

(附金伯利岩)

池 际 尚 主 编

中国地质大学出版社

前 言

本专著属地质矿产部科研项目，研究经费也由该部提供。

项目由中国地质大学（北京）和中国地质大学（武汉）的教师、研究生承担。项目负责人为池际尚，下设北方组，负责人邓晋福，参加教师及研究生有路凤香、莫宣学、林培英、罗照华、赵磊、赵海玲、张德全、周永璋、李有柱、王曼君、武殿英、杨建军、黄鹏、田丰、汤德平、顾赤峰等17人；南方组负责人邱家骧，参加教师及研究生有王人镜、王方正、李昌年、杨淑荣、曾广策、张明、夏佳、廖群安、刘蒙华、金志云、吴志勤等12人。

本项目始于1981年。玄武岩及上地幔包体研究地区有黑龙江科洛、二克山、五大连池、尚志，吉林伊通、老庙、汪清、大椅山、金川，辽宁宽甸，内蒙古锡盟，河北平泉骆驼峰、张家口汉诺坝大麻坪，山东山旺，安徽女山，江苏六合方山，福建明溪大洋窝、龙海牛头山，浙江嵊县，广东普宁麒麟、海南岛琼北等地区。金伯利岩研究地区有山东省、辽宁省和河南省。

本专著是课题研究集体成果，各章执笔者：第一篇第一章邱家骧、第二章曾广策、第三章王人镜、第四章李昌年、第五章王方正、第六章邱家骧、林培英、第七章莫宣学、第八章张明、第九章罗照华、第十章赵海玲、第十一章路凤香、第十二章邓晋福、第十三章杨淑荣，第二篇赵磊。北方组和南方组审定稿者分别为路凤香和邱家骧，全书由池际尚总审定。

本专著的图件由中国地质大学（北京）绘图室绘制，岩浆岩室施焱同志参加了出版工作。

宋叔和、吴利仁、张本仁、游振东、鄂莫岚审查了全书，提出了许多宝贵的意见，对此表示衷心的感谢。

池 际 尚

1987年1月8日

目 录

第一篇 中国东部新生代玄武岩及上地幔

第一章 中国东部新生代玄武岩的地质特征	(1)
一、时空分布	(1)
二、火山岩相	(5)
三、喷发类型	(12)
四、层序韵律	(18)
第二章 中国东部新生代玄武岩岩石特征	(24)
一、玄武岩类的种属划分	(24)
二、主要玄武岩种属的特征	(25)
三、拉斑玄武岩与碱性玄武岩的区别	(31)
第三章 中国东部新生代玄武岩的岩石化学	(33)
一、各类玄武岩的平均化学成分	(33)
二、各地区玄武岩类平均化学成分及其特征	(35)
三、岩石系列特征及碱性岩系类型	(37)
四、时空变化规律	(45)
第四章 中国东部新生代玄武岩的微量元素特征	(49)
一、亲石元素	(49)
二、稀土元素	(54)
三、过渡族元素	(58)
四、总结	(61)
第五章 玄武岩中主要造岩矿物的研究	(64)
一、矿物特征	(64)
二、矿物成因讨论	(77)
第六章 巨晶的主要特征及成因	(84)
一、单斜辉石	(84)
二、长石	(91)
三、角闪石	(96)
四、石榴石	(102)
五、钛铁矿	(104)
六、锆英石	(104)
七、刚玉	(105)
第七章 中国东部新生代玄武岩岩浆的起源	(108)
一、原生玄武岩岩浆的识别标志	(108)
二、玄武岩中幔源包体成因类型的判别	(112)
三、原生玄武岩岩浆的类型及成分特点	(114)

四、玄武岩岩浆上地幔源岩的特征	(117)
五、玄武岩岩浆的起源条件	(121)
六、主要结论	(125)
第八章 中国东部新生代玄武岩的演化	(128)
一、以进化岩浆为主的地区玄武岩的演化趋势	(129)
二、进化岩浆的演化机理	(132)
三、主要结论	(140)
第九章 中国东部上地幔的岩石学及其塑性流变	(141)
一、超镁铁岩包体产出的地质特征	(141)
二、超镁铁岩包体的岩石学特征	(144)
三、上地幔的塑性流变特征	(147)
四、关于超镁铁岩包体的成因	(150)
五、上地幔组成的混合模型计算及所提供的信息	(151)
六、主要结论	(156)
第十章 中国东部新生代上地幔的矿物学特征	(157)
一、矿物的光性特征	(157)
二、矿物的化学特征	(164)
三、主要结论	(174)
第十一章 中国东部新生代的上地幔特征	(176)
一、中国东部新生代上地幔的分区	(176)
二、中国东部上地幔的热状态	(176)
三、中国东部上地幔的化学成分及不均一性	(182)
四、中国东部上地幔的交代作用	(194)
五、中国东部可能的岩浆储源库	(197)
六、中国东部上地幔的垂向分带	(197)
七、主要结论	(199)
第十二章 大陆裂谷岩浆作用及深部过程	(201)
一、大陆裂谷岩浆作用特征	(201)
二、岩石圈的伸展和减薄	(205)
三、大陆裂谷的扩张和飘移	(208)
四、软流圈的性质和不稳定性	(211)
五、大陆裂谷作用成因类型和模式	(214)
六、大陆裂谷作用的演化类型	(216)
第十三章 矿产资源	(219)
一、石棉原料	(219)
二、铸石原料	(219)
三、凹凸棒石粘土矿	(225)
四、玄武质火山渣	(227)
五、硅藻土	(227)

六、宝石	(227)
------------	---------

第二篇 中国东部金伯利岩岩石学特征及其含金刚石性

第一章 中国东部金伯利岩的地质概况及时空分布	(229)
一、金伯利岩的地质概况	(229)
二、金伯利岩的时空分布特征探讨	(233)
第二章 中国东部金伯利岩岩石学及岩相学特征	(237)
一、金伯利岩岩石学特征	(237)
二、金伯利岩岩相学特征	(237)
三、金伯利岩中深源包体岩石学特征	(242)
四、金伯利岩及其橄榄岩类包体的主要蚀变特征	(244)
第三章 中国东部金伯利岩的地球化学特征	(245)
一、主要元素地球化学特征	(245)
二、稀土元素地球化学特征	(251)
三、稳定同位素地球化学	(252)
第四章 中国东部金伯利岩成因及找岩找矿标志和线索探讨	(258)
一、金伯利岩成因探讨	(258)
二、寻找金伯利岩的方向及其含金刚石性标志	(263)
英文摘要	(269)
图版说明	(276)

第一章 中国东部新生代玄武岩 的地质特征

中国东部新生代玄武岩分布广泛,北自五大连池,南至海南岛,均有出露(图 I-1-1)。现将我们工作过的玄武岩区的地质特征,包括时空分布、火山岩相、喷发类型和层序韵律等内容,分述于后。

一、时空分布

1. 喷发时代 根据玄武岩有关的孢粉、化石、地层对比、同位素年龄、火山锥的剥蚀与植被情况等,可把我国东部新生代玄武岩分为三个时期:早第三纪(E)、晚第三纪(N)、第四纪(Q)。

(1) 早第三纪 除个别地区出露地表外,多分布于松辽平原、华北平原、苏北平原沉积层之下。在湖北与广东等地个别钻孔中,也能见到早第三纪的玄武岩。有关这一期玄武岩,因我们未进行过工作,此处从略。

