气等）进入大气圈平流层后，会在平流层中随风系和涡流飘移，其时可达 10~15a（张菀莹，1991），从而导致太阳的直接辐射降低、散射辐射增加和总辐射降低（马隆和罗德尔，1990；郭正府等，1995；郭正府，1997）。如 1883 年底印度尼西亚 Krakatau 火山喷发后的第一年和第三年北半球中纬度太阳直接辐射分别减弱 10%，第二年减弱达 15%，据估计被散射的直接辐射至少有 25%返回太空（Schneider and Mass，1975；徐群，1985），这相当于在 1884~1886 年抵达大气圈顶的太阳常数受平流层火山灰和火山气溶胶（以硫酸盐气溶胶为主）反向散射作用而在进入对流层时减弱 2.5%~3.8%（徐群，1985）。由此可见，大规模火山喷发产生的火山灰和随后形成的火山气溶胶，对于进入地－气系统的太阳能量的影响远大于太阳常数的天文变化；而北半球气温对于太阳常数很小的变化也是极为敏感的（Reiter，1974）。由此认为，大规模的火山活动是万年时间尺度以内气候变化的主要因素之一。

研究火山活动与气候变化的相互关系，有三个方面比较重要：①火山喷发对气候变化的影响，即火山喷发导致气候向哪一个方向演变（如温度是变冷还是变暖等）；②火山喷发对气候影响的时间和空间范围；③火山喷发对气候影响的幅度。

火山喷发造成气候最终向哪一个方向演变，主要取决于火山气体的成分及各种成分的相对比例（郭正府，1994；郭正府和刘嘉麒，1997，1998；郭正府等，1998）。火山喷出的气体主要包括三类：①硫化物气体，H_2S、SO_2 和 SO_3 等；②温室气体，CO_2、CH_4、NO_2 和 H_2O 等；③卤化物气体，HF、HCl 等。不同种类的火山气体对气候造成的影响不同。

2.1 火山喷出的硫化物气体对气候的影响

火山喷出的烟云（雾）主要成分是硫化物气体（SO_2、SO_3 和 H_2S 等）及其与气相反应的生成物[1]（马隆和罗德尔，1990）。气态硫化物气体与 H_2O 蒸汽反应会导致含有

[1] 郭正府，1996．东昆仑火成岩构造演化和青藏高原新生代火山喷发对环境的影响，中国地质大学（北京）博士学位论文．

一定量硫酸水溶液极小微滴组成的超微粒稠密层的形成，在一定条件下这种稠密层可以形成硫酸盐气溶胶。火山喷出的硫化物气体大约只需几周至几个月的时间就可以转变为硫酸盐气溶胶（李晓东等，1995a、b）。进入平流层下层的火山气溶胶连同火山灰（尘）一起会形成火山灰云，浓密的火山灰云可使大气混浊度骤然增加，进而影响太阳辐射作用，主要表现在如下几方面：①使太阳直接辐射显著减少；②对太阳光起散射作用，使散射辐射增加；③吸收太阳光以及热辐射（马隆和罗德尔，1990），总的效果是造成太阳总辐射减少，使大气透明度显著降低。由于火山气溶胶粒子把太阳辐射反射回宇宙空间，减少了到达地面的太阳辐射能（Dutton and Christy，1992），致使地表温度在火山喷发后的相当一段时间（一般 1~3 年）内明显降低。由于火山喷发形成的气溶胶起着好似遮阳伞的作用，所以人们将这一过程称为“阳伞效应”或“火山冬天”效应（Stothers，1984；Rampino et al.，1988；Rampino and Self，1992；朝仓　正，1991；Kring et al.，1996）。同时，由于位于平流层的火山气溶胶能吸收太阳辐射，从而又导致平流层气温升高（Mass and Portman，1989；马隆和罗德尔，1990；朝仓　正，1991）。

2.2　火山喷出的温室气体对地表温度的影响

温室气体排放量的增加与全球变暖的关系是目前全球变化研究的前沿课题之一。近年来的地面观测资料表明，全球变暖的速度并不像目前某些温室效应模型所计算和预测的那么快，实际上仅仅是所预计速度的几分之一（中国气象年鉴，1992；李祖滨等，1994）。造成这种差异的原因，除了模型本身的因素外，大规模火山喷发（以硫化物气体为主）导致地表温度降低（Beget et al.，1996）是造成温室效应减弱的原因之一。要合理地论证温室气体排放量的增加与气温升高之间的定量关系，不仅要考虑火山喷发导致地表温度降低这一因素，而且还要考虑火山喷发对大气圈中温室气体的贡献。据估计每年约有 $20km^3$ 玄武质岩浆及大量的 CO_2 气体沿着约 60000km 长的洋中脊喷出（Bottinga and Javoy，1989；钱祥麟，1995），它们与陆地上火山喷出的 CO_2 一起构成大气圈中温室气体的一个来源。如果火山喷出的气体以 CO_2 等温室气体为主，那么很可能会造成火山喷发后的相当一段时间内地表温度升高。

2.3　火山喷发对大气臭氧的影响

火山喷发对大气臭氧的影响主要表现在如下三个方面：①火山喷发形成的气溶胶会促进平流层多相化学过程的发生，导致臭氧总量减少（Brasseur，1992；Brasseur and Granier，1992；吕达仁，1996；王庚辰，1996）；②在火山硫化物气体氧化形成气溶胶的过程中，会造成臭氧的光解（$O_3 \rightarrow O_2+O$）速度增加、生成速度相对减弱，从而导致 O_3 总量减少（Prather，1992）；③火山喷出的卤化物气体直接导致 O_3 的总量减少（Tabazaden and Turco，1993）。以 HCl（或 Cl_2）为例，它们随喷发柱进入平流层，由于受强波紫外辐射，会分解出氯原子（Cl），发生如下光化学反应（Johnston，1980；王贵勤等，1985；Hofmann and Solomon，1989；曲绍厚，1994），导致大气中臭氧总量的减少，甚至可能破坏臭氧层。

$$HCl+h\upsilon \rightarrow H+Cl \quad (\lambda < 0.22\,\mu m) \qquad (7\text{-}1\text{-}4)$$

$$Cl_2 + h\upsilon \rightarrow 2Cl \quad (\lambda < 0.483\,\mu m) \tag{7-1-5}$$

$$Cl + O_3 \rightarrow ClO + O_2 \tag{7-1-6}$$

$$ClO + O \rightarrow Cl + O_2 \tag{7-1-7}$$

$$O + O_3 \rightarrow 2O_2 \tag{7-1-8}$$

从理论上讲，上述光化学反应的总效果是 Cl 和 ClO 都未被消耗，如果不被其它过程干扰，那么只要火山喷出的 HCl（或 Cl_2）气体由于光致离解作用产生很少的 Cl，就可以循环地导致 O_3 的减少。事实上，平流层还存在许多其它更复杂的光化学反应，并且这些光化学反应相互制约、相互影响，实际过程比上述光化学反应复杂得多。光化学反应方程（7-1-4）到（7-1-7）的最终效果是使大气中臭氧总量减少、臭氧层平均厚度减薄，甚至导致臭氧层的破坏；尤其是对于中酸性的、卤化物气体含量较高的中心式火山喷发，大量的卤化物气体在很短的时间内射入平流层，导致局部范围内臭氧层的骤然减薄，甚至产生“臭氧洞”，最终造成对周围生物及环境的影响。例如，仪器观测结果表明，1991 年菲律宾 Pinatubo（15°N，120°E）和智利 Mt. Hudson（46°S，73°W）两个中心式以中酸性为主的火山喷发，向大气圈平流层输送了大量的火山气体及气溶胶，最终造成 1991~1992 年南半球中高纬度和南极上空臭氧浓度大幅度快速降低（Doiron et al.，1991；Barton et al.，1992；Brasseur and Granier，1992；Hofmann et al.，1992，1994）。

2.4 火山喷发对降雨量的影响

大规模的火山喷发会造成某些地区降雨量的显著改变。有人认为我国 1991 年夏秋江淮流域出现的大面积洪涝现象，很可能与 1991 年 6 月菲律宾皮纳图博火山和日本云仙岳火山的相继喷发有关。大规模火山喷发造成（或诱发）降雨量改变的主要原因包括两方面。①火山喷发的微细火山灰、火山气体及其形成的气溶胶（以硫酸盐气溶胶为主）随喷发柱进入大气圈，一方面进入大气圈（甚至平流层）中的大量水蒸汽有利于局部地区大气中的水汽达到饱和（或过饱和）状态；另一方面火山灰、尘埃及火山气溶胶，尤其是火山灰具吸附性，可以充当降水所需要的凝结核，成为水汽凝结核心，促进水汽凝结现象，在适当条件下可导致地面降水量增加（Humphreys，1940；Wexler，1951，1956）。如果火山喷发带入大气圈中的火山尘及气溶胶含量过大，会导致大气中的凝结核“过饱和”，造成“雨滴”密度很大但体积太小，最终反而导致降水量下降。②火山喷发形成的火山灰云会影响太阳辐射（如前述），改变大气环流，可以间接地改变降雨量的大小及分布状况（Handler，1984，1986）。由此可见，火山喷发最终是造成降雨量的增加还是降低主要取决于：①喷发柱的高度、②火山气体成分及其相对比例（主要指水蒸汽与火山气溶胶的比例）和③当时云量及大气环流状况。

2.5 火山喷发对地表气压的影响

火山喷发对地表气压的影响是导致温度改变的一个效应。如前述，火山喷发可造成大气圈垂直方向上的温度改变，进入对流层及平流层的大量火山气溶胶能够增加反照率，从而使对流层温度降低，造成气压增加；另一方面平流层的气溶胶还能吸收太阳辐射，导致平流层温度升高，从而造成平流层内气压的降低（Newell，1970；Dutton and

Christy，1992）。火山喷发对地表气压的最终影响取决于上述两个过程的综合结果，它们与喷发柱高度、火山气溶胶幕的光学性质以及火山灰云的纬度分布状况有关。另外，由于火山喷发可造成大气环流的改变（Mass and Portman，1989），因此也能引起气压的变化。

3 火山气体及气溶胶总量的估算方法

3.1 用仪器直接测量

既然影响气候变化的火山因素主要与火山气体、气溶胶成分及其相对比例有关，那么合理地估算火山气体及气溶胶的重量将是十分重要的。对于在用现代观测仪器监视下喷发的活火山（如 1991 年菲律宾的 Pinatubo 和 1982 年墨西哥的 El Chichon），估算其火山气体和气溶胶总量可以通过以下三种途径获得。①利用仪器对火山喷发后进入大气圈（包括平流层）的火山气溶胶总量进行实际测量（Mossop，1964；Hofmann and Rosen，1983a、b；Glaze et al.，1989；Mouginis-Mark et al.，1991；Bluth et al.，1992；Dutton and Christy，1992；McCormick and Veiga，1992；Prather，1992；Koyaguchi and Tokuno，1993；Hirabayashi et al.，1995；McCormick et al.，1995；Tratt and Menzies，1995；Heffter，1996；Song and Starr，1996）。②利用极地冰芯硫酸盐峰及高电导率层检测火山喷发，并对火山气溶胶总量进行估算（Hammer et al.，1980；Legrand and Delmas，1987；Zielinski et al.，1994，1996a、b；Stuiver et al.，1995；Zielinski，1995）。③利用岩石学方法，对火山气体和气溶胶的种类及其相对比例和总量进行估算[1]（Devine et al.，1984；Gerlach and Graeber，1985；Carroll and Rutherford，1988；夏林圻，1988；夏林圻等，1990；Andres et al.，1991；Tait，1992；Wallace and Gerlach，1994；刘若新等，1995；郭正府，1997；郭正府等，1998）。

3.2 利用岩石学方法进行火山气体总量估算

对于史前或没有条件利用仪器进行实测，并且在冰芯中没有明显记录的火山喷发，利用岩石学方法估算火山气体的成分与总量就显得十分重要。岩石学方法分两种，一种是利用不同岩石的脱气率估算火山气体的成分和总量（刘若新等，1995）；另一种是利用斑晶（或晶屑）矿物中岩浆包裹体的成分估算火山气体的成分和含量（Gerlach and Graeber，1985；Wallace and Gerlach，1994；郭正府，1997；郭正府等，1998）。研究结果表明，利用岩石学方法估算的火山气体和气溶胶总量与实际观测结果较为接近（Westrich and Gerlach，1992；Self and King，1996），说明它是一种行之有效的方法。

3.2.1 火山喷发物总量的估算方法　对火山喷发物总量的估算一般使用时间-速率法和体积法进行估算。时间-速率法是利用火山喷发持续的时间和火山喷发的质量通量（平均值）来估算火山喷发物的总量，即：

---

[1] 郭正府，1996，东昆仑火成岩构造演化和青藏高原新生代火山喷发对环境的影响，中国地质大学（北京）博士学位论文。

$$N=M_e\times t_m \tag{7-1-9}$$

式中：N 为火山喷发物（包括火山岩、火山灰和火山气体）的总量（单位：kg），M_e 为火山喷发过程中的平均质量通量（单位：kg/s），t_m 为火山喷发的持续时间。M_e 可以通过野外实际测量获得，也可通过理论模式计算（Sparks，1986；Crisp and Spera，1987；Woods，1988；Dobran，1992；Papale and Dobran，1993，1994）。t_m 可以通过对火山喷发实际观测获得，也可以通过测定火山岩的同位素年龄，并考虑火山间歇喷发的特点获取。采用这一方法获得的火山喷发物总量（N）往往比实际值高。

体积法是在火山岩实测剖面的基础上，确定不同层位火山岩的厚度及其变化，结合岩相学研究的成果圈定各旋回喷发物的范围，同时考虑火山喷发前的原始地形及其火山岩的剥蚀情况，求出火山喷发物的总体积（Spera and Crisp，1981；Pyle，1989，1995；Fierstein and Nathenson，1992；Resmini and Marsh，1995；Tanguy et al.，1996），再利用火山岩的密度计算结果（Bottinga and Weill，1970；Lange and Carmichael，1987），求得火山喷发物的总重量（N）。这种方法的最终估算结果往往比实际值低。

上述两种方法获得的火山喷发物总量与野外观测求出的火山岩总量不一定吻合，导致两者差别的原因是：①火山岩之间往往有剥蚀面，记录了火山岩经受剥蚀的地质过程（或期间），被剥蚀火山岩的范围和厚度是无法知道的；②上述模式估算的火山喷发物总量除包括火山口附近的火山岩外，还包括被喷发柱喷到大气层中而后在远离火口的地方沉降下来的火山灰（尘）及其滞留在大气层中的火山气体。

3.2.2　除水蒸汽外的其它挥发分总量的计算　　火山流体自岩浆房上升至喷发口的过程中，包括水蒸汽在内的挥发分相在岩浆中的质量分数（ϕ）可用下式计算（Dingwell et al.，1984；Crisp and Spera，1987；郭正府，1990，1992）：

$$\phi=(Y-ap^{1/2})/(1-ap^{1/2}) \tag{7-1-10}$$

式中：Y 为岩浆的含水量，p 为压力。通常认为岩浆自岩浆房上升至火山口喷发的过程中，其上升速率较大，在火山颈中经历的时间较短，可以不考虑岩浆中气体相与地下水体系的物质变换，即将岩浆房及火山通道视为一个封闭体系。利用火山喷发前岩浆中挥发份相的质量百分比（ϕ）减去岩浆中含水量（Y），就可以得到火山喷发前岩浆中其它挥发分相（除水外）总的相对含量（E），即：

$$E=\phi-Y \tag{7-1-11}$$

$$Q=E\times N \tag{7-1-12}$$

式中：Q 为火山喷出的挥发分（不含水蒸汽）的总重量。

3.2.3　火山喷出的水蒸汽总量的估算　　水蒸汽是火山喷出的主要挥发分之一，火山喷出的水蒸汽总量（W_t）可以用下式估算：

$$W_t=N\times Y \tag{7-1-13}$$

3.2.4 火山喷出的除水蒸汽外其它气体的总量估算　利用激光拉曼光谱或电子探针分析测定火山岩斑晶（或晶屑）中岩浆包裹体的气相组分（i）的含量及其相对比例，并换算成相对的重量百分比（M_i），那么，火山喷出的每种气体组分（i）的总重量（N_i）：

$$N_i = M_i \times Q \qquad (7\text{-}1\text{-}14)$$

3.3 火山硫酸盐气溶胶的形成机理及其总量的估算

火山喷发至大气圈中的硫化物气体，会发生氧化反应，形成亚硫酸、硫酸及硫酸盐，进一步演化形成火山硫酸盐气溶胶，导致这一系列演化过程的光化学反应可以在气相、液相和火山尘固体微粒表面上进行，也可在三相中和三相间同时进行。大量火山气体及火山尘进入大气圈（尤其是平流层）中，可促进大气圈中多相化学反应，在一定范围内导致大气成分改变，并形成浓密的火山气溶胶。火山硫酸盐气溶胶可通过下列反应形成（唐永銮，1992）。

3.3.1 火山硫化物气体在大气中的氧化反应　火山硫化物气体在大气中的氧化反应主要包括：①光氧化反应；②触媒氧化反应；③与氧化剂反应；④与自由基反应。

光氧化反应是火山硫化物气体在大气中转化为硫酸盐气溶胶的主要过程，它是通过 SO_2 气体的光氧化反应引起的，包括火山硫化物气体在清洁空气中的光氧化反应及在含碳氢化合物空气中的光化学反应。两者的主要差别是，后者的氧化速率比前者更快。火山 SO_2 气体在低层大气中是比较稳定的，不会发生光分解作用直接形成 SO 和 O。因为硫与氧之间的键能较大，约为 565.22J/mol，要使这样的键断裂，需要波长小于 2.180×10^{-6}nm 的紫外线照射（唐永銮，1992），而到达地表的紫外光线波长约大于 2.900×10^{-6}nm，只有在平流层中才具有这类波长的紫外线，因此，只有当喷发柱达到平流层时，在紫外线的直接照射下，火山成因的 SO_2 气体，首先吸收光量子（$h\nu$）形成激发态二氧化硫（SO_2^*），然后再与氧分子相结合形成 SO_3，SO_3 与水结合形成硫酸。由于伴随火山硫化物气体的喷发，往往会喷出大量水蒸汽及其它气体成分，上述过程最终会形成含一定量（可高达 75%）硫酸水溶液的极小微滴组成的超微粒稠密层（火山硫酸盐气溶胶）（马隆和罗德尔，1990）。表示上述过程的主要光化学方程式如下：

$$SO_2 + h\nu \rightarrow SO_2^* \qquad (7\text{-}1\text{-}15)$$

$$SO_2^* + O_2 \rightarrow SO_3 + O \qquad (7\text{-}1\text{-}16)$$

$$SO_3 + H_2O \rightarrow H_2SO_4 \qquad (7\text{-}1\text{-}17)$$

只要周围大气相对湿度在 10%以上，在太阳直射时，发生上述反应形成硫酸的有效系数为 $0.28\times10^{-8}s^{-1}$（唐永銮，1992）。在缺氧的条件下，火山 SO_2 在光的作用下与烷烃形成磺酸盐，与烯烃形成多砜。它们都以火山气溶胶的状态存在。

触媒氧化反应指火山硫化物气体经过触媒作用形成硫酸及硫酸盐，进一步发生异相光化学反应转化为火山硫酸盐气溶胶的过程，包括金属触媒和非金属触媒氧化反应。

由于喷发柱中往往含有金属离子（如 Fe^{2+}、Fe^{3+}、Mn^{2+}、Cu^{2+}等）和非金属离子（如 Cl^-、F^-等），它们对火山硫化物气体在喷发柱中转化为硫酸盐气溶胶起触媒作用。金属触媒氧化反应的主要化学反应方程式如下（唐永銮，1992）：

$$2SO_2+2H_2O+O_2\rightarrow 2H_2SO_4 \qquad (7\text{-}1\text{-}18)$$

$$2NH_4OH+H_2SO_4\rightarrow (NH_4)_2SO_4+2H_2O \qquad (7\text{-}1\text{-}19)$$

其反应机理主要包括巴尔斯特龙（Backstrom）反应和极反应，前者开始时是自由基链反应，之后是一个电子传递过程；后者包含 n 个过程，首先形成金属和亚硫酸盐络合物，再将 O_2 结合到络合物中，然后两个电子转移。这两种反应的最终结果都形成火山硫酸盐气溶胶。

火山硫化物气体与喷发柱中的氧化剂发生氧化反应是其转化为硫酸盐气溶胶的另一种方式。火山成因的 NO_2 能在光的作用下发生光解反应产生大量基态氧原子[$O(^3P)$]，能有效加速硫化物气体（如 SO_2）向火山硫酸盐气溶胶转化。表述上述过程的主要光化学方程式如下（唐永銮，1992）：

$$NO_2\text{（火山成因）}+h\nu\rightarrow NO+O(^3P) \qquad (7\text{-}1\text{-}20)$$

$$SO_2+O(^3P)+M\rightarrow SO_3 \qquad (7\text{-}1\text{-}21)$$

$$SO+H_2O\rightarrow H_2SO_4 \qquad (7\text{-}1\text{-}22)$$

式中：M 为大气中的单分子气体成分（下式同）；$O(^3P)$ 为基态氧原子。在上述光化学反应方程式中，火山成因的 SO_2 氧化速率主要取决于 NO_2 气体成分的浓度，而与喷发柱的相对湿度无关。即火山硫化物气体与氧化剂反应形成硫酸盐气溶胶的速率主要取决于喷发柱中 NO_2 的浓度。

火山喷发往往将大量的水蒸汽迅速喷至大气圈的平流层中，H_2O 蒸汽与处于电激发态氧原子 $O(^1D)$ 之间会发生如下光化学反应形成 OH 自由基（王贵勤等，1985）：

$$H_2O+O(^1D)\rightarrow OH+OH^*(\nu\leqslant 2)+121.42J \qquad (7\text{-}1\text{-}23)$$

上述反应产生的 OH 自由基与火山硫化物气体之间的氧化反应是形成火山硫酸盐气溶胶的另一有效途径，即：

$$SO_2+OH+M\rightarrow HOSO_2 \qquad (7\text{-}1\text{-}24)$$

$$HOSO_2\rightarrow H_2SO_4 \qquad (7\text{-}1\text{-}25)$$

上式的中间产物称为加并物 $HOSO_2$ 自由基，其最终形成火山硫酸盐气溶胶。

3.3.2　火山硫化物气体与大气中液相及固相表面的反应　　除上述在大气中的氧化反应之外，火山硫化物气体与大气中的液相及火山尘微粒表面也可发生多相光化学反应，形成火山硫酸盐气溶胶。另外，伴随着硫化物气体喷出的同时，还喷出大量其它火

山气体（如 HCl、NO_2、CO_2 和 H_2O 蒸汽等），它们也是促进火山硫化物气体转化为硫酸盐气溶胶的有效条件，尤其是在温度较周围大气圈高得多的喷发柱内，这些气体更能有效地促进火山硫化物气体向硫酸盐气溶胶的转化（王贵勤等，1985；唐永銮，1992）。

3.3.3 硫酸盐气溶胶总量的估算　　如果已知火山喷发的 SO_2 和 H_2S 总量，就可以利用上述光化学方程式（7-1-15）到（7-1-25），求得火山喷发形成的硫酸盐气溶胶总量（Q_T）。

4 火山喷发导致气温下降幅度的估算

4.1 火山硫酸盐气溶胶引起气温下降幅度的估算

4.1.1 火山硫酸盐气溶胶的存留比例　　现代火山喷发的观测表明，当喷发柱到达平流层时，火山喷发产生的硫化物气体及其气溶胶有一部分也随火山柱达到平流层形成平流层气溶胶，其余部分则滞留在大气圈底部及对流层内部（Carey and Sigurdsson，1986；Carey and Sparks，1986；江吉喜，1994）。平流层气溶胶主要存在于喷发柱所达到的最大高度的平面上，而在其下部的平流层空间内滞留的数量较小（Hofmann and Rosen，1983a、b，1984；Matson，1984；Hofmann et al.，1992）。我们将平流层气溶胶的重量与火山气溶胶总量之比称为气溶胶存留比例（郭正府和刘嘉麒，1998）。根据喷发柱内火山碎屑的运动特征（Carey and Sigurdsson，1986；Carey and Sparks，1986；Sparks，1986；Carey et al.，1995）以及喷发柱高度的计算模式（Crisp and Spera，1987；Carey et al.，1990；郭正府等，1998），火山岩的成分以及喷发柱在平流层内的高度是决定气溶胶存留比例的两个重要参数，因为平流层内火山物质的重量与喷发柱在平流层内的高度呈正相关关系（沈德滋，1978；Stolarski and Butler，1978/79）。在火山岩成分相同的情况下，喷发柱在平流层内的高度越高，相应地火山气溶胶的存留比例也就越大，否则相反（郭正府和刘嘉麒，1998）。据此，可用下列表达式估算气溶胶的存留比例（C）：

$$C = (\Delta H_S/12.3) \times 12.64\% \qquad (7\text{-}1\text{-}26)$$

式中：ΔH_S 为喷发柱在平流层内的高度（km）。

4.1.2 平流层内火山柱最大高度平面上气溶胶面密度的估算　　根据气溶胶存留比例（C）和气溶胶总量（Q_T），可以求出平流层内火山气溶胶的总重量（Q_S）：

$$Q_S = C \times Q_T \qquad (7\text{-}1\text{-}27)$$

若取地球平均半径为 6371km（夏邦栋，1984）来考虑火山气溶胶的散布范围（Lamb，1970），可以求出火山气溶胶在平流层中 ΔH_S 的平面上所散布的表面积（S_m）：

$$S_m = n_b \times S_S \qquad (7\text{-}1\text{-}28)$$

式中：n_b 为表面积系数，n_b 据 Lamb（1970）的模式确定；S_S 是气溶胶达到处的大气圈

圈层的表面积，相当于半径为（6371＋H）km 的球表面积（H 为从地表算起火山柱的最大高度）。那么平流层中在 ΔH_S 高度平面上火山气溶胶的面密度（β_S）为：

$$\beta_S = Q_S / S_m \qquad (7\text{-}1\text{-}29)$$

火山喷发造成平流层内硫酸盐气溶胶密度的骤然增加，会导致太阳总辐射率降低（马隆和罗德尔，1990；郭正府等，1995）。平流层中硫酸盐气溶胶面密度增加 0.8×10^{-6}g/cm^2，太阳总辐射率降低 1%（欧阳自远等，1991）。太阳总辐射率降低，就会引起全球平均气温下降。理论模式及计算机统计结果表明，太阳总辐射率降低 0.1%，就可能引起全球平均气温下降 0.1℃（马隆和罗德尔，1990；张宛莹，1991），据此，可以估算火山喷发导致的太阳总辐射率及地表气温下降的幅度[1]（郭正府，1997；郭正府和刘嘉麒，1998）。然而，火山喷发要达到地表气温下降 0.1℃一半的程度，可能需要 5a，也许再需要 100a 才能完成整个变化。另外，如果太阳总辐射率持续 10a 变化 0.05%，就是一个重大的气候信号（马隆和罗德尔，1990）。多数火山喷发对地表气温的影响不可能达到全球范围，仅达半球或更小的范围，所以，火山喷发导致的实际气温下降幅度比上述模式估计的结果要略大些。

4.2 火山喷出的温室气体对气温影响幅度的估算方法

大气中 CO_2 含量增加 10%，全球气温将升高 0.3℃；地球大气的总质量为 5.27×10^{15}t（张宛莹，1991）；并在上述估算的火山成因 CO_2 气体总量的基础上，参照化石燃料燃烧所产生的 CO_2 气体在大气中存留（53%）的比例（马隆和罗德尔，1990），就可以估算大气中由于火山喷发 CO_2 增加，导致气温升高的幅度。同时应考虑部分 CO 转化为 CO_2 以及其它火山温室气体（如 CH_4、N_2O 等）对气温升高的影响。

4.3 研究实例：藏南冈底斯新生代火山喷发对古气候的影响

冈底斯火山岩以英安质及流纹质熔结凝灰岩为主，长石与石英斑晶（或晶屑）中岩浆包裹体气相成分测定结果（四个样品的均值）为 80.51%（CO_2）、1.33%（CO）、3.23%（H_2S）、1.90%（CH_4）、6.94%（HCl）和 6.08%（SO_2），挥发分成分以 CO_2 等温室气体为主，硫化物气体次之。在进行斑晶（晶屑）－熔浆平衡热力学计算基础上，利用二长石温度计（Stormer，1975；Ghiorso，1984），求出的喷发前岩浆含水量为 2.4%。冈底斯新生代火山柱达平流层底部[1]，火山喷发造成平流层内喷发柱最大高度的球面上硫酸盐气溶胶面密度增加 9.84×10^{-7}g/cm^2，导致太阳总辐射率降低 1.23%，造成地表气温下降 1.23℃左右。火山喷出的 CO_2 气体总量约 1.55×10^{12}kg，它可导致地表气温增加约为 0.002℃，考虑其它温室气体（如 CO、CH_4）的温室效应，可使地表气温增高的幅度比 0.002℃略高些，尽管如此，也远不能抵消火山硫酸盐气溶胶造成的地表气温下降的幅度。综合上述降温或升温双重研究，表明冈底斯火山喷发对地表气温的最终影响是

---

[1] 郭正府，1996，东昆仑火成岩构造演化和青藏高原新生代火山喷发对环境的影响，中国地质大学（北京）博士学位论文。

导致地表气温下降，幅度约为1.23℃。可见，在青藏高原隆升的整个过程中，处于高原及其周边地区的新生代火山喷发产生的大量火山气体及气溶胶曾经对古气候、古环境产生过重要的影响。

5 火山喷发对气候影响的范围

火山喷发对气候影响范围的大小主要取决于火山所处的地理位置（纬度）、喷发柱高度和火山岩的成分三个因素。在其它条件相同的情况下，位于赤道和低纬度（20°~30°）带的火山喷发对气候影响的范围较广，可达全球范围；而位于高纬度及两极附近地区（60°~90°）的火山喷发对气候影响的空间范围较小，仅位于火山附近地区（Lamb，1970）。喷发柱（特别是中酸性火山喷发形成的 Plinian 喷发柱）的高度是决定火山喷发对气候影响时空范围的一个重要的参数，喷发柱越高，喷发物（如火山气体、火山灰、尘埃及其火山气溶胶）在大气圈中停留的时间就越长，它们随风系输运和飘移，覆盖的空间范围就越广，对气候影响的空间范围也就越广。由于火山物质离地面较高，地球吸引力较小，在大气圈中滞留的时间就较长，对气候影响的时间也较长；相反，如果喷发柱较低，对环境、气候影响的时空范围均较小（郭正府等，1998）。不同成分的岩浆喷发对气候影响的时空范围不同，玄武质岩浆喷发对气候影响的时空范围较小，而中酸性火山喷发对气候影响的时空范围较大（Chester，1993）。

5.1 现代活火山喷发对气候影响的时空范围估算

估算现代火山喷发对气候影响的时空范围，主要通过两种途径：①利用仪器直接观测火山气溶胶分布的时空范围（Hofmann and Rosen，1983a、b；Mass and Portman，1989；Bluth et al.，1992；Brasseur and Granier，1992；McCormick and Veiga，1992；Heffter，1996；Song and Starr，1996）；②利用气候模式模拟，如利用能量平衡模式（EBM）、辐射对流模式（RCM）、纬向平均动力学模式（ZADM）、三维大气环流模式（GCM）等进行数值模拟，研究火山活动对气候影响的时空范围（Schatten et al.，1984；Taylor and Ghan，1992；李晓东等，1993，1994，1995a、b，1996a、b；林本达和黄建平，1994；Robock and Taylor，1995）。

