

伊海生 林金辉 等著

藏北高原新生代 高钾钙碱性系列火山岩与 壳-幔相互作用

DC221C36

地质出版社

序

青藏高原的形成和演化经历了一个漫长的历程,而新生代以来的 50 Ma 又是一个有着特殊地质意义的时期,藏北高原新生代火山岩正是在这一特定时期内形成的。其中高钾钙碱性系列火山岩 (high-K calc-alkaline volcanic rock series) 是一类重要且具有特殊成因指示意义的火山岩。

藏北高原新生代高钾钙碱性系列火山岩主体分布于昆仑山脉主脊的南侧和羌塘微板块北部,作为板块俯冲、碰撞及高原形成、演化过程中深部地质作用事件的浅部响应,是探索新生代以来高原岩石圈物质组成、壳幔结构及其相互作用方式以及高原隆升机制的“重要窗口”和“地质探针”,长期以来一直受到地学界的极大关注。

由于藏北高原自然地理条件极端恶劣、高寒缺氧、交通异常困难,平均海拔在 5000 m 以上,是“世界屋脊”的核心,素有“生命禁区”和“地球第三极”之称。迄今,国内外有关青藏高原地质学、岩石学和大地构造学的著述不少,但大多偏重于高原的南部或东部,北部很少,尤其是关于藏北高原广泛分布的新生代高钾钙碱性火山岩的区域地质调查和系统研究尚属空白。作者历经五个春秋的艰苦拼搏,通过大量的野外地质科学考察和地质填图,夯实了野外第一手资料,将火山活动的研究置于高原形成和演化的总体框架之内,视为新生代高原地质历史过程中一个重大的地质事件响应,对高钾钙碱性系列火山岩的岩石化学、矿物化学、同位素年代学及地球化学进行了系统研究,并探讨了岩石成因和壳-幔相互作用方式等问题。

本书是作者多年来从事藏北高原基础地质研究成果的结晶,但由于编者水平有限,分析和阐述难免有片面和不成熟之处,恳请同行专家和读者对书中的缺点、错误不吝指教。

书中引用了大量国内外相关文献资料,在此谨向文献资料的作者致以深切的谢意。

编 者

2004 年 8 月于成都理工大学

目 录

1 前 言	(1)
1.1 研究历史及现状	(2)
1.1.1 地质调查史	(2)
1.1.2 火山岩成因研究现状	(3)
1.1.3 有关研究专著	(4)
1.2 研究内容	(4)
2 区域地质特征	(6)
2.1 自然地理及地质构造背景	(6)
2.2 火山岩分布	(7)
2.3 火山岩产状	(10)
2.3.1 熔岩台地	(10)
2.3.2 熔岩被	(11)
2.3.3 熔岩残丘	(11)
2.3.4 熔岩阶地	(11)
2.4 火山岩形成时代	(11)
2.5 火山岩喷发旋回、韵律及喷发环境	(14)
2.6 小结	(16)
3 火山岩岩石学	(17)
3.1 火山岩的分类及命名	(17)
3.2 主要岩石类型岩相学特征	(18)
3.2.1 橄榄玄粗岩	(18)
3.2.2 安粗岩	(18)
3.2.3 粗面岩	(19)
3.2.4 二辉玄武安山岩	(19)
3.2.5 粗面玄武安山岩	(20)
3.2.6 辉石安山岩	(21)
3.2.7 角闪安山岩	(21)
3.2.8 黑云母安山岩	(22)
3.2.9 英安岩	(22)
3.2.10 集块熔岩	(22)
3.2.11 角砾熔岩	(23)
3.2.12 凝灰熔岩	(23)
3.3 火山岩岩石学的区域对比	(23)
3.4 小结	(24)

4 岩石化学	(25)
4.1 主要化学成分及标准矿物特征	(25)
4.2 火山岩共生组合系列的划分	(33)
4.3 火山岩形成环境的初步鉴别	(34)
4.4 岩石化学的区域对比	(34)
4.5 小结	(34)
5 矿物化学	(35)
5.1 橄榄石类	(35)
5.2 辉石类	(36)
5.3 角闪石类	(39)
5.4 黑云母类	(40)
5.5 长石类	(42)
5.6 小结	(43)
6 微量元素地球化学	(44)
6.1 微量元素组成和地球化学模式	(44)
6.2 成岩作用与形成环境的微量元素判别	(44)
6.3 火山岩微量元素地球化学的区域对比	(51)
6.4 小结	(51)
7 稀土元素地球化学	(53)
7.1 稀土元素的丰度及标准化配分型式	(53)
7.2 成岩作用的稀土元素判别	(53)
7.3 火山岩稀土元素地球化学的区域对比	(57)
7.4 小结	(58)
8 同位素地球化学	(59)
8.1 火山岩的 Sr、Nd、Pb 同位素组成	(59)
8.1.1 Sr 同位素	(59)
8.1.2 Nd 同位素	(60)
8.1.3 Pb 同位素	(61)
8.2 火山岩源区性质的 Sr、Nd、Pb 同位素判别	(61)
8.3 小结	(66)
9 火山岩中麻粒岩包体特征及成因	(67)
9.1 麻粒岩包体基本特征	(67)
9.1.1 麻粒岩的岩石学特征	(67)
9.1.2 麻粒岩的组成矿物特征	(67)
9.2 麻粒岩包体形成的温压条件	(69)
9.3 麻粒岩成因	(69)
9.4 小结	(70)
10 火山岩成因与壳-幔相互作用方式	(71)
10.1 岩浆及岩石形成温压条件	(71)

10.1.1	岩浆及岩石形成的温度条件	(71)
10.1.2	岩浆起源压力的估算	(72)
10.2	壳-幔相互作用方式	(72)
10.2.1	岩浆源区性质	(72)
10.2.2	富集Ⅱ型地幔形成机制探讨	(74)
10.3	岩浆作用与岩石圈演化及高原隆升的关系	(76)
10.3.1	岩浆作用与高原岩石圈演化	(76)
10.3.2	岩浆作用与高原隆升机制探讨	(77)
10.4	小结	(80)
11	结论及存在的问题	(82)
	参考文献	(85)
	英文摘要	(90)
	图版说明	(94)