(2) 晚第三纪 是分布最广的一期玄武岩。我们工作过的玄武岩主要有:中新世的吉林汪清玄武岩、河北汉诺坝玄武岩、山东山旺玄武岩、海南岛文昌-蓬莱玄武岩^①;上新世的黑龙江五义沟玄武岩、浙江嵊县玄武岩及福建沿海佛昙玄武岩。

(3) 第四纪 常见火山锥。又可分为两期:

① 更新世:已工作过的有早更新世的安徽女山玄武岩;中更新世的黑龙江五大连池老期玄武岩、内蒙古锡盟玄武岩、吉林龙岗群辉南大椅子山玄武岩;晚更新世的黑龙江科洛小椅子山及大椅子山玄武岩、辽宁宽甸黄椅山玄武岩、海南岛玄武岩。此外,福建明溪的佛昙群玄武岩中,至少一部分应为早更新世产物^②;而长白山的白头山期,为中、晚更新世喷出。

② 全新世:我国尚少见。我们工作过的地区有黑龙江五大连池火山群中于公元1719—1921年喷出的老黑山及火烧山两座火山的玄武岩。此外,长白山的白云峰期喷出,距今仅 $1050 \pm 70 - 1410 \pm 80a$,也属全新世产物。

2. 构造环境 我国东部新生代玄武岩的产出构造环境,或认为与太平洋板块的俯冲有关,或认为与大陆板块内部的深断裂或裂谷有关。我们认为是大陆板块内部(块内)玄武岩,依据如下:

① 地质分布:玄武岩的成分主要与断裂的深度与喷出的时代有关。而由沿海向大陆内部 $K_2O + Na_2O$ 、 K_2O/Na_2O 、 K_2O 增大的规律并不明显;我国东部玄武岩成分与钾玄岩系列组合不同;据张立敏(1983)资料,大洋板块俯冲角按 26° 及俯冲深度最大为700km,则从日本东部海沟向大陆内部俯冲的最大距离为1200 km,尚不能到达我国沿海地区,更不能影

① 宜昌所用U-Th-Pb法测定本区玄武岩中锆石同位素年龄为20—12Ma,过去定为第四纪,本文改为晚第三纪中新世。

② 北京铀矿所用K-Ar法测定同位素年龄为2.2—1.8Ma,过去定为晚第三纪,现在应有第四纪更新世喷出产物。

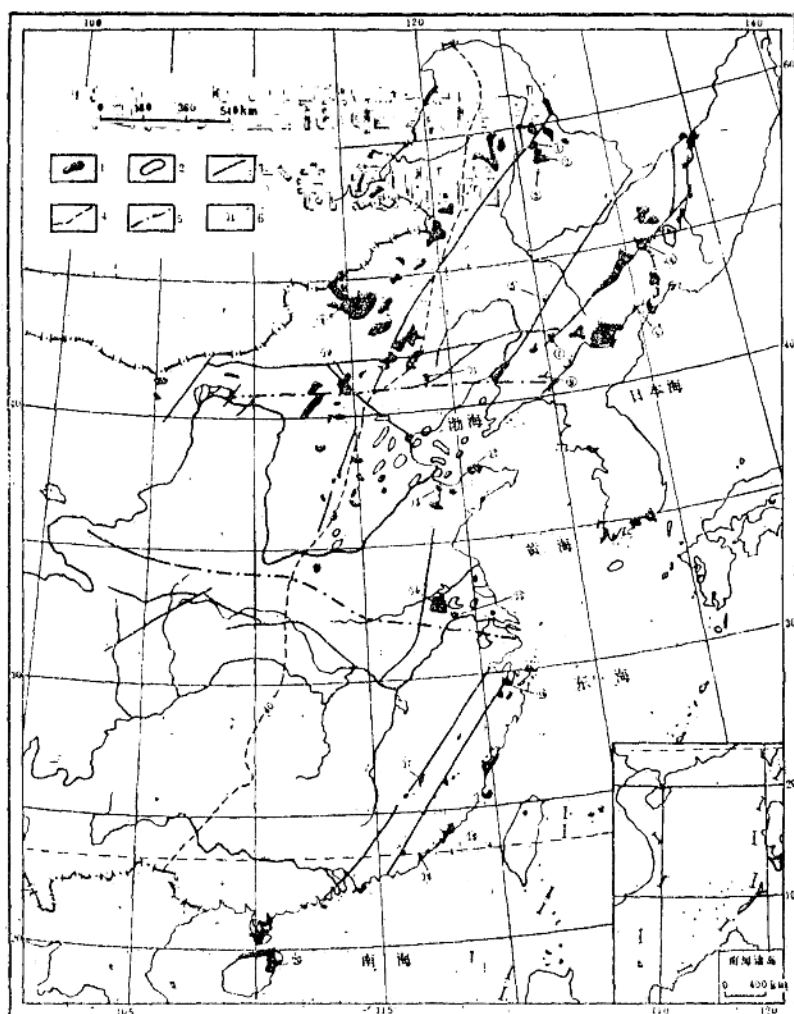


图 I-1-1 中国东部新生代火山岩分布图

[据周新华等(1982)和吴利仁等(1985)资料简化、补充]

1. 出露地表的新生代火山岩 2. 隐伏的新生代火山岩 3. 主要断裂 4. 地壳40km等厚线
5. 三个玄武岩区界线 6. 本文工作过的主要玄武岩地区(①—⑫):
- ①科洛 ②五大连池 ③二克山 ④牡丹江 ⑤伊通 ⑥汪清老庙 ⑦辉南 ⑧锡盟 ⑨宽甸
- ⑩汉诺坝 ⑪平泉 ⑫蓬莱 ⑬山旺 ⑭女山 ⑮六合方山 ⑯螺县—新昌 ⑰龙海牛头山
- ⑱明溪 ⑲麒麟 ⑳海南岛

响我国大陆内部;由深源地震群(300—560km)最多到达东北的珲春地区(赵文峰,1981)来看,也说明消减带不会深入到我国大陆内部(牛来正夫,1975)。

② 岩石化学:由玄武岩化学成分计算的 F_1 与 F_2 投影(图 I-1-2)及 KO_1 -KA投影(图 I-1-3)可以看出,我国东部新生代玄武岩为大陆板块内部及大陆裂谷玄武岩。但在东南沿海一带(如广东麒麟及福建牛头山等地),由于邻近弧后扩张的边缘海,因此,该地的玄武岩亦有向岛弧及洋底玄武岩过渡的性质。

③ 矿物化学:以玄武岩中单斜辉石的 TiO_2 、 MnO 、 Na_2O 计算成100%,投影于图 I-1-4

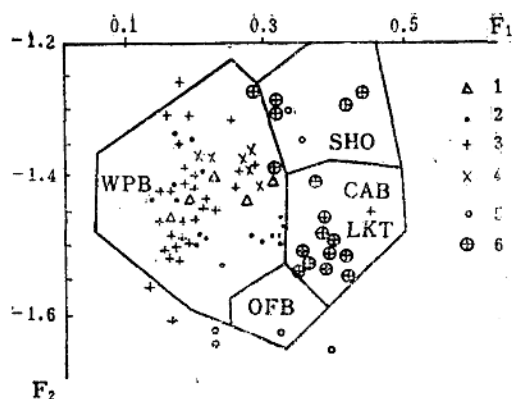


图 I-1-2 F_1 - F_2 与板块构造
(Pearce, 1976)

$$F_1 = +0.0088 (\text{SiO}_2) - 0.0774 (\text{TiO}_2) + 0.0102 (\text{Al}_2\text{O}_3) \\ + 0.0066 (\text{FeO}) - 0.017 (\text{MgO}) - 0.0143 (\text{CaO}) \\ - 0.0155 (\text{Na}_2\text{O}) - 0.0007 (\text{K}_2\text{O}) \\ F_2 = -0.0130 (\text{SiO}_2) - 0.0185 (\text{TiO}_2) - 0.0129 (\text{Al}_2\text{O}_3) \\ - 0.0134 (\text{FeO}) - 0.0300 (\text{MgO}) - 0.0204 (\text{CaO}) \\ - 0.0481 (\text{Na}_2\text{O}) + 0.0715 (\text{K}_2\text{O})$$