5.2 历史时期火山喷发对气候影响的时空范围估算

历史时期的火山喷发，由于没有仪器观测资料，目击者对火山喷发现象的描述多夹杂文学色彩，可信度低，据此很难准确地确定边界条件，所以应用气候模式模拟的结果往往与实际相差较远。估算历史时期火山喷发对气候影响的时空范围通常有以下三种方法：①在系统计算喷发柱最大高度及其变化趋势的基础上，结合火山岩的分布、成分和结构构造特征，依据火山喷发物理学和大气环境化学原理，估算火山喷发的时空范围（Carey and Sigurdsson，1986；Carey and Sparks，1986；Sparks，1986；Dobran，1992；郭正府等，1998）；②利用沉积物（深海、湖泊、冰芯）中火山灰层的分布及树轮中可鉴别出来的火山活动导致气候异常的记录（Hammer et al.，1980；LaMarche and Hirschboeck，1984；Stuiver et al.，1995；Silva and Zielinski，1998），确定火山喷发对气候影响的时空范围；③利用历史文献及考古资料，确定火山喷发对气候影响的时空

范围（竺可桢，1973；Stothers，1984；崔钟燮等，1995；Briffa et al.，1998；张德二，1998）。

6 近500年来全球火山喷发对我国气候影响的分析

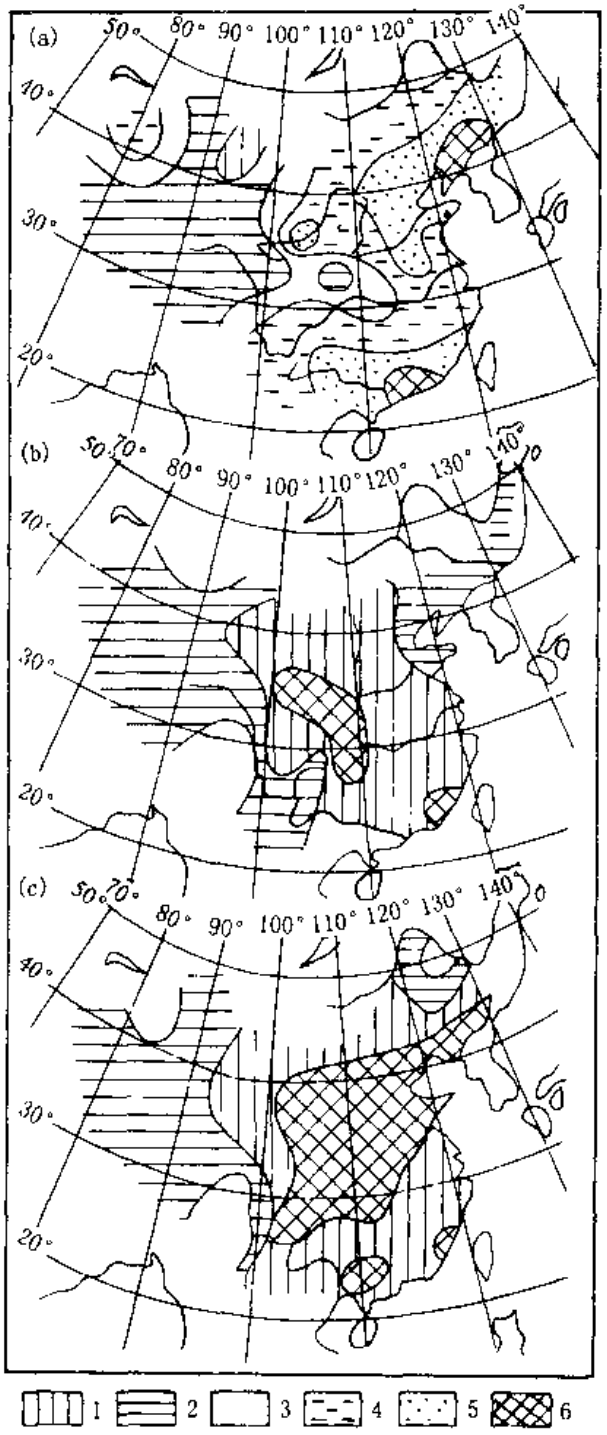

图 7-1-1 全球火山喷发（≥2级）后第6个月（a）、第8个月（b）和第18个月（c）我国气温等级分布图

（据张先恭和张富国，1985，修改）

1.冷 2.偏冷 3.正常 4.偏暖 5.暖 6.达到5%信度的区域

全球近500年间的火山喷发，具有较完整的火山喷发以及喷发前后的气象和大气科学方面的观测和记录资料，可计算出火山喷发的火山灰幕指数（I_D），又可与气候（温度、降雨量）资料对比。故此选择这个时段进行研究。

6.1 近500年来火山喷发对我国气温的影响

张先恭和张富国（1985）以火山喷发物总量大小为判别标准，将火山喷发强度分为八级，图7-1-1为全球火山喷发（≥2级）后第6个月（a）、第8个月（b）和第18个月（c）我国气温等级分布图（张先恭和张富国，1985）。由图7-1-1可以看出，全球大规模的火山喷发对我国气温的影响是较明显的，火山喷发后在我国有两次降温，第一次降温在火山喷发后8个月，第二次降温发生在第一次降温后10个月，即火山喷发后第18个月，并且第二次降温比第一次降温要强烈得多。

6.2 近500年来火山喷发对我国降雨量的影响

张先恭和张富国（1985）从近500年来全球30个大火山喷发年份中选出$I_D \geq 1000$的10个年份，研究了其后五年全国降水等级平均差值分布与其前五年全国降水等级平均差值分布的变化，发现火山喷发后五年49%

左右的地区降水量呈增加的趋势（图 7-1-2）。

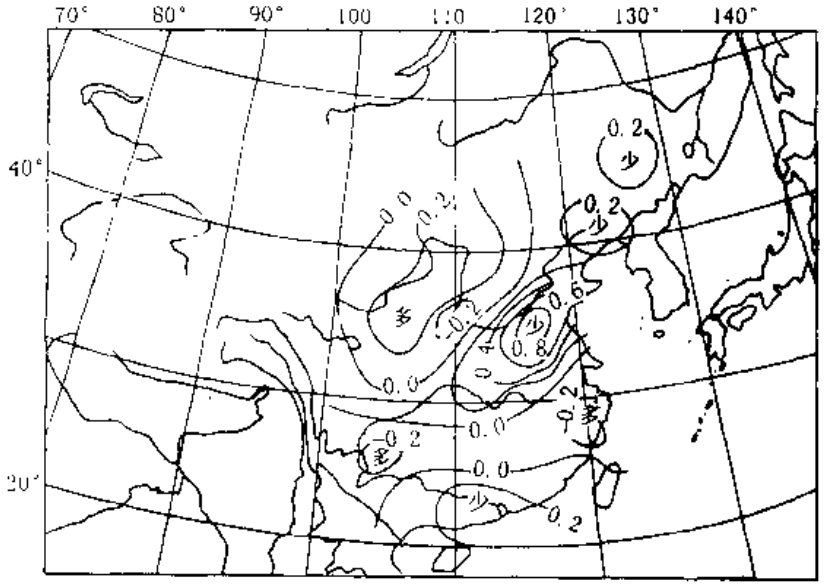

图 7-1-2　火山喷发（$I_D \geq 1000$）后五年与前五年全国降水等级平均差值分布图

（据张先恭和张富国，1985）

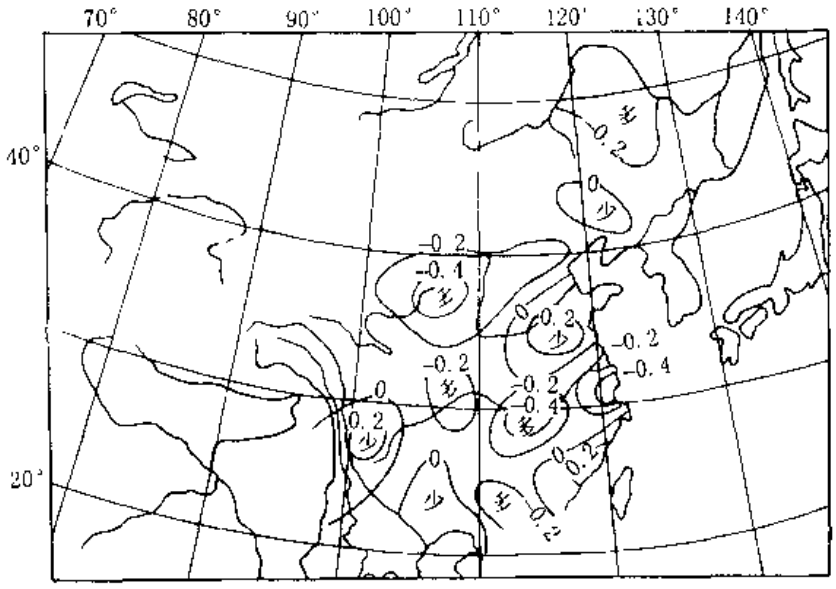

图 7-1-3　火山喷发（$I_D \geq 1\,000$）后一年与喷发当年全国降水等级差值分布图

（据张先恭和张富国，1985）

图 7-1-3 为 $I_D \geq 1000$ 的 30 次大火山喷发后第一年与火山喷发当年旱涝等级的变化，可以看出图 7-1-3 旱涝等级与图 7-1-2 类似，即火山喷发后降水量呈增加的趋势，并且降水量偏大的地区面积更大。由此可见，近 500 年来全球火山喷发对我国大范围降水量有一定程度的影响，火山喷发后比喷发前年降水量有增加的趋势。

6.3 近500年来全球火山喷发与El Nino的关系

表7-1-1中列出39个火山活动年份及其与El Nino的对比结果。39个火山活动年份的资料来源如下：第1到30个火山事件为Bray（1978）给出的1500~1970年30个大规模火山喷发的年份；第31到33个火山事件为Newhall和Self(1982)给出的具I_V>4的火山喷发（或具2个以上I_V=4火山喷发）的年份；第34~39个火山事件为Mass和Portman（1989）给出的1907~1982年间对气候有显著影响的火山喷发的年份。第31到39个火山事件中给出的I_D和I_V数值为某一具体的大规模火山喷发的计算结果，而不是某一年份中所有火山喷发的总和。

表7-1-1 近500年来全球大规模火山喷发（$I_D \geq 1000$；$I_V \geq 4$）年份与El Nino对比表*

序号	大规模火山喷发			发生El Nino的年份				备注
	年份（A.D.）	I_D	I_V	喷发当年	喷发后第一年	喷发后第二年	喷发后第三年	
1	1500	1000	5					
2	1553~1554	1000						1552年具El Nino
3	1586	1000	4				1589	
4	1593	1000	4				1596	
5	1601	1000					1604	1600年具El Nino
6	1614	1000		1614				
7	1641	1500	5					
8	1660	2100	4	1660				
9	1673	1000	4					
10	1680	1400	4		1681			
11	1707	1300	4	1707				
12	1752	1000					1755	1750年具El Nino
13	1755	1600	5	1755				
14	1766	2950	4					
15	1775~1777	1000		1775	1778			
16	1783	2900	4 (3个)	1783				
17	1795	1000	4					1791年具El Nino
18	1803~1805	1100	4	1803	1806			
19	1807~1810	1500				1812		
20	1815	3000	7			1817		
21	1822~1824	2200	5	1824				
22	1831~1833	1100		1832				
23	1835	4000	5			1837		
24	1846	1000						1844年具El Nino
25	1875	1000	5			1877		
26	1878~1881	1250	4	1880				
27	1883	1070	6		1884			
28	1886	1100	5		1887			
29	1895	1300				1897		
30	1902	1000	4	1902		1904		
31	1854		5	1854			1857	
32	1877		4 (2个)	1877				
33	1700		6		1701			
34	1907	500	5	1907				
35	1912	500	6			1914		
36	1963	800	4			1965		
37	1966	200	4				1969	1965具El Nino
38	1974	250	4			1976		
39	1982		5	1982				
总计				15	6	9	6	6

*资料来源：Bray（1978）；Newhall and Self（1982）；张先恭和张富国（1985）；Mass and Portman（1989）；张德二和薛绍辉（1994）。

由表 7-1-1 中可以看出：①在近 500 年期间的 39 个大规模火山喷发（年份）中，有 15 次 El Nino 出现在火山喷发的当年，6 次 El Nino 出现在火山喷发后的第一年，9 次出现在火山喷发后第二年，6 次发生在火山喷发后的第三年，仅有五次大规模火山喷发后的一到三年内没有 El Nino 出现，但它们中的 3 次大规模火山喷发前一二年内出现过 El Nino；②近百年来 11 次硫酸盐气溶胶密度异常高的火山喷发（表 7-1-2）当年或其后一到三年内无一例外地伴随有 El Nino 发生。表 7-1-1 中的统计结果说明火山活动与 El Nino 两者之间具有某种内在联系，大规模的火山喷发可诱发 El Nino 的出现，甚至可能是导致 El Nino 发生的重要原因之一，这与前人的研究结论（Strong，1986；Hirono，1988；徐群，1989；李若钝等，1990；Robock and Taylor，1995）基本一致。El Nino 事件往往出现在火山喷发的当年或其后的一到二年内，而某些强烈火山喷发后并无 El Nino 发生，很可能是在火山喷发前一二年之内已产生了 El Nino，导致海平面温度升高从而部分抵消（减弱）了火山气溶胶对气温的影响，抑制火山喷发后 El Nino 的发生。

7 近 100 年来全球特大规模火山喷发对我国气温变化的影响

作者从近百年来大规模的火山喷发中选出 11 次特大规模火山喷发，选择的依据主要为它们喷发到平流层内硫酸盐气溶胶的总量，衡量其火山硫酸盐气溶胶总量大小的标准如下：①火山岩及火山气体的成分；②平流层硫酸盐气溶胶的总量；③火山爆发指数（I_V）的大小；④北极和南极冰芯中的硫酸盐和稀有金属的浓度；⑤火山灰幕指数（I_D）的大小。表 7-1-2 中列出了 11 次特大规模火山喷发的名称、喷发时间及相关参数的测量结果，可以看出，11 次特大规模喷发的硫酸盐气溶胶总量大（达 10^{10}kg 级）、喷发柱高（至平流层）、爆发强度大（$I_V \geq 4$），并且多数（除 Ksudach 和 Katmai 外）处在赤道及中低纬度地区。

表 7-1-2 近 100 年来全球硫酸盐气溶胶总量异常高的特大规模火山喷发一览表

序号	火山名称	纬度	喷发时间（年月）	I_D	I_V	格陵兰冰芯硫酸盐峰	南极冰芯硫酸盐峰	冰芯中 Pb/Zn 元素*	大气混浊度强烈增加	硫酸盐气溶胶总量（kg）	GISP2 SO_4^{2-} 浓度（10^{-9}）
1	Krakatau	6°S	1883-08	1000	6	有	有	有	有	8×10^{11}	46
2	Tarawera	38°S	1886-06	800	5	有	有	无	有		≤25
3	Mount Pelee	15°N	1902-05	100	4	无	无	无	无		
	Soufriere	13°N	1902-05	300	4	无	无	有	有		41
	Santa Maria	15°N	1902-10	600	6	无	无	有	有		
4	Ksudach	52°N	1907-03	500	5	无	无	无	有		≤25
5	Katmai	58°N	1912-06	500	6	有	无	无	有		67
6	Agung	8°S	1963-03	800	4	有	有	有	有	3×10^{10}	≤25
7	Awu	4°N	1966-08	200	4	无	有	无	有		≤25
8	Fuego	15°N	1974-10	250	4	无	有	有	未测		≤25
9	El Chichon	17°N	1982-04	未测	5	未测	未测	未测	未测	1×10^{10}	未测

* 有表示已检测出，无表示未检测出，未测表示未进行测定；资料来源：Dyer（1974），Hammer et al.（1980），Delmas and Boutron（1980），Boutron（1980），Keen（1983），Schmincke and Boggaard（1990）和 Zielinski et al（1994）。

图 7-1-4 为近百年来我国年平均气温的变化曲线（丁一汇和戴晓苏，1995）与近百

年来全球特大规模火山喷发（表 7-1-3）的对比结果。从图 7-1-4 可以得到如下几点认识。①近百年来我国气温变化可大致分为三个阶段：1880~1915 年（约 35 年）为第一个低温期，其 10 年滑动平均气温曲线位于 1951~1990 年平均值以下；1915~1955 为高温期，其 10 年滑动平均气温曲线位于 1951~1990 年平均值以上；1955~1980 为第二个低温期，其 10 年滑动平均气温曲线位于 1951~1990 年平均值以下，但温度下降幅度比第一个低温期小。②特大规模火山喷发（表 7-1-3）主要出现在第一个低温期，此期间共发生七次，出现的次数比后两个时期均多。在其后的高温期没有出现硫酸盐气溶胶总量异常高的特大规模喷发（表 7-1-3）。第二个低温期共出现四次特大规模喷发（表 7-1-3）。③特大规模火山喷发次数越多，气溶胶总量就越大，造成气温下降幅度就越大，并且持续时间也就越长（如第一个低温期），否则，气溶胶总量就较少，造成气温下降幅度较小，持续时间也较短（如第二个低温期）。可见在平流层内形成大量硫酸盐气溶胶的特大规模火山喷发（表 7-1-3）是造成年际尺度气温下降的重要因素之一。④如果特大规模的火山喷发位于气温下降时期（如 Ksudach），它将促进、加快气温下降速率；如果多次近连续的火山喷发位于气温上升时期（如 1902 年的三次大喷发以及 1963、1966 年两次大喷发），它们可以导致气温由上升转为下降，甚至出现气温转折期，本世纪初及 60 年代早—中期出现的两次气温转折（图 7-1-4）可能与 1902~1912 年及 1963~1966 年间几次频繁的特大喷发有关。⑤单独一次特大规模喷发，如果位于气温波动的上升期，不会导致气温转折，而是造成气温上升速率减慢（如 1886 年的 Tarawera 和 1974 年的 Fuego 特大喷发）；如果出现在气温由下降至回升的转折期，它可以延长气温转折期的持续时间（如 Krakatau 和 Katmai）。

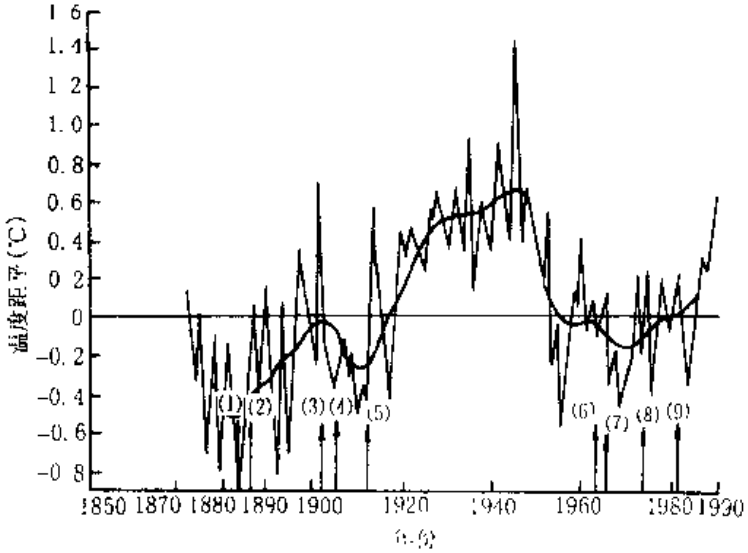

图 7-1-4 近百年来我国年平均气温变化曲线
与全球特大规模火山喷发之间的对比关系

（温度曲线据丁一汇和戴晓苏，1995）

折线为气温距平（相对于 1951~1990 年平均值），曲线为 10 年滑动平均值

综上分析可以看出，我国近百年来年际尺度的气温变化与全球特大规模火山喷发之间有密切关系，特大规模火山喷发是进行气温长期预报不可忽视的重要因素之一。

表 7-1-3　1950~1991 年间全球大规模火山喷发（$I_V \geq 4$）及主要特征一览表*

序号	火山名称	简称	喷发时间（A.D.）	纬度	经度	I_V 级数	备注
1	Lamington	La	1951-01-15	8°29′S	148°10′E	4	
	Ambrym	Am	1951-09	16°15′S	168°05′E	4	
2	Bagana	Ba	1952-02-29	6°08′S	155°11′E	4	
3	Mt. Spurr	Sp	1953-07-09	61°18′N	152°10′W	4	火山灰柱 23km
4	Nilahue	Ni	1955-07-26	40°21′S	72°04′W	4	
5	Bezymianny	Be	1956-03-30	56°06′N	160°42′E	5	爆发性灰云至 35~45km
6	Agung	Ag	1963-02-03	8°18′N	115°30′E	4	3 月 17 日出现大爆发，尘云高度≥22km
	Taal	Ta	1965-09-28	14°N	121°E	4	火山灰云柱<15km
	Kelut	Ke	1966-04-26	7°54′S	112°18′E	4	火山灰云柱<15km
7	Oldoinyo Lengai	Ol	1966-08	2°48′S	35°54′E	4	火山灰云柱<15km
	Awu	Aw	1966-08-12	3°42′N	125°30′E	4	1966 年为本世纪初以来低纬度火山爆发次数最多的一年，火山柱<15km
8	Fernandina	Fe	1968-06-01~1968-06-12	30′S	92°W	4	火山柱高 24km
9	Sheveluch	Sh	1969-11-12	56°47′N	161°35′E	4	
10	Hekla	He	1971-09	14°N	121°E	4	火山柱高 16km
11	Tiatia	Ti	1973-07-14	44°26′N	146°15′E	4	
12	Fuego	Fu	1974-10-10	14°30′N	90°54′W	4	火山柱<15km
13	Plosky Tolbachik	Pl	1975-07-06	55°56′N	160°28′E	4	
14	Augustine	Au	1976-01-22	59°22′N	153°25′W	4	
15	Soufriere	So	1979-04-13~1979-04-25	13°12′N	61°12′W	4	有七次火山灰云≥17km
	Bezymianny	Be	1979-02-11	56°06′N	160°42′W	4	
16	Mt. St. Helens	St	1980-05-18	46°12′N	122°12′W	5	火山灰云≥20km
17	El Chichon	El	1982-03-28~1982-04-04	17°18′N	93°12′W	5	火山柱达 26km
18	Ruiz	Ru	1985-11	4°54′N	75°18′W	4	
19	Pinatubo	Pi	1991-06-07	15°06′N	120°24′E	6	6 月 15 日最为猛烈，喷发柱 30km

*资料来源：Newhall and Self（1982）；徐群（1985）；李祖滨等（1994）；Simkin（1993）。

8　近 40 年来全球大规模火山喷发对我国气候的影响

8.1　对气温的影响

我国利用仪器观测获得的气象资料大致以 1949 年为界，1949 年以前，资料站点数量少，地理分布不均匀，部分站点资料缺测较多，因此难以进行系统的、年季尺度气温变化规律的详细研究；1949 年以后，站点数量增多，并且地理分布均匀、资料系统且连续性好（丁一汇和戴晓苏，1995），是研究以年（季）为时间尺度气温变化的理想时期，这一时期全球发生了多次大规模火山喷发，它们对全球气候产生了重要影响，无疑我国的气候演变也受到该时期火山活动的影响。

表 7-1-3 列出了自 1950~1991 年全球大规模（$I_V \geq 4$）火山喷发的名称及主要特征，图 7-1-5 表示了我国各纬度圈（20°~25°N，25°~30°N，30°~35°N，35°~40°N，40°~45°N）年平均气温及其与全球大规模火山喷发（表 7-1-3）之间的对应关系。由图 7-1-5 可以

看出，几乎每次大规模火山喷发之后，我国气温均出现较大幅度的变化，具体分析如下：

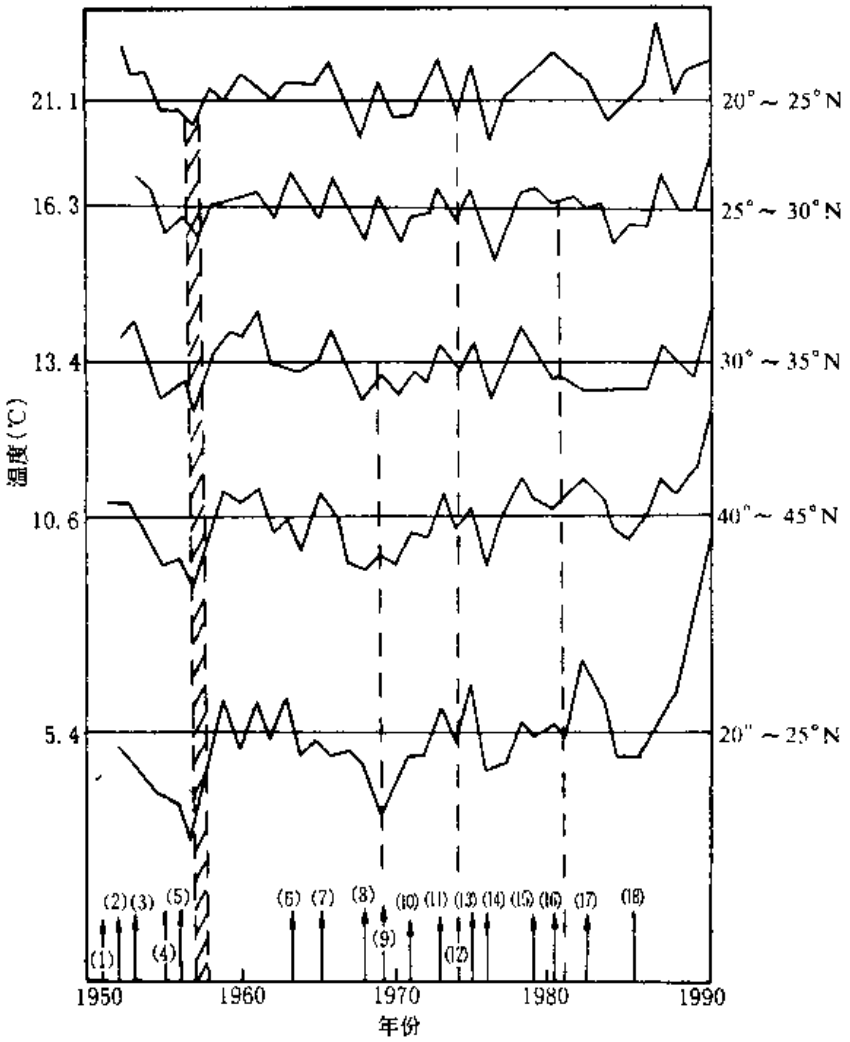

图 7-1-5　我国各纬度圈年平均气温变化与全球大规模火山喷发之间的对应关系

（温度曲线据宋连春，1994）

（1）～（18）为火山名称，详见表 7-1-3，同表中序号

（1）近百年来全国年平均气温存在两次气温突变，一次在 1919 年，表现为迅速变暖；另一次在 1952 年，表现为急剧降温（丁一汇和戴晓苏，1995）。1951~1952 年共有三个爆发性较强的火山喷发(La 、Am 和 Ba)，都发生于低纬度及赤道附近(表 7-1-3)，时间集中在 1952 年急剧降温之前，它们可能是造成 1952 年温度下降的重要原因。

（2）1950~1990 年我国气温的波动趋势可分为三个时段。自 1960 年至 1976 年气温波动最频繁，相应地，该阶段大规模（$I_V \geq 4$）火山活动也最频繁（表 7-1-3），次数最多（11 次），年平均喷发次数为 11/16＝0.69 次/a，在三个时段中最高；自 1976 年至 1990 年气温变化幅度较大，但是气温波动频率较低，火山喷发次数也较少（仅 6 次），年平均喷发次数为 6/14＝0.43 次/a，在三个时段中最低；自 1950 年至 1960 年气温波动频率处于上述两个时段之间，虽然火山喷发（$I_V \geq 4$）次数也是 6 次，但火山喷发的年

平均次数为 6/10=0.60 次/a，介于上述两个时段之间。可以看出，大规模的中心式火山喷发可造成年际时间尺度上气温的上下波动，气温波动的频率与火山喷发的年平均次数呈正相关，通常波动幅度不会大于 1℃（一般为 0.2~0.5℃），这与利用岩石学方法估算的结果大致吻合（郭正府，1997；郭正府和刘嘉麒，1998）。

（3）气体成分以硫化物为主的火山喷发，会形成大规模的硫酸盐气溶胶，喷发后造成气温下降（如 El、Ag、Be 等）；而另外一些火山（如 Mt. St. Helens），虽然爆发强度很大，喷发柱高达平流层，但由于火山气体中硫化物含量很少，形成的硫酸盐气溶胶很少，其火山灰云的成分以硅酸盐火山灰及 CO_2 等温室气体为主（朝仓　正，1991），火山喷发会导致气温增高。1974 年 Fuego 火山喷发对我国气温的影响表现为另外一种情况，该火山喷出大量的硫化物气体，形成大量的火山气溶胶，仅就其喷出的硫酸盐气溶胶的重量而言，它属于近百年来全球 11 个大火山之一（表 7-1-3），但由于喷发柱较低（<15km），进入平流层的火山物质的相对比例很小，尽管它位于低纬度，也未能引起我国气温的下降，使火山喷发后 1974 年的气温仍处在 1973 年 Tiatia 火山喷发后的正常气温回升状态。所以说在研究火山喷发对气候影响的过程中喷发柱的高度是一个不可缺少的、重要的物理参数（郭正府，1993；郭正府等，1998）。火山喷发引起的气温变化时间一般为 1.0~1.5a，这与“大规模的火山气溶胶在平流层中大约要滞留一年”的实测结果（朝仓　正，1991）是一致的。

（4）全球大规模火山喷发对我国气温影响的时空范围及幅度和火山所处的纬度带有关。与火山处在大致相同纬度带上的地区，火山喷发后温度变化响应较快，气温变化幅度也较大；相反，与火山处的纬度带相差较大的地区，其温度变化的响应往往滞后一段时间，如 1956 年 3 月 30 日 Bezymianny 火山喷发（表 7-1-3），由于火山的纬度较高（56°06′N），在其喷发后，我国北方高纬度地区（40°~45°N）响应较快，随之不久就出现较大幅度的气温下降（0.8℃±）；而在低纬度，气温下降大约出现在火山喷发一年以后，且下降幅度较小（0.4~0.5℃±）。

（5）对我国气温影响最显著的往往是那些发生在北半球中低纬度及赤道附近地区、喷发柱较高、硫酸盐气溶胶总量较大的火山喷发（如 El Chichon 火山）；相反，那些发生在北半球中高纬度地区的火山喷发，仅对我国北部地区影响较大，而对其它地区影响较小。

图 7-1-6 表示了采用高斯分布（Gaussian）计算的全国气温等级变化曲线及其与全球大规模（$I_V \geq 4$）火山喷发之间的对应关系。图中将气温分成显著偏低（一级）、偏低（二级）、正常（三级）、偏高（四级）和显著偏高（五级）五个等级（宋连春，1994）。与图 7-1-5 类似，火山喷发（表 7-1-3）往往出现在温度级别转折期，说明火山喷发是诱发气温转变的一个重要因素；在一次火山喷发后，一般要经过 8~12 个月气温开始出现明显的变化，这可能是由于火山喷出的硫化物气体要经过数月时间的光化学反应及运移（Prather，1992；李晓东等，1995a、b），进入平流层内的火山硫酸盐气溶胶才能达到最大浓度，进而导致气温的变化。如墨西哥 El Chichon 火山于 1982 年 3 月 28 日到 4 月 4 日喷发，它对我国 1982~1983 年冬天（12 月到 2 月）的气温影响较明显（造成气温降低），这可能是由于 1982~1983 年冬季火山气溶胶已达最大浓度；而对 1982 年夏天（6 月到 8 月）的温度影响不明显，推测是由于此时火山气溶胶尚没有达到一定浓度

的缘故，但是在 1983 年夏天出现了气温由上升较快至上升较慢的现象，可能是受此次喷发影响的结果。从总的情况看，地理位置离我国较近的火山喷发（如 Hekla 火山），我国气温变化响应较快；而离我国较远的火山喷发（如 El Chichon 等火山），其气温响应具较长的滞后现象，滞后原因主要有两个，一是形成高浓度的火山气溶胶幕需数月的时间；二是火山气溶胶要经过一段时间的飘移（Prather，1992）。