1 前 言

高钾钙碱性系列火山岩 (high-K calc-alkaline volcanic rock series) 是一类具有特殊成因指示意义的火山岩。Jakes 等 (1970) 根据岩石的化学性质将年轻岛弧区的岩石由海沟向大陆区分为拉斑质、钙碱质和钾玄岩三个系列。Condie (1976) 利用 $w(\text{SiO}_2) - w(\text{K}_2\text{O})$ 图解对钙碱性系列与钾玄岩系列和岛弧拉斑系列进行了图解划分。Pecceillo 等 (1979) 强调火山岩化学成分分类中主量元素中最有意义的通常是 SiO_2 和 K_2O 的丰度, 并在研究土耳其始新世火山岩时, 用 $w(\text{K}_2\text{O}) - w(\text{SiO}_2)$ 图解将高钾钙碱性岩系与钾玄岩系、钙碱性岩系和拉斑玄武岩等分开。这使从化学成分划分高钾钙碱性岩系有了量的界限。Morrison (1980) 对已有富钾岩系资料进行了较为全面总结, 将其中一些富碱高钾、硅不饱和的岩石归为钾质碱性系列, 将碱含量和 $w(\text{K}_2\text{O}) / w(\text{Na}_2\text{O})$ 比值相对较低的一类归为高钾钙碱性岩系, 将富碱高钾硅近饱和的一套岩石定义为钾玄岩系, 使高钾钙碱性岩系的含义更加明确。总的说来, 高钾钙碱性系列火山岩兼有钙碱性系列火山岩和钾玄岩系列的某些特征, 但也有自身的特点。

壳-幔相互作用是随着现代板块构造理论诞生才形成的一个概念, 其内容和意义也在不断发展更新之中。从某种意义上讲, 它是深部动力学过程的浅层显示和产物的一个接口, 而后者正是现今地质科学的主要研究对象。20 世纪 60 年代中后期, 随着贝尼奥夫带存在的地震学证据、Armstrong (1968) 重循环学说的提出和岛弧火山岩中 ^{10}Be 同位素被检出, 从理论到实验都确证并构成了目前已被广为接受的俯冲 (消减) - 重循环 (subduction - recycling) 这一形式的壳-幔相互作用的基础。其时, Armstrong 根据岛弧火山岩和深海沉积物铅同位素组成的对比以及北美大陆东西海岸构造的分析, 创新性地提出了地壳物质经俯冲作用进入地幔并以火山弧岩浆等形式再次部分地返回的重循环学说。70 年代以来, 在地球深部结构的研究中, 逐步形成了对另一种壳-幔相互作用的认识, 即底垫 (底侵) - 层离 (拆沉) 作用 (underplating - delamination), 并构成了 90 年代以来全球岩石圈研究中的一个热点和前沿领域。目前在深部中-下地壳、壳-幔过渡带、地幔化学组成、早期地壳演化、大陆造山带等研究领域占有相当重要地位。近年来逐渐被人重视的火山岩中的中、下地壳成因的麻粒岩包体, 则直接记录了这一类型的壳-幔相互作用。藏北高原新生代高钾钙碱性火山岩和中、下地壳成因的麻粒岩包体是深部动力学过程的浅层显示和产物, 对反演其源区组成特征、演化历史及所处的大地构造背景具有重要意义。

青藏高原具有独特的地貌景观, 复杂的壳-幔结构和丰富的自然资源, 对全球环境有着巨大影响, 长期以来备受国际地学界的瞩目, 成为地质科学家们探索地球奥秘的良好场所。特别是 20 世纪 60 年代板块构造学说兴起以来, 这里更被视为陆-陆碰撞的典型实例, 研究和解决大陆板块岩石圈发展模式, 阐明岩石圈演化、造山机制、大陆动力学等重大理论问题, 检验和发展板块构造学说, 建立大陆动力学和地球系统科学新理论、新模式的关键地区和野外实验室, 从而成为当代国际地学界研究的一个热点地区。

岩浆活动是大陆地球动力学研究的重要内容,通过岩石成因的探讨,为揭示深部地质作用,尤其是壳-幔物质相互作用提供非常宝贵的信息。青藏高原的形成和演化经历了一个漫长的历程,而新生代以来的5000万年又是一个有着特殊地质意义的时期。藏北高原新生代火山岩正是在这一特定时期内形成的。

青藏高原是中国新生代以来火山活动较强烈的地区,火山岩分布极为广泛,西起喀喇昆仑,东至可可西里,绵延长达1000 km,南北介于昆仑山脉与玛依岗日-唐古拉山系之间,宽度200~300 km,形成一系列规模巨大的火山岩带及火山岩系列。空间上由南往北可大致划分出羌塘、可可西里-中昆仑和西昆仑-玉门三个火山岩带,包括钠质碱性系列、钾质碱性系列、高钾钙碱性系列和钾玄岩火山岩系列。火山岩形成时代差不多贯穿了整个新生代,通过对其形成机制以及火山活动的规律与特征研究,对于反演高原隆升历史,探索新生代以来高原岩石圈物质组成,揭示高原独特的壳-幔结构及相互作用方式具有十分重要的科学意义,被作为解释深部地球物理异常的“地质探针”,一直受到地学界的极大关注。