(式中: $\text{FeO} = \text{FeO} + 0.9\text{Fe}_2\text{O}_3$)
WPB—板内玄武岩 OFB—洋底玄武岩 LKT—低钾拉斑玄武岩
CAB—钙碱性玄武岩 SHO—钾玄武岩

1. 海南岛 (曾广策, 1982) 2. 苏、皖、鲁一部分 (据赵大升, 1982) 3. 山东临朐山旺 (王方正, 1985) 4. 河北汉诺坝 (据邱家骥等, 1986) 5. 广东麒麟 (赵海玲, 1983) 6. 福建牛头山 (据齐进英等, 1983)

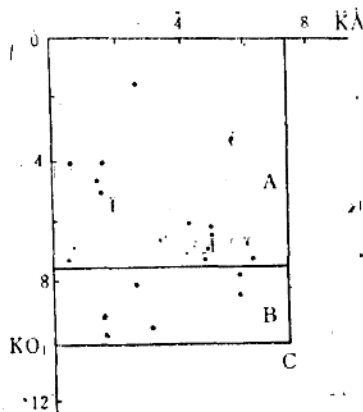


图 I-1-3 KA - KO_1 与板块构造

(据 Добрецов, 1975 资料绘制)

$$KA = \text{Al}_2\text{O}_3 - \frac{1}{2}\Sigma\text{FeO} + 2\text{TiO}_2$$

$$KO_1 = \text{MgO} + 2\text{TiO}_2 - 3\text{K}_2\text{O}$$

A. 大陆玄武岩 B. 大陆裂谷玄武岩 C. 大洋及岛弧玄武岩

(投影点为据邱家骥等, 1986 年河北汉诺坝玄武岩资料)

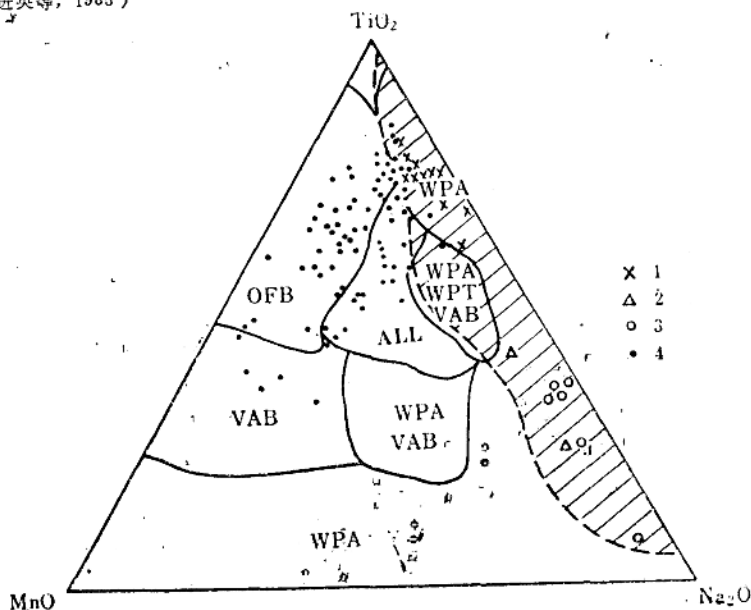


图 I-1-4 单斜辉石的 TiO_2 - MnO - Na_2O 与板块构造

(Nisbet 等, 1977)

1. 五大连池 (张明, 1982) 2. 海南岛 (据曾广策, 1982) 3. 牛头山 (据夏佳, 1982)
4. 我国东部 (邱家骥等, 1986) (其中 1-3 为斑晶、微晶, 4 为巨晶) WPA: 板内碱性玄武岩 WPT: 板内拉斑玄武岩 VAB: 火山岛弧玄武岩 OFB: 洋底玄武岩 ALL: 所有上述玄武岩

中,从图中不难看出:玄武岩中巨晶、斑晶、微晶成分的分布范围亦以板内构造产出的玄武岩为主,仅在东南沿海一些地区,有与火山岛弧及洋底玄武岩成分近似及过渡的现象。板内玄武岩以碱性玄武岩为主,但东南沿海以拉斑玄武岩为常见。

④ 微量元素:据海南岛、浙江嵊县、山东山旺、河北汉诺坝、黑龙江五大连池玄武岩中微量元素投影图可知(图 I-1-5,6),它们均属板内玄武岩。从这些地区稀土配分曲线以 LREE 富集来分析(图 I-1-7),它们亦应为板内玄武岩。由于东南沿海的玄武岩以拉斑系列为主,故 LREE 略低。

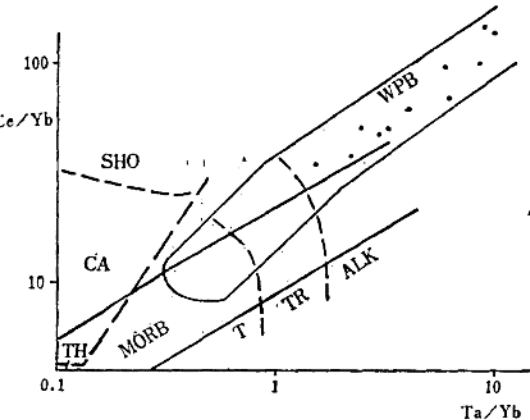


图 I-1-5 Ce/Yb-Ta/Yb 图

(Pearce, 1982)

TH: 岛弧拉斑玄武岩 CA: 钙碱性玄武岩 SHO: 钾玄武岩 MORB: 洋中脊玄武岩 WPB: 板内玄武岩 T: 拉斑玄武岩 TR: 过渡玄武岩 ALK: 碱性玄武岩

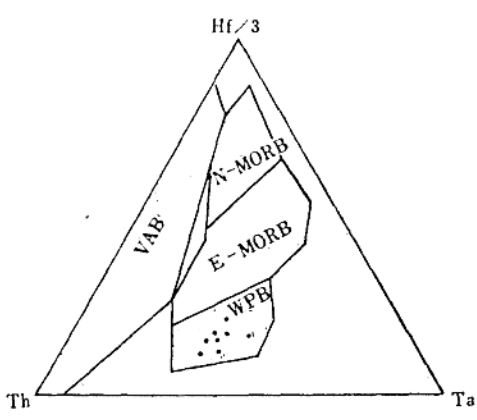


图 I-1-6 Hf/3-Th-Ta 图

(Wood, 1980)