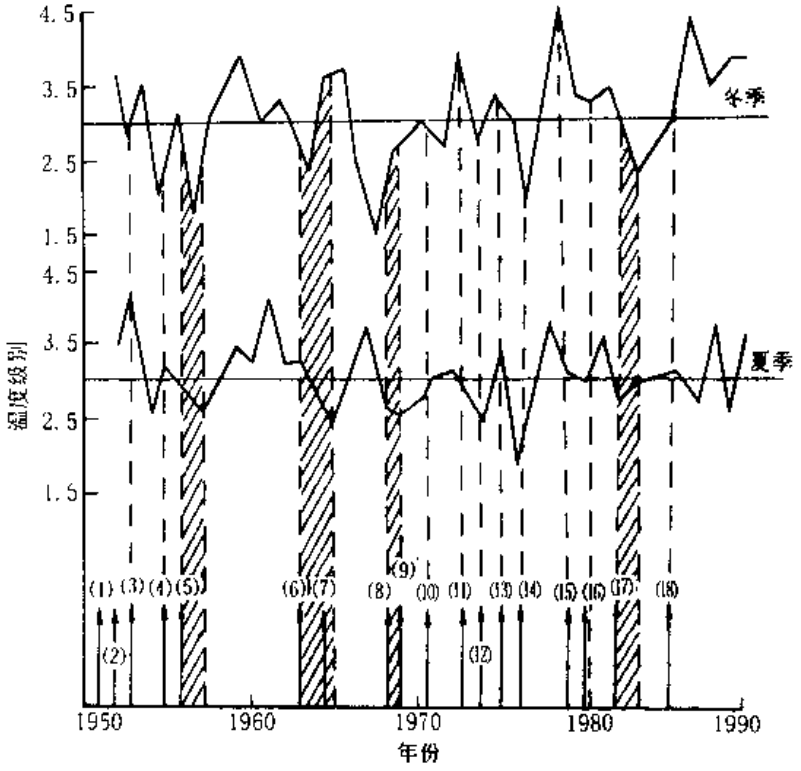

图 7-1-6　我国季平均气温等级变化曲线与全球大规模火山喷发（$I_V \geq 4$）之间的对应关系

（气温等级曲线据宋连春，1994）

（1）～（18）为火山名称，详见表 7-1-3，同表中序号

8.2　对太阳直接辐射的影响

图 7-1-7 为我国冬夏太阳直接辐射的逐年滑动演变（Sc）曲线与全球大规模火山喷发的对应关系，由图 7-1-7 可以看出，多数大规模火山喷发（$I_V \geq 4$）之后（表 7-1-3）出现太阳直接辐射降低的现象，这种对应关系说明两者之间具有成因联系。某些规模较大（$I_V \geq 4$）的火山喷发后,并未引起太阳直接辐射的降低（如 Tiatia 和 Augustine 火山），其原因可能是距我国太远、火山气体总量小、所处的纬度较高以及喷发柱较低，也可能是由于人类活动影响的掩盖所致。

8.3　对太阳总辐射的影响

图 7-1-8 为我国一个边远站 1959~1987 年冬季旬晴日太阳总辐射最大值距平百分率

（Q）的年际变化与全球大规模火山喷发（$I_V \geq 4$）的对应关系，可以看出，火山喷发（表 7-1-3）后的一二年内，Q 明显降低，但幅度比直接辐射（图 7-1-7）小。表明由火山喷发形成的气溶胶至平流层后会引起太阳散射辐射的增加，降低了太阳直接辐射（S_C）的减小幅度（徐群，1990），最终造成 Q 降低的幅度比 S_C 小。

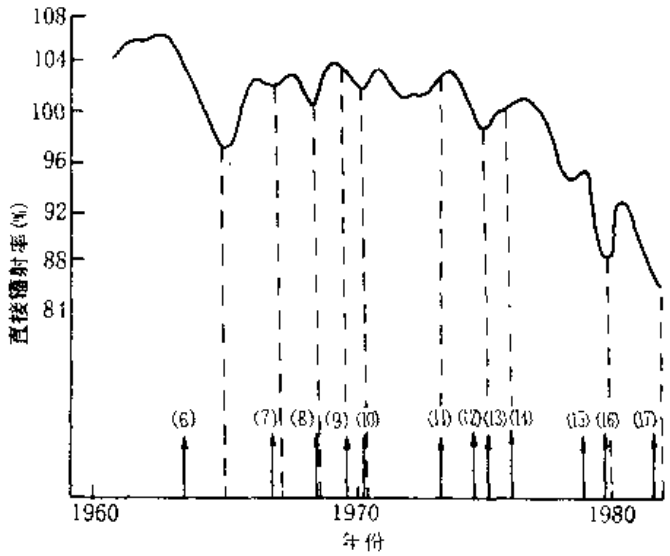

图 7-1-7　我国冬夏太阳直接辐射率与大规模火山喷发间的对应关系

（据徐群，1985，经修改）

（6）～（17）为火山名称，详见表 7-1-3，同表中序号

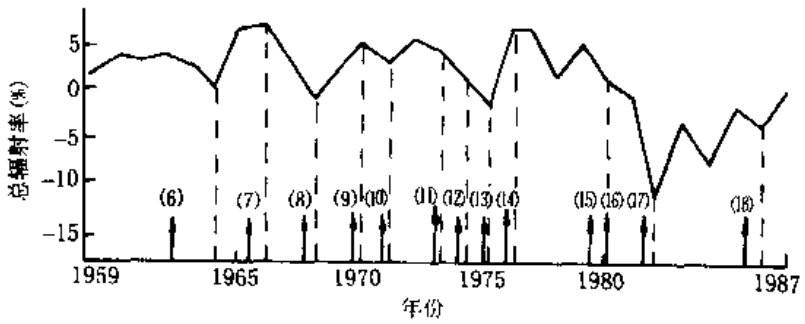

图 7-1-8　我国冬季太阳总辐射率最大值与大规模火山喷发间的对应关系

（据徐群，1990，经修改）

（6）～（18）为火山名称，详见表 7-1-3，同表中序号

对比图 7-1-7 和图 7-1-8 可知，总辐射比直接辐射与火山喷发之间的对应关系要好些。每次火山喷发之后一二年内，Q 均出现显著降低（如 El Chichon、Agung 等）或增长速率变小（如 Augustine 等），甚至图 7-1-7 中没有检测出的火山喷发（Tiatia 和 Augustine），在图 7-1-8 中 Q 也有明显的下降，进一步说明图 7-1-7 中没有检测出 Tiatia 和 Augustine 火山喷发的信号，除了火山自身规模及距离较远外，可能还与人类活动的影响有关。因为图 7-1-8 为三个边远站的 Q 年际变化，人类影响较小，气候系统对火山

活动驱动因子的响应较灵敏，所以检测出上述两个相对较弱的火山活动信号。由此可见，规模相对较小（或距离较远）火山喷发造成的气候变化容易受人类活动等因素干扰，不易检测；而规模较大（喷发柱高且硫酸盐气溶胶量大）的火山喷发，在短时间内对气候的影响幅度比人类活动等因素要剧烈得多，所以很容易检测出其造成气候变化的信号，实际上，也从一个侧面说明大规模火山活动是年际时间尺度对气候影响的重要因素。

第二节　火山活动与冰期－间冰期的关系

大规模的火山活动主要是发生于冰期还是间冰期，这是一个有争议的理论问题。一种观点认为冰期发生在构造比较稳定的阶段，间冰期属于构造比较活跃的阶段，火山活动主要发生于构造运动活跃的间冰期（孙殿卿和吴锡浩，1986；Nakada and Yokose，1992；Zielinski et al.，1996a、b；刘嘉麒和郭正府，1998）。另一种观点认为火山活动造成地表气温下降，从而引起雪线降低和冰川前进，因此火山喷发主要发生于冰期（Bray，1974，1976；Kennett and Thunell，1977；Porter，1981；Turco et al.，1982）。还有一种观点认为火山活动主要发生于气候转变的时期，大规模火山喷发能促进或加速冰川的来临（Rampino and Self，1992）。在火山地区剖面上经常保存着火山岩或火山喷发物与沉积物相间分布，它们是火山活动与气候变迁的真实记录，由此可探讨火山活动与冰期－间冰期相互关系。

1　吉林龙岗地区火山活动与冰川沉积

吉林辉南县振兴堡村剖面为振兴堡期冰期（Q_1^1）标准命名地点（图 7-2-1），剖面中小椅山期火山岩直接覆盖在早更新世冰川（水）沉积粘土层之上，两者直接接触并有烘烤现象。灰绿色冰川（水）沉积粘土层总厚约 0.15~0.25m，剖面自上而下分为如下三层（图 7-2-1）：①灰绿色粘土层夹 1~3cm 厚的黄色粘土；②棕黄色粘土层夹紫红色胶质粘土，厚约 0.1m；③黄色－黄褐色细砂层夹不连续的、断续相间的黑色细砂层，厚约 0.15m。

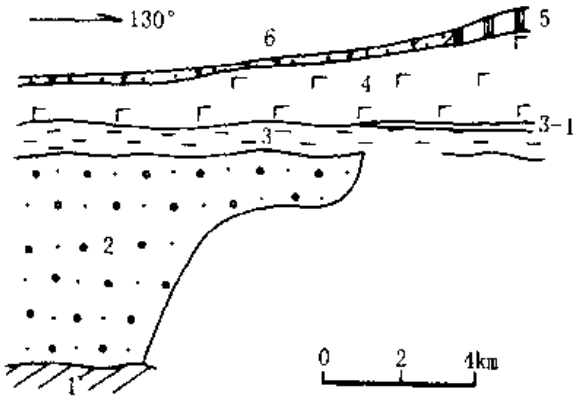

图 7-2-1　小椅山水坝冰川（水）沉积与火山岩的关系

（据吉林省地质局，1979）

1.南苏组　2.振兴堡冰水沉积层　3.灰绿色冰川（水）沉积粘土层　3-1.烘烤层　4.小椅山期玄武岩　5.黄土　6.黑色腐殖土

振兴堡冰水（川）沉积中见到大量冰川（水）沉积砾石，砾石呈棕红色、褐红色，直径一般 5~9cm，个别达 50cm，甚至 1m 以上，无分选，无明显层理，磨圆很差，呈棱角状、次棱角状及次圆状，其长轴斜交或垂直层理，砾石中见有刻槽，猴面石，偶见擦痕及压坑，呈四面体状，具有一面粗糙、一面磨光，表面粘结有粘土，具滑

润感和压碎等现象。砾石主要成分为基底混合岩，少量石英岩、斜长角闪岩、砂页岩、火山碎屑岩、安山岩及玄武岩，砾间夹有黄褐色、灰绿色粗、细砂及粘土岩（吉林省地质局，1979）。

在龙岗火山群，小椅山期玄武岩出露非常广泛，几乎横贯全区，这期玄武岩之下均见有振兴堡期冰川（水）沉积，上覆地层为黄土。这种地层层序从西向东分布较广泛、稳定，可以对比（图 7-2-2）。结合小椅山期火山岩 K-Ar 年龄（1.49Ma），认为小椅山期玄武岩属于早更新世冰期之后间冰期火山活动的产物。

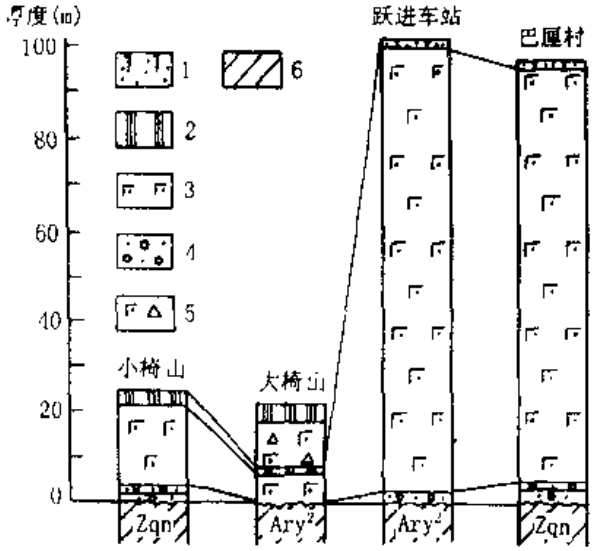

图 7-2-2　振兴堡冰川（水）沉积与小椅山期火山岩接触关系对比图

（据吉林省地质局，1979）

1.黑色腐殖土　2.黄土层　3.小椅山期玄武岩　4.振兴堡冰水沉积　5.大椅山火山熔流层　6.基底

2　长白山地区火山活动与冰川沉积

2.1　长白山末次冰期的冰川遗迹

早在 1937 年，鹿野忠雄就提出白头山发育有冰斗，1986 年施雅风等在火山锥体北侧的黑风口东北谷地中又发现有末次冰期的终碛垄。长白山火山经受了末次冰期冰川的改造，将火山锥体“雕刻”出许多典型的冰川痕迹。至今，在白头山火山锥体上保留着古冰斗、冰川槽谷、冰蚀凹地、角峰、刃脊和终碛垄等古冰川遗迹[1]（裘善文，1990）。

白头山冰蚀地形是在白头山期粗面岩和碱流岩喷发之后发育起来的[1]，在冰川谷中发现有全新世白云峰期火山浮岩充填，因此认为长白山末次冰川发育的时间应在白头山锥体形成之后、白云峰期火山喷发之前（表 7-2-1）；长白山明月沟猛玛象 - 披毛犀动物群的 ^{14}C 年龄分别为 26600±550aB.P.、35400±1800aB.P.和 28700±750aB.P.（姜鹏，

[1] 吉林省地质局，1974，区域地质调查报告（1:20 万），白头山幅。

1977)。表明长白山末次冰期的时代为更新世末—全新世初，以往称为白头山冰期，相当于中国西部山地的大理冰期，并可与朝鲜北部对比，属于冰斗山谷冰川类型[1]。

表 7-2-1　长白山第四纪火山活动与冰川、冰水沉积地层之间关系

时代	年龄（Ma）	火山岩与冰积层的地层层序
全新世	0.01~0.00	白云峰期中酸性浮岩（1193a）
晚更新世	0.06~0.01	长白山末次冰期冰积层（规模小，0.03~0.02Ma）
	0.09~0.06	老虎洞玄武岩（0.06Ma） 小干沟玄武岩（0.085Ma） 白头山期晚期碱流岩、黑曜岩（0.087Ma）
	0.10~0.09	二道岗冰积层（规模大，小冰盖冰川）
中更新世	0.66~0.22	白头山早期粗面岩（主要活动期 0.66~0.22Ma）
	1.20~0.66	布老克冰积层（规模小）
早更新世	1.48~1.20	广坪期玄武岩（1.48Ma）
	2.00~1.48	四等房冰积层（规模大，小冰盖冰川）

末次冰期白头山一带的雪线为 2100~2200m，冰斗分布海拔高度为 2200~2300m，古冰碛分布的界线为 1850m，末次冰期最盛期（0.018Ma）白头山与朝鲜境内的冰川连为一体，形成白头山的山地冰帽，在天池附近形成一个以天池为中心堵塞了火山口的火山口冰川。白头山火山锥的外坡，由于锥体坡度大（15°~20°），披散漫流着一些长度不大的冰舌，说明冰川末端到达了海拔高度为 1950m，恰好达到山地岳桦林与苔原带的过渡带（裘善文，1990）。这样在末次冰期最盛期火山锥体上部冰川的最大厚度可达 500~600m 左右。而天池湖内冰的厚度就更大，若以天池平均水深为 204m 及水面与峰脊高差为 500m 计算，末次冰期最盛期天池内冰川平均最大厚度约为 204+500=704m。

2.2　二道岗冰期与白头山晚期火山喷发的关系

长白山地区，第四纪的频繁火山活动，使末次冰期以前的冰川遗迹多被后来的熔岩流所覆盖、无法辨认，只能通过冰川冰水沉积记录研究冰期与火山活动之间的联系。吉林省地质局（1963，1974）发现在四等房、鸭绿江上游及长白一带二级阶地上出露冰蚀地貌、大型冰川“U”形谷、大面积冰川漂砾、冰川冰水沉积物以及冰碛层，时代为晚更新世初期，称为二道岗冰期（吉林省地质局，1963）。这一认识逐渐被后来的工作所证实（周慕林等，1988）。二道岗期冰碛岩的典型剖面在长白县二道岗镇北，那里构成约 10m 高的终碛垅地形，在海拔 1650~1750m 上仍可见到冰斗群，冰碛物为棕黄色泥砾、淡黄色条带状亚粘土和淡黄色亚粘土。砾石无定向排列，具有磨光面、压力坑、凹面、擦痕和放射状裂纹，成分除基底花岗质混合岩、早期玄武岩外，还有白头山早期

[1] 吉林省地质局，1963，地质图说明书（1:20 万），漫江、长白幅。

粗面岩[1]，说明二道岗冰碛层比白头山早期火山活动晚。与白头山末次冰期及后述的布老克冰期相比，二道岗冰期的规模较大，属小冰盖型冰川。

晚更新世中—晚期，在白头山周围的一些火山锥（如赤峰、双目峰、老房子山、老虎洞）以及周边的延边马连河、吉林小丰满、图们江上游南坪、芦果等地的二级阶地上出露小规模的玄武岩。其中老虎洞玄武岩的 K-Ar 年龄为 0.06Ma（刘若新等，1996），南坪玄武岩 ^{14}C 年龄为 23091±510aB.P.，小丰满玄武岩的 ^{14}C 年龄为 85000±4200aB.P.，并且下伏冰碛层（周慕林等，1988）。二道岗冰碛层中未见到上述玄武岩的砾石，结合其年龄数据，认为这些玄武岩的形成时代比二道岗冰碛层晚，属于二道岗冰期以后间冰期火山活动的产物。白头山晚期碱流岩及黑曜岩的形成时代为 0.0876Ma（刘嘉麒，1987），也属于该间冰期之产物（表 7-2-1）。

2.3 布老克冰积层与白头山早期粗面岩之间的关系

长白山地区布老克冰碛层出露局限、分布面积小，主要位于长白县城东郊 1km 处，高出鸭绿江 150m 的四级阶地上。岩层以褐红色、棕红色为主，砾石直径一般 30~50cm，大者可达 1m，成分以玄武岩为主，含少量混合岩及花岗岩，未发现有白头山期粗面岩、碱流岩和黑曜岩的砾石，说明该冰碛层位于白头山早期粗面岩喷发之前，相当于早更新世末或中更新世初（表 7-2-1）。从布老克冰碛层的空间分布来看，尽管它出露厚度较大，总厚度达 12m（周慕林等，1988），但其出露范围较小，与末次冰期一样属于分布面积小、厚度相对较大的一次冰川活动。

2.4 四等房冰积层与广坪期玄武岩之间的关系

吉林省地质局（1963）在长白山地区命名了“四等房冰期”。冰积层出露范围较广，分布在长白镇一带高出鸭绿江面 200m 的五级阶地上、通化以北高出浑江江面 120m 的五级阶地及松花江上游二道白河一带，典型剖面位于长白县十五道沟四等房，出露标高为 1450~1500m，冰川地形已被强烈破坏，冰碛物主要为暗红色冰碛泥砾（由砾、砂、亚砂土组成），砾石以花岗岩为主，有少量玄武岩，砾径大小悬殊，小者 1mm 左右，大者可达 1.2m，呈混杂堆积，可见有压裂、压坑、冰川磨光面和丁字型擦痕。风化深，湿热化程度高。冰川泥的主要化学成分为 SiO_2 65%，Al_2O_3 13.17%，Fe_2O_3 6.53%。冰碛层与下伏玄武岩呈不整合接触（周慕林等，1988）。四等房冰川与二道岗冰川一样，同属小冰盖型冰川（吉林省地质局，1963），分布面积大，范围广。时代为早更新世早期（吉林省地质局，1963；周慕林等，1988），属于第四纪本区第一个冰期的产物，广坪期玄武岩（1.48Ma）属于四等房冰期之后间冰期火山活动的产物（表 7-2-1）。

综上所述，将长白山地区第四纪火山活动与冰川、冰水沉积地层列于表 7-2-1 中。可以看出，长白山区的火山活动主要位于间冰期，冰川的规模不同，紧随其后间冰期内的火山岩成分也有差别。对于规模相对较大的冰川（如四等房、二道岗冰川），跟随其后的间冰期内以玄武岩为主（如广坪期玄武岩和老虎洞玄武岩），但规模均很小，广坪期玄武岩出露面积仅约 100km^2，老虎洞玄武岩主要在老虎洞一带出露；对于小规模的

[1] 吉林省地质局，1974，区域地质调查报告（1:20 万），白头山幅。

冰川（如布老克、长白山末次冰川），跟随其后间冰期内为中酸性岩（粗面岩和碱流质浮岩），几乎没有玄武岩出露。

3 五大连池及科洛地区火山活动与冰川沉积

在松辽地堑的北端分布着著名的五大连池及科洛火山群，那里大面积出露第四纪火山岩与冰水沉积层相互叠置的剖面。根据火山岩的 K-Ar 年龄，结合其与第四纪沉积地层的接触关系，将本区火山活动分为四期：焦得布期、笔架山期、科洛大椅山期和老黑山期。各期的特征及与第四纪地层的接触关系见表 7-2-2。现将火山岩与沉积物的特征简述如下：

白土山组的典型剖面出露于引龙河及山河农场，厚度约 58m。由冰积泥砾及冰水堆积物组成，泥砾灰白色、灰褐色。泥细腻，紧密，泥中包裹着砾石，砾石多为棱角状，少数滚圆状，表面光滑，个别见有凹坑，排列无规律，砾径一般在 3~10cm，最大者达 20cm。成分以花岗岩、混合岩、砂板岩、中酸性火山岩为主。

荒山组的典型剖面见于向阳村北钻孔内，分上、下两个岩性段：上段为灰黑色、灰褐色淤泥质亚粘土，致密细腻，具层理，下部含砾石，厚度为 9.14m；下段为灰白色、砂砾石，砾石分选差，砾径 0.8~2cm，最大 5cm，滚圆状、次棱角状，厚度为 7.77m。古地磁研究表明，荒山组为布容正向期及过渡期，其中一个样品为松山反向期（0.78Ma），因此，将荒山组归为早更新世晚期至中更新世早期，考虑到荒山组与下伏白土山组的整合接触关系，以及沉积环境的连续性，认为白土山组为早更新世中晚期，为了便于区分，称之为白土山冰期沉积物。

焦得布期玄武岩分布在五大连池的东、西焦得布山（0.317Ma）、卧虎山（0.274~0.415Ma）和药泉山（0.25Ma）一带，由气孔状和致密块状碱性玄武岩组成，厚约 61m，年龄以 0.25~0.42Ma 为主（表 7-2-2），目前获得最老的 K-Ar 年龄为 0.66Ma（王慧芬等，1988）。

笔架山期玄武岩分布面积最广，达 270km^2，是五大连池火山群的主要组成部分，由十几座火山锥和大面积盾状台地玄武岩组成。火山锥由玄武质浮岩、火山集块岩、火山角砾岩和火山弹组成，熔岩台地最大厚度达 66m，上覆地层为哈尔滨组冰川、冰水沉积，在格拉球山农场四队 N26 号钻孔剖面及五大连池农场 W8、W5 号钻孔剖面均可见到笔架山期玄武岩直接被哈尔滨组覆盖，玄武岩的年龄为 0.45~0.286Ma（表 7-2-2），与焦得布期玄武岩年龄相似，属同一间冰期，称为白土山－哈尔滨间冰期。在焦得布与笔架山玄武岩之间夹有一层厚约 3.23m 的河－湖相沉积层。

哈尔滨组典型剖面见于格拉球山北 3km 的 2114 点砂石采坑，为一套冰水－洪积物，本书称之为哈尔滨冰期。岩性为黄褐色、灰绿色含砾亚粘土，夹砂透镜体，底部有砂砾石，亚粘土呈蒜瓣状，普遍含铁质结核，上部常有 1~3 薄层有机质含量较高的灰黑色、黑色含砂砾亚粘土，具波状层理，发育冻褶及冰卷泥等冰缘现象，厚度介于 3~20m 之间。哈尔滨组位于笔架山期玄武岩（0.45~0.286Ma）之上、科洛大椅山期玄武岩（0.133Ma）之下，并且在七星泡十三分场发现有牛亚科化石，属布容正向期（黑龙江地质局，1978），因此认为哈尔滨组的年龄为 0.28~0.13Ma，为中更新世晚期。

表 7-2-2　五大连池－科洛第四纪火山岩与沉积物关系对比表*

冰期－间冰期	综合柱状剖面（顺序）	厚度（m）	年龄或时代	沉积环境（或火山岩相）	岩性特征简述
冰后期	老黑山期玄武岩	10~60	A.D.1719 ~A.D.1721	溢流相、爆发相	以玄武岩及相应成分的火山碎屑岩为主
末次冰期	全新世冲洪积物	3~6	Q_2	河流堆积相	由全新世冲积、坡积、洪积、冰缘堆积等成因的亚粘土、亚砂土、砂砾石、砾石等组成
	诺敏河组	<5	Q_1^3	冰水、冰川堆积物	位于科洛河及其支流箱形河谷的一级阶地上，由亚粘土、含砂亚粘土及粘土砂砾岩组成，具冰川泥砾
末次间冰期	科洛大椅山期玄武岩	最大厚度 >100	0.133Ma	溢流相为主	主要由气孔状、致密块状橄榄玄武岩组成
哈尔滨冰期	哈尔滨组	3~20	Q_1^2	冰水－洪积物（相）	发育冻褶及冰卷泥等冰缘现象，分布于笔架山期盾形玄武岩台地之上者多夹有玄武岩巨块，形成卧牛石
白土山－哈尔滨间冰期	笔架山期玄武岩	66	0.286~0.45Ma	火山锥（爆发相）、熔岩溢流相	溢流相玄武岩＋火山碎屑岩，先以宁静溢流为主，后以间歇猛烈爆发为主
	坡积冲积层	3.23	Q_1^2	河－湖相、坡积物	为笔架山期与焦得布期之间的亚粘土沉积夹层
	焦得布期玄武岩	61	0.25~0.42Ma 及 0.66Ma	熔岩相为主	碱性玄武岩，以宁静溢流为主，猛烈爆发产物甚少
白土山冰期	荒山组	19.14	Q_1^{1-2}	冲－洪积相（冷→暖的环境）	由淤泥质亚粘土、含砂亚粘土及砂砾石组成，上覆焦得布期玄武岩，含阔叶混交林植被的孢粉组合
	白土山组	58	Q_1^1	冰积层、冰水堆积物	由冰积泥砾及冰水堆积物组成
	孙吴组（$N_{1-2}s$）	>13	中上新世	河－湖相	砂泥岩

*资料来源：参考黑龙江省地质局，1978，中华人民共和国区域地质调查报告（1:20 万），龙镇公社幅。

科洛大椅山期玄武岩构成盾形熔岩台地，玄武岩的年龄为 0.133Ma，以溢流相为主。属于哈尔滨冰期之后末次间冰期内的火山喷发（表 7-2-2）。诺敏河组见于科洛河及其支流箱形河谷的一级阶地上，高出现代河床 7~15m，由亚粘土、含砂砾亚粘土及含粘土砂砾层组成，发育冰川泥砾，厚度小于 5m，属末次冰期沉积物。

历史资料记载老黑山、火烧山于 1719~1721 年有过喷发（见第三章），火山岩分布于五大连池火山群的中央部位，由玄武质浮岩、集块岩、火山角砾岩和火山弹构成，属于冰后期火山喷发。

在五大连池-科洛地区，焦得布期、笔架山期、科洛大椅山期及老黑山期玄武岩之间均以冰水、冰积层相间隔，野外可清楚看到不同期次的火山岩与这些冰积层（冰水沉积物）直接接触的剖面，说明该区第四纪火山活动主要发生于间冰期。在每层冰积物之上并非立即覆盖火山岩，而是有一套河流相、冲洪积相的沉积物，如荒山组、哈尔滨组的上段的洪积物（表 7-2-2），说明在冰期过后，随着气候逐渐变暖，冰川融化，出现河流及冲-洪积物。由于冰川融化地壳均衡上升和减压（Nakada and Yokose，1992），促进甚至导致深部岩浆的形成，诱发火山喷发，由地球深处向大气圈释放能量，加速冰川的融化，使冰川熔化的时间比进入冰期的时间短，导致形成冰期曲线为不对称的锯齿形。

4 火山活动与冰期-间冰期的关系

根据野外实际情况和地质年龄，将中国第四纪四次冰期（冰碛层）及年龄大体确定为：鄱阳冰碛层（2.50~1.50Ma）、大姑冰碛层（1.10~0.73Ma）、庐山冰碛层（0.20~0.12Ma）、大理冰碛层（0.07~0.01Ma）（周慕林等，1988；何培元等，1992）。四次间冰期的时代大致与第四纪四个火山活动高峰期相吻合，表明中国第四纪火山活动主要发生于间冰期（表 7-2-3），下面对每个间冰期内的火山活动做进一步的说明。

表 7-2-3 中国第四纪火山活动与间冰期-冰期关系

冰期-间冰期	年龄（Ma）	火山幕	代表性火山及火山岩分布
冰后期	0.01~0.00	五大连池火山幕	五大连池（老黑山、火烧山）玄武岩，长白山白云峰期浮岩，龙岗火山群四海期玄武岩，镜泊湖“地下森林”火山，腾冲打鹰山、西昆仑阿什火山，台湾北部七星岩
大理冰期	0.07~0.01		
末次间冰期	0.12~0.07		龙岗金龙顶子玄武岩（Q_3）、长白山老虎洞玄武岩（0.06Ma）、小丰满玄武岩（0.085Ma），宽甸刘家玄武岩（0.124Ma），科洛大椅山玄武岩（0.133Ma），镜泊湖底玄武岩（0.068Ma），白头山晚期碱流岩（0.087Ma）；阿巴嘎旗灰腾西里玄武岩（0.16Ma），琼山永兴玄武岩（0.06Ma），湛江东海岛玄武岩（0.10Ma），腾冲打鹰山英安岩，西昆仑黑石北湖粗安岩
庐山冰期	0.20~0.12		
大姑-庐山间冰期（大间冰期）	0.73~0.20		五大连池超钾质玄武岩（0.66~0.25Ma），长白山粗面岩（0.66~0.22Ma），达来诺尔玄武岩（0.33Ma），华北平原（无棣大山、河北盐山等）玄武岩，山西大同玄武岩（0.74~0.20Ma），莱州湾至嘉山玄武岩，明溪大洋窠玄武岩（0.72Ma），台湾大屯火山岩，雷琼（罗经盘、湖光岩、田洋、青桐洋、琼北龙塘）玄武岩，腾冲（马耳山、南来风山等）、阿什库勒、大红柳滩、阿塔木帕下火山岩
大姑冰期	1.10~0.73		
鄱阳-大姑间冰期	1.50~1.10	龙岗火山幕	逊克玄武岩，龙岗小椅山玄武岩，长白山广坪玄武岩，达来诺尔玄武岩，舒兰凤凰山玄武岩，牡丹江“河谷玄武岩”，明溪大洋窠橄榄玄武岩（1.39Ma），嘉山女山玄武岩（1.14Ma），雷琼（徐闻、湛江霞山）玄武岩，昔鲁粗安岩，腾冲（余家山、杜家山和云台山等）英安岩
鄱阳冰期	2.50~1.50		阿什库勒马蹄山粗安岩（1.65Ma）

鄱阳－大姑间冰期，发生于鄱阳冰期之后，时间约为 1.50~1.10Ma，对应于龙岗火山幕。在此期间，中国东、西部的火山活动均十分强烈，喷发规模很大，出现了进入第四纪以来的第一个强烈火山喷发期。龙岗火山群的小椅山玄武岩、舒兰火山群的凤凰山玄武岩、长白山火山群的广坪玄武岩、内蒙古达来诺尔火山群及其与之接壤的蒙古国的达里甘嘎火山群的玄武岩，其下伏地层为冰积层，在其上覆的冰积层中可见到该期火山岩的砾石（宁奇生和王莹，1959）。另外，敦化－牡丹江的“河谷玄武岩”（1.39~0.91Ma）、黑龙江逊克玄武岩（1.33Ma）、安徽女山玄武岩（1.41Ma）、福建大洋窠玄武岩（1.39Ma）、雷琼徐闻玄武岩、云南腾冲（余家山、杜家山等）英安岩和新疆普鲁粗安岩（1.4~1.2Ma）等，均属此间冰期的产物。