藏北高原新生代高钾钙碱性系列火山岩出露面积约6000 km²,约占藏北新生代火山岩总面积的60%,是高原岩石圈在特定阶段和地质条件下演化的产物,火山机构清晰,火山岩相丰富,火山地貌保存完整,形成于始新世,独特的地理位置和喷发时代,具有重要的研究价值。但由于地处藏北无人区,自然地理条件恶劣,高寒缺氧,交通异常困难,为全球三大“生命禁区”之一,给野外实地考察带来了严重阻碍,关于藏北高原新生代高钾钙碱性火山岩区域性地质调查和系统研究尚属空白。作者选择藏北高原新生代高钾钙碱性火山岩为研究对象,通过1996年、1997年和2000~2002年对藏北高原大面积分布的新生代高钾钙碱性火山岩进行实地区域调查,采集了大量火山岩样品,并进行系统的测试和研究工作,探讨岩石成因,揭示深部地质作用过程,为藏北高原壳-幔相互作用方式及与高原隆升的动力学机制、耦合历程提供约束。

1.1 研究历史及现状

1.1.1 地质调查史

青藏高原新生代火山岩的研究始于19世纪末期,至今已有100余年的研究历史。较完整的资料来自于20世纪70年代中后期开展的1:100万区域地质填图和极少量的1:20万区域地质调查资料,有关火山岩研究资料主要来自国内外针对青藏高原的各种综合地质考察成果,这些成果已零星发表。

1899~1908年间,瑞士探险家斯文·赫定(Sven Hedin)曾三次进入西藏地区,在东经85°~90°30'之间发现了年轻的火山岩露头,这些岩石呈水平状产于不高的锥形山的上部,下部覆盖着砂、泥岩,被定名为凝灰岩;在87°30'E, 35°10'N采集了两块火山岩样品,经H. Bachstrom(1900)鉴定为古铜辉石安山岩。

1931~1935年间, E. Norin在现今的西藏阿里地区北部进行了考察,对该区新生代火山岩的熔岩台地、圆顶山及锥状山等火山地貌作了较详细的考察和描述,其研究报告(1946)在本区早期的地质文献中占有极其重要的地位,至今仍具有很高的学术价值。

1950年,我国地质学家王恒升由于田南行,据说到达了阿什库勒火山群,定名为安山

岩。

1955~1975年间,本区的地质工作基本上处于停滞状态。

1976年,中国科学院青藏高原综合考察队对羌塘地区进行考察时,首次穿越了改则至喀拉木兰山口的无人地带,对巴毛穷、涌波错和强巴欠山等地的新生代火山岩进行了详细的观察和描述。

1978年,中国科学院邓万明在1976年青藏地质考察的基础上,撰文讨论了藏北第四纪火山岩岩石学和地球化学特征。

1979~1984年间,西藏区调队在开展1:100万改则幅、日土幅区调工作时,对图幅内的火山岩做了大量工作。

1984年,青海地矿局吴向农等描述了唐古拉山地区晚第三纪火山岩的岩石类型、火山构造及火山活动的控制因素,提出了唐古拉山晚第三纪到第四纪陆相火山活动与南北向的深部构造同高原隆起表层张裂的叠加有关。

1989年,长春地质学院李才等撰文对青藏高原北部新生代火山岩岩石化学特征及其构造意义进行了探讨。

20世纪80年代末~90年代初,我国地质工作者分别与英、法、美、日等国家的学者开展合作,对部分火山岩区进行了多学科路线地质考察。

1992年,青海省地矿局孙延贵撰文论述了可可西里北缘中新世火山活动带的基本特征。

1994~1997年,成都理工大学和成都地质矿产研究所等单位科研人员在藏北羌塘盆地、青海可可西里地区开展地质路线调查和1:5万地质填图过程中,对藏北新生代火山岩做了大量工作,取得了丰富的第一手资料。

2000~2002年,成都理工大学科研人员在藏北高原乌兰乌拉湖地区开展的1:25万区域地质调查过程中,对乌兰乌拉山、祖尔肯乌拉山、桌子山、枕头崖等地大面积分布的新生代火山岩进行了系统的野外观察、采样、测试和综合分析,获取了丰富的岩石学、岩石化学、地球化学和同位素年代学等资料。

1.1.2 火山岩成因研究现状

对于青藏高原北部新生代火山岩成因岩石学研究,仅仅是近十几年,尤其是近几年的事,随着区域地质调查、科学考察和国际合作的开展,国内外研究者提出了一些理论观点和模式,认为高原北部新生代火山岩是新生代以来高原岩石圈缩短、加厚及快速拆沉等岩石圈构造演化的必然结果,其喷发与碰撞后发生的走滑、拉张断裂有密切关系(刘丛强等,1989;解广轰等,1992;Arnaud et al., 1992;邓万明,1996;Turner et al., 1993;张以蓓等,1996;刘嘉麒,1999;迟效国,1999;Miller et al., 1999)。成因类型包括来自加厚的陆壳底部及壳-幔混合层,或直接来源于软流圈顶部地幔岩的局部熔融(赖绍聪,2001;莫宣学,2003),并提出了板内地幔柱、板内初始裂谷、板内俯冲等多种理论和模式解释其成因机制(李才等,1989;刘嘉麒等,1990;潘桂棠等,1990;邓万明,1991,1998)。

在富钾火山岩的源区方面,刘丛强等(1989)、解广轰等(1992)进行了深入研究,揭示其源区为一较古老且不同程度富集不相容元素的富集地幔,富集组分只能是壳-幔混合的结果。Turner et al. (1993)对可可西里钾玄岩进行 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代学和Sr、Pb同位素研究后认为,这些火山岩是来自陆下岩石圈富集地幔源的低度部分熔融,强调了加厚岩石圈板块底

部的减薄(拆沉)对熔体形成的作用。邓万明等(1996, 1997)对火山岩 Sr、Nd 同位素的研究也认为其源区为同位素组成不均匀的异常富集地幔源,明确提出了“壳-幔混合层”的存在。尽管目前普遍认为青藏高原北部新生代钾质火山岩起源于“壳-幔混合层”或“异常富集地幔”,但对源区的形成和演化尚有不同的观点,且对富集地幔形成时限尚无定论。Arnaud et al. (1992)认为高原陆壳下存在长期孤立的富集地幔;钟大赉等(1996)设想由于刚性的塔里木板片沿喀喇昆仑-昆仑山断裂向南插入羌塘-昆仑地体,引起软流圈上拱,等温面抬升,岩石圈地幔发生部分熔融,在地幔与下地壳交界处形成了相当厚的壳-幔混合层;邓万明(1997)用陆壳物质在俯冲带被带到上地幔增生楔内与地幔岩发生了混合作用机制来解释“壳-幔混合层”的成因;丁林等(1999)认为由于印度地壳俯冲作用而进入班公-怒江缝合线以北的高原岩石圈地幔,高原北部岩石圈地幔发生了交代作用而形成富集地幔。