VAB: 火山岛弧玄武岩 N-MORB: 正常洋中脊玄武岩 E-MORB: 异常洋中脊玄武岩 WPB: 板内玄武岩

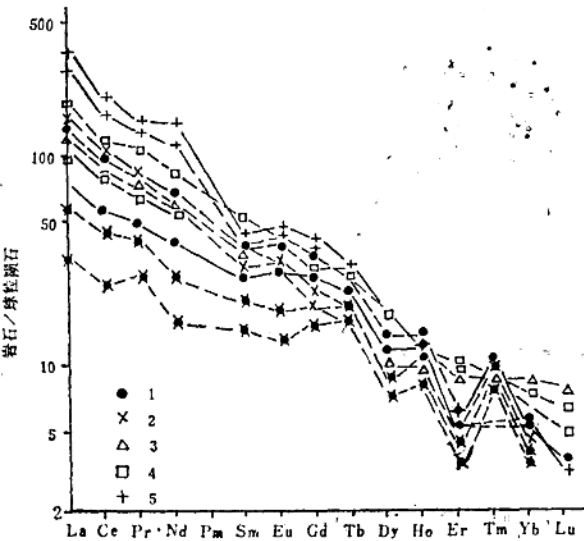


图 I-1-7 玄武岩的稀土配分曲线

1. 海南岛 2. 牛头山 3. 山旺 4. 汉诺坝 5. 五大连池

综上所述,不难看出,中国东部应为大陆板内玄武岩,但在东南沿海近弧后盆地一带的玄武岩,有向岛弧及洋底玄武岩过渡的趋势。

我国东部新生代玄武岩,明显与深切地幔的断裂有关。这些断裂以 NE 及 NNE 向为主,其中华南以 NE 向为特征;而华北、东北则以 NNE、NE 向显著。其次为近 EW 向断裂,由北而南有赤峰-康保断裂、肥东-确山断裂和雷琼断裂。较少的为近 NNW 向断裂,例如二克山-五大连池-科洛断裂。

3. 岩区划分 根据中国东部新生代玄武岩的成分、基底构造、地球物理资料及大型的东西向断裂,可把玄武岩分为三个岩区:

① 东北区：玄武岩成分以富钾为特征，平均成分为富标准矿物Or的碧玄岩。大致包括黑龙江、吉林、辽宁省及内蒙古自治区的东部。其基底构造主要为内蒙古-大、小兴安岭褶皱带，即华力西造山旋回分布区，基本位于赤峰-康保与尚义-赤城断裂一带的北部。本区地壳中部较薄，厚仅33—34km；而东及西部地壳厚度较大，可达36—41km，尤其西部厚度更大。中部地壳薄处为地幔底辟上隆的地区。

② 华北区：玄武岩成分以富钠为特征，平均成分为富标准矿物Ab的碱性玄武岩。大致包括河北、河南、山东、安徽、江苏省。其基底构造主要为华北地台，即太行-五台造山旋回分布区，它位于尚义-赤城、赤峰-康保断裂与肥东-确山断裂之间。本区与东北区相似，地壳也是中部薄，东、西两侧厚。中部厚度30—32km，为地幔隆起区，其软流圈的顶部也较浅，在渤海地区仅深30—50km。两侧地壳厚度为35—36km，尤其西部厚度急增，可达41km。

③ 华南区：玄武岩成分以富硅、铝为特征，平均成分为富标准矿物An的石英拉斑玄武岩。大致包括浙江、福建、广东（包括海南岛）省。其基底构造主要为扬子准地台及华南地块，即加里东-印支造山旋回分布区，它位于肥东-确山断裂之南。本区地壳厚度从沿海向大陆内部逐加大，从35—41km。中部厚度较稳定，而东西厚度急增，尤其西部。

在时间上，从早到晚，玄武岩分布从拗陷带到周围的山区、高原变化规律为：喷发类型从裂隙式到中心式；喷发量从多到少；岩石成分从拉斑玄武岩为主到碱性玄武岩为主；碱性玄武岩由钠质变为钾质。

在空间上，据玄武岩成分平均值计算，从南到北，玄武岩从石英拉斑玄武岩→钠质碱性玄武岩→钾质碧玄岩；长石巨晶与玄武岩标准矿物一致，从富An→富Ab→富Or， K_2O 含量顺序加大。

二、火山岩相

中国东部新生代玄武岩以陆相喷发占绝对优势，海相者少见。

海相：在松辽、华北等地拗陷带之中，有隐伏的早第三纪海相玄武岩。福建沿海的晚第三纪佛昙群玄武岩浆，部分流入海水之中，也形成了海相的枕状玄武岩、淬碎玻璃及橙玄玻璃，但量很少。

陆相：晚第三纪—第四纪喷出的玄武岩，基本上为陆相。它们以常见红色氧化顶、风化壳、柱状节理、火山渣、火山弹及熔结火山弹集块岩等为特征。个别为河湖相喷出（如汉诺坝玄武岩东部集耳石坝一带），以出现特殊的陆相枕状构造、淬碎玻璃等为特征。

陆相玄武岩中，根据其产出状态、组成特征，又可细分为喷出相、岩颈相、次火山相。现分述于下：

1. 喷出相 常见者为溢流相及爆发相。以我国最新的老黑山、火烧山玄武岩为例两相各有不同的特点：

(1) 溢流相 呈熔岩盾及熔岩流产出。熔岩盾又叫盾形熔岩，为面状溢流而成，无固定流向。熔岩盾直径2—9km，常组成火山碎屑锥的基底（基座），火山碎屑锥的直径较熔岩盾小。熔岩流为线状溢流而成，多顺古河道或地形低处流动，有一定的流向，呈“龙”状延伸，当地人称为“石龙”。熔岩流宽0.2—2km，长者约9km；厚度一般20—70m，近火山口处较厚，向远处流动过程中，多逐渐变薄而尖灭。熔岩流动时，遇到地形较高处，如不能

淹没，则绕道而过；遇到地形低洼处，熔岩则停蓄增厚。溢流相近溢出口处，一般产状较陡，可达 10° 左右；而向远处流动时，一般产状变缓，仅 $1-3^{\circ}$ 。由于溢流相侵夺了白河故道及其支流，形成了五个堰塞湖，即为五大连池（图I-1-8）。