大姑－庐山间冰期位于大姑冰期之后，年龄为 0.73~0.20Ma，该时期火山活动也十分强烈。东北长白山粗面岩（0.66~0.22Ma），五大连池、二克山超钾质玄武岩（0.66~0.25Ma），华北大同玄武岩（0.74~0.20Ma）以及莱州湾至嘉山的玄武岩，台湾北部、雷琼和腾冲（如马耳山、南来凤山、老羊河等）火山岩，西昆仑阿什库勒（0.6~0.2Ma）、大红柳滩（0.28Ma）和阿塔木帕卡（0.56Ma）粗安岩都是该间冰期火山活动的产物。该间冰期的火山活动是第四纪以来最强烈的时期，间冰期时间间隔也较长，是否暗示了间冰期的时间越长，其火山活动越强烈，有待于进一步研究。

末次间冰期（0.12~0.07Ma）的火山活动较微弱，规模较小。东部的火山岩主要包括龙岗金龙顶子玄武岩、长白山锥体周围的小规模玄武岩（如老虎洞玄武岩等）、白头山晚期碱流岩、宽甸刘家、镜泊湖底、阿巴嘎旗、赤峰、雷琼永兴和湛江东海岛一带的玄武岩；在西部，火山岩主要位于腾冲（打鹰山、马鞍山和黑空山）和西昆仑（阿什库勒阿什山和黑石北湖）。

全新世冰后期的火山活动（10000 年至今）相当于五大连池火山幕。火山活动主要发生在五大连池（老黑山、火烧山）和长白山（白云峰期）地区，另外，龙岗火山群的四海期及镜泊湖的“地下森林”火山，腾冲的打鹰山，西昆仑阿什火山以及台湾七星岩也有小规模的火山活动。

综上所述，将中国第四纪火山活动与间冰期的对应关系列于表 7-2-3 中。尽管表中某些火山岩的年龄与相对应的间冰期的年龄有出入，但在野外它们确实位于冰期沉积物之间，故将其列入间冰期（如科洛人椅山、长白山老虎洞和宽甸刘家等）。

5 岩浆活动与气候演变的关系

一般认为，生物演化、古气候演变及全球冰量的周期性变化常依赖于某些天文因素的周期性变化，并且它们之间存在较好的对应关系。但是，对于火山活动来说，首先直接依赖于地球内部因素（构造条件、应力场变化、岩浆成分及深部环境等），然后才有可能考虑与某些天文因素的成因联系（邓晋福等，1997）。在特定情况下，某些外部条件（如冰川、天文因素、陨石撞击等）对地球岩浆的产生具有十分重要的诱发作用。

地球内部岩浆的产生是一个从固态向液态转变的相变过程，这一相变需要吸收巨大的热量才能完成，而在正常情况下，地内热量有限，岩浆的发生常常限于局部地带，相转变局限于部分熔融状态。岩石物理化学及相平衡实验研究表明，在地球内部岩浆产生（即岩石或矿物部分熔融）的过程中，常需要地下深处岩石物理化学条件的改变，其中

重要的物化参数是温度、压力和含水量。在间冰期－冰期旋回变化过程中，对地壳运动及岩浆形成的诱发作用是它能够造成地壳的均衡上升或下降（Nakada and Yokose，1992）。在冰期到来时，冰盖缓慢积累至最大厚度，有的可达 4km。由于不断增加冰的重量使其下的基岩逐渐下沉（均衡下降），当间冰期冰川融化时，基岩又慢慢产生均衡上升，如威斯康星－魏克塞尔冰期冰盖消失所造成的芬诺斯堪的亚古陆的上升量达 800m 左右，同时造成 7000 年来南极地壳上升速率高达（最大值）1.8mm/a（刘东生等，1997）。地球内部矿物与岩石的熔融在无水干系统、含过量水系统和含少量水系统中表现出不同的习性，因此不同环境源岩的不同条件造成不同岩浆的形成。

5.1 干系统的熔融与岩浆产生的条件

图 7-2-3 表示纯固相（为简单起见以一元系为例）的熔融示意相图。在 *CBF* 熔融曲线以上为液相区，以下为固相区。图中位于 *A* 处的岩石（或矿物组合）呈固相状态，要使它达熔融曲线 *CBF* 的温度和压力条件，发生部分熔融，有两种极端条件：①*A* 点发生均衡（或底辟）上升，压力降低，沿 *X* 线于 *a* 点与熔融曲线 *CBF* 相交，导致 *A* 的局部熔融，产生岩浆。间冰期冰川融化可造成地壳均衡上升，可以提供这一条件；②外来热量的供给使 *A* 点的温度升高，沿 *Y* 线于 *b* 点与熔融线相交，产生岩浆；或是一个中间状态，升温与均衡（底辟）上升同时兼备，则在 *a*、*b* 点中间的某个位置与熔融曲线 *CBF* 相交，产生岩浆。

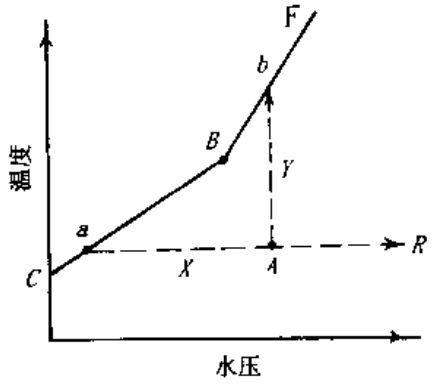

图 7-2-3 干体系熔融示意相图

（据邓晋福，1987，简化）

由图 7-2-3 可以看出，如果 *A* 点由于均衡下降等原因使压力变大，则 *A* 点将沿 *A*→*R* 方向变化不会与熔融曲线相交，即不可能产生岩浆。在这种情况下，即使有外来热能的供给也很难产生岩浆。也就是说，在冰期，由于大规模冰川的重力均衡（下沉）作用，造成地壳下降，在干系统中不可能产生岩浆，很难诱发火山喷发。

5.2 含过量水系统的熔融与岩浆产生的条件

含过量水系统是指源岩中存在自由水（汽相水）的系统。在其它条件相同时，此时岩石的熔融线温度与干体系相比将大幅度下降，从而导致在干体系中为固相区的某一状态点，在过量水系统中可能位于液相区（即位于干与湿固相线之间），产生部分熔融，形成岩浆。也就是说，体系中过量水的加入是产生岩浆的第三个极端条件。图 7-2-4 中 *BOc* 是含过量水系统开始熔融的固相线，其左边为固相（s）＋气相（g），右边为固相（s）＋液相（l）＋气相（g）。对于位于固相线左边的任何一点 *A*，如果具有外来热量的供给，它将与 *BOc* 交于 *a* 点，产生岩浆，然而均衡上升（或底辟上升）的情况就比较复杂了，可分为如下两种情况：①位于 *O* 点之上的区域（*B'*点），此区间固相线为正斜率，类似于前述的干体系的情况。如果 *B'*点在间冰期均衡（或底辟）上升，*B'*

点将沿 $B'b$ 线与固相线交于 b 点，产生岩浆。如果 B'点均衡下降（即加压，相当于冰期均衡下降），将不可能产生岩浆。②位于 O 点之下的区域（如 C点），与上述正好相反，此区间固相线为负斜率，如 C点均衡（或底辟）上升，C点将沿 CF 向下移动，不可能与固相线相交产生岩浆。如果 C点均衡下降（压力增加），C点将沿 Cd 线与固相线交于 d 点，产生岩浆。

可以看出，在含过量水系统中（图 7-2-4），如果源岩的温压条件位于 O 点之上的区域（相当于 B' 点），火山活动应主要发生于类似间冰期的环境内；如果源岩的温压条件位于 O 点之下的区域（相当于 C 点），此时的火山活动则主要发生类似于冰期的环境内。

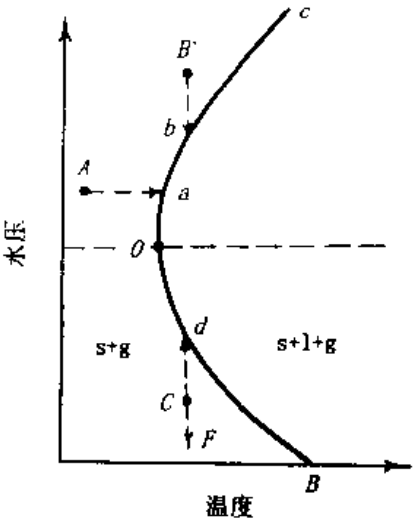

图 7-2-4　含过量水系统的固相线及岩浆产生的可能性
（据邓晋福，1987，简化）

5.3　有含水矿物但无自由水系统的熔融与岩浆的产生条件

在其它相同条件下，此时固相线的温度位于干固相线与过量水固相线之间（图 7-2-5）。曲线（1）是含水矿物（H）脱水反应的单变曲线，即 H ═A+g，A 为不含水矿物，g 为气相，曲线（2）是含过量水系统（s+g）的起始熔融曲线，T_m^s是干系统 S（S 为固相矿物集合体）开始熔融的温度。这种情况下固相线为 $T_m^s B$ (1)，形状类似于含过量水系统的固相线（图 7-2-4）。在 B 点以上的区域内（图 7-2-5）的某一点如均衡上升，有可能达到固相线 (1) B 之上，产生岩浆。在 B 点以上区域内由于地壳负荷加大而均衡下降（相当于冰期），将不可能产生岩浆。所以图 7-2-5 中 B 点以上区域产生岩浆的条件与间冰期内地壳均衡上升这一动力学过程相吻合。相反，在 B 点以下 P_{H_2O} 较低的区域内，只有可能由于冰川加重负荷导致地壳均衡下降产生岩浆，引起或诱发火山喷发。即在具含水矿物相参加的系统熔融产生岩浆的过程中，如果源岩位于图 7-2-5 中 B 点以上的区域，由于间冰期的地壳均衡上升，可以导致或诱发火山喷发。否则如果源岩的物化条件位于 B 点以下的区域，火山喷发只能发生于冰期。

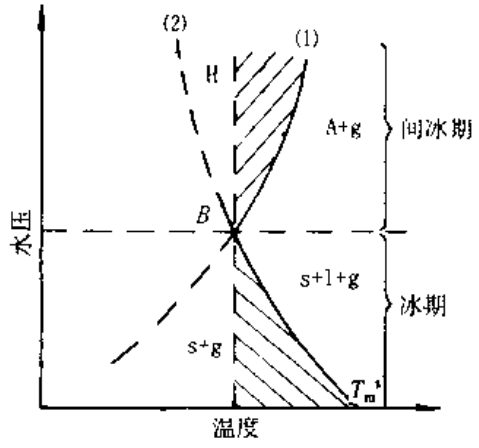

图 7-2-5　有含水矿物相系统的熔融相图及岩浆产生的条件
(据邓晋福, 1987，补充)

地质历史中岩浆产生的具体过程是非常复杂的，会同时受多种因素的综合影响，在某一特定的临界环境下，如果冰川的形成与融化是诱发岩浆形成的一个主导因素，那么

我们才有理由利用上述相图（图 7-2-3 至 7-2-5）对火山活动与冰期－间冰期关系进行解释。由上述分析可以看出，火山活动既可能产生于冰期也可能产生于间冰期，这主要取决于源岩的物理化学（温压）条件及源岩体系的含水量。但是在干系统内产生的岩浆，只可能出现在间冰期内。

5.4 岩浆活动与冰期－间冰期的关系

东北地区（如龙岗、长白山和五大连池）第四纪冰水沉积与火山岩相间分布的现象，反映了这些火山岩是在某种特定的物理化学条件下喷溢的。这里试图运用上面讨论的岩浆体系与气候演变的关系模式加以解释。

东北新生代玄武岩大多数原生岩浆的成分点位于干橄榄岩固相线附近，表明它们是在基本无水的干系统条件下产生的，只有一部分碧玄岩浆和碱性橄榄玄武岩浆产生于含少量水的条件，即该区原生岩浆的源区主要属于干系统（无 H_2O），少量属于含少量水、但无自由水存在的系统（莫宣学，1988）。这两种源区产生岩浆的条件与冰期－间冰期有什么关系呢？①在源区为干系统的条件下，间冰期内冰川融化可导致地壳较大幅度均衡上升，可以诱发岩浆的产生和喷溢；而在冰期内由于大量冰川形成，造成地壳均衡下降，却不可能诱发岩浆的形成及喷溢（图 7-2-3）。东北第四纪大部分玄武岩的源区为干系统，可能是本区玄武岩主要产于间冰期的一个重要原因。②在含少量水条件下，东北上地幔的地温曲线（曲线 1）与相应条件上地幔橄榄岩熔融曲线（曲线 3 和曲线 4）的关系如图 7-2-6 所示。东部第四纪玄武岩源区的深度为 60~80km（邓晋福等，1996），大约相当于图 7-2-6 中的 *A* 点。假如冰川融化时（相当于间冰期），地壳均衡上升，它与固相线相交于 *B* 点，产生岩浆；相反，在冰川形成过程中（相当于冰期），地壳均衡下降，*A* 点将沿 *AC* 线在 *C* 点与固相线相交，也可以产生岩浆。*B* 点熔浆的深度（40~60km）比 *C* 点（80~100km）要小，在相同条件下 *B* 点的熔浆更容易喷出。也就是说，在含少量水的条件下，间冰期内本区火山活动发生的概率比冰期要大得多，这可能是东北地区第四纪火山岩主要产生于间冰期的另一个原因。

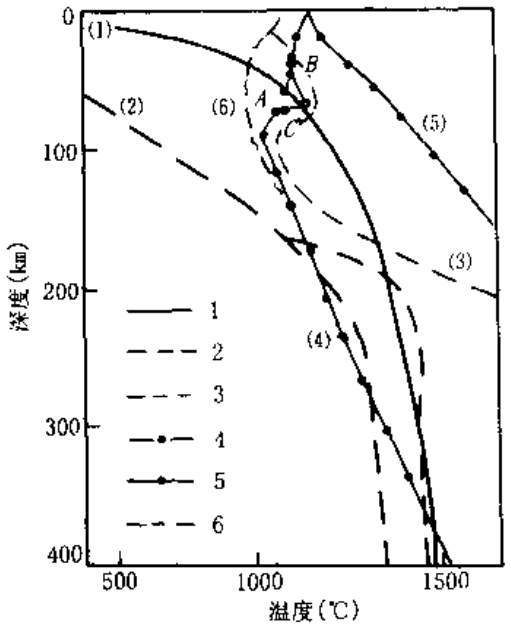

图 7-2-6 东北地区地幔温度与橄榄岩固相线相关图

（据邓晋福等，1996，经修改）

1.辉石地温 2.地盾地温 3.含 0.1%H_2O 模拟上地幔岩固相线 4.橄榄岩-C H-O 系统固相线 5.橄榄岩干系统固相线 6.橄榄岩过量水系统固相线 A 和 B 为中国东部第四纪玄武岩源区条件的设定点

在间冰期内，由于冰盖（川）的融化导致地壳均衡上升速率是不均匀的，往往开始时速率较小，随着冰川的融化，地壳上升的速率越来越快（刘东生等，1997）；同时地壳均衡上升导致岩浆形成的过程也需要经历一段时间。这两个因素使得间冰期的火山

喷发并不是处于间冰期的开始阶段，而往往出现在间冰期的中后期甚至末期，即往往靠近下一个冰期来临之前。这一结论可以解释五大连池和科洛火山群中冰期沉积物与火山岩之间往往出现一层较寒冷到温暖条件下的河流及冲－洪积相沉积物（如荒山组）。在间冰期大规模火山喷发之前，积雪形成冰川的过程与冰盖（川）的融化过程是对应的；中后期火山活动释放能量，加速冰川融溶，这种冰期与间冰期内火山活动规模的不对应，可能是导致冰盖形成过程与冰川融化时间不对应的重要原因之一。也可能正是由于间冰期后期东北喷发了大量玄武岩浆，造成东北第四纪冰期冰川形成和间冰期冰川融化时间的不对应性。

应当指出，这里讨论的冰期/间冰期旋回变化在诱发（或导致）岩浆形成过程中的地位和作用仅仅是个尝试，尚有许多问题有待于以后深入研究。

第八章　火山资源与灾害

第一节　火山资源

火山活动是创造自然财富的重要源泉，许多矿产资源的形成都与火山作用有关，有金属矿产，也有非金属矿产，大部分温泉、矿泉也都伴随着火山出现；尤其是火山区所呈现的千姿百态自然景观和多种多样的生态环境，使之成为科学考察和旅游的胜地，随着科学的发展，火山也可能成为一种重要能源。

1　宝石

许多宝石与火山有关。我国福建明溪、台湾海岸山脉、海南蓬莱、江苏六合、山东昌乐、安徽女山、吉林辉南及黑龙江鹿道、尚志等地新生代玄武岩中含有多种宝石矿产，主要有蓝宝石、红宝石、石榴子石、橄榄石、锆石、尖晶石、玉髓及玛瑙等。

1.1　山东昌乐蓝宝石矿

蓝宝石是指刚玉的蓝色变种，英文为 sapphire。“sapphire”一词最初含意较乱，如今它是指除红宝石以外的所有颜色的刚玉宝石。我国珠宝工艺界又称蓝宝石为“青玉”。在我国古籍中蓝宝石又称青宝石、青亚姑、你蓝、鸦鹘石、撒卜泥、萨弗耶和瑟瑟等，后三个名称应是“sapphire”的音译名，如今波斯语的蓝宝石仍为“萨弗耶”。蓝宝石的颜色按深浅、浓艳程度可以划分为：洋蓝、明蓝、浓蓝、紫蓝、青蓝、黑蓝、水蓝、淡蓝等多种，其中以如晴朗天空、鲜艳的蔚蓝色者最好，太浅或蓝黑都不好。世界上优质的蓝宝石矿于 1880 年在克什米尔被发现，我国蓝宝石最重要的寄主岩是东部的新生代玄武岩，它呈矿物捕虏晶赋存于玄武岩或深源包体中（才文博和赵以辛，1990）。

山东的蓝宝石是继海南、江苏、福建、黑龙江之后，于 1986 年秋在鲁中地区发现的，有砂矿和原生矿，产地数处，储量居全国之首，年产量近百万克拉（姜健等，1996），但因颜色太深、透明度差、表面常有明显瑕疵，严重影响其品质。不过其品位高，晶粒一般在 5~10mm 之间，最大粒径达 80mm（何发荣，1996；李国昌，1997）。很早在齐鲁大地上知蓝宝石之宝而不知其贵，相传民间有用“钨金火石”打火，至今仍流传着“钨金火石钢火镰”的谚语，“钨金火石”即蓝刚玉。胶济铁路始修时，昌乐段铺路基的碎石几乎全是第三系玄武岩，其中约 80%取自昌乐牛山橄榄玄武岩，这套玄武岩即含有蓝宝石。

山东蓝宝石原生矿主要赋存于昌乐尧山组碧玄岩中，与二辉橄榄岩包体及歪长石巨晶紧密伴生。此外，临朐、沂水、安丘也有少量蓝宝石产出。昌乐方山附近的蓝宝石原生矿主要有如下三处（王萍和李国昌，1996）。①五图方山原生矿位于昌乐五图镇西南 4km 处，海拔 250~300m，南北长约 2km，东西宽约 1km。矿体位于方山中上部，似

层状，微向北倾斜，自上而下有三层，最大厚度约 3m，一般 1m 左右，分布面积约 2km²。矿层内蓝宝石呈带状富集且沿 NNE 向延伸。②方山北山麓原生矿位于方山北部一小山丘，海拔约 150m，分布面积 0.5km²。③邱家河原生矿位于五图镇邱家河南 200m 处，海拔约 150m，矿体似层状，有 2~3 层，分布面积 0.5km²（图 8-1-1）。

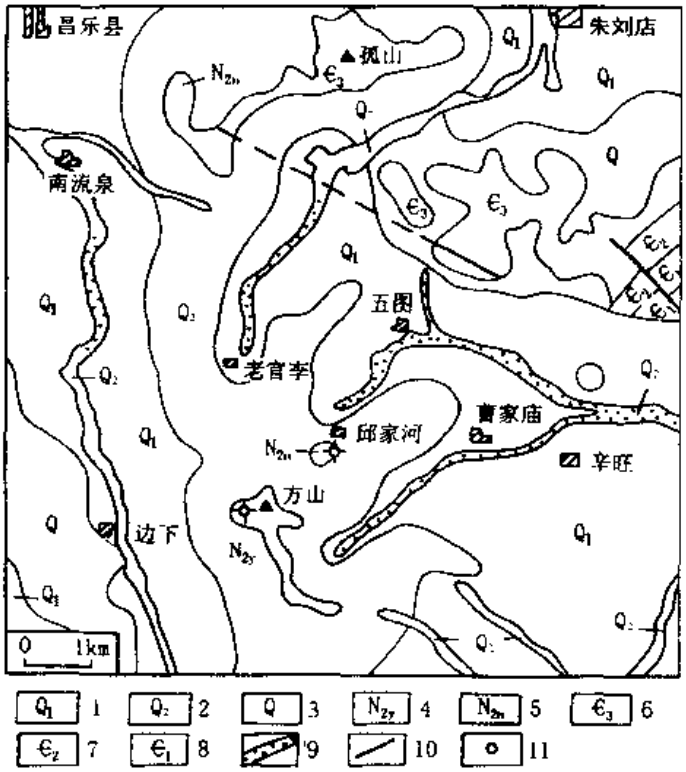

图 8-1-1　山东昌乐五图地区地质图

（据王萍和李国昌，1996）

1.第四系全新统　2.第四系更新统　3.第四系（未分）　4.尧山组　5.牛山组
6.上寒武统　7.中寒武统　8.下寒武统　9.蓝宝石砂矿体　10.断层　11.蓝宝石原生矿

上述蓝宝石原生矿的品位介于 5000~7000mg/m³ 之间，总储量约 30t。自 1988 年开始开采，1989~1991 年大量开采，至 1995 年上半年已探明的富矿基本采尽，但在与矿区相连的水系中可找到砂矿。该地区有四条水系在方山北东呈放射状分布，汇水面积约 110km²，冲积层选矿样平均品位在 100~190mg/m³，是很有远景的蓝宝石砂矿分布区。现已有中国、泰国、澳大利亚的珠宝企业家进行开采（王萍和李国昌，1996）。昌乐方山蓝宝石在砂矿中品位较富，质量好，但颗粒大者少。原生矿中蓝宝石个大，晶体完整，呈六方柱状或筒状、扁六方体，还有连生双晶。常见的颗粒重数克至数十克，上百克重的也屡见不鲜。山东省地质博物馆展出一颗近千克重的蓝宝石晶体，可称是“东方之最”。

1.2　台湾海岸山脉宝石

在台湾海岸山脉都兰山产出台湾蓝宝石（照片 30），当地人称玉髓或蓝玉髓。呈深

蓝、淡蓝或蓝中带黄绿色，不透明乃至半透明，硬度为 7，比重 2.58，主要由玉髓的放射状纤维集合体所成，并伴随少量的绿泥石、蛋白石、含水氧化铁等。含少量的铜，其颜色似由硫酸铜而来，以透明、中度蓝色而边缘带黄绿色者售价最高，因为这种蓝宝石不会褪色（庄文星，1992）。

在台湾还产出一些特殊的岩石如麦饭石和北投石等。麦饭石就是斑状安山岩或安山斑岩（照片 31），是安山岩的成分但有明显的斑状结构，主要斑晶矿物有斜长石及次要的镁铁矿物（如辉石、角闪石）。呈灰色、暗灰色、淡绿色以至灰红色。它是因其外形而得名，中医常将其列入药材治病，这可能与其所含矿物有关，因此有人也称之为健康石。北投石（照片 32）是一种具有放射性的矿物，是由硫酸钡和硫酸铅所组成的化合物，属于罕见的矿物之列，主要产于北投溪。北投溪源自地热谷温泉至地热谷口以下 100~400m 的一段河床。溪中水浅微温，溪底布满安山岩砾块，凹凸不平，在砾石表面及间隙中多有黄色至白色的温泉沉淀物附着胶结成一层层的皮壳，有些地方，在皮壳的最外层附着有半透明至乳白色的密集小晶体（多呈菱形），厚约 0.5~1cm，这就是著名的北投石（庄文星，1992）。

此外，在台湾北部纱帽山及东部绿岛安山岩中常含有粗粒的堇青石，若有大的好的晶形，也可以琢磨成宝石。澎湖所产的文石经琢磨后呈同心圆状纹理，花样美丽、颜色鲜艳，虽然硬度较低，仍然跻身于宝石之列，而纯白、黄色的方解石、霰石结晶完美、搭配得当者则是典藏的精品（庄文星，1992）。

1.3 海南蓬莱宝石矿

在海南蓬莱玄武岩中，目前确认的宝石矿物有两种，一种是刚玉，另一种是锆石。刚玉是蓬莱最重要的宝石矿物，有两个变种，蓝宝石和红宝石。蓝宝石主要产于第四纪残－坡积红土层和冲－洪积层中，少量见于风化的玄武岩和火山碎屑岩中，成矿母岩为上新世玄武岩（黄香定等，1996）。

该区的蓝宝石以浅蓝色和深蓝色为多，淡蓝灰色的最少。形态多样，有锥状、塔状、桶状、复三方短柱状，还有不规则的粒状和块状，常熔蚀呈次棱角状、浑圆状。粒径一般 3~10mm 左右，小者约 0.1mm，最大达 30 mm×20 mm×16mm 和 35 mm×33 mm×22mm。人工重砂中蓝宝石粒度较小，而砂矿中蓝宝石粒度要大得多，达到宝石粒度要求的蓝宝石主要富集在经过天然分选的砂矿中（石桂华和张如玉，1988）。

本区蓝宝石的化学成分见表 8-1-1，除 Al_2O_3（97.71%~98.51%）外，还有 18 种其它组分和水。这些微量组分的总量在 1.49%~2.29%之间，并随刚玉颜色变浅而减少。与我国台湾新竹马福溪蓝色刚玉、澳大利亚蓝色刚玉相比，SiO_2、Fe_2O_3、MgO 等含量均较低（石桂华和张如玉，1988）。

蓬莱红宝石见于残－坡积蓝宝石砂矿中，与蓝宝石、红锆石、磁铁矿、钛磁铁矿、铬铁矿、钛铁矿、金红石等矿物共生，呈玫瑰红色，玻璃光泽，不规则的圆粒状，表面有熔蚀现象，粒径 2~3mm。（石桂华和张如玉，1988）。我国红宝石产地较少，海南红宝石的发现，证实了我国蓝宝石矿床中也伴有红宝石，这不仅对查明海南蓝宝石伴生矿物有了突破，而且对这类矿床评价也具有重要意义。

锆石是蓬莱宝石矿床与蓝宝石伴生的另一种宝石矿物，主要产于残－坡积红土层

和冲－洪积层中，也见于风化的玄武岩和火山碎屑岩中。锆石的原生来源是新生代玄武岩，特别是辉斑橄榄玄武岩和火山碎屑岩（石桂华和张如玉，1988），这与我国台湾省新竹马福溪锆石的产状相似。该区锆石呈紫红、红棕、棕和浅棕色，不规则粒状，有的呈四方双锥与四方柱状聚形，晶形一般不很完整。此外，在福建明溪六里桥和江苏六合－仪征等地的新生代玄武岩中也有蓝宝石矿床，同时伴生有白锆石和尖晶石矿床，现开采的宝石矿床以阶地冲积砂矿为主。

表 8-1-1　海南省蓬莱蓝宝石化学成分（%）

（据石桂华和张如玉，1988）

产地	中国海南蓬莱				中国台湾新竹马福溪		澳大利亚
颜色	深蓝	浅蓝	蓝绿	浅蓝灰	淡绿蓝		蓝
SiO_2	0.78	0.13	0.20	0.28	4 62	4.55	0.27
TiO_2	0.08	0.079	0.061	0.12			0.12
Al_2O_3	97.71	98 05	97.94	98.51	90.12	92.30	94.69
Fe_2O_3	1.10	1.09	1.23	1.10	4.67	1.84	2.70
MnO	0.014	0.006	0.006	0.006	0.005		0.006
MgO	0.043	0.014	0.017	0 014			1.69
CaO	0.14	0.13	0 08	<0.02		1.55	<0.02
K_2O	0.029	—	—	—			—
Na_2O	0.038	—	—	—			—
H_2O^-	0.11	0.04	0.00	0.00	灼失 0.61	灼失 0.09	0.00
Zn	0.0079	<0.002	<0.002	0.0039			0.0077
Ga	0.029	0.03	0.029	0 03			0.018
Gr	0.002	0.001	0.001	0.002			0.03
Ni	0.0005	0.0005	0.0007	0.0005			0.01
Co	<0.001	<0 001	<0.001	<0.001			0.0023
V	0.0006	0.0004	0.0005	0.0005			0.0003
Sc	0.00049	0.00025	0 00029	0 00031			0.00063
Nb_2O_5	0.074	0 034	0 030	0.0061			0.015
Ta_2O_5	0.009	0.007	0.005	0.0059			0.0045

1.4　新生代玄武岩中的橄榄石宝石矿床

橄榄石因其特有的橄榄绿色被人们誉为“黄昏的祖母绿”，也是消费者所钟爱的宝石品种。我国宝石级橄榄石矿床发现较晚，70 年代末才开始开采，主要产在河北万全和吉林蛟河，赋存于第三系碱性玄武岩的尖晶石二辉橄榄岩包体中。万全宝石级橄榄石形成于汉诺坝碱性玄武岩下部，含矿包体呈似层状不规则分布、断续出现，最大连续长度达几百米，粒径一般为 1~5mm，大者 5~10mm，偶见 15~20mm，最大达 3cm，属优质橄榄石。呈淡绿、黄绿色、透明度好，少杂绵纹。其化学组成为：SiO_2 40.53%，TiO_2 0.03%，Al_2O_3 0.06%，Fe_2O_3 0.31%，FeO 9.2%，MnO 0.11%，MgO 49.64%，CaO 0.36%。依其 Fe、Mg 比值，属贵橄榄石类型。

吉林蛟河橄榄石矿产于新近纪碱性玄武岩中，含矿角砾状包体位于碱性玄武岩的

下部，含矿率较高。包体直径大者 20~30cm，小者 10cm 左右，以小包体为主，呈全晶质粒状结构，主要由辉石、橄榄石及尖晶石组成，橄榄石为黄绿－草绿色，粒度一般为 3~5mm，大者达 20mm，最大达 5cm。另外，吉林辉南、汪清，黑龙江鹿道、尚志等地的中新世和第四纪玄武岩中也有类似的橄榄石宝石矿。

1.5 与玄武岩有关的石榴子石宝石矿床

石榴子石又名紫鸦乌，目前已成为人们所喜爱的宝石之一。我国与新生代玄武岩有关的石榴子石矿床主要见于山东蓬莱、安徽当涂、辽宁宽甸、浙江东阳、黑龙江穆棱、河北张北和福建明溪等地。石榴子石主要产于新生代碱性玄武岩经风化富集的的现代河谷、盆地的冲积砂砾层和残－坡积层中，以镁铝榴石为主，有时与红宝石、锆石和橄榄石等伴生，颜色多为血红、紫红色和红褐色，多数晶体透明，很少瑕疵，粒径一般 3~6mm，少数大于 20mm。

2 矿产资源

新生代火山岩常与某些内生矿产伴生，这类内生矿产有天然硫、金矿、铜矿等。与火山活动有关的硫矿床主要包括台湾基隆、云南腾冲和黑龙江德都硫矿床。台湾北部大屯和基隆地区新生代玄武岩中发现有金、铜矿床，主要矿石为自然金、硫砷铜矿和黄铁矿（庄文星，1992）。与火山岩有关的非金属矿产主要有石棉、铸石及硅藻土等；火山灰、火山渣、浮岩等都是很好的建筑材料，在吉林省龙岗和长白山一带有大量分布（刘嘉麒，1984）。

3 地热、温泉

火山活动区一般呈高地热背景（汪集旸，1995）。火山是最猛烈的地热显示，温泉则是温和的、常见的地热显示。火山活动强烈地区，通常也是地热活动较强烈和温泉密集分布的地区，如东北长白山、五大连池，内蒙古阿尔山，云南腾冲及台湾等地，既是火山活动区，又是温泉集中地。