1.1.3 有关研究专著

目前与青藏高原北部新生代火山岩有关的研究专著主要有《青藏高原新生代构造演化》(潘桂棠等著,1990)、《青藏高原地质演化》(常承法等著,1990)、《青海可可西里及邻区地质概论》(张以弗等著,1994)、《青藏高原的形成演化》(孙鸿烈等著,1996)、《青藏高原北缘火山作用与构造演化》(赖绍聪等著,1996)和《青藏高原北部新生代板内火山岩》(邓万明著,1998),对青藏高原新生代火山活动作了较为全面的论述。

近十年来,国内外对高原岩石圈和地壳缩短、加厚机制的论著很多(Dewey et al., 1988; Tapponnier et al., 1990; 李廷栋等, 1995; 肖序常等, 1998),主要观点认为在双向挤压下,南北向缩短而在垂向上增厚;岩石圈的缩短、加厚并不是在整个高原上同时进行的;地壳和岩石圈并不一定按相同的比例加厚,陆内俯冲、断裂、逆冲推覆更容易使岩石圈加厚,而地壳则可以通过岩浆的侵入活动来进行补充加厚。我们认为高原岩石圈的缩短、加厚与地幔拆沉、软流圈上涌和异常富集地幔部分熔融等一系列事件是一个有机而连续的动力学过程,其动力源主要来自印度-澳大利亚板块持续向北的漂移挤压,同时受到亚洲大陆几个刚性地块的阻挡或相对向青藏高原的俯冲和挤压,而深部热动力也起了很大的作用。

综上所述,自19世纪末就有人涉足藏北高原羌塘和昆仑山新生代火山岩的野外地质考察和室内分析研究,但大多仅限于零星的野外观察和描述,资料缺乏系统性和区域性。80年代中后期,我国地质工作者先后与英、法、美、日等国家的学者在青藏高原开展了广泛的国际合作科学考察,从而推动了对青藏高原新生代火山岩的研究,但多数为有限的、局部的地质路线考察研究成果,且大都偏重于高原的南部和东部,北部很少,尤其是高原腹地羌塘地区第三纪火山岩源区性质和岩浆起源等方面的专题研究却明显滞后(邓万明, 1998; 王碧香等, 1999)。同时,从目前已发表的文献资料来看,对藏北高原钠质碱性系列火山岩和钾玄岩系列火山岩的研究程度远高于高钾钙碱性系列火山岩。

1.2 研究内容

查明藏北高原新生代高钾钙碱性系列火山岩的时空分布、喷发旋回、韵律、厚度、产状及火山地貌特点等,建立岩石地层层序,划分火山岩相及组合类型。通过火山岩岩石学、岩相学、岩石化学、微量元素和稀土元素地球化学、同位素地球化学及同位素年代学的综合研

究,确定火山岩源区性质、岩浆起源、形成时代和机制,探索壳-幔相互作用方式,包括底侵作用 (underplating)、拆沉作用 (delamination) 及板块碰撞俯冲物质重循环 (subduction-recycling) 等,从而为藏北巨厚岩石圈形成演化和地幔压缩拆沉、陆内俯冲等理论构造模式提供约束。

(1) 通过对高钾钙碱性火山岩 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 同位素年代学研究,对其喷发时代进行精确限定,为藏北高原新生代火山活动时代提供新的年龄资料,对藏北高原富集Ⅱ型地幔形成时限和岩石圈增厚、减薄及隆升等深层次地质作用时限提供同位素年代学约束。

(2) 通过对高钾钙碱性火山岩岩石化学和主要造岩矿物化学成分研究,计算藏北高钾钙碱性火山岩形成的温压条件及岩浆起源深度,从而为探讨火山岩熔体的生成和岩浆演化提供岩石物理化学证据。

(3) 通过对高钾钙碱性火山岩源区性质及其形成机制、成岩作用与形成构造环境,以及深源麻粒岩包体的研究,反演藏北高原岩石圈物质组成、演化,尤其是壳-幔相互作用方式、探讨岩石成因及高原隆升机制。

2 区域地质特征

2.1 自然地理及地质构造背景

青藏高原是我国最神奇、最神秘、最特殊的自然地理单元，是影响亚洲乃至全球气候环境变化的敏感地区，位居亚洲大陆的南部，以巨大的高差坐落在中亚和南亚诸盆地、平原之上，雄伟壮观。高原北缘的西昆仑山、阿尔金山、祁连山平均海拔 4000 m 以上，向北急剧降低至海拔 1000 ~ 1500 m 的塔里木盆地与河西走廊；高原东缘的岷山、邛崃山与大雪山同其东缘的四川盆地相比，高差达 3000 m 以上；高原南缘的喜马拉雅山平均海拔 6000 m 以上，耸立在海拔只有 50 m 左右的印度河平原之上，衬托出高原平地拔起的宏伟气势。青藏高原面积 $250 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，平均海拔高原 4000 m 以上，是全球形成时代最晚、海拔最高和面积最大的高原，素有“世界屋脊”和“地球第三极”之称，也是我国主要大江大河和一些重要国际河流的发源地。藏北高原地处青藏高原腹地，位于雄伟的昆仑山脉和冈底斯-念青唐古拉山脉之间，面积约 $60 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。该区平均海拔 5000 m 以上，最低海拔也达到 4500 m，称为“世界屋脊的高原”，藏族同胞称羌塘为“北方广阔的荒原”。这里空气稀薄，气候寒冷，植被缺乏，人迹罕至，有“生命禁区”之称。正因为如此，藏北高原也被人们称之为“地质工作空白区”。