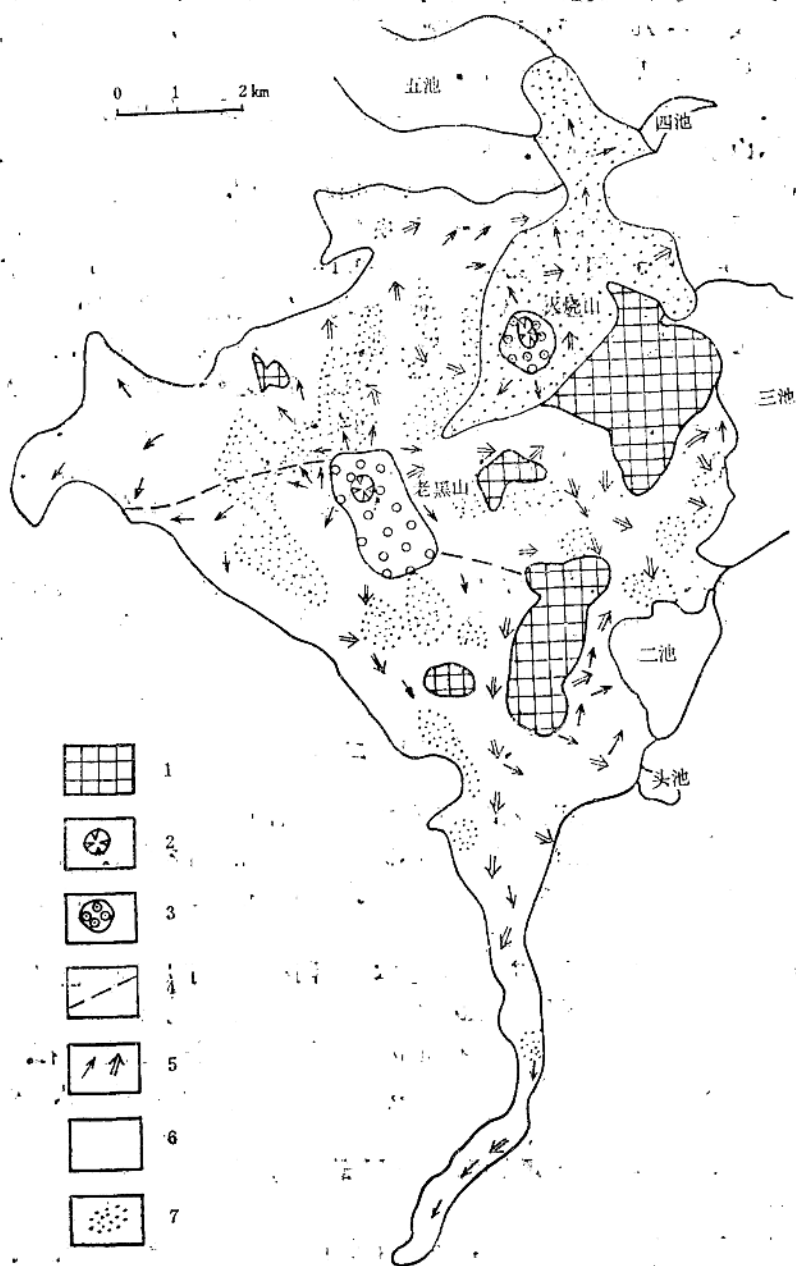


图 I-1-8 火山岩的分布及熔岩流动方向示意图

（黑龙江水文队，1976；张明，1986）

1. 华力西期花岗岩、白垩纪及第三纪沉积岩组成的古高地 2. 火山口 3. 火山碎屑锥 4. 老黑山早期与晚期熔岩的分界线（南部早北部晚） 5. 熔岩的流动方向（单线箭头为航照解释的方向，双线箭头为气孔大头的方向） 6. 绳状熔岩的分布范围 7. 渣状熔岩的分布范围

溢流相根据表面形态，又可分为绳状熔岩及渣状熔岩（图版 I -1、2）两类。

① 绳状熔岩：以具有蓝黑（似钢锭）色玻璃质淬火壳（树皮状纹）及表面呈波状、绳状、坪状等形态为特征。其中尤以绳状形态最为突出，相当于夏威夷的“pahoehoe”，故称为绳状熔岩。

熔岩流动时，如果表壳厚度较大，岩浆粘度也较大时，则熔岩表面不易扭褶，故呈波状；反之，如果表壳厚度较小，岩浆粘度也较小时，则熔岩易于扭褶，故呈绳状。如果表壳厚度很大，近于全部固结，虽然内部仍有熔岩流动，表壳也不能变形，故呈坪状。

绳状熔岩流动时，岩流表面受推挤易成弧形扭褶，其弧顶方向指示了熔岩的流动方向，它与表皮的树皮状纹的长轴平行，并与熔岩中气孔的大头方向近于一致。

绳状熔岩内部可细分为五个相：顶、板相、底板相、上过渡相、下过渡相和内部相。厚度以内部相最大，过渡相次之，顶、底板相较小，尤以底板相最小。以常见的顶板相、上过渡相及内部相熔岩为例（图 I -1-9），由上而下熔岩的变化是：颜色从蓝黑→红褐→深灰黑；厚度从0.4→1.1→4m以上；结构从玻璃质→半晶质→细粒全晶质；气孔含量从39.9→24.8→5.3%；气孔形态从扁长形→扁圆形→近圆球形。

绳状熔岩中以平行流动方向的纵裂隙（S）为主，而垂直流向的横裂隙（Q）少见。

② 渣状熔岩：以具崎岖不平的气孔状与块状的熔岩渣块碎屑物为特征。它近似被翻耕过的土地，当地称为“翻花石”，相当于夏威夷的“Aa”熔岩。据黑龙江水文队（1976）钻孔资料表明，渣状熔岩之上部为渣状层，厚约0.74—5.92m；下部为块状层，厚3.5—28.1m。渣状熔岩野外一般也能见到以下三个相（图 I -1-10）：

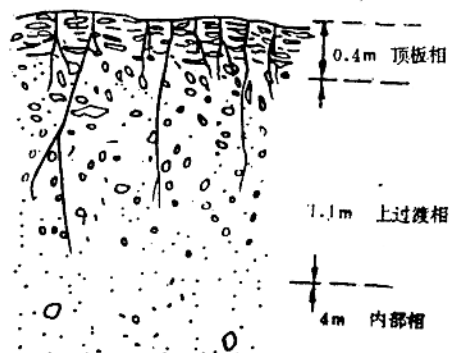


图 I -1-9 绳状熔岩剖面素描图

顶板相：厚0.5—1m，灰黑色角砾状及角砾熔岩状碎块组成，以角砾状为主。角砾以绳状熔岩的碎块为主，呈不规则之棱角状，直径1.6—102.4cm大小，最大者达3—4m，多数为6.4—12.8cm，平均直径为19.5cm（图 I -1-11）。

上过渡相：厚约2m，为灰褐—褐红色含角砾的气孔熔岩，裂隙较发育。气孔为长圆—不规则

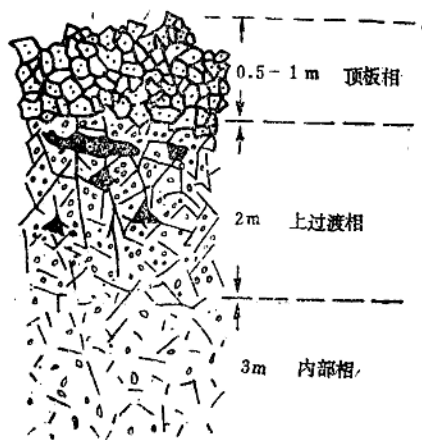


图 I -1-10 渣状熔岩剖面素描图

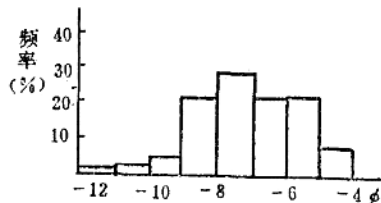


图 I -1-11 渣状熔岩顶板相中角砾直径 (φ) 直方图
(据张明, 1982.)