3.1 长白山区的热泉与温泉

长白山火山周围温泉发育，抚松县的仙人桥和长白县的马家沟等地分布着许多温泉，尤其是二道白河源头的聚龙泉，位于大池北侧，泉口集中，温泉水温一般在 60℃以上，最高达 82℃。据安图站多年观测，水温有升高趋势，并不断出现有新泉眼，使温泉群面积逐步扩大。在天文峰南坡的天池湖滨水面，有长约 200m、宽约 20~40m 的狭长地带，常年不结冰，并有气泡冒出。据《长白汇征录》记载，曾有“热如汤泉”之说，1974 年 9 月 7 日测定水温 32℃，后来的资料表明，这一带水温达 40℃左右（宋海远，1990）。在天池西侧锦江上游，终年有热水与气泡不断涌出，1992 年 6 月 27 日测得水温为 61℃。在白云峰南侧岩石裂隙中每隔 3 分钟左右喷出白色热气，气柱高达 10m。在梯子河的老虎背东岗也有裂隙气泉常年喷出，其地表被染，呈赤黄色。在朝鲜一侧的温泉，平均水温 35~78℃，最高达 105℃（李继泰等，1995）。

3.2 台湾地热与温泉

台湾新生代火山活动十分强烈，全岛温泉总数达 80~100 处，水温高者较少，介于 41~60℃之间的温泉有 14 处，介于 60~100℃之间的温泉有 7 处，高于 100℃的有 5 处（图 8-1-2）。台湾温泉的分布，尤其是高温温泉的分布与新生代（特别是第四纪）火山岩分布是一致的，说明温泉的分布与火山活动有关，如台湾北部第四纪火山活动非常强烈，那里的温泉数量也特别多，五处温度高的温泉都分布在那里。台湾地热资源丰富，地热发电潜力为 500×10^6~700×10^6kW，其中大屯火山区占 80×10^6~200×10^6kW（廖志杰，1990；黄镇国等，1995）。推断该区地下可能有未凝固的岩浆源作为温泉的热源。

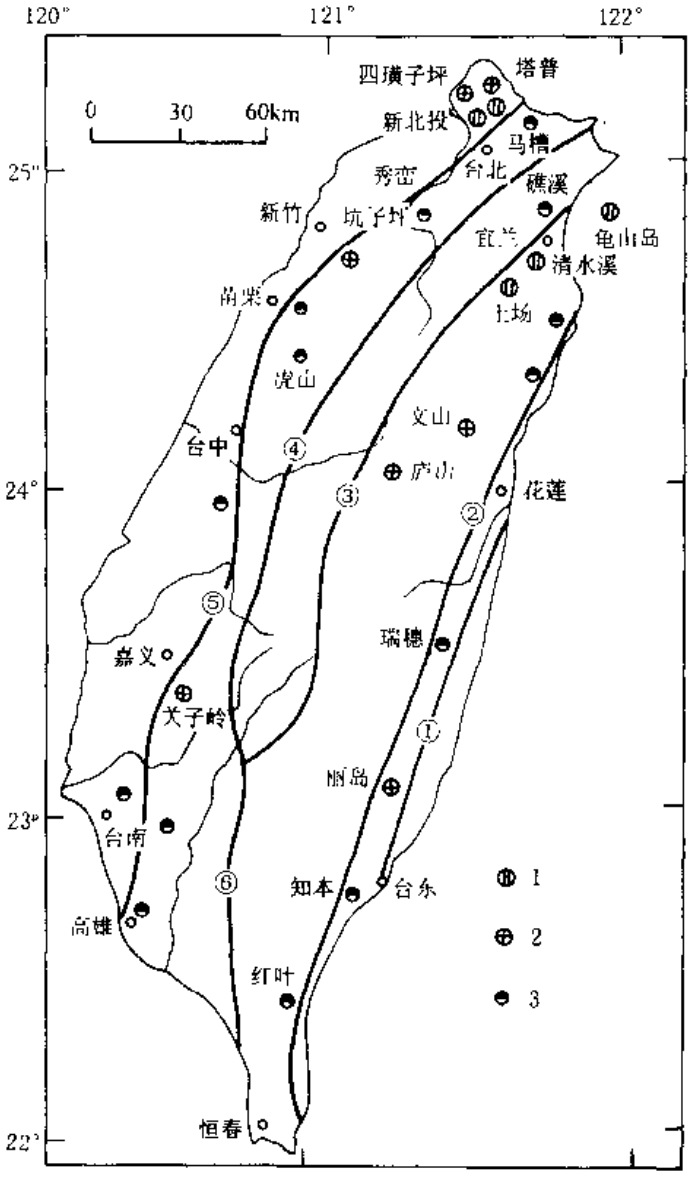

图 8-1-2 台湾省主要的温泉分布图

（据黄镇国等，1995）

1.温度 0~100℃温泉 2.温度 60~100℃温泉 3.温度 41~60℃温泉

①海岸山脉断层 ②台东纵谷断层 ③梨山断层 ④屈尺－老农断层 ⑤台西山麓断层 ⑥潮州断层

3.3 腾冲地热与温泉

云南腾冲晚新生代火山活动十分剧烈，火山附近分布着很多温泉及水热区，形成腾冲火山地热区（图 8-1-3）。不过，腾冲近代火山机构以及火山岩流区内只出现低温位碳酸泉，或者低温位大流量温泉，高温位水热活动只出现在火山岩流的周边或非火山岩区（佟伟和章铭陶，1989）。

4 矿泉

火山区不仅有许多温泉，还有许多矿泉和冷泉。中国最著名的矿泉分布在五大连池药泉山一带，那里的矿泉水储量大、品质佳，含有多种有用元素和组分，如碳酸、铁、钠、氡、锶、钡等，清凉开胃，有很高的饮用和医用价值，对胃病、皮肤病、关节炎等有明显疗效，可与著名的法国维希药泉相媲美，因而那里已成为重要的疗养胜地，不仅矿泉水广为应用，就是那里的泥巴也很有用，人们常常在泥塘或水池中进行泥疗。内蒙古大兴安岭的阿尔山既有温泉也有冷泉，冷泉的温度常年在 4~6℃左右，冷泉也是矿泉，含多种有用元素。

5 旅游资源

火山造就了许多秀丽的风景区及自然景观，世界上许多火山区，如日本的富士山，美国的黄石公园，意大利的维苏威，法国的维希，新西兰的汤加里罗，我国台湾阳明山等都成了著名的国家公园和旅游疗养胜地。

东北长白山火山区是国内外著名的风景游览区，跨越中朝边境的长白山是三江（松花江、鸭绿江、图们江）之源，东北之巅，它以天池为中心向四周绵延，沿北东方向形成上千公里层峦迭复的山脉。在那里，大地苍苍，林海茫茫，飞流悬天挂，奇峰耸入云，热气腾腾的温泉在峡谷中翻流，碧水清澈的天池在群峰环抱中静卧，每当春夏之交时，坡上有奇花异草，林中有珍禽宝兽，山下鸟语花香，苍松翠郁，山头寒风凛凛，积雪皑皑，碧海辉映着白山，在垂直千米的剖面上，分布着界线分明的不同植被带，从阔叶林到苔原，从原始森林到现代植物园，展现出由温带到寒带，春夏秋冬各异的奇特景观，构成一幅绚丽的天然画卷。古人曾赞叹："惟有白山极壮观，层峦高耸月光寒，年年剩有峰头雪，皎洁偏宜月下看。"如果说黄山以"奇松、怪石、云海、温泉"四绝闻名天下，给人以美丽壮观浩瀚神秘之感，那么长白山不仅是有奇松、怪石、云海、温泉，还有险峰、深渊、瀑布、冰川……，而且山连着水，水连着天，山水相依，天地相连，四季变换，气象万千，让人感到雄伟磅礴，神奇莫测，确实回归于大自然。

在长白山区，最引人入胜的当数天池（照片 6）。它是在白头山顶部由巨大的破火山口积水形成的湖泊，近椭圆形，南北长 4.4km，东西宽 3.37km，受水面积 21.4km^2，水域达 9.82km^2，其水面海拔 2194m，最大水深 373m，平均水深 204m，蓄水量 20.4 亿立方米，是地球上屈指可数的特大火山口湖。湖水清澈，水面涟漪，映着峦影峰光，犹如人间仙境。它常常笼罩在云雾缭绕之中，时隐时现，令人迷离恍惚，要想看到它的真面目，有时要等几天。由于群峰环绕，山势陡峻，抵达水边非常艰难，人们往往是攀上山顶俯瞰，从距水面数百米的山顶远远望去，水面泛起的波纹或浮动的冰块给人以幻觉，

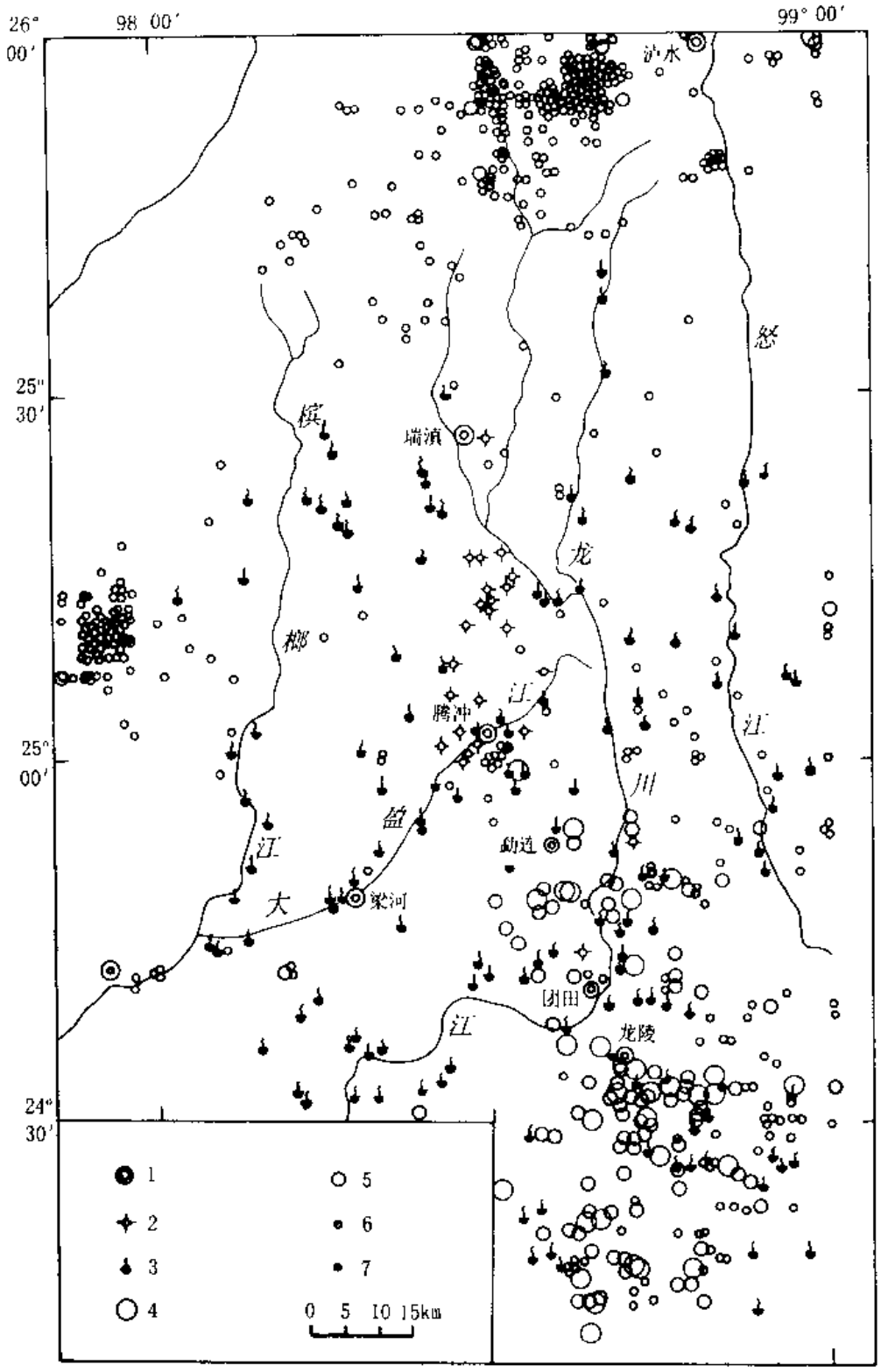

图 8-1-3 腾冲地区火山与地热分布图

（据佟伟和章铭陶，1989）

1. 城镇 2. 火山 3. 水热区 4. $M \geqslant 5.0$ 5. $5.0 < M \leqslant 4.0$ 6. $4.0 < M \leqslant 3.0$ 7. $3.0 < M \leqslant 2.5$

好像水中有什么动物在游动，于是“天池怪物”传奇，有时说得活龙活现，其实，天池的水温为 0.7~11℃，当地年平均气温-7.3℃，每年湖水有七八个月结冰，水中几乎没有生物，湖岸又全是火山岩火山灰堆积的悬崖峭壁，何有“怪物”生活其中（刘嘉麒，1998）？

围绕天池有 16 座山峰，包括梯云峰、飞雪峰、龙门峰、华盖峰、紫霞峰、天豁峰、卧虎峰、铁壁峰、观日峰、三奇峰、孤隼峰等，主峰为白云峰，海拔 2691m，位于天池西侧，介于玉柱峰和芒盘峰之间，登上此峰可东望赤峰、西顾望天鹅，南临胭脂峰，北眺奶头山，整个天池及其周围群山尽收眼底，令人心旷神怡。天文峰是天池东侧的主峰，由各种颜色的火山灰和火山渣堆积组成，峰顶状似鹰咀，俗称鹰咀峰。站在峰顶既可纵览天池全貌，又能领略风云变换之奇妙，跺跺脚会感到山是空的，云雾翻流过来令人有腾云驾雾悬在空中之感。自古那里是观天测象的好地方，著名的天池气象站建在那里。一条可通汽车的崎岖山路从山脚直达山顶，因而几乎每位游人都要光顾天文峰。

天文峰西侧的通天河是天池的唯一出口，那是山峰之间的一道峡谷，湖水通过峡谷向外倾泻，在峡谷出口的陡壁处形成落差 68m 的长白瀑布（照片 15），喷吐的湖水好似一条白色的长龙咆哮着自天而降，激起数丈高的雪溅浪花，水击石声，如雷灌耳，白色水流一泻千里，沿着“V”型谷奔腾向前，成为第二松花江的源头。山水冰凉刺骨，而在瀑布下方不远处的温泉却又热水沸腾，最高温度达 82℃，用温泉煮熟的鸡蛋，成为游人争购的食品，温泉浴更给人们增添新的乐趣。

从温泉再往北约 2km 有一个小天池（照片 18），也叫银环湖，它隐藏在山谷树林中，湖中有树，林中有湖，山清水秀，格外恬静，长年生活在那里，准能修心养性。在远离天池约 30km 的东侧山脚下，还有一处水塘，地深而圆，形似荷盖，故名曰园池，其周围长满了杜鹃及其它草木，风景格外秀丽，相传是天女浴池。

类似上述景观，在长白山区数不胜数。然而，长白山的宝贵之处不仅仅在于它山川雄伟、景色壮丽，是游览的胜地，更有价值的是那里有丰富的生物资源、森林资源、矿产资源和典型的火山地质地貌现象，是进行多种科学研究的天堂。它是中华大地的一块瑰宝，是屹立在世界山川之林的一颗明珠。联合国教科文组织已于 1979 年将长白山自然保护区正式列入世界人与生物圈保护网，使它成为全人类的共同财富。

位于吉林辉南县和靖宇县内的龙岗火山群，已逐渐成为一个以玛珥湖为主体的火山地貌旅游区。那里风景秀丽，景色宜人。以大龙湾和三角龙湾为代表的数个玛珥湖就像一面面明镜安放于丛山密林之中，各湖形态各异，大小不一，风姿千差万别，更增加了其旅游价值。其中以大龙湾玛珥湖的面积最大，湖面最宽；最具有潜在旅游价值的为东龙湾；风景最优美者应推三角龙湾，平面呈葫芦状的三角龙湾玛珥湖，周围被挺秀奇险的陡壁所环抱，四周森林繁茂，林木挺拔，是旅游观光的理想场所。

镜泊湖火山旅游区位于黑龙江宁安县镜泊湖周围，镜泊湖本身为火山活动所形成的堰塞湖，是我国最大的堰塞湖，面积约 95km^2。那里具有壮丽而奇异的火口森林以及国内外罕见的大型熔岩隧道、火山锥及地下熔岩瀑布等。隧道内部结构的千姿百态及熔岩瀑布的奇特景观，令游人难以忘怀。

黑龙江省五大连池是东北另一个风景秀丽的火山旅游区，由近代火山活动形成的五个堰塞湖，构成了五大连池的自然景观。熔岩流形态奇异，美丽壮观，有的宛如巨大的

“长龙”，构成“石龙熔岩”。登上火烧山，举目远望，可以看到千奇百怪的翻花石，熔岩波浪如同海浪一样栩栩如生。位于老黑山北面的熔岩隧道及熔岩瀑布千姿百态，隧道壁熔岩流动的痕迹千奇百怪，有的如巨蟒翻身，有的似云中巨龙，有的如猛虎下山，形象十分逼真。

云南腾冲及广东湛江湖光岩火山区也逐渐成为旅游区，它们以奇秀风景及壮丽的火山景观正吸引着众多的中外游人参观游览。

第二节　火山灾害

火山灾害是主要自然灾害之一。1987 年 12 月第 42 届联合国大会通过一项决议，把 1991~2000 年的 10 年定名为“国际减轻自然灾害十年”，减轻火山灾害是其中一项重要内容。它在主要自然灾害中排在第六位。火山灾害有直接灾害和间接灾害。前者是火山喷发本身造成的灾害；后者则是火山喷发造成气候、环境的变化进而引起的灾害。

1　火山碎屑流造成的灾害

大规模的火山爆发，常常形成巨大的火山碎屑流，其能量大，流速快，平均速度可达每秒几十米至百余米，它们从火山口喷出后以迅猛的速度沿山坡向下流动，在相当短的时间内可摧毁火山口周围方圆几公里甚至上百公里范围内的森林、城市、村庄、桥梁及建筑物等，同时也对火口附近居民的生命安全和活动场所造成严重的威胁与破坏。公元 79 年意大利维苏威火山喷发是火山碎屑流灾害的典型实例，也是有史以来规模最大、给人类造成危害最惨重的火山爆发之一。火山喷出的大量火山碎屑流及火山灰，很快就埋藏了南部当时繁华的庞贝古城，使庞贝古城在历史上绝迹直至 1689 年才被后人发现（照片 34）。其它几个著名的海滨城市如赫库兰尼姆、斯塔比亚等也遭到严重破坏（庄文星，1992；李霓，1995）。1902 年 Mont Pelee 火山喷发产生的大量火山碎屑流使居住人口达 65,000 人的 St. Pierre 城镇变为一片废墟（Wright and Pierson，1992）。

2　熔岩流造成的灾害

炽热的岩浆犹如奔腾的钢水，冲击、摧毁、烧毁所及的生物（包括农田）、建筑物，有时还会引起严重的火灾，给自然和人类社会造成灾难。熔岩流造成的灾害大小主要取决于熔岩流的规模、流速、火口外壁坡度及熔岩流的粘度大小。熔岩流的规模越大，流速越快，火山口外壁坡度越陡，熔岩流的粘度越小，所造成的灾害就越严重。例如，扎伊尔 Nyiragongo 火山喷出的熔岩流流速高达每小时 30~100km，导致 300 人死于炽热的熔岩流之中。1783 年冰岛拉基火山，从 16km 长的裂隙中同时喷出无数的“熔岩喷泉”，溢满了附近的冰川河床，并朝周围的村庄漫延，熔岩流在海滨地区扩展成巨大的扇形，这次喷发大约产生了 12km^3 的熔岩，覆盖面积达 565km^2，结果冰岛随之减少了五分之一的人口，有一半以上的家畜死亡。1944 年 6 月墨西哥帕里库廷火山毁灭了帕里库廷村和圣胡安·德帕兰格里库提诺市，有 500 余人葬身于熔岩流，昔日繁华的城市只剩下教堂的尖顶尚未被熔岩流淹没（李霓，1995）。一般认为玄武质熔岩流的流速慢，造成的灾害较小，然而某些长时间连续喷出的玄武质熔岩流，在流动的过程中会形成熔岩

隧道，在喷发的后期，沿隧道流动的熔岩流速率也很大，同样会造成严重的灾害。例如自 1986 年 7 月夏威夷 Kupaianaha 火山连续喷发达 5 年之久，早期熔岩流速较小，4 个月后，熔岩流外壳固结，熔岩流在早期固结的熔岩隧道内流动，不仅流速很快，而且长驱直入，直达 Kalapana 海岸，使原来美丽的海滩和富饶的土地变得崎岖不平、熔渣遍野，熔岩流途经的地区烧毁房屋 165 间（U.S. Geological Survey，1997）。1991 年春天，日本长崎县岛原市云仙岳火山伴随着地震爆发，开始产生的熔岩流小，几千名住在附近的居民有机会撤离或自行逃往安全地方。后来，熔岩流规模扩大，约有 35 人逃避不及遭喷出岩浆吞没，其中有 13 名现场采访的记者罹难，2 名记者被炽热的火山熔岩流及火山灰烧成重伤，还有 2 名法籍火山学家（夫妇）及一名美籍火山学者失踪（庄文星，1992）。

3 火山滑坡、泥石流及洪水灾害

大规模的火山爆发引起山崩地裂并伴有滑坡和泥石流出现。火山泥石流主要指火山碎屑流及熔岩流在高速流动过程中，与水或积雪融合形成的高密度流体，其流速快，能量大，成分复杂，以紊流流动为主，是一种破坏力极大的流体，可毁坏其所流经地区的农作物、森林、桥梁及建筑物等，给人类社会造成极大的破坏。当泥石流流速减小时，它所携带的大量砾石和火山碎屑会沉淀、堆积下来，堵塞河道，造成河流改道，甚至洪水泛滥。1980 年美国 Mt. St. Helens 火山爆发，使火山北翼数公里的范围被无情掀翻，规模宏大的火山碎屑流、熔岩流及火山灰使火山周围近 600km 范围内的地区变为废墟，炽热的火山流体熔化山顶（坡）积雪，形成能量极大的火山泥石流，以 40m/s 的速度从山坡倾泻而下，摧毁了附近所有的建筑物、村庄，沿途几乎没有一条生命逃过这场劫难，并造成考利茨和哥伦比亚河洪水泛滥成灾，有 24 人死亡，46 人失踪，成为美国历史上规模最大的火山灾害之一（庄文星，1992）。1985 年 11 月 13 日哥伦比亚内华多德尔·鲁伊斯火山喷发产生的泥石流也造成严重的灾害，鲁伊斯火山顶部被冰帽覆盖，伴随着火山爆炸，灼热的火山碎屑流融化了山顶的部分冰帽，形成大规模的火山泥石流，在金鸡纳造成上百间房屋倒塌，死亡约 1000 人；当晚泥石流包围了距火山口 74km 远的阿梅罗城，使 22008 人丧生；火山周围所有的道路、桥梁、商店、工厂、学校等悉数遭到破坏，7700 余人流离失所，损失极为惨重（李霓，1995）。

4 火山碎屑、火山灰造成的灾害

大规模的火山喷发会将大量的火山碎屑（火山集块、火山角砾、火山弹）及火山灰抛出，它们会掩埋、破坏地面建筑、森林及动植物，甚至危害人的生命。例如，巴布亚新几内亚的拉明顿火山于 1951 年 1 月喷发，炽热的火山灰云使约 90 平方英里[1]的植被毁于一旦，房屋倒塌，有 2942 人死亡。1963 年印尼阿贡火山喷发，直接死于炽热火山灰云的就有 1670 余人。另外，空气中悬浮的火山灰及火山尘颗粒会影响空气的可见度，损坏汽车发动机，促使交通事故增加，甚至危害人们的呼吸系统。1991 年 6 月 15 日沉寂了 600 年之久的菲律宾 Pinatubo 火山爆发，其火山灰喷至 32km 高的平流层内，当时

[1] 1 平方英里=2.589988×10⁶m²。

正值台风侵袭该地区，狂风骤雨夹带大量火山灰及火山尘颗粒，犹如黑云密布，首都马尼拉的夜幕提前降临，美国克拉克空军基地陷入一片漆黑，军方不得不自克拉克空军基地撤离（庄文星，1992）。

5 火山气体及其气溶胶造成的灾害

在火山喷发过程中，会有大量的气体由地下喷至大气圈（甚至平流层）中，气体的主要成分为 H_2O（蒸汽）、CO_2、CO、SO_2、SO_3、H_2S、HCl、Cl、F 等，也有的火山气体中含有微量汞、铅等其它金属元素（U.S. Geological Survey，1997），它们会造成严重的灾害。

（1）某些有毒气体（如 CO、SO_2、H_2S、HF、HCl、Cl、F 等）及密度较大的气体（CO_2 等）从火山中喷出后，会迅速扩散，在短时间内造成动物（包括人）窒息，甚至死亡。如在 1986 年 8 月的喀麦隆沃斯火山喷发中，有 1700 余人死于火山喷出的大量 CO_2 气体。

（2）火山硫化物及卤化物气体在大气圈中可与水蒸汽发生光化学反应，形成剧毒的酸性小液滴，当达到一定浓度时可造成“火山灰云”，它们降至地表，可损害动物（包括人）的眼睛、皮肤和呼吸系统，同时还能对农作物及建筑物造成危害。例如，1783 年冰岛 Laki 火山喷出的大量有毒火山气体，弥散在冰岛上空，污染了岛上及附近地区的草原植被，导致所有吃过当地青草的羊群死于氟中毒（Robert and Decker，1980）；1969~1974 年夏威夷 Kilauea 火山喷出的大量火山气体使 12 英里[1]之外的硬化甘蓝等植物遭到严重的损害，造成植物叶茎枯萎，甚至死亡（U.S. Geological Survey，1997）。

（3）火山气体及形成的气溶胶，能在大气圈中发生光化学反应，导致平流层中臭氧浓度减小，臭氧层减薄，破坏臭氧层甚至出现“臭氧洞”，使人类接受过量的太阳紫外线的辐射，诱发皮肤癌等疾病。存在于平流层中的气溶胶与火山灰一起，会导致太阳到达地表的总辐射减少，造成地表温度降低。例如，1815 年 4 月印度尼西亚坦博拉（Tanbola）火山喷发，数百万立方米的火山灰及气溶胶在大气圈中滞留，浓密的火山灰云遮天蔽日，使 500km 远的马都拉岛完全黑暗了三天。炽热而又迅猛的火山碎屑流夺去了 10000 余人的生命，还有 82000 多人死于喷发后带来的次生灾害——食物短缺和疫病。坦博拉火山的这次喷发对世界上许多地方的气候有影响，使北半球明显变冷。美国东北部的新英格兰地区，1816 年 7~8 月还有降雪，人称“没有夏天的年份”，有数百人被冻死，农田里的庄稼无法成熟或烂在地里，造成大范围的饥荒（庄文星，1992；李霓，1995）。

6 火山地震灾害

引起地震的营力有多种，其中之一是火山活动。地震不一定引起火山喷发，但火山喷发往往伴随地震，通常在火山喷发期间及其前后的一段时间内会发生地震。强烈的火山地震可以导致房屋倒塌甚至危及人们的生命安全，例如，1991 年菲律宾的 Pinatubo 火山喷发，引发了四次地震，导致周围地壳变形，并对周围建筑物造成危害。

---

[1] 一英里=1609.344m。

7 火山冲击波灾害

大规模火山喷发产生的冲击波也是火山灾害的一种形式，主要波及火山的附近地区，距离火山口越远，冲击波的破坏力亦越小。但也有某些爆发能量很大的火山喷发，冲击波的影响范围可达数百公里，如 1815 年印度尼西亚的坦博拉火山喷发产生的冲击波使 400km 之外的窗户破碎（李霓，1995）。

8 火山喷发造成的海啸灾害

大规模的火山喷发，其崩塌物掉入海域能造成海啸，同样吞噬人的生命。如 1792 年日本云仙岳火山喷发后就引起了海啸，在岛原和兵库有 15190 人死于这次火山喷发引起的海啸灾难。1883 年印度尼西亚喀拉喀托火山猛烈喷发引起的海啸袭击了爪哇和苏门达腊，海浪高达 35m，毁坏了 300 个村庄，造成 36000 余人死亡。

9 火山灰云对飞行安全的影响

爆发性火山喷发形成的大规模火山灰云，随大气环流飘移能在几天内达到几百甚至几千公里以外的地方，航线及其附近飘散的高密度火山灰云能降低空中的可见度；吸入飞机发动机内的火山灰会损坏发动机的正常功能，破坏飞机的导航控制系统，严重时还会造成发动机失灵，危及飞行的安全。此外，火山灰云对高速飞行的机身还具有磨蚀作用，使飞机外壳遭到破坏。火山灰不仅给火山附近的飞行安全造成威胁，而且还会影响离火口几千公里以外的地方。例如，1989 年 9 月美国阿拉斯加的里道特（Redoubt）火山形成的灰云在喷发后的 55 小时后就飘至 5000km 以外的得克萨斯上空，浓密的火山灰及火山尘给那里飞机的安全飞行造成了严重的威胁（Casadevall，1994）。同年 10 月 15 日，该火山重新喷发，所形成的大规模的火山灰云（照片 33）使一架满载 231 名乘客的波音 747 客机（KLM Flight 867）四个发动机突然熄火，造成飞机发动机失灵时间长达五分钟之久，整个飞机在无任何动力来源的情况下自 8534m 高空垂直下降到 4267m，尽管最后发动机又恢复了工作，没有造成飞机失事，但那时距离下面的 Talkeetna 山脉的山顶仅有 1219m 了。这次事故的直接经济损失达 8000 万美元（Wright and Pierson，1992）。

1991 年 6 月 15 日菲律宾 Pinatubo 火山喷发的灰云在三天之内就达到了 5000 英里以外的非洲东部海岸地区，统计表明，约有 20 余架飞机在途经 Pinatubo 火山灰云区时遭到了损坏。1992 年 8 月美国阿拉斯加的 Mt. Spurr 火山喷发形成的大规模火山灰云造成 Anchorage 国际机场关闭了长达 20 小时，9 月份 Mt. Spurr 火山再次喷发，形成的灰云随风系飘移至 5000km 以外的美国北部及东北部的上空，导致许多途经该地区的航线被迫中断（Schneider et al.，1995）。类似由于火山灰云导致飞行航线中断的例子还发生在 1994 年 6 月印度尼西亚的 Rinjani 火山、1994 年 9 月新几内亚的 Rabaulin Papua 火山和 1994 年 9~10 月俄罗斯东部堪察加半岛的 Klyuchevskoi 火山喷发之后（Heffter，1996）。随着国际航空运输业的发展，火山灰对飞行安全的威胁越来越受到人们的广泛关注。调查表明，许多的航线位于火山口的上空，目前的国际航线途经的具有潜在危险的爆发性火山的数目高达数百个，仅北太平洋及俄罗斯的远东地区，航线途经的火山就达百余座，

并且北太平洋地区每年都有几座爆发性的火山喷发发生，这些航线每天运送的乘客达10000余人，航空货物的价值高达数百万美元（Wright and Pierso，1992）。自1980年以来，沿北太平洋航线至少有15架飞机（包括KLM Flight 867）由于途经火山灰云区而遭到损坏，而同一时间内全球共有80架飞机遭到火山灰云的破坏。造成的直接经济损失高达数亿美元。