青藏高原位于巨型的特提斯-喜马拉雅构造域的东段，欧亚板块-澳大利亚板块碰撞挤压部位，是由多个地块从晚古生代开始到晚白垩世以来多次离散-聚合、碰撞拼贴而成，此过程从北向南依次推进，古亚洲洋、古特提斯洋北支、古特提斯洋南支、中特提斯洋（班公-怒江洋盆）、新特提斯洋（雅鲁藏布江洋）相继依次打开向北俯冲关闭。在洋脊俯冲、地块拼合的过程中伴随发生俯冲造山隆起及陆-陆碰撞造山作用，并依次形成近东西向展布的祁连山加里褶皱带、昆仑山海西褶皱带、可可西里-巴颜喀拉印支褶皱带、喀喇昆仑-唐古拉山燕山早期褶皱带，使青藏高原成为全球地质构造最为复杂、最为特殊的巨型构造带，四周被土兰、塔里木、中朝、扬子、印度等几个刚性地块所围限，形成一个统一的、相对封闭的构造系统（图 2-1）。青藏高原自晚白垩纪晚期雅鲁藏布江缝合带形成开始，即转入新生代陆内汇聚变形，发生地壳缩短加厚、陆内俯冲、推覆叠置、隆升作用，形成一系列规模巨大的火山岩带和火山岩系列。

藏北高原新生代火山岩事件正是在青藏高原碰撞造山后至高原快速隆升的过程中发生的，记录了高原岩石圈缩短加厚、壳-幔相互作用及高原形成和演化的许多重要信息。

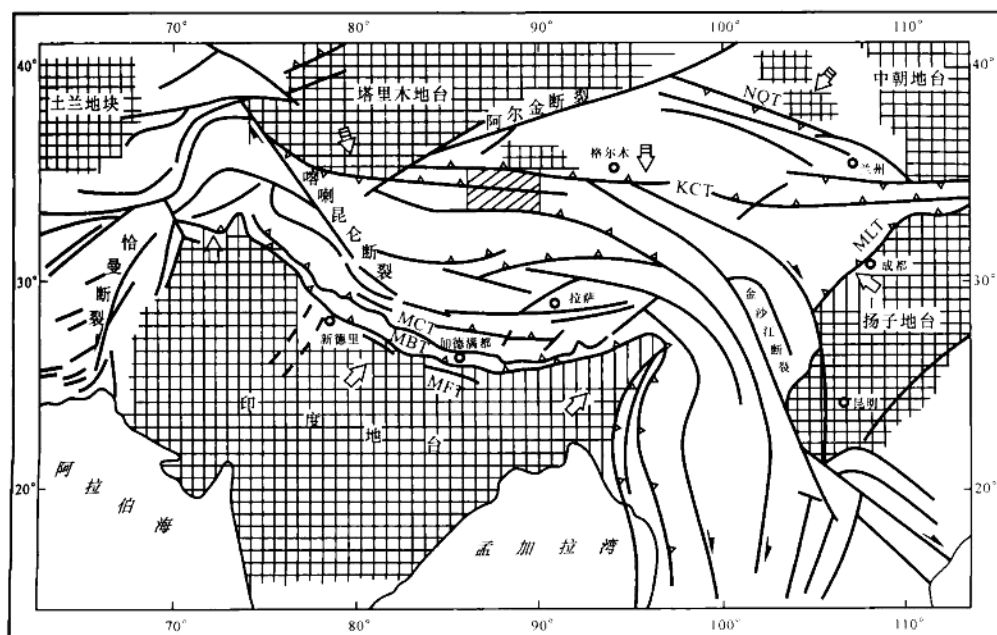


图 2-1 青藏高原及邻区构造纲要图

(据李廷栋等, 1995)

Fig. 2-1 Tectonic outline of the Qinghai-Tibet Plateau and its adjacent areas

(after Li Tingdong et al., 1995)

MCT—喜马拉雅中央主断裂; MBT—喜马拉雅边缘主断裂; MFT—喜马拉雅前缘主断裂; KCT—昆仑中央主断裂;
NQT—北祁连主断裂; MLT—龙门山主断裂; ▨—研究范围

2.2 火山岩分布

藏北高原新生代火山岩在遥感影像上呈灰黑色、蓝黑色和紫红色主色调, 见浅蓝色、鲜红色、浅红色斑块和斑点状影纹结构, 与围岩接触界线清楚 (图版 I-1), 出露于东经 $78^{\circ} \sim 93^{\circ}$, 北纬 $32^{\circ} \sim 36^{\circ}30'$ 范围内, 主体分布在昆仑山脉主脊线的南侧和羌塘高原的北部, 少部分位于昆仑山中或其北坡, 东经 $88^{\circ} \sim 91^{\circ}$ 线之间为火山岩的密集分布区, 火山岩西起康西瓦 (大约 $78^{\circ}50'$), 向东止于卓乃湖东大帽山 (大约 $92^{\circ}20'$), 呈西窄东宽的形式近东西向延伸展布。在大地构造上, 藏北高原新生代火山岩的北部处在昆仑造山带内, 南部处在巴颜喀拉板块和羌塘微板块的北部 (图 2-2)。航磁异常可清楚地反映藏北新生代火山岩的分布 (图 2-3), 在新生代火山岩分布区发育有梯度剧烈变化的众多局部磁异常, 说明藏北火山活动强烈, 造成地温增高, 使底部磁性局部消磁。

根据藏高原北新生代火山岩时空分布规律, 随时间早晚, 自南向北可划分为羌塘、可可西里-中昆仑和西昆仑-玉门 3 个火山岩带, 包括西羌塘钠质碱性系列、北羌塘高钾钙碱性系列、北羌塘钾质碱性系列, 可可西里-中昆仑钾玄岩系列和西昆仑-玉门钾玄岩系列 5 个火山岩系列 (图 2-2)。自始新世以来, 藏北高原新生代火山活动首先从羌塘岩带开始, 表现出