状，一般大小为1—3cm。

内部相：厚约3m以上（未见底），由黑色气孔—致密块状熔岩组成，气孔大小不一，排列方向不定，岩石中裂隙较少。

渣状熔岩在流动过程中，由于前峰受阻，顶板相常被挤压，从而堆叠抬高，厚度增大，使之比一般的渣状熔岩高出2—10m以上。

绳状与渣状熔岩的形成条件不同：绳状熔岩的温度高，粘度小，表壳薄并呈塑性状态，当时冷缩裂隙未形成，下伏熔岩向前流动时，熔岩的塑性薄壳被推挤、压褶，从而呈绳状；而渣状熔岩的温度低，粘度大，表壳厚并呈刚性状态，此时冷缩裂隙已形成，当下伏熔岩流动时，与刚性表壳摩擦，使之顺冷缩裂隙裂开、翻转，从而呈渣状。因此，绳状熔岩是原生的熔岩，它主要分布于火山溢出口附近及熔岩流的高速主流线上；而渣状熔岩为次生的熔岩，它主要分布于离溢出口较远的地区，以及主流线两侧与流动方向突变的地方，为流速较低处的产物。

喷气碟与喷气锥：在溢流相中，尤其是渣状熔岩分布区，还见有喷气碟与喷气锥（图版 I-3、4），它们主要分布于被熔岩流侵夺了的白河主流与支流之上。喷气碟与喷气锥均由熔浆饼或熔岩滴（Spatter）堆叠而成，反映了熔岩流入河道时，河水受高温熔岩影响变为水蒸气，从而使熔岩流中未固结的熔岩，变为熔浆饼，冲破已固结的顶板表壳，溅落于喷出口附近堆积而成，属于蒸气岩浆喷发（Hydromagmatic eruptions），它是一种次生喷发物，国外称为Hornito或Spatter conc. 由于喷发量的不同，可分为两种形态：

a. 喷气碟：呈碟状，中有喷气口。熔浆饼堆叠的层数少，一般小于五层，反映喷出量少，故堆积高度小。熔岩饼层的厚度由下而上变小，从80→20cm，反映喷发规模递减。

b. 喷气锥：呈锥状，锥体的直径由下而上变小，锥体内外壁均外倾，倾角约70°，近似一个大的瓮状中空体，顶部有直径20cm大小的圆形开口。熔浆饼堆叠层数多，一般可达12层。熔岩饼层的厚度由下而上也变小，从50→8cm，熔岩饼的个数也减少，从13→4个，同样反映由早到晚，喷发规模递减，故锥体向上变小。总的来看，喷气锥的熔岩饼喷发量远大于喷气碟。

熔岩隧道：在五大连池及海南岛熔岩区，还见有拱形的熔岩隧道（Lava tunnel），五大连池称为“仙女洞”，日本富士山称为“风穴”。我国较大的熔岩隧道见于海南岛，长达几公里，宽、高均可达4m左右，在几条熔岩隧道汇合处，可形成宽约20m的熔岩大厅。隧道顶部呈拱形，有的见有熔岩钟乳与熔岩棘刺，前者多垂直于隧道的底板，后者常倾向熔岩之流动方向。隧道的底板向流动方向缓倾，多由绳状熔岩组成，流向地形低处。有的隧道顶部垮塌成“熔岩天井”，有的隧道分叉成“熔岩岔道”。

熔岩隧道的形成，是由于熔岩外壳凝固后，其内部在很长时间内仍为高温熔融状态，如果外壳破裂，高温熔体沿破裂外壳向低处大量流出，则可在熔岩流中形成熔岩隧道。而这种沿破裂外壳流出的熔岩流，称为“次生熔岩流”。

柱状节理：在海南岛、牛头山、汉诺坝等地的熔岩中，常能见到柱状节理。形成柱状节理的主要条件是：流动缓慢、冷却不快、散热均匀、成分均一。因此，厚熔岩流、熔岩湖、火山通道、次火山岩中，易于见到柱状节理。柱体垂直冷却面，柱体形态、直径与冷却环境有关，即冷却均匀者，呈规整之六边形；冷却不太均匀者，呈五边或七边等形态；冷却不均匀者，呈不规则状裂开。冷却较慢、粒度较粗的拉斑玄武岩，柱体直径较大；冷却较快、粒度

较细的碱性玄武岩，柱体直径较小。如果顶底板冷却差别较大，则柱体上细、下粗（顶板冷却速度快），有个别呈弧形香蕉状产出。在海南岛文昌蓬莱岭的玄武质熔结凝灰岩中，不仅野外见到直径约20cm、边长5—12cm的柱状节理，而且这些柱体在磨制薄片后，在显微镜下，还能见到非常规整的显微柱状节理，多呈六边形，其直径仅1—2mm，边长只有0.3—0.8mm（曾广策，1985）。

陆相枕状熔岩：枕状体多呈椭球、长柱状。每个枕状体的边缘相具黑色玻璃质龟裂状外壳，风化后成为褐黄色橙玄玻璃；内部相为灰色—灰黑色斑状结构的块状—气孔状岩石，有的见有大的空腔。枕体中发育有放射状及同心圆状裂隙。椭球状者，一般直径30—80cm；柱状者，一般长约1.0—1.5m。枕状体之内部与边缘，在化学成分及稀土元素丰度上不同，反映了液态分异及岩浆对流作用的存在，而根据岩浆动力学分析，可以认为拉斑玄武岩成分熔浆的粘度及分异密度，最有利于枕状熔岩的形成。枕状熔岩位于河湖相沉积物之中、下部，与淬碎玻屑、铁质结核、粘土、火山角砾等共生，为高温的拉斑玄武岩成分的熔岩，流入水中及富水沉积物中淬火产物（邱家骧等，1986）。

（2）爆发相 由火山碎屑物（岩）组成。

① 火山碎屑物：多分布于第四纪火山碎屑锥之上部及附近地区，以五大连池为例，其主要类型及特征如下：

火山弹：红—黑色，一般2—30cm大小，以椭圆形—纺锤形为主，个别为麻花状、卷筒状等（图 I-1-12）。它为火山口抛出的熔浆团，在空中旋转、扭曲，但在落地时已经固结、不再变形的火山碎屑物。其外壳为玻璃质淬火边，有树皮状及麻花状纹，并有很细密的小气孔。火山弹内部结晶程度略高，多为斑状结构。火山弹有的中部包裹其它岩石碎块（有核），有的没有（无核）。无核者，火山弹中气孔由边缘向中心变大，甚至出现大的空腔。有核者，在五大连池区的火山弹中，常见花岗岩、玄武岩、沉积岩碎块组成核心；在科洛及宽甸的火山弹中，还见幔源的二辉橄榄岩包体，个别见巨晶组成核心。在壳源碎块组成核心的火山弹之碎块边缘，常见另一个淬火边，因此，有核火山弹核心的周围及火山弹边缘均有淬火边，呈双淬火边结构。火山弹多分布于火山锥附近及其周围地区。

熔岩饼：深灰—黑色，一般20—200cm大小，常见者为面包状、牛粪状、鱼状、蛇状等（图 I-1-13），上部凸而下部平，下部形态受地形控制。熔岩饼的淬火边较火山弹薄而光滑，内部气孔比火山弹多而密，呈浮岩状。熔岩饼是火山口喷出的熔浆团，体积较大，比火山弹抛出的距离小、高度小、时间短，落地时仍呈塑性状态，故上凸下平，具变形形态。广义的说，熔岩饼也是火山弹的一种，但二者在成因及形态是不完全相同的。因此，我