第三节　中国火山潜在的危险

纵观中国火山的时空分布和地质地球化学特征，可以看出，中国火山活动持续的时间长，分布广，类型多样，具有一定的周期性，尽管近半个世纪以来没有火山喷发，近两个世纪以来也很少有强烈的火山喷发，但火山再喷发的危险性和可能性依然存在，这是因为中国火山主要分布在地壳活动区。环太平洋带和青藏高原两个地区新构造运动非常强烈，地震活动频繁，这是诱导火山喷发的地质基础。从时间上看，许多火山区最后的火山喷发距今的时间并不算长，有的几十年，有的几百年，都在休眠火山的范畴内，而处于休眠状态的火山仍具有一定的活动性，一旦条件成熟是会再次喷发的。根据现在掌握的资料，中国潜在危险的火山主要分布在长白山、五大连池、台湾、雷琼、腾冲以及西昆仑阿什库勒等地。阿什库勒有我国大陆上最新的一次火山喷发，即1951年5月27日的阿什火山喷发。其周围也有一些年轻火山，在青藏高原处于构造活动活跃的地质背景上再发生火山喷发的可能性是很大的，只是那里是远离人们居住的无人区，即使发生火山喷发也无害于人，因此对它的危险性可以不加考虑。

其它几个地区都有人居住，且有的为自然保护区，有的为经济开发区，如何保护和开发利用这些地区不受火山喷发的影响，是需要引起重视的，并且要考虑到火山喷发造成的影响是没有国界的，邻国日本、菲律宾、俄罗斯乃至其它国家的火山喷发也会对中国产生影响。

在上述五个火山区中潜在危险最大的是长白山火山（刘若新等，1992；刘嘉麒，1995），这是因为：①这座火山是活火山，在历史上曾有过特大规模喷发，之后也还断续活动着，因此它是座休眠火山，休眠的时间已达百年，这与历史上的喷发周期大体相当；②这座火山的后期喷发都是碱性岩浆，其爆发力是很强的，如果再次喷发其规模和强度都会很大；③根据地球物理探测，该地区下部存在一个岩浆房，距地表深度约500km（刘若新等，1996），这种浅层岩浆房的存在是导致火山喷发的基础；④地球物理探测还表明，在距长白山不远的北部珲春一带有深源地震的存在，暗示太平洋板块能俯冲到这个地区（张立敏和唐晓旺，1983），这为火山喷发提供了动力机制；⑤长白山地区地震比较频繁，地热发育，温泉最高水温达81.6℃，这是该地区地壳活动的重要表现，为长白山火山的再喷发给以显示；⑥长白山温泉水分析表明，水中微量元素和微量气体出现异常；⑦近年来，日本、俄罗斯的堪察加半岛等地都有火山喷发，而在历史上长白山火山喷发往往与日本火山相呼应，因此从全球大的地质环境看，也有促使长白山火山喷发的因素。

其它几个地区，也存在着与长白山相类似的情况，只是有的火山，如五大连池和雷琼地区火山，即使有喷发活动，也主要是基性岩浆喷溢，规模和强度不会太大，其危

险性也不会很大。只要加强观测，会随时掌握火山活动的脉搏，从而防患于未然。

第四节　火山活动的监测与预报

火山监测是准确进行火山预报的基础，是减轻火山灾害的有效方法。目前，国内外进行火山监测的方法主要包括如下方面的研究。

1　火山基础地质调查

进行系统、全面的火山地质调查是有效地进行火山监测的基础与前提。调查研究主要包括火山地质，火山岩及其岩浆成分的岩石学、矿物学和地球化学，构造背景分析，火山活动历史及演化，火山喷发活动的物理过程及动力机制，同时结合火山区地球物理研究，开展大比例尺立体地质填图。

2　火山区地壳变形研究

火山喷发前，岩浆不断由下部向上部运移，当大规模的岩浆运移至离地表较浅的部位时，火山周围的地形会发生隆起变形，隆起最突出的部位，往往就是火山喷发中心（吕宗文，1995）。因此，对火山区地壳变形的系统观测和研究，是进行火山监测的一种重要方法。1980 年美国 Mt. St. Helens 火山大规模喷发之前，火山北翼上部出现了较大的地壳变形，向北隆起达 100m 左右，结果 1980 年 5 月 18 日上午 8 点 32 分出现的一次规模巨大的火山爆发，将火山锥的整个北翼掀翻。

3　火山地震研究

历史记载及观测结果表明，火山喷发往往伴有地震的发生。因此，研究火山喷发前地震活动的特点，是进行火山监测的重要方法之一。例如，美国 Mt. St. Helens 火山区，自 1980 年 3 月 20 日起就频繁地出现地震活动，从 3 月 25 日以后，地震的震级不断增大，频繁发生 4 级甚至震级更大的地震，最终导致了 1980 年 5 月 18 日大规模火山爆发。

4　火山区气体地球化学研究

当火山处于向活动期发展时，喷出的气体中氯化物增多，高温喷气孔向火山口外扩展；反之，当火山活动处于平静期时，喷出的气体中水蒸汽和 CO_2 气体增多，高温喷气孔向火山中心收缩，甚至消失（吕宗文，1995）。由此，根据喷气孔气体成分和温度的变化可以预测火山活动的趋向。在火山重点监视区，把 CO_2、CO、SO_2、H_2S、N_2、H_2、He、KCl 和 NaCl 等作为主要观测项目，长期定点、定时观测其气体组合、气体流量和释放速率的年变化，可以为有效地监测、预测火山喷发提供科学依据。

5　火山区地温研究

火山区地温变化通常可以反映地下岩浆活动的情况，火山区地温的骤变是火山活动的前兆之一。对火山区地温进行长期系统的观测研究，可以有效地推断地下岩浆活动的时空范围，为火山监测和预报提供科学依据。

6 卫星遥感及地球物理研究

近年来的研究表明，卫星红外异常是岩石圈瞬时构造运动的前兆（强祖基等，1995），把它与地球物理研究（重力、地磁等）相结合，可以为火山监测提供珍贵的资料。

自 1847 年意大利建立了世界上第一个火山监测站至今，人类在火山监测、预报的艰难征途中，已经走过一个半世纪的历程。这期间科学家已经对许多火山喷发成功地进行了监测与预报，如 1980 年美国 Mt. St. Helens，1986 年日本伊豆大岛火山及 1991 年菲律宾 Pinatubo 火山喷发预测等。这些成功的实例已成为全世界火山监测、预报及减轻火山灾害的范例。

从地质的角度考虑，我国的火山也不少，只是由于缺少现代火山喷发，且历史时期的一些火山喷发多发生在当时偏僻的无人区，如长白山、五大连池、大兴安岭、腾冲、可可西里、西昆仑等，人们还没有感到火山灾害的威胁，也未引起公众及大众传媒的足够重视。然而上述这些火山地区，已不是过去荒无人烟的地区，它们多数已成为著名的风景旅游区、新兴工业区及潜在的资源开发区，如果一旦再次发生大规模火山爆发，可能造成巨大的火山灾害。我国自本世纪 80 年代先后建立了五大连池和长白山火山监测站，为科学监视火山活动、减轻火山灾害提供了有力的保障。

主 要 参 考 文 献

巴尔博. 张家口附近地质志. 地质专报，1931，甲种6号.

边兆祥. 海南岛第四纪火山. 中国第四纪研究，1958，1（1）：250~251.

才文博，赵以亨. 刚玉宝石矿物. 吉林地质，1990，（2）：80~86.

朝仓　正著，周力译. 气候异常与环境破坏. 北京：气象出版社，1991，　74~82.

陈昌明，黄家宽. 第三纪渤海裂谷系的构造沉积演化特征. 见：中国中新生代盆地构造与演化（朱夏主编）. 北京：科学出版社，1983，187~197.

陈道公. 郯庐断裂带中南段新生代玄武岩地球化学. 见：中国新生代火山岩年代学与地球化学（刘若新主编）. 北京：地震出版社，1992，171~200.

陈道公，彭子成. 山东新生代火山岩 K-Ar 年龄和 Pb-Sr 同位素特征　地球化学，1985，（4）：293~303.

陈道公，彭子成. 山东临朐玄武岩的 Nd、Sr、Pb 同位素体系. 科学通报，1986，（1）：45~48.

陈道公，彭子成. 皖苏若干新生代火山岩的钾氩年龄和铅锶同位素特征. 岩石学报，1988，（2）：3~12.

陈道公，张剑波. 福建龙海明溪两区玄武质火山岩钾-氩年龄和 Nd、Sr、Pb 同位素. 岩石学报，1992，8（4）：324~331.

陈道公，杨杰东，王银喜. 苏皖鲁某些新生代火山岩的钕同位素组成及意义. 科学通报，1990，（12）：925~927.

陈道公，江荣华，李彬贤等. 山东临朐玄武岩微量元素地球化学特征. 岩石矿物学杂志，1988a，7（1）：20~28.

陈道公，李彬贤，张巽等. 山东新生代火山岩微量元素地球化学　地球化学，1988b，（2）：234~247.

陈德潜. 稀有元素地质概论. 北京：地质出版社，1982，49~57

陈俊仁，黄成彦，林茂昭等. 广东出洋火山湖第四纪地质. 北京：地质出版社，1990，1~63.

陈文寄，葛同明，李大明等. 雷琼地区新生代玄武岩的 K-Ar、磁性地层年代学. 见：中国新生代火山岩年代学与地球化学（刘若新主编）　北京：地震出版社，1992a，239~245.

陈文寄，李大明，戴橦谟等. 大同第四纪玄武岩的 K-Ar 年龄及过剩氩. 见：中国新生代火山岩年代学与地球化学（刘若新主编）. 北京：地震出版社，1992b，81~92.

陈文寄，李大明，李齐等. 下辽河裂谷盆地玄武岩的年代学与地球化学. 见：中国新生代火山岩年代学与地球化学（刘若新主编）. 北京：地震出版社，1992c，44~80.

陈文寄，刘若新，孙建中等. 大同地区第四纪火山群 K-Ar 年龄的初步测定　中国第四纪研究，1986，7（2）：96~102.

陈正宏. 台湾之火成岩. 台北：经济部中央地质调查所，1990，1~137.

程学儒. 对依兰-伊通地堑若干特点的认识. 见：地质构造论丛（　）. 北京：地质出版社，1984，39~46.

川崎繁太郎. 白头山と白头山脉. 文教の朝鲜，1926，10月号.

从柏林，张雯华，叶大年. 华北断块新生代玄武岩的研究. 地质科学，1979，（2）：112~124.

崔钟燮，魏海泉，刘若新. 长白山天池火山喷发历史记载资料的考证. 见：火山作用与人类环境（刘若新主编）. 北京：地震出版社，1995，36~39.

德日进. 中国较新火成岩分布图说. 实业部地质调查所：地质业报，1937，第30号.

德日进，杨钟健. 山西西部、陕西北部黄土期前、蓬蒂期后地质之初步观察. 地质专报，1931，甲种第8号.

德田贞一. 吉林东端穆棱河畔の玄武岩台地（一）（二）（三）. 地质杂志，1921，28：329~331.

邓晋福. 岩石相平衡与岩石成因. 武汉：中国地质大学出版社，1987.

邓晋福. 大陆裂谷岩浆作用及深部过程. 见：中国东部新生代玄武岩及上地幔研究（附金伯利岩）（池际尚主编）. 武汉：中国地质大学出版社，1988，201~218

邓晋福，鄂莫岚，路凤香. 中国东部某些地区碱性玄武岩中包体的温度、压力的计算. 地质论评，1980，26（2）：112~120.

邓晋福，路凤香，鄂莫岚. 汉诺坝玄武岩岩浆起源及上升的 *P-T* 路线. 地质论评，1987a，33（4）：317~324.

邓晋福，莫宣学，林培英. 大同火山群地质及岩石学特征. 地球科学，1987b，12（3）：233~239.

邓晋福，莫宣学，赵海玲等. 岩浆活动旋回与地球多层对流系统. 地学前缘，1997，4（3~4）：205~210.

邓晋福，赵海玲，莫宣学等. 中国大陆根-柱构造——大陆动力学的钥匙. 北京：地质出版社，1996，16~58.

邓晋福，赵海玲，叶德隆等. 中国东部新生代火山的迁移与大陆裂谷的扩张和大陆漂移. 石油实验地质，1993，15（1）：1~10.

邓万明. 藏北第四纪火山岩岩石学和岩石化学初步研究. 地质学报，1978，（2）：148~162.

邓万明. 西藏阿里地区北部新生代火山岩——兼论陆内俯冲作用. 岩石学报，1989，（3）：1~11.

邓万明. 中昆仑造山带钾玄质火山岩的地质、地球化学和时代. 地质科学，1991，（3）：201~213.

邓万明. 板内构造及其火成岩组合. 见：90 年代的地质科学（王思敬，易善锋主编）. 北京：海洋出版社，1992，195~199.

邓万明. 青藏北部新生代钾质火山岩微量元素和 Sr、Nd 同位素地球化学研究. 岩石学报，1993，9（4）：379~387.

邓万明. 青藏高原新生代岩浆活动与岩石圈演化. 见：青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究学术论文年刊（1994）（青藏项目专家委员会主编）. 北京：科学出版社，1995，288~296.

邓万明，黄萱，钟大赉. 滇西金沙江带北段的富碱斑岩及其与板内变形的关系. 中国科学（D 辑），1998，28（2）：111~117.

丁国瑜等. 海南岛第四纪地质的几个问题. 见：第四纪地质问题. 北京：地质出版社，1964，207~233.

丁林，钟大赉，潘裕生等. 东喜马拉雅构造结上新世以来快速抬升的裂变径迹证据. 科学通报，1995，40（16）：1497~1500.

丁一汇，戴晓苏. 中国近百年来的温度变化. 气象，1995，20（12）：19~26.

董南庭，吴水波. 密山-抚顺深断裂带及其牵引构造对成矿的控制作用. 吉林地质，1982，（1）：1~11.

渡边五男. 白头火山. 火山，1934，2（1）.

杜世政，杜向荣. 黑龙江省新生代玄武岩及尖晶石二辉橄榄岩包体的研究. 黑龙江地质，1983，（2）：9~19.

鄂莫岚，赵大升. 中国东部新生代玄武岩及深源岩石包体. 北京：科学出版社，1987，10~268.

鄂莫岚，路凤香，邓晋福. 吉林汪清超镁铁岩包体的岩石学特征及辉石岩成因问题的讨论. 地球科学，1982，（3）：39~56.

鄂莫岚，路凤香，邓晋福. 吉林汪清碧玄岩岩浆起源及辉石岩形成问题的讨论. 岩石学研究，1983，2：1~13.

樊祺诚，刘若新. 中国东部新生代玄武岩稀土元素地球化学. 见：中国新生代火山岩年代学与地球化学（刘若新主编）. 北京：地震出版社，1992，339~365.

樊祺诚，孙建中. 琼北第四纪玄武岩的岩石学和地球化学. 科学通报，1987，（4）：287~291.

樊祺诚，陈文寄，Hurford A J 等. 大同玄武岩主要元素和微量元素化学. 见：中国新生代火山岩年代学与地球化学（刘若新主编）. 北京：地震出版社，1992，93~100.

樊祺诚，刘若新，张国辉等. 长白山望天鹅火山双峰式火山岩的成因演化. 岩石学报，1998，14（3）：305~317.

樊志成，张文仁. 辽河古裂谷东斜坡北端热流值测定. 地质科学，1984，（3）：297~304.

方文昌. 天池碱性火山岩岩石学及含矿特征. 地质科技，1976，4

冯国荣. 华南沿海新生代玄武岩基本特征及其与构造环境的关系. 见：华南沿海新生代地质. 中山大学学报论丛（自然科学），1992，总 27：93~103.

冯家麟，谢漫泽，张红等. 汉诺坝玄武岩及其深源包体. 河北地质学院学报，1982，（1~2）：45~63.

傅秀银. 海南岛第四纪火山及火山岩的航空像片判读. 见：海南岛航空像片判读文集. 北京：测绘出版社，1981，44~49.

高明修. 中国东部盆地系与美国西部盆地山脉构造对比及其成因机制探讨. 见：中国中新生代盆地构造与演化（朱夏主编）北京：科学出版社，1983，65~77.

高知云. 黄骅拗陷第三系隐伏火山岩及其形成的大地构造环境初探. 岩石学报，1986，2（4）：14~30.

葛同明，陈文寄，徐行等. 雷琼地区第四纪地磁极性年表--火山岩钾-氩年龄及古地磁学证据. 地球物理学报，1989，32（5）：550~557.

郭冈奎. 对雷州半岛火山岩的一些认识. 中国第四纪研究，1959，2（1）：37~38.

郭令智，施央申，马瑞士. 西太平洋中新生代活动大陆边缘和岛弧构造的形成及演化. 地质学报，1983，57（1）：11~21.

郭正府. 张家口火山岩岩石物质来源及火山碎屑流喷发流体动力学特征. 河北地质学院学报，1990，13（4）：386~397.

郭正府. 中酸性古火山喷发流体动力学模型及其参数计算. 河北地质学院学报，1992，15（3）：289~293.

郭正府. 张家口中生代火山喷发流体动力学参数的计算及其岩石学意义. 岩石学报，1993，9（增刊）：25~32.

郭正府. 火山喷发环境学的概念、内容及研究方法. 河北地质学院学报，1994，17（4）：25~38.

郭正府. 火山喷发对地表温度影响的研究——以冈底斯新生代火山喷发为例. 地学工程进展，1997，14（3）：48~52.

郭正府，刘嘉麒. 火山气体与全球变化. 见：中国第四纪地质与环境（刘嘉麒，袁宝印主编）. 北京：海洋出版社，1997，423~427.

郭正府，刘嘉麒. 张家口中生代火山盆地火山喷发对古气候的影响. 岩石学报，1998，14（3）：318~331.

郭正府，刘嘉麒，邓晋福. Plinian 式火山喷发柱最大高度定量计算模式探讨. 地质科技情报，1998，17（1）：103~107.

郭正府，邓晋福，赵海玲等. 火山喷发物理过程的定量模拟及对古气候的影响——以中国东部大陆为例. 矿物岩石，1995（增刊），190~192.

何发荣. 中国宝玉石资源现状及对策. 中国宝玉石，1996，（2）：42~46.

何培元，段万嗣，邢历生等. 庐山第四纪冰期与环境. 北京：地震出版社，1992，85~119.

黑龙江省地质局. 中华人民共和国区域地质调查报告（1:20 万）龙镇公社幅. 1978，59~97.

胡世玲，王松山，刘嘉麒等. 五大连池新生代玄武岩的 K-Ar 年龄和锶、氧同位素特征. 岩石学研究，1983，（2）：22~31.

荒木勇雄. 日本の火山——浅间山. 岩波丛书，1978，（15）：10~11.

黄汲清，任纪舜，姜春发等. 中国大地构造基本轮廓. 地质学报，1977，（2）：65~76.

黄勘资. 辽宁宽甸火山岩中一种石榴子石的发现. 地质论评，1957，1：14~22.

黄香定，陈哲培，钟盛中. 海南省蓬莱蓝宝石矿区火山岩地质特征及与蓝宝石矿床形成的关系. 海南地质地理，1996，（2）：1~10.

黄玉昆. 雷州半岛第四纪火山活动问题. 中山大学学报，1963，（1，2）：106~115.

黄镇国，蔡福祥，韩中元等. 雷琼第四纪火山. 北京：科学出版社，1993，1~281.

黄镇国，张伟强，钟新基等. 台湾板块构造与环境演变. 北京：海洋出版社，1995，77~81.

吉林省地质局. 中华人民共和国地质图说明书（1:20 万）漫江、长白幅. 1963，63~97.

吉林省地质局. 中国人民共和国区域地质调查报告（1:20 万）靖宇县幅（地质部分）. 1979，1~20

吉林省地质局. 中华人民共和国区域地质调查报告（1:20 万）白头山幅（地质部分）. 1974，39~50.

兼冈一郎，野津宪治，刘椿. 中国第四纪大同玄武岩の K-Ar 年代と Sr 同位体比. 火山，1983，2（28）：75~78.

江吉喜. 菲律宾皮纳图博火山爆发的卫星探测分析. 应用气象学报，1994，5（4）：506~511.

姜健，张丰利，冯乐顺等. 山东蓝宝石改色优化研究. 地质实验室，1996，12（5）：283~285.

姜牧，马开义. 中国及其毗邻海区磁特线图（1:600 万）简要说明. 北京：地图出版社，1984.

姜鹏. 吉林晚更新世哺乳动物化石分布. 古脊椎动物与古人类，1977，15（4）：313~316.

解广轰，刘从强，增田彰正等. 青藏高原周边地区新生代火山岩的地球化学特征——古老富集地幔存在的证据. 见：中国新生代火山岩年代学与地球化学（刘若新主编）. 北京：地震出版社，1992，400~427.

解广轰，王俊义，Basu A R 等. 长白山地区新生代火山岩的岩石化学及 Sr、Nd、Pb 同位素地球化学研究. 岩石学报，1988，

（4）：1~13.

解广轰，涂湘，王俊文等. 中国东部新生代玄武岩铅同位素组成的地理分布特征和成因意义. 科学通报，1989a，（10）：772-775.

解广轰，王俊文，韦克俭等. 辽宁宽甸黄椅山玄武岩 REE 及 Sr，Nd，Pb 同位素组成研究. 中国科学（B 辑），1989b，（7）：752~758.

解广轰，王俊文，Tatsumoto M 等. 汉诺坝玄武岩及大同火山群的岩石学和同位素地球化学. 地球化学，1989c，（4）：277~286.

金伯禄，张希友. 长白山火山地质研究. 延边：东北朝鲜民族教育出版社，1994，15~154.

金成伟. 西藏的火山岩. 见：西藏岩浆活动和变质作用（第七章）. 北京：科学出版社，1981，212~270.

金成伟，Harris N B W，许荣华等. 拉萨至格尔木的深成岩. 见：青藏高原地质演化（中-英青藏高原综合地质考察队）. 北京：科学出版社，1990，141~173.

金隆裕. 郯庐断裂带中段新生代火山岩的 K-Ar 年龄值和分期. 地质论评，1985，31（4）：309~315.

久野久. 火山及火山岩（1971，中译本）. 北京：地质出版社，1978.

赖绍聪，邓晋福，赵海玲等. 青藏高原北缘火山作用与构造演化. 西安：陕西科学技术出版社，1996，95~135.

李才，范和平，徐锋. 青藏高原北部新生代火山岩岩石化学特征及其构造意义. 现代地质，1989，3（1）：58~69.

李承山. 广东省海南岛北部的地质及矿产. 广西地质调查所年刊，1929，（2）.

李传华. 河北张北第三纪河狸化石. 古脊椎动物与古人类，1962，6（1）：72~77.

李春昱，王荃，刘雪亚等. 亚洲大地构造图说明书. 北京：地图出版社，1982.

李东洋，车自顺. 密山-抚顺大陆裂谷的新生代沉积建造与火山特征. 吉林地质，1982，（3）：28~38.

李福田，段国政. 黑龙江五大连池陆相枕状熔岩的特征及其形成机制. 长春地质学院学报，1982，（3）：95~98.

李国昌. 山东昌乐蓝宝石的优化处理研究. 中国矿业，1997，6（4）：18~23.

李继亮，从柏林. 试论渤海的形成与演化. 见：华北断块区的形成与发展（张文佑主编）. 北京：科学出版社，1980，206~220.

李继泰，杨清福，李春峰等. 长白山天池火山地质及近期动态观测结果. 见：火山作用与人类环境（刘若新主编）. 北京：地震出版社，1995，28~35

李寄陆. 晚中新世澎湖群岛之古地理重建. 见：中国地质学会七十九年度年会手册. 1990，24.

李捷，张文佑. 安徽盱眙县女山火山口. 地质论评，1937，2（2）.

李霓. 火山灾害综述. 见：火山作用与人类环境（刘若新主编）. 北京：地震出版社，1995，119~123.

李若钝，孙瑞本，曲维政等. 强火山爆发与厄尔尼诺事件. 气象学报，1990，48（2）：220~224.

李善邦. 中国地震. 北京：地震出版社，1981.

李晓东，李明，刘若新. 长白山天池火山喷发的气候效应. 地震地磁观测与研究，1996a，17（4）：12~18.

李晓东，王绍武，黄建平. 火山喷发对气候影响信号的检测. 应用气象学报，1993，4（4）：458~467.

李晓东，王绍武，黄建平. 火山活动对气候影响的数值模拟研究. 应用气象学报，1994，5（1）：90~97.

李晓东，王绍武，刘若新. 皮纳图博火山喷发及其影响的研究. 见：火山作用与人类环境（刘若新主编）. 北京：地震出版社，1995a，169~176

李晓东，王绍武，刘若新. 火山气候学的研究进展. 地震地磁观测与研究，1996b，17（4）：74~80.

李晓东，王绍武，黄建平等. 菲律宾皮纳图博火山喷发对全球气候影响的数值模拟研究. 见：火山作用与人类环境（刘若新主编）. 北京：地震出版社，1995b，161~168.

李祖滨，肖文全，杨青等. 火山爆发对新疆太阳辐射和气温的影响. 干旱区地理，1994，17（4）：15~22.

梁卓成，周秀云. 铀系等时线法测定腾冲地区火山岩的年龄. 地球化学，1985，（3）：227~235.

列别金斯基 B.И 著，王述训，夏卫华译. 大同火山群. 北京：科学出版社，1958，1~136.

廖志杰. 中国的火山温泉和地热资源. 北京：科学普及出版社，1990.

林本达，黄建平. 动力气候学引论. 北京：气象出版社，1994，251~382.

林友坤. 福建大马山-牛头山新生代玄武岩及其火山作用. 岩石学报，1992，8（4）：376~385.

刘北玲，陈毓蔚，朱炳泉. 东北镜泊湖新生代玄武岩的成因及其地幔源化学特征——Sr、Nd、Pb 同位素与微量元素证据. 地球化学，1989，（1）：9~19.

刘丛强，解广轰，增田彰正. 中国东北地区新生代玄武岩地幔源区的地球化学特征——微量元素地球化学证据. 见：中国新生代火山岩年代学与地球化学（刘若新主编）. 北京：地震出版社，1992，228~238.

刘丛强，解广轰，韦克俭等. 宽甸黄椅山玄武岩和巨晶的同位素与微量元素地球化学. 岩石学报，1993，9（1）：9~19.

刘从强，解广轰，中井俊等. 新疆于田县康苏拉克新生代火山岩 Sr、Nd、Ce、O 同位素及微量元素地球化学. 科学通报，1989，（23）：1803~1806

刘东生等编译. 第四纪环境. 北京：科学出版社，1997，234~235.

刘国栋. 华北平原新生代裂谷及深部过程. 见：现代地壳运动（1）. 北京：科学出版社，1985，12~23

刘嘉麒. 长白山地区新生代火山活动的研究. 见：中国科学院地质研究所 1981 届硕士学位论文集. 北京：北京科学技术出版社，1983，343~355.

刘嘉麒. 浅谈火山资源. 中国地质报，1984 年 1 月 6 日，第 4 版.

刘嘉麒. 中国东北地区新生代火山岩的年代学研究. 岩石学报，1987，（4）：21~31.

刘嘉麒. 中国东北地区新生代火山幕. 岩石学报，1988，（1）：1~10.

刘嘉麒. 对“新疆普鲁火山岩及时代归属问题”一文的质疑. 岩石学报，1989a，（2）：95~97

刘嘉麒. 论中国东北大陆裂谷系的形成与演化. 地质科学，1989b，（3）：209~216.

刘嘉麒. 青藏高原北部超钾质火山岩的时代及其地质意义. 见：壳幔演化与成岩成矿同位素地球化学——第五届全国同位素地质年代学同位素地球化学学术讨论会（中国矿物岩石地球化学学会同位素地球化学专业委员会）. 北京：地震出版社，1993，22.

刘嘉麒. 中国火山活动及其潜在的危险. 见：火山作用与人类环境（刘若新主编）. 北京：地震出版社，1995，182~190.

刘嘉麒. 巍巍长白山——游览的胜地 科考的乐园. 中国科学报，1998， 10 月 6 日，第 4 版.

刘嘉麒，鄂莫岚. 西昆仑火山的岩石学地球化学特征. 矿物岩石地球化学通讯，1990，（2）：123~124.

刘嘉麒，郭正府. 火山活动与构造气候旋回. 第四纪研究，1998，（3）：222~228.

刘嘉麒，买买提依明. 西昆仑山第四纪火山的分布与 K-Ar 年龄. 中国科学（B 辑），1990，（2）：180~187.

刘嘉麒，王松山. 长白山火山与天池的形成时代. 科学通报，1982，（21）：1312~1315

刘嘉麒，刘东生，储国强等. 玛珥湖与纹泥年代学. 第四纪研究，1996，（4）：353~358.

刘若新，陈文寄，孙建中等. 中国新生代火山岩的 K-Ar 年代与构造环境. 见：中国新生代火山岩年代学与地球化学（刘若新主编）. 北京：地震出版社，1992a，1~43

刘若新，李继泰，魏海泉等. 长白山天池火山—— 一座具潜在喷发危险的近代火山. 地球物理学报，1992b，35（5）：661~665.

刘若新，邱纯一，陈文寄等. 华北地区某些新生代火山岩的 K-Ar 年龄. 见：现代地壳运动研究（第 2 集）. 北京：地震出版社，1986，128~136.

刘若新，魏海泉，李继泰等. 长白山天池火山近代喷发. 北京：科学出版社，1998.

刘若新，魏海泉，汤吉等. 长白山天池火山研究进展. 地震地磁观测与研究，1996，17（4）：2~11.

刘若新，杨美娥，胥怀济等. 华北地区新生代碱性玄武岩中超镁铁质捕虏体的初步研究. 地震地质，1981，3（3、4）：1~16，39~40.

刘若新，魏海泉，李继泰等. 长白山天池火山. 见：火山作用与人类环境（刘若新主编）. 北京：地震出版社，1995，1~13.

刘盛武，周崇顺. 火山活动与人类环境. 见：火山作用与人类环境（刘若新主编）. 北京：地震出版社，1995，115~118.

刘祥，向天元，王锡魁. 长白山地区新生代火山活动分期. 吉林地质，1989，(1)：30~39.

刘振环. 德都五大连池第四纪碱性熔岩的岩石学特征及其揭示的地质规律. 黑龙江地质，1979，(2)：62~72.

路凤香，邓晋福，鄂莫岚. 辽宁宽甸黄椅山碱性玄武岩岩浆起源问题的讨论. 地球科学，1981，(1)：183~196.

路凤香，鄂莫岚，邓晋福. 辽宁宽甸黄椅山碱性玄武岩中的超镁铁岩包体及巨晶组合. 岩石学研究，1983，3：77~88.

鹿野忠雄. 朝鮮东北部山地の冰河地形に就いて. 地理学论评，1937，13：1126~1145.

吕达仁. 中层大气与全球变化. 科技导报，1996，8：31~34.

吕宗文. 我国近期火山构点与监测研究方法. 见：火山作用与人类环境（刘若新主编）. 北京：地震出版社，1995，199~202.

罗修泉，陈启桐. 内蒙古新生代玄武岩年代学初步研究. 岩石矿物学杂志，1990，9（1）：37~46.

马隆 T F，罗德尔 J G 著，曹可珍等译. 全球变化. 北京：地震出版社，1990，1~215.

马文璞，毛赞猷，刘时彬. 腾冲新生代火山分布图. 见：航空遥感图集（腾冲试验区）（中国科学院遥感应用研究所主编）. 北京：科学出版社，1981.

蒋东鸿. 从白垩系的分布论古松辽盆地的东南边界. 长春地质学院学报，1982，(2)：85~90.

吴宣学. 中国东部新生代玄武岩岩浆的起源. 见：中国东部新生代玄武岩及上地幔研究（附金伯利岩）（池际尚主编）. 武汉：中国地质大学出版社，1988，108~127.

穆桂春，戴鹤之. 腾冲的火山. 地理，1962，(6)：211~214.

穆治国，佟伟，Curtis G H. 腾冲火山活动的时代和岩浆来源问题. 地球物理学报，1987，30（3）：261~270.

穆治国，刘驰，黄宝玲等. 黑龙江科洛晚新生代火山岩 K-Ar 定年和地球化学. 北京大学学报（自然科学版），1992，28（6）：733~744.

宁奇生，王莹. 大兴安岭中南部第四纪火山及其喷发物. 地质学报，1959，39（1）：65~84.

牛来正夫著（1971），林强等译. 火成论. 北京：地质出版社，1983.