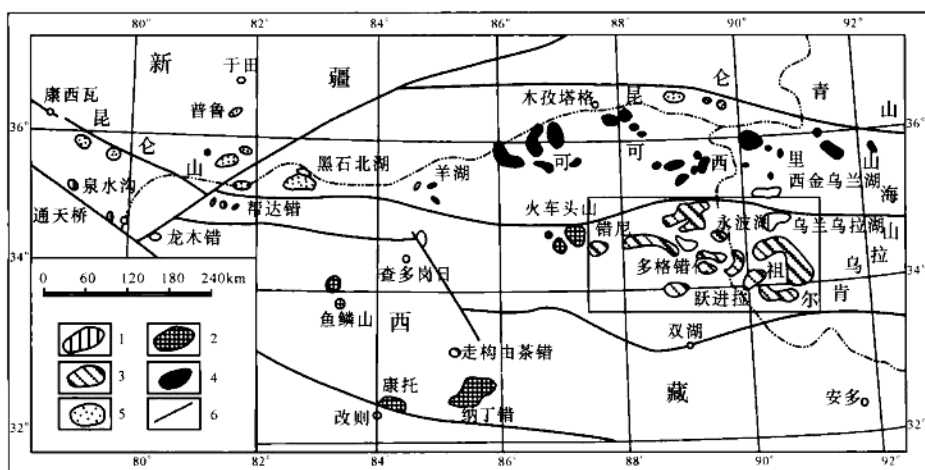


图 2-2 藏北高原新生代火山岩分布略图

(据邓万明, 1998, 修改)

Fig. 2-2 The distribution of the Cenozoic volcanic rocks in Northern Tibet Plateau

(modified after Deng Wanning, 1998)

1—西羌塘钠质碱性系列; 2—北羌塘钾质碱性系列; 3—北羌塘高钾钙碱性系列; 4—可可西里-中昆仑
玄武岩系列; 5—西昆仑-玉门钾玄武岩系列; 6—断层

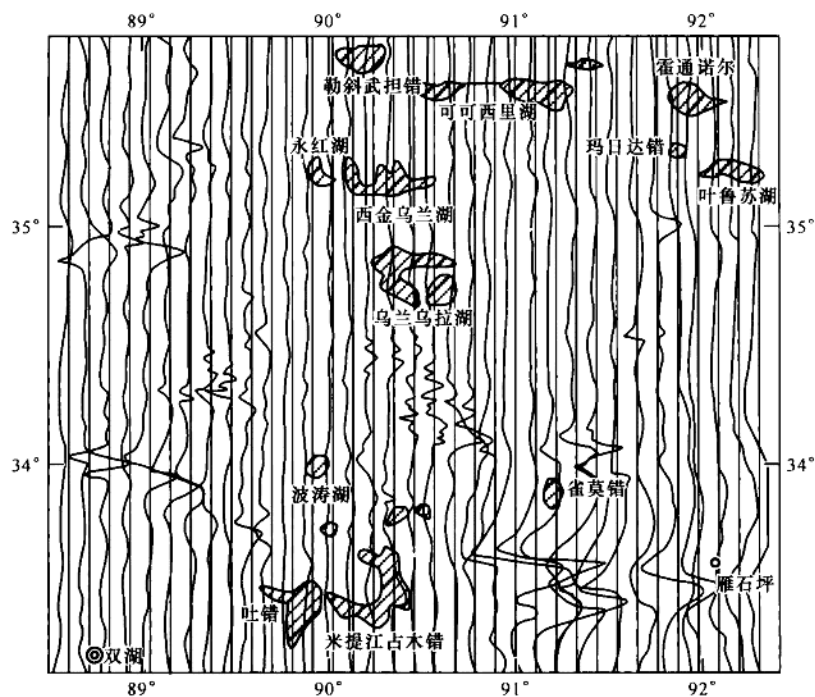


图 2-3 藏北高原航磁局部异常图

(据熊盛清等, 2001)

Fig. 2-3 Partial anomaly of aeromagnetic in Northern Tibet Plateau

(after Xiong Shengqing, 2001)

从高钾钙碱性系列到碱性超钾质系列的广泛活动,具有自南向北从羌塘高钾钙碱性系列经可可西里-中昆仑钾玄岩到西昆仑-玉门钾玄岩系列演变迁移的特征。

与其它系列火山岩相比,藏北高原新生代高钾钙碱性系列火山岩出露面积最大,估算超过 6000 km²,约占藏北新生代火山岩总面积的 60%,处在羌塘微板块北部和可可西里以南,是羌塘新生代火山岩带的主体,东经 87°~91°、北纬 33°40'~35°范围是其密集分布区(图 2-4)。在祖尔肯乌拉山地区、多格错仁-太平湖、错尼-乱青山、永波湖、跃进拉、美日切错等地大规模分布有新生代高钾钙碱性火山岩,显示始新世是藏北高钾钙碱性火山的广泛活动时期。

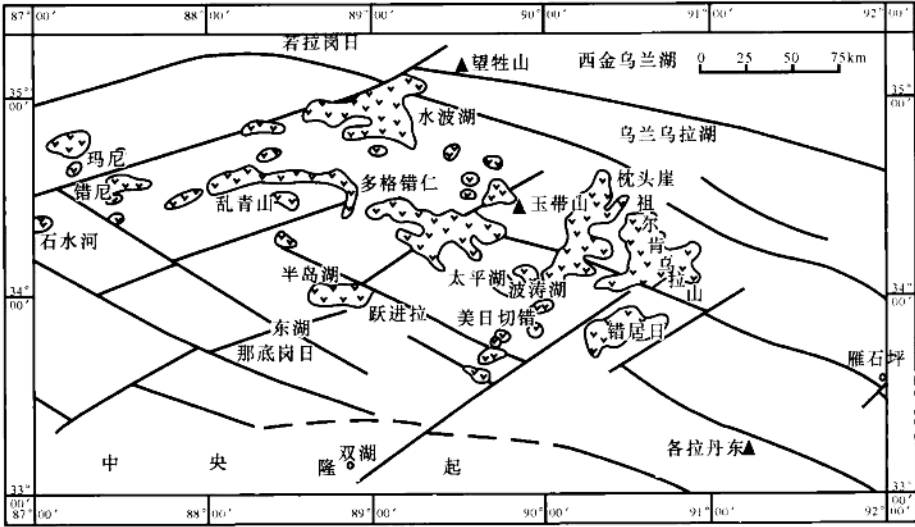


图 2-4 藏北高原新生代高钾钙碱性火山岩分布图
(据赖绍聪等, 2001, 修改)