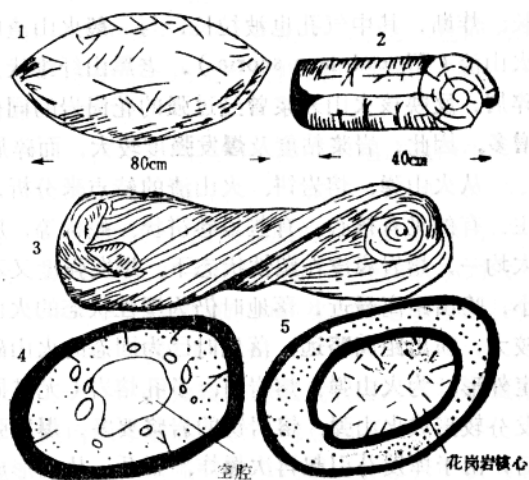


图 I-1-12 五大连池火山弹素描图

1—3，火山弹的外貌图：1. 纺锤状 2. 卷筒状 3. 麻花状
4—5，火山弹的剖面图：4. 无核的火山弹 5. 有核的火山弹

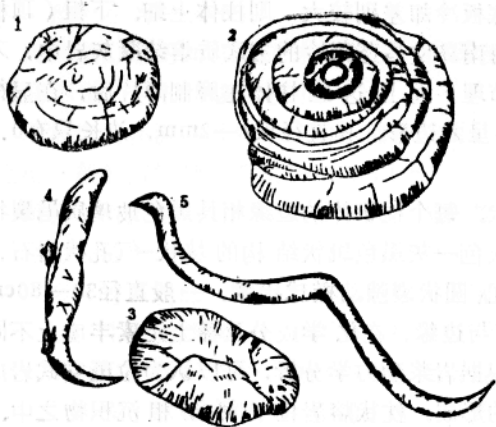


图 1-1-13 五大连池熔岩饼素描图

1. 饼状 2. 牛粪状 3. 面包状 4. 鱼状 5. 蛇状

们分别称之为火山弹及熔岩饼。

火山渣：是最常见的，也是最多的一种火山碎屑物，它主要由火山弹、熔岩饼及多孔熔岩流在强烈爆发时炸裂成的碎屑。一般2.5—13.5cm，其中气孔多达70%以上，气孔以圆—椭圆形为主，岩石体重小，多能浮于水。火山渣为红、褐、黑色，棱角状—圆状。其中圆化的火山渣，又称火山砾，多分布于火山口内及火山口垣附近，其可能成因是，火山爆炸所成的棱角状火山渣，经多次喷发，又多次掉入火山口内，经过反复地撞击、球磨、滚动、圆化而成。

火山渣 (Scoria, Cinder) 又称熔渣。

呈渣状，质轻似浮岩，但为了与浮岩区别，火山渣限于色深的中、基性熔岩的渣状碎屑物，而浮岩 (Pumice) 则限于色浅的中、酸性熔岩中泡沫状的岩石。

纤维状火山渣：部分富挥发分的熔浆，在其上升降压、沸腾、泡沫化时，被强烈地拉长、炸断，其中气孔也被拉长，与一般火山渣中气孔以圆—椭圆形为主者不同，称为纤维状火山渣 (Thread-lace scoria)。老黑山纤维状火山渣中常见花岗岩熔融残留的白色“浮岩”碎屑，反映该火山岩浆曾经过强的花岗岩的同化混染，使原来玄武岩浆中酸度变大，挥发分增多。因此，岩浆粘度及爆发强度较大，而碎屑粒度偏小，一般大小仅0.2—1cm。

从火山弹、熔岩饼、火山渣的特点来分析，火山弹与熔岩饼具一定外形，成分以基性为主，有的见有核心，有些呈卷饼状、蛇状等，反映岩浆的粘度较小，挥发较多，内部组成不太均一，熔岩表皮在塑性状态下，爆发强度又不是太大的情况下的产物。其中爆发强度最小，喷出距离最近，落地时仍为塑性状态的火山碎屑物，为直径较大的熔岩饼；而爆发强度较大，喷出距离略远，落地时已为固态的火山碎屑物，为直径略小的火山弹。火山渣已无一定外形，为火山弹、熔岩饼、多孔熔岩（尤其同化花岗岩类的熔岩）炸裂的碎块，反映其挥发分较形成火山弹、熔岩饼的岩浆要多，爆发强度更大，致使火山弹、熔岩饼在喷到天空后，由于挥发分引起再次爆炸、裂开，从而形成火山渣，其爆发强度相对最大，故粒度也相对最小。日本津屋弘逸研究富士及三宅岛等玄武质火山弹的成因后，结论是一致的（久野久，1971）。

② 火山碎屑岩：在年代较新的火山中，火山碎屑岩多分布于火山碎屑锥的中下部。火山碎屑岩有胶结与熔结之分：胶结者以红褐色为主，黑色者少见，粒度较小，主要为火山渣、火山岩碎块等经水化学作用胶结而成的岩石；而熔结者则黑色与红褐色均较多，粒度较大，主要为火山弹、熔岩饼在高温条件下经熔结而成的一种特殊成因的岩石。

最有意义而又很少报道的火山碎屑岩，是熔结成因的集块岩。其中集块由火山弹、熔岩饼组成，碎屑之长轴0.5—20cm，短轴0.1—1m，具玻璃质淬火边，内部为多孔构造，淬火边在高温下熔融、焊接在一起，成为固结的岩石。

熔结集块岩多位于火山碎屑锥之中下部，靠近火山口的地方。由火山锥剖面的研究可

知,愈向火山锥的底部,火山弹、熔岩饼的厚度愈小,气孔也愈少。据张明(1982)等对100多个火山弹、熔岩饼的统计表明,上部火山弹、熔岩饼多呈透镜状,平均厚25.5cm,多孔内部与淬火边的厚度比为4.4;而下部火山弹、熔岩饼多呈薄板状,平均厚8.4cm,多孔内部与淬火边的厚度比为3.5。不难看出,火山弹、熔岩饼在火山口附近的温度比较高条件下,在不断堆积与增压情况下,愈近底部压实程度愈大,故它们的厚度愈小、气孔愈少。

2. 岩颈相 包括玄武岩的岩颈相以及其顶部的熔岩湖,我们均放在岩颈相中一起介绍。岩颈相见于经过剥蚀的火山岩区。

(1) 岩颈相 有碎屑岩颈及熔岩颈,均为火山岩喷发的通道。

① 碎屑岩颈:见于河北平泉、广东普宁等地。王曼君(1982)认为平泉地区为晚第三纪产物,平面上近似椭圆形,直径 $125 \times 285 - 50 \times 125\text{m}$ 大小,向深处变小,倾角约 $75^\circ - 85^\circ$,更深处由颈状变为岩墙。岩颈由幔源、壳源及同源碎屑组成,棱角状一次棱角状。碎屑成分在岩颈中的分布是不均匀的,从中心→边缘:深源碎屑为主→同源碎屑为主→壳源碎屑为主。赵海玲(1983)认为普宁麒麟岩颈为第四纪更新世产物,不同期岩颈的成分不同:早期者主要由深源包体、巨晶及玄武岩角砾组成;晚期者则以花岗岩类角砾为主。

② 熔岩颈:见于河北平泉,据王曼君(1982)资料,熔岩颈切过碎屑岩颈,反映熔岩喷出晚于碎屑岩。熔岩颈平面上呈圆—椭圆形, $50 \times 60 - 60 \times 130\text{m}$ 大小,向深处也变为岩墙状。在岩颈中的玄武岩,柱状节理发育,呈放射状平卧排列,柱体垂直颈壁,直径 $45 - 60\text{cm}$,以4—5边形为主。在接触带的围岩中,还见有 $30 - 50\text{cm}$ 的烘烤边。在南京江宁方山也能见到玄武岩的熔岩颈,该岩颈向深处直径变小。岩颈具冷凝边,还见有长椭圆形气孔的长轴,平行岩颈壁定向排列。平泉与方山熔岩颈均属晚第三纪产物。