欧阳自远，管云彬. 巨大撞击事件诱发古气候旋回的初步研究. 矿物岩石地球化学通讯，1991，(2)：29-31。

欧阳自远，管云彬. 巨大撞击事件诱发古气候旋回的初步研究. 科学通报，1992，(9)：829~831.

潘桂棠，王培生，徐耀荣等. 青藏高原新生代构造演化. 北京：地质出版社，1990，32~70.

潘裕生，孔祥儒，钟大赉等. 高原岩石圈结构、演化和动力学. 见：青藏高原形成演化与发展（孙鸿烈，郑度主编）. 广州：广东科技出版社，1998，3~71.

钱祥麟. 固体地球科学与全球变化研究. 地学前缘，1997，4（1~2）：71~76.

浅野五郎. 蒙江县龙泉镇东方の粗面安山岩质玄武岩中胚胎石橄榄石团块と其成分矿物中のレクロム含有量. 满洲国地质调查所报告，1940，100 号.

浅野五郎. 长白山预备调查地质报告. 1943.

强祖基，贾常忠，赵勇等. 瞬时地壳运动与地震短期预报. 地学前缘，1995，2（1~2）：213~225.

邱家骥. 五大连池-科洛-二克山富钾火山岩. 武汉：中国地质大学出版社，1991，1~37.

邱家骥，李昌年，李增田. 汉诺坝玄武岩的主要特征及其形成的 T、P、fo_2 条件. 岩石矿物学杂志，1986a，5（3）：193~203.

邱家骥，李昌年，马昌前. 汉诺坝玄武岩板块构造环境及岩浆成因机理的分析. 岩石学报，1986b，2（3）：1~12.

邱家骥，廖群安，杜向荣. 黑龙江二克山、五大连池、科洛富钾火山岩带的岩石特征及成因分析. 岩石矿物学杂志，1988，7（2）：97~108

裘善文. 长白山古冰川、冰缘地貌的研究. 第四纪研究，1990，(2)：137~145.

曲绍厚. 全球大气臭氧层的主要特征和变化趋势. 地球科学进展，1994，9（5）：39~47.

任国玉. 与当前全球增暖有关的古气候学问题. 应用气象学报，1996，7（3）：361~369.

任纪舜，姜春发，张正坤等. 中国大地构造及其演化. 北京：科学出版社，1980.

山成不二磨. 白头岩に就いて. 地质学杂志，1927，第34卷.

山东省地质矿产局. 山东省区域地质志. 北京：地质出版社，1991，373~392.

上田诚也，杉村 新. 岛弧（1969，中译本）. 北京：地质出版社，1979，118~123.

神津淑祜，濑户国胜. 朝鲜产テいカク岩石に就て. 地质学杂志，1922，29（344）.

神津淑祜. 白头山顶上の岩石. 地球，1927，7（3）.

沈德滋. 物理学. 上海：上海科学技术出版社，1978，25~410.

盛中方，王兴华，白自金. 镜泊地区新生代玄武岩中深源包体的特征及演化. 黑龙江地质，1983，1：10~19.

盛中方，左伯华，王兴华等. 镜泊近代火山群与熔岩隧道. 黑龙江地质，1981，（1）：19~28.

石准华，张如玉. 海南岛北部火山岩中宝石及其主要伴生矿物的标型特征. 北京：北京科学技术出版社，1988. 23~65.

宋海远. 长白山火山研究. 延边：延边大学出版社，1990，2~40.

宋连春. 近40年我国气温时空变化特征. 应用气象学报，1994，5（1）：119~124

孙殿卿，吴锡浩. 中国第四纪构造-气候旋回的初步研究. 中国第四纪研究，1986，7（2）：1~9

孙嘉坪. 南海北部及广东沿海新生代火山活动. 海洋地质与第四纪地质，1991，11（3）：45~65.

孙建中. 琼北地区第四纪地层年代学研究. 海南岛北部地震研究文集. 地震出版社，1988a，17~25.

孙建中. 琼北地区第四纪火山活动的研究. 海南岛北部地震研究文集. 地震出版社，1988b，26~33

孙建中，王雨灼. 吉林省新生代玄武岩的几个钾氩法同位素年龄. 第三届全国第四纪学术会议论文集. 北京：科学出版社，1982，57~62.

孙伟汉，赖志敏. 福建省新生代火山岩岩石化学特征及与构造地质关系的讨论. 地球化学，1980，（2）：134~146.

孙延贵. 可可西里北缘中新世火山活动带的基本特征. 青海地质，1992，（2）：40~47.

汤德平. 吉林省白头山火山岩的岩石学研究. 现代地质，1990，4（1）：64~77.

汤德平，田丰. 吉林省白头山火山岩的微量元素及其岩石学意义. 岩石矿物学杂志，1990，8（1）：33~42.

唐守贤. 内蒙兴安盟科右前旗阿尔山一五叉沟一带新生代火山岩. 吉林地质，1983，（1）：31~42.

唐永銮. 大气环境化学. 广州：中山大学出版社，1992，267~424.

陶世龙. 火山辨. 地球科学，1983，（4）：159~163.

田丰，汤德平. 吉林省长白山地区新生代火山岩的特点及其成因. 岩石学报，1989，（2）：49~63.

田中秀作. 满洲国の火山. 地球，1924，1.

佟伟，章铭陶. 腾冲地热. 北京：科学出版社，1989

童崇光. 中国东部裂谷系盆地的石油地质特征. 石油学报，1980，1（4）：19~26.

涂刚，解广轰，Flower M F J 等. 南海海盆新生代玄武岩的地球化学特征与 Dupal 型同位素异常区的成因讨论. 见：中国新生代火山岩年代学与地球化学（刘若新主编）. 北京：地震出版社，1992，269~284.

涂勤，解广轰，张明等. 中国东部新生代玄武岩的 Sr、Nd、Pb 同位素组成——次大陆岩石圈的同位素证据. 见：中国新生代火山岩年代学与地球化学（刘若新主编）. 北京：地震出版社，1992，330~338.

汪集旸. 中国晚新生代火山分布和产生的地热背景. 见：火山作用与人类环境（刘若新主编）. 北京：地震出版社，1995. 191~196.

汪良谋，张裕明，董瑞树. 华北平原及渤海地区新生代地堑系的深部扩张及其与强震活动的关系. 见：第二届全国构造地质学术会议论文选集. 北京：科学出版社，1982，38~53.

王福泉，郭克毅. 黑龙江五大连池老黑山、火烧山火山机构及岩石特征. 地质论评，1982，28：326~333.

王庚辰. 我国中层大气臭氧研究的某些进展. 科技导报，1996，8：35~41

王贵勤等编译. 大气臭氧研究. 北京：科学出版社，1985，422~486.

王鸿祯，杨森南，李思田. 中国东部及邻区中、新生代盆地发育及大陆边缘区的构造发展. 地质学报，1983，57（3）：213~223.

王慧芬，蔡樟谟，范嗣昆等. 张家口汉诺坝玄武岩 K-Ar 等时计时. 地球化学，1985，（3）：206~215.

王慧芬，杨学昌，朱炳泉等. 中国东部新生代火山岩 K-Ar 年代学及其演化. 地球化学，1988，（1）：1~12.

王慧芬，朱炳泉，张前锋等. 山东临朐地区新生代玄武岩同位素钾-氩年龄研究. 地球化学，1981，（4）：321~328.

王钧，黄尚瑶，黄歌山等. 华北中、新生代沉积盆地的地温分布及地热资源. 地质学报，1983，57（3）：304~316.

王萍，李国昌. 山东蓝宝石特征及加工工艺. 珠宝科技，1996，（3）：50~52.

王谦身. 中国东部滨太平洋带地球物理场与深部地壳构造的轮廓. 见：华东及邻区中新生代火山岩（吴利仁主编）. 北京：科学出版社，1984，30~40.

王人镜，杨淑荣. 浙江嵊县-新昌盆地新生代玄武岩中橄榄石、辉石、斜长石矿物化学及演化的研究. 岩石学报，1987a，（1）：27~39.

王人镜，杨淑荣. 浙江嵊县-新昌新生代玄武岩及包体的研究. 地球科学，1987b，12（3）：241~248.

王松产. 西藏中南部火山岩. 见：西藏变质岩及火成岩（刘国惠，金成伟，王富宝等著）. 北京：地质出版社，1990，199~239.

王松山，刘嘉麒，朱铭等. 长白山地区新生代火山岩的钾-氩年龄测定. 地质科学，1983，（3）：205~215.

王贤觉，吴明清，梁德华等. 南海玄武岩的某些地球化学特征. 地球化学，1984，（4）：332~339.

王雨灼，孙建中. 吉林省新生代火山活动期次的初步划分. 吉林地质，1980，（3）：6~25.

王允鹏. 五大连池地区火山地质与火山地貌. 黑龙江地质，1979，（2）：33~49.

翁世劭，黄海. 中国东南部侏罗-白垩纪板块构造活动与相关的岩浆活动. 地质学报，1983，57（2）：119~127.

吴利仁. 华东及邻区中、新生代火山岩. 北京：科学出版社，1984.

吴利仁，翟明哲，郑祥身等. 中国东部新生代火山岩. 岩石学报，1985，1（4）：1~22.

吴乾善，谢毅真. 松辽盆地大地热流. 地震地质，1985，7（2）：59~64.

武殿英. 吉林伊通新生代玄武岩的岩浆起源. 岩石学报，1989，（2）：65~75.

夏邦栋. 普通地质学. 北京：地质出版社，1994，101.

夏林圻. 岩浆包裹体化学成分研究. 岩石矿物学杂志，1988，7（1）：1~11.

夏林圻. 论五大连池火山岩浆演化. 岩石学报，1990，（1）：13~29.

夏林圻，程淑兰，黄月华. 我国五大连池、集宁碱性玄武岩矿物中的岩浆包裹体. 矿物学报，1986，6（1）：51~58.

夏林圻，徐培苍，王云海. 岩浆包裹体挥发组分的研究. 地球化学，1990，（2）：108~116.

肖增岳，王艺芬，赵人升. 岩石及主要造岩矿物特征. 见：华东及邻区中、新生代火山岩（吴利仁主编）. 北京：科学出版社，1984，237~268.

肖增岳，王艺芬. 嘉山全六合地区新生代玄武岩的岩石学和地球化学初步研究. 岩石学报，1985，1（2）：51~57.

小仓　勉. 满洲に於ける火山活动. 火山，1935，2（3）.

小仓　勉. 七星山火山と龙岗火山. 满洲地质协会志，1939，（1）.

小仓　勉. 满洲の火山. 1940.

小仓　勉. 满洲火山熔岩の矿物并びに化学成分. 地质学杂志，1941，48（570）.

小仓　勉. 满洲龙湾火口湖. 科学，1941，11（2）.

小仓　勉. 满洲火山の形态. 1945.

小仓　勉，松田龟三. 黑龙江省五大连池火山地质调查报文. 满洲火山调查报告第 1 号，1936.

小仓　勉，松本实. 黑龙江省二克山火山地质调查报文. 满洲火山地质调查报文第 2 号，1938.

小仓　勉，村山一贯. 奉天省及兴安南省七星山火山地质调查报文. 满洲火山调查报告第 3 号，1939.

小仓　勉，迎三千寿. 通化省龙湾火山地质调查报文. 满洲火山调查报告第4号，1939.

谢宇平，刘祥，向天元. 中国东北中部地区新生代火山及火山岩研究. 长春：东北师范大学出版社，1993，1~237.

新疆日报. 南疆昆仑大坂西沟发现火山爆发. 1951年7月5日，第2版

徐弘祖[明]. 1639. 徐霞客游记（褚绍唐，吴应寿整理）. 上海：上海古籍出版社，1980

徐群. ENSO现象和火山爆发对我国东部雨带的影响. 气象科学研究院院刊，1989，4（3）：283~290.

徐群. 近29年冬季我国太阳辐射的显著变化. 中国科学（B辑），1990，（10）：1112~1120.

徐群. 近百年北半球中纬度火山灰尘幕指数的估量. 地球物理学报，1985，28（6）：558~568.

许荣华，Harris N B W，Lewis C L 等. 拉萨至格尔木的同位素地球化学. 见：青藏高原地质演化（中-英青藏高原综合地质考察队）. 北京：科学出版社，1990，282~302.

徐亚勤，仲伟成，陈洪洲. 对大兴安岭“甘奎”火山群的新认识. 见：火山作用与人类环境（刘若新主编）. 北京：地震出版社，1995，71~80.

许志琴. 郯庐裂谷系概述. 见：地质构造论丛（3）. 北京：地质出版社，1984，39~46.

杨继良. 松辽盆地的地质结构与油气. 见：中国中新生代盆地构造与演化（朱夏主编）. 北京：科学出版社，1983，187~197.

杨建军. 内蒙锡盟新生代玄武岩的岩石学研究. 岩石学报，1988，（2）：13~31.

杨傑. 中国东北部几个近期火山. 地质论评，1935，1（6）：691~696.

杨小青. 澎湖群岛花屿之地球化学及核飞迹定年研究. 台北：国立台湾大学理学院地质研究所硕士论文，1989，1~113.

杨钟健. 山东益都、昌乐、临朐新生代地质. 中国地质学会志，1936，15（2）.

叶维坤，路凤香. 甘肃礼县地区碱性超基性火山岩的特征及成因探讨. 地质科技情报，1991，10（增刊）：45~54.

易明初，李晓. 燕山地区新生代火山喷发的时空分布特征. 见：火山作用与人类环境（刘若新主编）. 北京：地震出版社，1995，197.

尹赞勋. 山西省大同第四纪火山. 地质学会会志，1932，12（3）.

尹赞勋. 中国近期火山. 地质论评，1937，2（4）：321~338.

于学九. 牛头山地区玄武岩类的高压分异作用. 地球化学，1984，（3）：247~254.

余扬. 吉林双辽七星山新生代玄武岩的特点及其成因探讨. 岩石学报，1987，（3）：55~63.

喻学惠. 甘肃官昌好梯碱性超基性火山岩：一种含上地幔包体和巨晶的钾质超镁铁煌斑岩. 地质论评，1991a，37（2）：144~153.

喻学惠. 甘肃好梯超镁铁煌斑岩中的深源包体和巨晶. 地质科技情报，1991b，10（增刊）：97~107.

喻学惠. 甘肃西秦岭区新生代碱性火山岩中的钛金云母. 岩石矿物学杂志，1994，13（4）：319~327.

喻学惠，张春福. 甘肃西秦岭新生代碱性火山岩的Sr，Nd同位素及微量元素地球化学特征. 地学前缘，1998，5（4）：319~328.

袁宝印. 海南岛北部第四纪玄武岩分期问题. 中国地理学会第一次构造地貌学术讨论会论文选集. 北京：科学出版社，1984，182~187.

曾昭璇. 台湾自然地理. 广州：广东省地图出版社，1993，11~79.

翟明哲. 河北省汉诺坝玄武岩的成因和演化. 见：中国科学院地质研究所1981届硕士学位论文集. 北京：北京科学技术出版社，1983，250~257.

张宝政，刘玉海. 佳木斯-依通断裂带的基本特征及其与郯庐断裂带的关系. 长春地质学院学报，1982，（2）：29~39.

张德二. 中国历史文献档案中的古气候记录. 地球科学进展，1998，13（3）：273~277.

张德二，薛朝辉. 公元1500年以来El Nino事件与中国降水分布型的关系. 应用气象学报，1994，5（2）：168~175.

张虎男. 雷琼地区新构造运动的特征. 地质科学，1984，（3）：276~286.

张虎男. 火山. 北京：地震出版社，1986，1~220.

张剑波，陈道公. 福建省龙海和明溪地区玄武岩地球化学. 见：中国新生代火山岩年代学与地球化学（刘若新主编）. 北京：

地震出版社，1992，298~319.

张立敏，唐晓旺. 西太平洋板块俯冲运动与中国东北深震带. 地球物理学报，1983，4：331~340.

张连生，钟大赉. 从红河剪切走滑运动看东亚大陆新生代构造. 地质科学，1996，31（4）：327~341.

张明. 黑龙江省老黑山、火烧山石龙岩岩石学特征. 地球科学，1984，（1）：87~98.

张明，涂勤，解广轰等. 海南岛新生代玄武岩微量元素和同位素地球化学. 见：中国新生代火山岩年代学与地球化学（刘若新主编）. 北京：地震出版社，1992，246~268

张兢莹. 气象与气候学. 北京：北京师范大学出版社，1991，1~415.

张文堂. 北满之近期火山. 科学通报，1952，3（3）：174~179.

张文佑等. 中国及邻区海陆大地构造. 北京：科学出版社，1986，210~575.

张先恭，张富国. 火山活动与我国旱涝、冷暖的关系. 气象学报，1985，13（2）：196~207.

张以弗，郑健康，李伯辉. 青海可可西里及邻区地质概论——1:50 万青海可可西里及邻区地质图说明. 青海省地质科学研究所，1991，1~31.

张玉泉，谢应雯. 哀牢山-金沙江富碱侵入岩年代学和 Nd，Sr 同位素特征. 中国科学（D 辑），1997，27（4）：289~293.

张玉泉，谢应雯，涂光炽. 哀牢山-金沙江富碱侵入岩及其与裂谷构造关系初步研究. 岩石学报，1987，（1）：17~26.

张林源. 青藏高原形成过程与我国新生代气候演变阶段的划分. 见：青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究学术论文年刊（1994）（青藏项目专家委员会主编）. 北京：科学出版社，1995，267~281.

张宗祜主编. 中华人民共和国及其毗邻海区的第四纪地质图. 北京：中国地图出版社，1990.

章鸿钊. 火山. 商务印书馆，1924，1~68.

彰监 修. 日本の活火山一览. Urban Kubota，1978，（15）：49~51.

赵大升，王艺芬，肖增岳. 关于新生代玄武岩质岩浆的成因和演化. 见：华东及邻区中、新生代火山岩（吴利仁主编）. 北京：科学出版社，1984，281~284.

赵铭钰. 新疆昆仑山第四纪火山群及阿什库勒活火山介绍. 新疆地质，1976，（1）：27~36.

赵文峰. 下辽河依兰-伊通大陆裂谷形成演化与地震活动. 见：地质构造论丛（三）. 北京：地质出版社，1984，202~212.

赵宗溥. 中国东部新生代玄武岩类岩石化学的研究. 地质学报，1956，36（3）：315~364.

郑洪汉，高维明，朱照宇等. 山东半岛和苏皖北部的第四纪火山活动. 地球化学，1991，（3）：205~211.

郑剑东. 青藏高原地球动力学初探. 现代地质，1988，2（2）：194~206.

郑剑东. 阿尔金山大地构造及其演化. 现代地质，1991，5（4）：347~354.

郑剑东. 青藏高原西北缘地球动力学初探. 地震地质，1996，18（2）：119~127.

郑祥身. 长白山地区新生代火山岩的成因演化特征. 见：中国科学院地质研究所 1981 届硕士学位论文集. 北京：北京科学技术出版社，1983，258~267.

郑学正，从柏林，张雯华等. 我国东部新生代玄武岩岩石化学的一些探讨. 地质科学，1978，（3）：253~263.

支霞臣. 六合-仪征第三纪大陆碱性玄武岩微量元素地球化学. 岩石学报，1990，（2）：30~42.

支霞臣. 汉诺坝含超镁铁质岩包体的碱性玄武岩微量元素地球化学. 地球化学，1989，（2）：149~157.

支霞臣. 山东蓬莱、临朐新生代碱性玄武岩的痕量元素和岩石成因. 地质论评，1990，36（5）：385~393.

支霞臣，冯家麟. 汉诺坝玄武岩的地球化学. 见：中国新生代火山岩年代学与地球化学（刘若新主编）. 北京：地震出版社，1992，114~148

支霞臣，陈道公，张宗清等. 山东蓬莱、临朐新生代碱性玄武岩的钕，锶同位素组成. 地质论评，1994a，40（6）：526~533.

支霞臣，陈道公，张宗清等. 六合-仪征第三纪碱性玄武岩的钕-锶同位素组成. 岩石学报，1994b，10（4）：382~389.

中国科学院地质研究所地热组. 华北平原及其邻近地区大地热流资料报道与研究. 地质科学，1977，（1）：1~12.

中国科学院地质研究所岩矿室. 初谈渤海周边地区的岩浆活动. 地质科学，1977，(4)：322~342.

中国科学院地质研究所等. 祁连山地质志. 北京：科学出版社，1962，2 (2)：1~192.

中国科学院黑龙江流域综合考察队. 黑龙江流域及毗邻地区地质[第一卷（孙枢主编）、第二卷（李廷栋主编）]. 北京：科学出版社，1963.

中国科学院南海海洋研究所海洋地质研究室. 华南沿海第四纪地质. 北京：科学出版社，1978，1~26.

中国气象年鉴. 气候及其变化. 北京：气象出版社，1992.

中央研究院东北地质调查所. 东北区的地质及地志. 1951.

周慕林等. 中国的第四系. 北京：地质出版社，1988，234~267.

周新华，朱炳泉. 中国东部新生代玄武岩同位素体系和地幔化学区划. 见：中国新生代火山岩年代学与地球化学（刘若新主编）. 北京：地震出版社，1992，366~391.

周新华，吴惠兰，郭莫岚等. 上海地区中新生代隐伏玄武岩类过渡系列的发现及地球化学和成因研究. 见：中国新生代火山岩年代学与地球化学（刘若新主编）. 北京：地震出版社，1992，285~297

周新民，陈图华. 江苏及皖东新生代玄武岩岩石化学和化学成分的研究. 南京大学学报（自然科学版），1978，3：92~111.

朱炳泉，毛存孝. 印度与欧亚板块东部碰撞边界——腾冲火山岩的 Nd-Sr 同位素与微量元素研究. 地球化学，1983，(1)：1~14.

朱炳泉，王慧芬. 雷琼地区 MORB-OIB 过渡型地幔源火山作用的 Nd-Sr-Pb 同位素证据. 地球化学，1989，(3)：193~201.

朱炳泉，王慧芬，杨学昌. 中国东部新生代火山作用时代与构造环境变迁. 地球化学，1988，(3)：209~215.

朱炳泉，张卡泉，谢应雯. 滇西洱海东第三纪超 K 质火成岩系的 Nd-Sr-Pb 同位素特征与西南大陆地幔演化. 地球化学，1992，(3)：201~212.

朱炳泉，王慧芬，毛存孝等. 广东三水盆地古俯冲带地幔源岩石的年代学与 Nd-Sr-Pb 同位素证据. 地球化学，1991，(1)：27~32.

朱铭，胡华光，赵东楠等. 山东省山旺地区新生代火山岩 K-Ar 年代学研究. 岩石学研究，1985，(5)：47~59.

朱英. 壳层大断裂和油气储集. 见：中国中新生代盆地构造与演化（朱夏主编）. 北京：科学出版社，1983，55~64.

竺可桢. 中国近五千年来气候变迁的初步研究. 中国科学，1973，(2)：168~189.

叶文星. 台湾之火山活动与火成岩. 台中：自然科学博物馆，1992. 1~296.

佐藤含三. 热河の地质び岩石. 第一次满蒙学术调查团报告. 1933，第三部第二编.

Pearce J A，梅厚钧. 拉萨至格尔木的火山岩. 见：青藏高原地质演化（中-英青藏高原综合地质考察队）. 北京：科学出版社，1990，174~204.

Sillitoe R H. 陶朝鲜 一种安第斯型的大陆边缘矿床成因：对日本海扩张作用的意义. 见：岛弧、海沟和弧后盆地（中译本）. 北京：海洋出版社，1984，184~193.

Anderson A T Jr and Brown G G. CO_2 contents and formation pressures of some Kilauean melt inclusions. American Mineralogist，1993，78：794~803.

Anderson J. A report on the expedition to western Yunnan via Bhamo. Calcutta，1871.

Anderson J. Mandalay to Momien：a narrative of the two expeditions to west China of 1868 and 1875. London，1876.

Anderson R Y and Dean W E. Lacustrine varve formation through time. Palaeogeography，Palaeoclimatology，Palaeoecology，1988，62：215~235.

Anderson R Y. The varve chronology in Elk Lake：Record of climatic variability and evidence for solar-geomagnetic-^{14}C-climate connection. In：Elk Lake，Minnesota：Evidence for Rapid Climatic Change in the North-Central United States（Ed. Bradbury J P and Dean W E）. Geological Society of America Special Paper，Boulder，Colorado，1993，276：45~67.

Andres R J, Rose W I and Kyle P R, et al. Excessive sulfur dioxide emissions from Chilean Volcanoes. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1991, 46: 323~329.

Aravena R, Warner B G and MacDonald G M, et al. Isotope composition of lake sediments in relation to lake productivity and radiocarbon dating. Quaternary Research, 1992, 38: 338~345.

Armstrong R L, Dasch E J and Nesbitt R, et al. Strontium isotope evolution in the Great Basin Volcanic Suites. Trans. Amer. Geophys. Union, 1969, 50.

Armstrong R L, Leeman W P and Malde H E. K-Ar dating Quaternary and Neogene volcanic rocks of Snake River Plain, IDAHO. Amer. J. Science , 1975, 275: 225~251.

Augustithis S S. Atlas of the textural patterns of basalts and their genetic significance. Amsterdam-Oxford: Elsevier Scientific Publishing Company, 1978.

Avraham Z B. The evolution of marginal basins and adjacent shelves in east and southeast Asia. Tectonophysics, 1978, 45: 269~288.

Baker B H and Morgan P. Continental rifting: progress and outlook. EOS, 1981, 62: 585~586.

Baragar W R A. The geochemistry of Coppermine River basalts. Geol. Surv. Can. Pap, 1969, 43: 69~44.

Baragar W R A. Coppermine River basalts: Geological setting and interpretation. In: Rb-Sr Isochron Age Studies, Report 1 (Ed. Wanless R K, et al.). Geol. Surv. Can. Pap, 1972, 21~24, 72~23.

Barberi F, Santacroce R and Varet J. Chemical aspects of rift magmatism. In: Continental and Oceanic Rifts (Ed. Palmason G). 1982, 23~46.

Barbour G B. The Geology of the Kalgan Area. Mem. Geol. Surv. China (A), 1929, 6: 54~61.

Bard E, Hamelin B and Fraibanks R G, et al. Calibration of the ^{14}C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from Baarbados Corals. Nature, 1990, 345: 405~410.

Barton I J, Prata A J, et al. Identification of the Mount Hudson volcanic cloud over SE Australia. Geophysical Research Letters, 1992, 19: 1211~1214.

Beget J E, Machida H and Lowe D D J. Climatic Impact of Explosive Volcanism. PAGES workshop report (Series 96-3), 1996, 1~28.

Bell K and Powell J L. Strontium isotopic studies of alkanic rocks: the potassium-rich lavas of the Birunga and Toro-Ankole regions, east and central equatorial Africa. Journal of Petrology, 1969, 10 (3): 536~572.

Bertrand P and Lallier-Verges E. Past sedimentary organic matter accumulation and degradation controlled by productivity. Nature, 1993, 364: 786~788.

Bluth G J S, Doiron S D and Schnetzler C C, et al. Global tracking of the SO_2 clouds from the June, 1991 Mount Pinatubo eruptions. Geophysical Research Letters, 1992, 19 (2): 151~154

Bottinga Y and Javoy M. MORB degassing: evolution of CO_2. Earth and Planetary Science Letters, 1989, 95: 215-225.

Bottinga Y and Weill D F. Densities of liquid silicate system calculated from partial molar volumes of oxide components Am. J. Science, 1970, 267 (2): 169~182.

Boutron C. Respective influence of global pollution and volcanic eruptions on the past variations of the trace metals content of Antarctic snow since the 1880's. Journal of Geophysical Research, 1980, 6: 2426~7432.

Bowin C and Reynolds P H Radiometric ages from Ryukyu Arc region and an $^{40}Ar/^{39}Ar$ age from biotite dating on Okinawa. Earth and Planetary Science Letters, 1975, 27: 363~370.

Brantley S R and Myers B. Mount St. Helens—from the 1980 eruption to 1996. U.S. Geological Survey Fact Sheet- 070-

97，1997.

Brasseur G. Ozone depletion：volcanic aerosols implicated. Nature，1992，359：275~276.

Brasseur G and Granier C. Mount Pinatubo aerosols，chlorofluorocarbons and ozone depletion. Science，1992，257：1239~1242.

Brauer A. Weichselzeitliche sediments des Holzmaares-arvenchronologie und Nachweis von Klimaschwankungen. Dokumenta natirae，1994，85：1~210.

Brauer A and Negendank J F W. Paleoenvironmental reconstruction of the Late and Postglacial sedimentary record of Lake Weinfelder Maar. In：Paleolimnology of European Maar Lakes （Ed. Negendank J F W and Zolitschka B）. Berlin：Springer-Verlag，1993，223~236.

Bray J R. Glacial advance relative to volcanic activity since 1500 AD. Nature，1974，248：42~43.

Bray J R. Volcanic eruptions and climate during the past 500 years. In：Climate Change and Variability（Ed. Pittock A B et al.）. London：Cambridge University Press，1978，1~44

Bray J R. Volcanic triggering of glaciation. Nature，1976，260：414~415.

Briden J C and Gass I G. Plate movement and continental magma action. Nature，1974，248：545~550.

Briffa K R，Jones P D and Schweingruber F H，et al. Influence of volcanic eruptions on Northern Hemisphere summer temperature over the past 600 years. Nature，1998，393：450~455.

Brotzu P，Morbidelli L and Nicoletti M，et al. Miocene to Quaternary volcanism in eastern Kenya：sequence and geochronology. Tectonophysics，1984，101：75~86.

Brown J C. Contributions to the geology of the province of Yunnan in the western China（1）：the Bhamo-Tengyueh Area. Records of the Geological Survey of the India，1913，XLIII（3）：173~205.

Buchel G. Maars of the Westeifel. In：Paleolimnology of European Maar Lakes（Ed. Negendank J F W and Zolitschka B）. Berlin：Springer-Verlag，1993，1~15.

Buchel G and Pirrung M. Tertiary maars of the Hocheifel Volcanic Field（Germany）. In: Paleolimnology of European Maar Lakes（Ed. Negendank J F W and Zolitschka B）. Berlin：Springer-Verlag，1993，447~466.

Buchel G and Lorenz V. Syn- and post-eruptive mechanism of the Alaska Ukinrek maars in 1977. In：Paleolimnology of European Maar Lakes（Ed. Negendank J F W and Zolitschka B）. Berlin：Springer-Verlag，1993，15~60.

Burchfiel B C，Molnar P and Zhao Z Y，et al. Geology of the Ulugh Muztagh area，Northern Tibet. Earth and Planetary Science Letters，1989，94：57~70.

Cantagrel J M and Robin C. K-Ar dating on earth Mexican volcanic rocks—relations between the andesitic and alkaline provinces. Journal of Volcanology and Geothermal Research，1979，5：99~114.

Carey S and Sigurdsson H. The 1982 eruptions of El chichon volcano，Mexico（2）：observations and numerical modelling of tephra-fall distribution. Bulletin of Volcanology，1986，48：127~141.

Carey S and Sparks R S J. Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns. Bulletin of Volcanology，1986，48：109~125.

Carey S，Cardner J and Sigurdsson H. The intensity and magnitude of Holocene plinian eruptions from Mount St. Helens volcano. Journal of Volcanology and Geothermal Research，1995，66：185~202.

Carey S，Sigurdsson H and Cardner J E，et al. Variations in column height and magma discharge during the May 18，1980 eruption of Mount St. Helens. Journal of Volcanology and Geothermal Research，1990，43：99~112.

Carlson R W，Lugmair G W and MacDougall J D. Columbia River volcanism：the question of mantle heterogeneity or

crustal contamination. Geochim Cosmochim Acta, 1981, 45: 2483~2499.

Carmichael I S E, Tunner F J and Verhoogen J. Igneous Petrology. New York: McGraw-Hill, 1974, 1~146.

Carrol M R and Rutherford M J. Sulfur speciation in hydrous experimental glasses of varying oxidation state: results from measured wavelength shifts of sulfur X-rays. American Mineralogist, 1988, 73: 845~849.

Carter S R, Evensen N M and Hamilton P S, et al. Confinenfal volcanics derived from enriched and depleted source regions, Nd and Sr isotope evidence. Earth and Planetary Science Letters, 1978, 37: 401~408.