Fig. 2-4 Sketch map of the regional distribution for the Cenozoic high-k calc-alkaline volcanic rocks in Northern Tibet Plateau
(modified after Lai Shaocong et al., 2001)

祖尔肯乌拉山岩区: 祖尔肯乌拉山地区是藏北新生代火山岩分布面积最大的地区, 高钾钙碱性火山熔岩出露面积约 2500 km², 厚度 10~425 m, 呈面状展布, 喷发不整合覆盖于侏罗系、白垩系和古近系地层之上, 岩性主要为粗面岩和安粗岩(图 2-5)。

多格错仁-太平湖岩区: 呈熔岩被出现, 一般厚约 50~200 m, 火山岩下伏地层为中侏罗统雁石坪群碎屑灰岩, 主要岩性为粗面安山岩、安山岩, 局部见有火山角砾岩。火山岩 K-Ar 同位素年龄 40.8 Ma~43.4 Ma; Ar-Ar 同位素年龄 39.70 Ma (迟效国, 1999)。

错尼-乱青山岩区: 呈熔岩被、熔岩锥产出, 熔岩被厚度多为 30~50 m, 其下伏地层为侏罗系砂岩和老第三系砂砾岩。岩性包括安山岩、英安质凝灰熔岩、英安质沉火山角砾岩、正长斑岩、安粗岩和二长斑岩。错尼火山岩 K-Ar 同位素年龄 37.50 Ma~38.75 Ma, Ar-Ar 同位素年龄 44.25 Ma; 乱青山火山岩 K-Ar 同位素年龄 38.8 Ma~44.1 Ma (谭富文等, 2000)。

永波湖岩区: 是一个面积达 1200 km² 的大型熔岩被, 熔岩厚约 200 m, 下伏地层为上三

叠统肖茶卡组、中侏罗统雁石坪群，主要岩石类型有辉石安山岩、杏仁状安山岩、玄武安山岩等。火山岩 K - Ar 同位素年龄 41.4 Ma（江汉石油学院，内部资料，1995）。

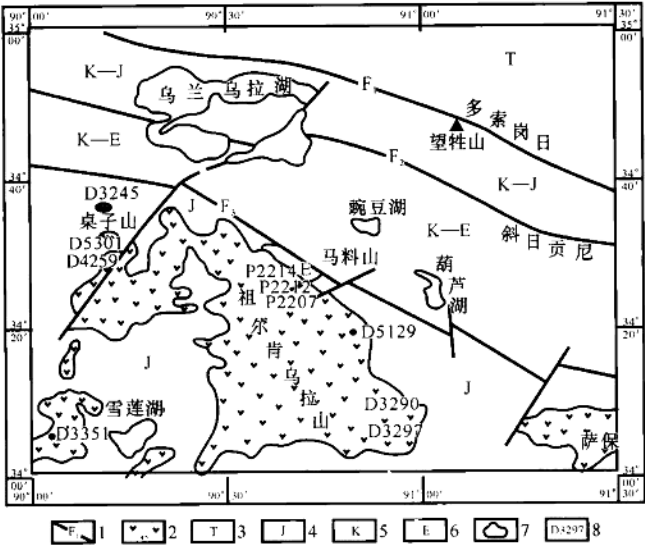


图 2-5 藏北高原祖尔肯乌拉山地区新生代高钾钙碱性火山岩分布略图
 Fig. 2-5 Sketch map showing distribution of the Cenozoic high - k calc - alkaline volcanic rocks in Zuerkengwula mountain area from Northern Tibet Plateau
 1—断层；2—新生代高钾钙碱性火山岩；3—三叠系；4—侏罗系；5—白垩系；6—古近系；7—湖泊；
 8—³⁹Ar - ⁴⁰Ar 同位素年龄采样点

跃进拉岩区：为一中等规模的熔岩被，熔岩厚约 100 m，不整合于中侏罗统雁石坪群之上，岩石类型较单一，主要为辉石安山岩，火山岩 K - Ar 同位素年龄为 33.9 Ma（李光明，2000）。

美日切错岩区：呈熔岩流或熔岩被产出，熔岩最大厚度可达 200 m，偶尔可见火山角砾岩以及凝灰熔岩，产状总体比较平缓，倾角多小于 25°，岩性为安粗岩，粗安斑岩等。火山岩 K - Ar 同位素年龄 36.8 ~ 38.9 Ma。

2.3 火山岩产状

藏北高原新生代高钾钙碱性火山岩产状平缓，产出形态和方式以熔岩台地、熔岩被为主，其次为熔岩残丘和熔岩阶地。

2.3.1 熔岩台地

熔岩台地是高钾钙碱性火山岩比较普遍的一种产状，卫星影像上可以清楚地勾画出台地轮廓（图版I-2），在地貌上的显示十分醒目，一般高出高原面数十米至百余米，又称熔岩高地、熔岩平原、平顶山、桌子山等，其特点是顶部比较平坦，周边陡峭，形如桌状（图 2-6、图版I-3），在火山岩较薄的熔岩台地的剖面上可以看到下伏的沉积岩层。