(2) 熔岩湖相 据夏佳(1982)资料,在玄武岩区,个别见熔岩湖。如福建龙海牛头山的晚第三纪佛昙群玄武岩区,在滨海的地方见熔岩湖。熔岩湖近圆形, $42.5 \times 70.0 - 62.5 \times 75.0\text{m}$ 大小,其中柱状节理发育。柱体皆呈放射状向外倾斜,反映湖底的地形由边缘向中心倾斜。柱体由边缘到中心,倾角总的从小到大,从 $30^\circ \rightarrow 38^\circ \rightarrow 40^\circ$ 左右,直径也从小到大,从 $29.3 \rightarrow 42.0\text{cm}$ 左右,反映湖底坡度由边缘向中心变陡,冷却速度由边缘向中心变小。柱体形态以六边形为主,四、五、七边形较少(图I-1-14、图版I-5)。

3. 次火山相 多见于时代较老(一般晚第三纪)、剥蚀较深的玄武岩区。产状较复杂的为福建牛头山区,可见四次次火山岩侵入,分先后顺序述其产状及特点如下:

(1) 岩铸 沿熔岩湖与熔岩流交界的接触面上侵入,呈弧形及不规则状分布,产状为岩铸(Chonolith)。岩铸中柱状节理也较发育,柱体垂直接触界面(图版I-6)。在岩铸之内接触带,可见围岩捕虏体;在外接触带,可见烘烤边。

(2) 岩床 顺玄武岩层间侵入。岩床长约 $10 - 20\text{m}$,厚约 $0.1 - 1.0\text{m}$,具有宽 1cm 左右的冷凝边。

(3) 岩穹 呈穹状侵入玄武岩层之中。平面上椭圆形,长轴 16.3m ,宽 5.7m 。其中有壳源包体,并发育有穹形的L节理及垂直的张性节理(图I-1-15)。

(4) 岩墙 呈墙状侵入中生代花岗岩中。岩墙宽 $0.5 - 2\text{m}$ 左右,冷凝边宽 $2 - 3\text{cm}$,常见多次岩墙穿插现象(图I-1-16)。原来玄武岩成分的岩浆,由于花岗岩成分的同化混染,使岩墙成分变化,酸度变大,粒度也比玄武岩增大。

在其它地区也能见到玄武质的次火山岩墙。如河北平泉有玄武岩墙切穿岩颈及附近围

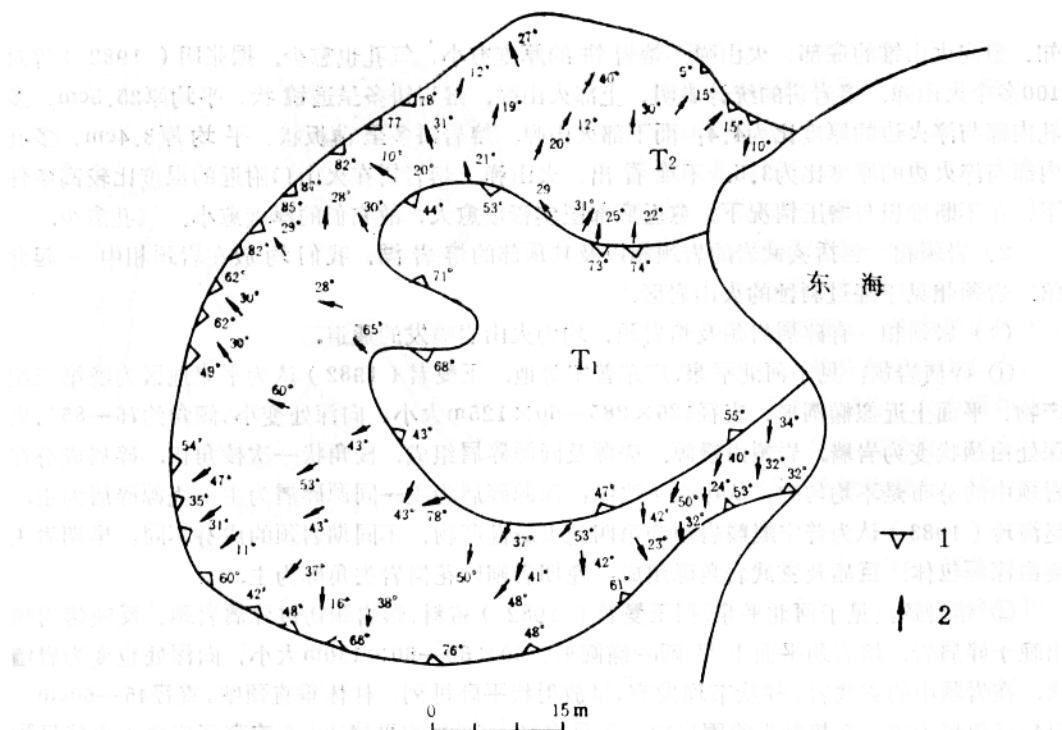


图 I-1-1 福建牛头山Ⅱ号熔岩湖及柱状节理产状图

(据夏佳, 1982)

1. 熔岩湖接触面产状 2. 柱状节理长轴产状 T₁. 无柱状节理熔岩 T₂. 有柱状节理熔岩

→ NW280°

岩, 岩墙宽度小于1m, 长20—100m, 具冷凝边, 产状陡立, 平行接触带还见有气孔成带状分布。又如汉诺坝玄武岩层中, 个别见有多孔玄武岩脉呈不规则枝叉状侵入, 脉宽2—30cm, 长1—2m, 切过玄武岩层理。

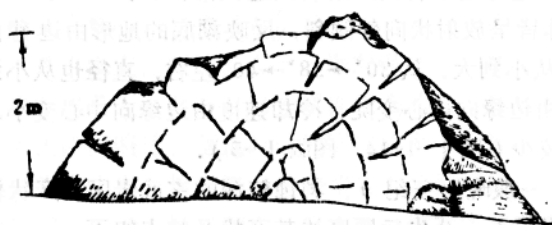


图 I-1-15 福建牛头山岩穹形态及节理素描图

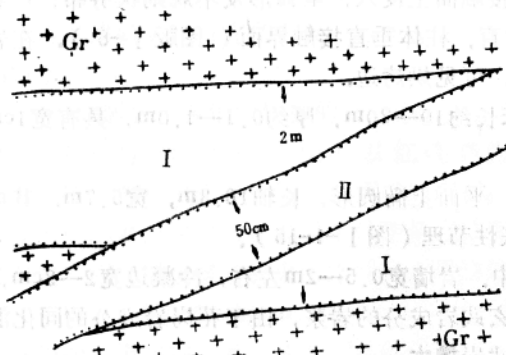


图 I-1-16 福建牛头山岩墙素描图

I、II. 两次侵入的岩墙 Gr. 中生代花岗岩侵入体

三、喷发类型

本区玄武岩喷发有两种类型: 裂隙式与中心式。裂隙式喷发主要形成熔岩被或熔岩高原, 中心式喷发主要形成盾形熔岩及碎屑锥。我国东部玄武岩, 除早第三纪可能基本上为裂隙式喷发外, 晚第三纪则以裂隙式为主, 也有少量中心式, 第四纪则基本上为中心式喷发。分述我国东部