Casadevall T J. The 1989-1990 eruptions of Redoubt volcano, Alaska: impacts on aircraft operation. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1994, 62: 301~316.

Chai B H T. Structure and tectonic evolution of Taiwan. Amer. Jour. Sci., 1972, 272: 389~422.

Chang C Y. Extinct volcanoes of Tengchung, West Yunnan. The Science Reports of National Tsing-Hua University (Series C): Geological, Geographical and Meteorological Sciences, 1948, 1 (4): 291~304.

Chauvel C and Jahn B W. Nd-Sr isotope and REE geochemistry of alkali basalts from the Massif Central, France. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1984, 48: 93~110.

Chen J C. Geochemistry of basalts from Niu-hsin Shan area, Penghu Islands. Proc. Geol. Soc. China, 1988, 31 (1): 53~66.

Chen W J, Hurford A J and Jager E. K-Ar dating of Quaternary volcanic rocks from the Huabei Area, China. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 1984, 64: 451~458.

Chester D. Volcanoes and Society. Routledge: Chapman and Hall Inc., 1993, 49~248.

Chou C L, Lo H J and Chen J H, et al. Rare earth element and isotopic geochemistry of Kuanshan igneous complex, Taiwan. Proc. Geol. Soc. China, 1978, 21: 13~24.

Chung S L, Lo C H and Lee T Y, et al. Diachronous uplift of the Tibetan plateau starting 40 Myr ago. Nature, 1998, 394: 769~773.

Cloud P. Paleoecological significance of the banded iron-formations. Econ. Geol., 1973, 68: 1135~1143.

Condie K C. Plate Tectonics and Crustal Evolution (2nd Ed.). Pergamon Press, 1982, 1~30.

Cook E F. Stratigraphy of Tertiary volcanic rocks in eastern Navada. Nev. Bur. Mines. Rept II, 1965, 21~34.

Coulon C, Maluski H and Bollinger C, et al. Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks from central and southern Tibet: ^{39}Ar-^{40}Ar dating, petrological characteristics and geodynamical significance. Earth and Planetary Science Letters, 1986, 80: 281~302.

Creer M and Morris A. Proxy-climate and geomagnetic palaeointensity records extending back to ca.75,000 B.P. derived from sediments core from Lago Grande di Monticchio, Southern Italy. Quaternary Science Reviews, 1996, 15: 167~188.

Crisp J A and Spera F J. Pyroclastic flows and lavas of the Mogan and Fataga formations, Tejeda Volcano, Gran Canaria, Canary Island: mineral chemistry, intensive parameters and magma chamber evolution. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1987, 96: 503~518.

Dalrymple G B. How old is the Earth? A reply to "Scientific Creationism". Proceedings of the 63rd annual meeting of the Pacific Division. Amer. Ass. For the Advancement of Science, 1984, 72.

Dalrymple G B. Potassium-Argon dates on Cenozoic volcanic rocks of Sierra Nevada. CA Bull. Geol. Soc. Amer., 1963, 74: 379~390.

Dalrymple G B and Lanphere M A. $^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectra of some undisturbed terrestial samples. Geochim Cosmochim Acta, 1974, 38: 715~738

Dalrymple G B, Alexander E C and Lanphere M A, et al. Irradiation of samples for $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating using the geological survey TRIGA Reactor. Washington: United States Government Priting Office, 1981.

Debon F, Fott P L and Dantel D, et al. Granites of western Karakorum and northern Kohistan (Pakistan): A composite Mid-Cretaceous to Upper Cenozoic magmatism. Lithos, 1987, 20: 19~40.

De Geer. A geochronology of the last 12,000 years. In: 11th International Geological Congress (Stockholm, 1910). 1912, 1: 241~253.

Delmas R and Boutron C. Are the past variations of the stratospheric sulfate burden recorded in central Antarctic snow and ice layers? Journal of Geophysical Research, 1980, 85: 5645~5649.

Deshmukh S S, Aramaki S and Shimizu N, et al. Petrography of the basalts flows exposed along Mahabaleshaar and Amboli sections in western Ghats, India. Geol. Surv. India Rec, 1977, 108 (Part 2): 81~103.

Devine J D, Sigurdsson H and Davis A N, et al. Estimates of sulfur and chlorine yield to the atmosphere from volcanic eruptions and potential climatic effects. Journal of Geophysical Research, 1984, 89: 6309~6325.

Dingwell D B, Harris D M and Scarfe C M. The solubility of H_2O in melts in the system SiO_2-Al_2O_3-Na_2O-H_2O at 1 to 2 kbars. Journal of Geology, 1984, 92: 387~395.

Dobran F. Nonequilibrium flow in volcanic conduits and application to the eruptions of Mt. St. Helens on May 18, 1980 and Vesuvius in AD 79. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1992, 49: 285~311.

Doebl F and Olbrecht W. An isopath map of the Tertiary base in the Rhinegraben. In: Approaches to Taphrogenesis. 1974, 71~72.

Doiron S D, Bluth G J S and Schnetzler C C, et al. Transport of Cerro Hudson SO_2 clouds. EOS Trans. AGU, 1991, 72: 489~498.

Dupuy C and Dostal J. Trace element geochemistry of some continental tholeiites. Earth and Planetary Science Letters, 1984, 67: 61~69.

Dutton E G and Christy J R. Solar radiative forcing at selected tropospheric cooling following the eruptions of El Chichon and Pinatubo. Geophysical Research Letters, 1992, 19: 2314~2316.

Dyer A J. The effect of volcanic eruptions on global turbidity and an attempt to detect long-term trend due to man. Quart. J Roy. Meteor. Soc, 1974, 100: 563~571.

Eddy J A. Climate and the changing Sun. Climate Change, 1977, 1: 173~190.

Erlich E N and Melekestsev I V. Evolution of Quaternary volcanism and tectonics in the western part of the Pacific Ring. Communicated by Minato M. 1971, 1~22.

Fierstein J and Nathenson M. Another look at the calculation of fallout tephra volumes. Bulletin of Volcanology, 1992, 54: 156~167.

Fisher R V and Schmincke H V. Pyroclastic Rocks. Berlin: Springer-Verlag, 1984, 257~298.

Follieri M, Magri D and Narcisi B. Paleoenvironmental investigations on long sediment cores from volcanic lakes of Lazio (central Italy): An overview. In: Paleolimnology of European Maar Lakes (Ed. Negendank J F W and Zolitschka B). Berlin: Springer-Verlag, 1993, 81~95.

Frankel C. Volcanoes of the solar system. Cambridge: Cambridge University Press, 1996, 1~219.

Frey F A, Green D H and Roy S D. Interated models of basalt petrogenesis: A study of Quartz tholeiites to olivine melilitites from south Eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. Journal of Petrology, 1978, 19 (3): 463~513.

Gerlach T M and Graeber E J. Volatile budget of Kilauea Volcano. Nature, 1985, 313: 273~277.

Ghiorso M S. Activity/composition relations in the ternary feldspars. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1984, 87: 282~296.

Gill J, Dunlap C and McCurry M. Climate, Volcanism and Global Changes. American Geophysical Union Chapman Conference (March 23-27), Hilo, Hawaii, America, 1992, 1~10.

Gilluly J M. The tectonic evolution of the western United States. Quart. J Geol. Soc. London, 1963, 119: 133~174.

Gilluly J M. Volcanism, tectonism and plutonism in the western United States. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap, 1965, 80.

Glaze L, Francis P W and Rothery D A. Measuring thermal budgets of active volcanoes by satellite remote sensing. Nature, 1989, 338: 144~146.

Gregory J W. The Great Rift Valley Contributions to the physical geography of British East Africa (1894). Geogr. J, 1896, 4: 290.

Hajdas I, Ivy S D and Beer J, et al. AMS radiocarbon dating and varve chronology of lake Soppensee: 6000 to 12,000 ^{14}C years. Climate Dynamics, 1993, 9: 107~116.

Hajdas I, Zolitschka B and Ivy S D, et al. AMS radiocarbon dating of annually laminated sediments from lake Holzmaar, Germany. Quaternary Science Reviews, 1995, 14: 137~143.

Hammer C U, Clausen H B and Dansgaard W. Greenland ice sheet evidence of post-glacial volcanism and its climatic impact. Nature, 1980, 288: 230~235.

Handler P. Possible association of stratospheric aerosol and El Nino type events. Geophysical Research Letters, 1984, 11: 1121~1124.

Handler P. Possible association between the climatic effects of stratospheric aerosols and sea surface temperature in the eastern tropical Pacific Ocean. Journal of Climate, 1986, 6: 31~41.

Hasebe K, Fujii N and Uyeda S. Thermal processes under island arc. Tectonophysics, 1970, 10: 335~355.

Haworth E Y. Comparison of continuous phytoplankton records with the diatom stratigraphy in the recent sediments of Blelham Tarn. Limnology and Oceanography, 1980, 25: 1093~1103.

Heffter J L. Volcanic ash model verification using a Klyuchevskoi eruption. Geophysical Research Letters, 1996, 23 (12): 1489~1492.

Heinz T, Rein B and Negendank J F W. Sediments and basin analysis of Lake Schalkenmehrener Maar. In: Paleolimnology of European Maar Lakes (Ed. Negendank J F W and Zolitschka B). Berlin: Springer-Verlag, 1993, 149~162.

Hilde T W C, Uyeda S and Kronenke L. Evolution of the western Pacific and its margin. Tectonophysics, 1977, 38: 145~465.

Hirabayashi J, Ohba T and Nogami K. Discharge rate of SO_2 from Unzen volcano, Kyushu, Japan. Geophysical Research Letters, 1995, 22 (13): 1709~1712.

Hirono H. On the trigger of El Nino Southern Oscillation by the forcing of early El Chichon volcanic aerosols. Journal of Geophysical Research, 1988, 93: 5365~5384.

Ho C S. An introduction to the geology of Taiwan: explanatory text of the geologic map of Taiwan (1st edit). Ministry of Economic Affairs, ROC. 1975, 153.

Hobbs B E, et al. An Outline of Structural Geology. John Wiley and Sons Inc, 1976, 27~49.

Hofmann D J. Perturbations to the global atmosphere associated with the El Chichon volcanic eruption of 1982. Rev. Geophys., 1987, 25: 743~759.

Hofmann D J. Increase in the stratospheric background sulfuric acid aerosol mass in the past 10 years. Science, 1990, 248: 996~1000.

Hofmann D J and Rosen J M. Sulfuric acid droplet formation and growth in the stratosphere after the 1982 eruption of El Chichon. Science, 1983a, 222: 325~327.

Hofmann D J and Rosen J M Stratospheric sulfuric acid fraction and mass estimate for the 1982 volcanic eruption of El Chichon. Geophysical Research Letters, 1983b, 10: 313~316.

Hofmann D J and Rosen J M. On the temporal variation of stratospheric aerosol size and mass during the first 18 months following the 1982 eruptions of El Chichon. Journal of Geophysical Research, 1984, 89: 4883~4890.

Hofmann D J and Solomon S. Ozone destruction through heterogeneous chemistry following the eruption of El Chichon. Journal of Geophysical Research, 1989, 94 (D4): 5029~5041.

Hofmann D J, Oltmans S J, et al. Observation and possible causes of new ozone depletion in Antarctica in 1991. Nature, 1992, 359: 283~287

Hofmann D J, Oltmans S J, et al. Record low ozone at the South Pole in the spring of 1993: Evidence for heterogeneous chemistry of the Pinatubo aerosol. Geophysical Research Letters, 1994, 21: 412~424.

Humphreys W J. Physics of the Air. New York: McGraw-Hill, 1940, 670~676.

Hyndman D W. Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks. New York, 1972, 4~68.

Iron G and Negendank J F W. Das Meerfelder Maar: Unter schungen Zur Entwicklungeschichte eines Eifelmaares. CFS, 1984, 65: 101.

Jahn B M. Mid-ocean ridge or marginal basin origin of the east Taiwan ophiolite: chemical and isotopic evidence. Contribution to Mineralogy and Petrology, 1986, 92: 194~206.

Jahn B M, Chen P Y and Yen T P. Rb-Sr ages of granitic rocks in south-western China and their tectonic significance. Bull. Geol. Soc. Amer., 1976, 86: 736~776.

Johnson R C. Stratigraphic evidence for a deep Eocene Laka Uinta. Piceance Creek Basin, Colorado. Geology, 1981, 9: 55~62.

Johnston D A. Volcanic contribution of chlorine to the stratosphere: more significant to ozone than preciously estimated? Science, 1980, 209: 491~492.

Juan V C, Tai H and Chang F H. Taiwanite, a new basaltic glassy rock of east Coastal Range, Taiwan, and its bearing on the parental magma type. Acta Geol. Taiwanica, 1953, 5: 1~25.

Kaneaka I and Ozima M. On the radiometric ages of volcanic rocks from Japan. Bull. Volcanological Soc. Japan, 1970, 15 (second series): 10~21.

Kaneaka I, Takahashi E and Zashu S. K-Ar ages of alkali basalts from Okidogo Island. J. Geol. Japan, 1977, 83: 187~189.

Karig D E. Origin and development of marginal basins in the western Pacific. Journal of Geophysical Research, 1971, 76 (11): 2542~2561.

Karp B and Lelikev E P. Geological structure, composition and evolution of crustal layers of the Japan Sea. Tectonophysics, 1991, 187 (1-3): 277~283

Kay R W and Gast P W. The rare earth content and origin of alkali-rich basalts. Journal of Geology, 1973, 81: 653~682.

Keen R A Volcanic aerosols and lunar eclipses. Science, 1983, 222: 1011~1013.

Kelts K and Hsu K J. Freshwater carbonate sedimentation. In: Lakes: Geology, Chemistry, Physics (Ed. Lerman A). New York: Springer-Verlag, 1978, 295~323.

Kempe S and Degens E T. Lake Van Varve record: the past 10,420 years. In: The Geology of Lake Van (Ed. Degens E T and Kurtman F). Mineral and Exploration Institute of TurKey, 1978, 169: 53~63.

Kennett J P and Thunell R C. On explosive Cenozoic volcanism and climatic inplications. Science, 1977, 196: 1231~1234.

Kennett J P, Mcbirney A R and Thunell R C. Episodes of Cenozoic volcanism in the Circum-Pacific region. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1977, 2: 145~163.

Kirkland D W and Anderson R Y. Intrabasin varve correlation. Geol. Soc. Am. Bull., 1966, 77: 241~256.

Kiselev A I, Gdovko H A and Medvedev M E. Petrochemistry of Cenozoic basalts and associated rocks in the Baikal rift zone. Tectonophysics, 1978, 45: 49~59.

Koyaguchi T and Tokuno M. Origin of the giant eruption cloud of Pinatubo, June 15, 1991. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1993, 55: 85~96.

Kring D A, Melosh H J, et al. Impact-induced perturbations of atmospheric sulfur. Earth and Planetary Science Letters, 1996, 140: 201~212.

Kromer B and Becker B. Tree-ring ^{14}C calibration at 10,000B.P. In: The Last Deglaciation: Absolute and Radiocarbon Chronologies (Ed. Bard E and Broecker W S). Heidelberg: Springer-Verlag, 1992, 3~11.

Kuno H. Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. Bulletin of Volcanology, 1966, 29: 195~222.

Lacroix M A. Observation sur les laves de la Manchurie et de la Mongolie Orientales. Bull. Geol. Soc. China, 1929, 18(1).

LaMarche V C Jr and Hirschboeck K K. Frost rings in tree as records of major volcanic eruptions. Nature, 1984, 307: 121~126.

Lamb H H. Volcanic dust in the atmosphere; with a chronology and assessment of its meteorological significance. Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1970, 266: 425~533.

Lan C Y, Chen J S and Lee T. Rb-Sr isotopic study of andesites from Lutao, Lanhsu and Hsiao-Lanhsu: Eruption ages and isotopic heterogeneity. Bull. Inst. Earth Sci. Academia Sinica, 1986, 6: 211~226.

Lange R A and Carmichael J S E. Densities of Na_2O-K_2O-CaO-MgO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2 liquids: new measurements and derived partial molar properties. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1987, 51: 2931~2946.

Lanphere M A and Dalrymple G B. A test of the $^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectrum technique on some terrestrial materials. Earth and Planetary Science Letters, 1971, 12: 359~372.

Le Bas M J. A chemical classification of volcanic rocks on the alkali-silica diagram. Journal of Petrology, 1986, 27: 745~750.

Leeman W P. The isotopic composition of strontium in late Cenozoic basalts from the basin-range province, western United States. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1970, 34: 857~872.

Legrand M and Delmas R J. A 220-year continuous record of volcanic H_2SO_4 in the Antarctic ice sheet. Nature, 1987, 327: 671~676.

Lerman A. Lakes: Chemistry, Geology, Physics. New York: Springer-Verlag, 1978, 345~356.

Leroy S A G, Glralt S and Francus P, et al. The high sensitivity of the Palynological record in the Vico Maar lacustrine sequence (Latium, Italy) highlights the gradient through Europe for the last 90ka. Quaternary Science Reviews, 1996, 15: 189~202.

Liou J G, Jahn B M and Yen T P. Petrology of East Taiwan Ophiolites. Petrol. Geol. Taiwan, 1976, 13: 59~82.

Lippolt H J, Todt W and Horn P. Volcanism of the Rhinegraben: potassium-argon ages, local setting, petrology and gravity

anomalies. In: Approaches to taphrogenesis. 1974, 213~221.

Liu J and Maimaiti Y. Distribution and ages of Ashikule volcanoes on the west Kunlun Mountains, west China. Bulletin of Glacial Research, 1989, 7: 187~190.

Lo C H, Onstott T C and Chen C H, et al. $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of the andesitic volcanism of the Luzon arc near Taiwan (Abs.). EOS Trans. AGU Spring Meeting, 1989, 238~239.

Lo H J. Evolution of the volcanic arcs of the Coastal Range, eastern Taiwan. Acta Geol. Taiwan, 1989, 27: 1~18.

Loczy and Ludwing V. Die wissenschaftlische Ergebnisse der Reise des Grafen Bela Szechenyi in Ost-Asien 1877-1880. 1893, 1: 771~773.

Logatchev N A and Florensov N A. The Baikal system of rift valleys. Tectonophysics, 1978, 45: 1~13.

Lorenz V. On the formation of maar. Bull. Volcanol., 1973, 37: 183~204.

Lorenz V. Formation of phreatomagmatic maar-diareme volcanoes and its relevance to kimberlite diatremes. Phys. Chem. Earth, 1975, 9: 17~27

Lottermoser B G, Oberhemslis and Zolitschka B. Environmental geology and geochemistry of lake sediments (Holzmaar, Eifel, Germany). In: Paleolimnology of European Maar Lakes (Ed. Negendank J F W and Zolitschka B). Berlin: Springer-Verlag, 1993, 305~306.

Ludlam S D. Rhythmite deposition in lakes of the northeastern United States. In: Moraines and Varves (Ed. Schluchter). Rotterdam: Balkema, 1979, 287~294.

MacDonald G A. Volcanoes. New Jersey: Prentice Hall, 1972, 44~63.

MacGregor. The system MgO-SiO_2-TiO_2 and bearing on the distribution of TiO_2 in basalts. Am. J. Sci., 1969, 267A: 342~363.

Machida H. Frequency and magnitude of catastrophic explosive volcanism in the Japan region during the past 130ka: Implications for human occupance of volcanic regions. Geological society of Australia Symposium Proceedings, 1990, 1: 27~36.

Machida H. Recent progress in tephra sudies in Japan. The Quaternary Research, 1991, 30 (2): 141~149.

Machida H and Arai F. Extensive ash falls in and around the Sea of Japan from large late quaternary eruptions. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1983, 18: 151~164.

Machida H, Moriwaki H and Lee B S, et al. Historical eruptions of Changbai volcano resulting in large scale forest devastation—deduced from widespread tepra. In: The Temperate Forest Ecosystem (Ed. Hanci Y, Zhan W and Jeffers J N R, et al.). UK: The Lavenham Press, 1987, 23~26.

Machida H, Moriwaki H and Zhao D C. The recent major eruption of Changbai volcano and its environmental effects. Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University, 1990, (25): 1~20.

Maluski H, Proust F and Xiao X C. First results on ^{39}Ar-^{40}Ar dating of the Trans-Himalayan calc-alkaline magmatism of southern Tibet. Nature, 1982, 298: 152~154.

Mass C F and Portman D A. Major volcanic eruptions and climate: a critical evaluation. Journal of Climate, 1989, 2: 566~593.

Matson M. The 1982 El Chichon volcano eruptions—a satellite perspective. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1984, 23: 1~10.

Matsuda T and Uyeda S. On the Pacific-type orogeny and its model-extension of the paired belts concept and possible origin of marginal seas. Tectonophysics, 1971, 11: 5~27.

Matsumoto Y and Nohara A. The volcanic rocks of the Kobi-sho (Huang-waihsu) in Senkaku-retto (Tiaoyutai). Bull. Faculty Liberal Arts, Nagasaki Univ., Nat. Sci., 1974, 15: 21~35.

McClloch M T, Jaquese A L and Nelson P R, et al. Nd and Sr isotopes in Kimberlites and lamproites from western Australia, an enriched mantle origin. Nature, 1983, 302: 400~403.

McCormick M P. Initial assessment of the stratospheric and climatic impact of the 1991 Mount Pinatubo eruption: prologue. Geophysical Research Letters, 1992, 19 (2): 149.

McCormick M P and Swissler T J. Stratospheric aerosol mass and latitudinal distribution of the El Chichon eruption cloud for October 1982. Geophysical Research Letters, 1983, 10: 877~880.

McCormick M P and Veiga R E. Sage II measurements of early Pinatubo aerosols. Geophysical Research Letters, 1992, 19 (2): 155~158.

McCormick M P, Thomason L W and Trepte C R. Atmospheric effects of the Mt. Pinatubo eruption. Nature, 1995, 373: 399~404.

McDougall I and Green D H. Excess radiogenic argon in pyrocenes and isotopic ages on minerals from Norwegian eclogites. Norsk. Geol. Tidsskr, 1964, 44: 183~196.

McDougall I, Polach H A and Stipp J J. Excess radiogenic Argon in Young subaerial baslts from the Auckland volcanic field, New Zealand. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1969, 33: 1485~1520.

McKenna L W and Walker J D. Geochemistry of crustally derived leucocratic igneous rocks from the Ulugh Muztagh area, northern Tibet, and their implications for the formation of the Tibetan Plateau. Journal of Geophysical Research, 1990, 95 (B13): 21,483~21,502.

Menzies M A, Leeman W P and Hawkesworth C J. Isotope geochemistry of Cenozoic rocks reveals mantle heterogeneity below western USA. Nature, 1983, 303: 203~209.

Mingram J. Laminatted Eocene maar-lake sediments from Eckfeld(Eifel region, Germany)and their short-term periodicities. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 1998, 140: 289~305.

Miyashiro A. Volcanic rock series in island areas and active continental margins. Am. J. Sci., 1974, 274.

Mohr P. Musings on continental rifts. In: Continental and oceanic rifts (Ed. Palmason G). 1982, 293~309.

Morrison G W. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. Lithos, 1980, 13: 97~108.

Mossop S C. Volcanic dust collected at an altitude of 20 km. Nature, 1964, 203: 824~827.

Mouginis-Mark P, Rowland S, et al. Analysis of active volcanoes from the Earth observing system. Remote Sens. Environ., 1991, 36: 1~12.

Nakada M and Yokose H. Ice age as a trigger of active Quaternary volcanism and tectonism. Tectonophysics, 1992, 212: 321~329.

Nakamura E, McDougall I and Campbell I H. K-Ar ages of basalts from the Higashi-Matsuura District, northwestern Kyushu, Japan and regional geochronology of the Cenozoic alkaline volcanic rocks in eastern Asia. 1985.

Nance W B and Taylor S R. Rare earth element patterns and crustal evolution-II. Arc chean and sedimentry rock from Kalgoolie, Australia. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1977, 41 (2): 225~230.

Narcisi B. Tephrochronology of a Late Quaternary Lacustrine record from the Monticchio Maar (Vulture Volcano, Southern Italy). Quaternary Science Rrviews, 1996, 15: 155~166.

Negendank J F W. Die Untersuchung der Schwerminerale der Seesedimente des Meerfelder Maares, des Hinkelsmaafes und der Hitsche. Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 1984, 65: 41~47.

Negendank J F W. European Lake Drilling Program（ELDP），1995.

Negendank J F W. European Lake Drilling Project（ELDP）. EOS，1996，22~24.

Negendank J F W and Zolitschka B. Paleolimnology of European Maar Lakes. Berlin：Springer- Verlag，1993.

Negendank J F W and Zolitschka B. Maars and maar lakes of the Westeifel Volcanic Field. In: Paleolimnology of European Maar Lakes（Ed. Negendank J F W and Zolitschka B）. Berlin：Springer-Verlag，1993，61~80.

Negendank J F W，Brauer A and Zolitschka B. Die Eifelmaare als erdgeschichtliche Fallen und Quellen zur Rekonstruktion des palaoenvironments. Mainzer geowiss. Mitt.，1990，19：235~262.

Negendank J F W，Iron G and Linden J. Ein eozaenes Maar bei Eckfekd nordoest lich Manderscheid（SW-Eifel）. Mainzer-Geowissenschaftliche-Mitteilungen，1982，11：157~172.

Newell R E. Stratospheric temperature change from the Mt. Agung volcanic eruption of 1963. Journal of Atmospheric Science，1970，27：977~989.

Newhall C G and Self S. The Volcanic Explosivity Index(VEI): an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. Journal of Geophysical Research，1982，87（C2）：1231~1238.

Newhall C G，Stauffer P H and Hendley II J W. Lahars of Mount Pinatubo，Philippines. U.S. Geological Survey Fact Sheet-114-97，1997.

Newton A and Dugmore A. Tephrochronology of core C from Lago di Grande Monticchio. In: Paleolimnology of European Maar Lakes（Ed. Negendank J F W and Zolitschka B）. Berlin：Springer-Verlag，1993，333~348.

O'Nions R K，Carter S R and Evensen N M，et al. Geochemical and cosmochemical application of Nd isotope analysis. A Review of Earth and Planetary Science，1979，7：11~38.

O'Sullivan P E. Annually-laminated lake sediments and the study of Quaternary environmental changes：a review. Quaternary Science Reviews，1983，1：245~313.

Ollier C D. Maars：their characteristics，varieties and definition. Bull. Volcanol.，1967，31：45~73.

Olsson I U. Accuracy and precision in sediment chronology. Hydrobiology，1991，214：25~34.

Ozima M，Kaneaka I and Kinoshita H，et al. Paleomagnetism and K-Ar ages of successive lava flow（2）——Kita-Mutsuura basalt，Kyushu，Japan. J. Geomag. Geoelectr.，1968，20：85~92.

Papale P and Dobran F. Magma flow along the volcanic conduit during the Plinian and pyroclastic flow phases of the May 18，1980，Mount St. Helens eruption. Journal of Geophysical Research，1994，99（B3）：4355~4373.

Papale P and Dobran F. Modeling of the ascent of magma during the plinian eruption of Vesuvius in A.D.79. Journal of Volcanology and Geothermal Research，1993，58：101~132.

Pelletier B，Cotton J and Beilon H，et al. Field settting，petrography，chemistry，K-Ar ages and origin of the magmatic and sedimentary associated rocks of the Hengchun Peninsula，southern Taiwan. Bull. Centr. Geol. Surv.，1986，4：27~54.

Peng Z C，Zartman R E and Futa K，et al. Pb，Sr and Nd isotopic systematics and chemical characteristics of Cenozoic basalts，Eastern China. Chemical Geology（Isotope Geoscience Section），1986，59：3~33.

Porter S C. Recent glacier variations and volcanic eruptions. Nature，1981，291：139~142.

Poth D and Negendank J F W. Plaeoclimate reconstruction at the istocene/Holocene transition — a varve dated microstratigraphic record from Lake Meerfelder Maar（Westeifel，Germany）. In: Paleolimnology of European Maar Lakes（Ed. Negendank J F W and Zolitschka B）. Berlin：Springer-Verlag，1993，209~222.

Prather M. Catastriphic loss of stratospheric ozone in dense volcanic clouds. Journal of Geophysical Research，1992，97（D9）：10187~10191

Puchelt H and Emmerman R. Bearing of rare earth patterns of apatites from igneous and metamorphic rocks. Earth and Plantery Science Letters, 1976, 33 (2).

Pyle D M. Assessment of the minimum volume of tephra fall deposits. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1995, 69: 379~382.

Pyle D M. The thickness, volume and grainsize of tephra fall deposits. Bulletin of Volcanology, 1989, 51: 1~15.

Rampino M R and Self S. Volcanic winter and accelerated glaciation following the Toba super-eruption. Nature, 1992, 359: 50~52.

Rampino M R, Self S and Stothers R B. Volcanic winters. Ann. Rev. Earth Planet. Science, 1988, 16: 73~99.

Raymo M E and Ruddiman W F. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. Nature, 1992, 359: 117~122.

Rein B and Negendank J F W. Organic carbon contents of sediments from Lake Schalkenmehrener Maar: A palaeoclimate indicator. In: Paleolimnology of European Maar Lakes (Ed. Negendank J F W and Zolitschka B). Berlin: Springer-Verlag, 1993. 163~172.

Reiter C H A. Climatic model of solar radiation and temperature change. Quaternary Research, 1974, 4: 25~38.

Renberg I. Improved methods for sampling, photographing and varve-counting of varved lake sediments. Boreas, 1981, 10: 255~258.

Resmini R G and Marsh B D. Steady-state volcanism, paleoeffusion rates and magma system volume inferred from plagioclase crystal size distributions in mafic lavas: Dome Mountain, Nevada. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1995, 68: 273~296.

Richard M, Bellon H and Maury R C, et al. Miocene to recent calc-alkalic volcanism in eastern Taiwan: K-Ar ages and petrography. Mem. Geol. Soc. China, 1986, 6: 369~382.

Robert and Decker B. Volcano Watching. Hawaii: Hawaii Natural History Association, 1980, 1~80.

Robinson C. Lago Grande di Monticchio: A long record of environmental change illustrated by sediment geochemistry. Chemical Geology, 1993, 118: 235~254.

Robinson C, Shimmield G B and Greer K M. Geochemistry of Lago Grande di Monticchio (Southern Italy). In: Paleolimnology of European Maar Lakes (Ed. Negendank J F W and Zolitschka B). Berlin: Springer-Verlag, 1993, 317~332.

Robock A and Taylor K E. GCM evaluation of a mechanism for El Nino triggering by the El Chichon ash cloud. Geophysical Research Letters, 1995, 22 (17): 2369~2372.

Saarnisto M. Studies of annually-laminated lake sediments. In: Paleohydrological Changes in the Temperate Zone in the Last 15,000 Years, IGCP Project No.158B (Ed. Berglund B). Sweden: lund, 1979, 61~80.

Schatten K H, Mayr H G and Harris I, et al. A zonally symmetric model for volcanic influence upon atmospheric circulation. Geophysical Research Letters, 1984, 11: 303~306.

Schmincke H U and Boggaard P. Tephra layers and tephra events. In: Cycles and events in strarigraphy (Ed. Einsels G, Rricken W and Seilacher A). Berlin: Springer-Verlag, 1990. 392~429.

Schneider S H and Mass C. Volcanic dusts, sunpots, and temperature trends. Science, 1975, 190: 741.

Schnieder D J, Rose W I and Kelley L. Tracking of the 1992 eruption clouds from Crater Peak Vent of Mount Spurr Volcano, Alaska, using AVHRR. U.S. Geolog. Surv. Bull., 1995, 2139: 27~36.

Scott R B, Nesbitt R W and Dasch E J, et al. A strontium isotope evolution model for Cenozoic magma genesis eastern Great Basin, USA. Bulletin Volcanologique, 1972, 35 (1): 123~134.

(P-1119.1101)

■ 责任编辑 谢洪源 宋云华
封面设计 槐寿明



ISBN 7-03-007339-8

9 787030 073396 >

ISBN 7-03-007339-8/P · 1119
定 价: 50.00 元