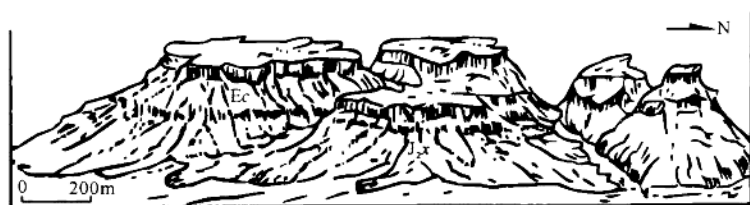


图 2-6 藏北高原祖尔肯乌拉山地区新生代高钾钙碱性火山岩熔岩台地景观素描图
Fig. 2-6 The scenic sketch of lava plateau of the Cenozoic volcanic rocks from Zuerkengwula mountain area in Northern Tibet Plateau

Ec—查保玛组火山岩; J₂x—中侏罗统夏里组砂泥岩

2.3.2 熔岩被

熔岩被是高钾钙碱性火山岩最普遍的产出方式,直接覆盖于高原夷平面上,在熔岩被上具有原生流动构造、原生节理(图版I-4)和气孔构造等,熔岩被倾向NNW—NNE,倾角一般 $1^{\circ} \sim 15^{\circ}$ 。

2.3.3 熔岩残丘

在祖尔肯乌拉山、桌子山地区,见有多个分散和孤立的低山丘火山岩体(图版I-5、6),是原始火山熔岩遭受强烈风化剥蚀作用后形成的,原始熔岩的厚度、结构特征遭到破坏,残丘出露面积一般小于 0.1 km^2 ,高几十米至一百余米。

2.3.4 熔岩阶地

仅见于一些河流下切较深的熔岩区,在河岸两侧可见到这种熔岩基座阶地。

2.4 火山岩形成时代

对藏北高原新生代高钾钙碱性火山岩的时代确定主要依据同位素年代学测试结果。在野外实地考察中,从火山岩与围岩的接触关系可以获得火山活动的大致时限。通过对藏北高原不同岩区、不同岩石类型及剖面不同层位新生代高钾钙碱性火山岩的K-Ar、Ar-Ar同位素测年,获取了一批新的同位素年龄数据,其中包括7件K-Ar年龄和11件Ar-Ar年龄。此外,作者还收集一些研究者所发表的藏北新生代高钾钙碱性火山岩K-Ar、Ar-Ar同位素年龄数据12个,得到了如表2-1中所列出的30个年代学数据。

从表2-1可以看出,新生代高钾钙碱性火山岩同位素年龄介于45~35 Ma之间,国内外不同单位测试结果基本一致,形成于始新世,按照青海省地层清理,将这套高钾钙碱性火山岩归属于查保玛组(Ec)。

不同岩区、不同岩石类型和剖面不同层位火山岩同位素年龄差别不大,可大致视为同期火山喷发的产物,其形成晚于西羌塘钠质碱性火山岩(60~44 Ma)(邓万明,1998),但明显老于可可西里钾玄岩(中新世—上新世)(张以蓓,1994;邓万明等,1996)和西昆仑钾

表 2-1 藏北高原新生代高钾钙碱性火山岩同位素年龄数据
Table 2-1 Isotopic ages of the Cenozoic high-k calc-alkaline volcanic rocks
in Northern Tibet Plateau

序号	样 品 号	岩 性	岩 区	测试年龄/Ma	测试方法	资料来源
1	D4148	安粗岩	祖尔肯乌拉山	46.8 ±0.9	K - Ar	作者实测 (2001、2002)
2	D2091	粗面玄武岩	祖尔肯乌拉山	35.8 ±1.7		
3	G1612H	闪长玢岩	美日切错	36.3 ±0.9		
4	G1596B	粗安岩	美日切错	38.9 ±1.0		
5	G1713H	粗安玢岩	美日切错	36.8 ±1.0		
6	G14105	角闪安山岩	错尼	37.5 ±0.61		
7	G11765	凝灰熔岩	错尼	38.75 ±0.61		
8	G11765	凝灰熔岩 (斜长石斑晶)	错尼	44.25 ±0.78	Ar - Ar 法	
9	D3245	安粗岩	祖尔肯乌拉山	40.82 ±0.97		
10	D3290	英安岩	祖尔肯乌拉山	39.79 ±1.45		
11	D3297	粗面岩	祖尔肯乌拉山	40.91 ±1.18		
12	P2207	安粗岩	祖尔肯乌拉山	39.00 ±2.06		
13	P2212	安粗岩	祖尔肯乌拉山	39.40 ±0.79		
14	P2214	英安岩	祖尔肯乌拉山	41.07 ±0.80		
15	D3351	安山岩	祖尔肯乌拉山	42.00 ±1.31		
16	D5301N ₂	橄榄玄粗岩	祖尔肯乌拉山	41		
17	D4259N	安粗岩	祖尔肯乌拉山	40 ~41		
18	D5129N	粗面岩	祖尔肯乌拉山	41 ~42		
19	G20161N	安粗岩	乱青山	42.7 ±2.6	K-Ar 法	谭富文等 (2000) 李光明 (2000)
20	G20242N	安粗岩	乱青山	44.1 ±1.0		
21	G25325N ₁	安粗岩	乱青山	42.5 ±1.5		
22	G25326	粗面岩	乱青山	43.5 ±1.0		
23	G25264	安山岩	乱青山	39.8 ±1.0		
24	G24324N ₁	粗面岩	乱青山	43.7 ±1.1		张以菲等 (1994)
25	CP ₂ N ₁	英安岩	乱青山	38.8 ±1.2		
26	KY3 - 1	粗安岩	枕头崖	44.66 ±0.87		
27		粗安岩	多格错仁	40.8		江汉石油学院 内部资料 (1995)
28		粗安岩	多格错仁	43.4		
29		粗安岩	永波湖	41.4		
30		英安岩	多格错仁	39.70	Ar-Ar 法	迟效国等 (1999)

注: 1~7 序号样品由成都地质矿产研究所测试; 8~15 序号样品由中国地震局地质研究所测试; 16~18 序号样品由瑞士伯尔尼大学测试。