

云南腾冲 晚白垩世—早始新世花岗岩 成因与深部动力学

赵少伟 赖绍聪 著



 科学出版社

国家自然科学基金资助项目 (41190072)

西北大学优博培养资助项目 (YYD12001) 联合资助

西北大学创新人才培养项目 (YZZ14015)

云南腾冲晚白垩世—早始新世 花岗岩成因与深部动力学

赵少伟 赖绍聪 著

科学出版社

北 京

内 容 简 介

俯冲-造山带花岗岩类成因及其动力学研究对反演大洋俯冲-陆陆碰撞-造山带演化具有重要的意义。本书以现代火成岩成岩理论及岩石大地构造学的理论为基础,选取滇西南地区腾冲地块晚白垩世—早始新世典型花岗岩体(古永岩体、户撒岩体、邦湾岩体和昔马-铜壁关岩体),针对这些花岗岩类进行系统的野外地质调查,以及岩相学、锆石 U-Pb 年代学、地球化学、矿物化学和 Sr-Nd-Pb 及锆石 Lu-Hf 同位素研究。结合前人研究资料,阐明腾冲地块晚白垩世—早始新世花岗岩类年代学格架和时空演化特征,探讨新特提斯洋俯冲及陆陆碰撞过程与花岗岩类成因之间的关系,推演新特提斯洋在云南腾冲地区闭合时的壳幔热结构演化,以岩石学的方法为研究新特提斯洋的俯冲及印度-欧亚大陆的碰撞提供新的证据。研究结果对于理解新特提斯洋的俯冲-闭合和印度-欧亚大陆的碰撞过程具有重要的科学价值。

本书内容丰富、资料翔实、系统性强、立论有据、富有创新,可供大专院校师生和科研单位的科技人员参考阅读。

图书在版编目(CIP)数据

云南腾冲晚白垩世—早始新世花岗岩成因与深部动力学/赵少伟,赖绍聪著. —北京:科学出版社,2018.3

ISBN 978-7-03-056831-1

I. ①云… II. ①赵… ②赖… III. ①晚白垩世-花岗岩-岩石成因-研究-腾冲县②始新世-花岗岩-岩石成因-研究-腾冲县 IV. ①P588.12

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2018)第 048733 号

责任编辑:孟美岑 姜德君/责任校对:张小霞

责任印制:张伟/封面设计:北京图阅盛世

科学出版社出版

北京东黄城根北街16号

邮政编码:100717

<http://www.sciencep.com>

北京厚诚则铭印刷科技有限公司印刷

科学出版社发行 各地新华书店经销

*

2018年3月第 一 版 开本:787×1092 1/16

2018年3月第一次印刷 印张:13

字数:308 000

定价:118.00 元

(如有印装质量问题,我社负责调换)

前 言

花岗岩类作为大陆地壳中分布最广的岩石,大多数起源于陆壳深部,可作为“岩石探针”来探测大陆地壳深部动力学过程,包括陆壳深部的物质组成、物质循环、造山过程、岩浆作用与大地构造之间的关系,地壳生长及增生的机制等重要过程。花岗岩类常以大岩基或岩株出现于俯冲带或者与俯冲相关的造山带,这个地区也是洋壳俯冲及陆壳生长的重要区域。此外,俯冲带、造山带花岗岩类与多金属和非金属矿产的成矿密切相关,如特提斯构造域与中酸性岩相关的 Cu、Mo、Sn 和 Au 等多金属矿产。因此,花岗岩类的研究对解决这些科学问题具有十分重要的意义。青藏高原的形成是新特提斯洋俯冲和印度-欧亚大陆碰撞及随后的印度板片俯冲所导致,其形成和抬升的时间与方式对周边洋陆格局、构造、气候及河流的剥蚀沉积等的理解和解释有重要影响,因此关于印度-欧亚大陆初始碰撞的研究一直是地学界争论的热点话题,但现阶段认为晚白垩世—始新世是构造体制转换的重要时期。云南腾冲地区位于青藏高原的东南缘延伸部位,隶属三江地区,经历了多次特提斯洋的开启、俯冲和闭合。新特提斯洋的俯冲和陆陆的碰撞在活动大陆边缘岛弧的拉萨地块和腾冲地块形成了不同性质的岩浆作用。在拉萨地块发育一套中新世代的岛弧火山岩——林子宗火山岩,而在腾冲地块并不发育同期的火山作用,仅发育同期的深成岩体。因此,针对新特提斯洋俯冲至缅甸-腾冲地块之下以及陆陆在此处发生碰撞所形成的晚白垩世—早始新世花岗岩类的研究,对探讨新特提斯洋向东俯冲及陆陆碰撞的过程,活动大陆边缘岛弧地区壳幔热结构演化有重要的科学意义。

本书作者及研究团队自 2012 年开始,先后承担国家自然科学基金资助项目“原特提斯洋-陆格局及微地块早古生代聚合”(41190072)、西北大学优博培养资助项目“滇西早古生代岩浆作用与原特提斯构造演化”(YYD12001)、西北大学创新人才培养项目“青藏高原东南缘腾冲地块晚白垩世花岗岩成因及其地质意义”(YZZ14015)等一系列有关滇西南地区晚白垩世—早始新世花岗岩成因及其深部动力学过程的各级各类项目。本书充分参考并引用国内外同行专家在本科学领域的研究成果,结合本书获得的实验数据,对这些研究工作进行综合和提升。它是目前关于云南腾冲地区晚白垩世—早始新世花岗岩类地球化学和岩石大地构造学方面一份系统、详细的科学研究成果。

2012 年以来,先后参加上述科研工作并做出实质性贡献的科技人员和研究生有 10 余人,本书所列作者是他们中的核心研究者和对本书的完成做出主要贡献者。另外,首先

感谢对相关研究做出贡献的秦江锋副教授、第五春荣副教授、朱韧之博士、张志华硕士、王江波硕士、耿雯硕士、甘保平硕士、朱毓学士、张泽中学士。感谢中山大学地球科学与工程学院王岳军研究员在研究过程中给予的热心帮助！感谢西北大学地质学系朱赖民研究员、魏君奇研究员给予的建议和意见！感谢大陆动力学国家重点实验室袁洪林教授、柳小明副研究员、刘晔工程师、王建其工程师、戴梦宁博士、张红博士、宗春蕾硕士在工作中给予的支持和样品分析过程中给予的帮助。

赵少伟 赖绍聪

2017年9月于西安

目 录

前言

第 1 章 导论	1
1.1 研究背景	1
1.1.1 花岗岩类的研究现状	3
1.1.2 新特提斯洋闭合及印度-欧亚大陆初始碰撞	5
1.1.3 腾冲地块及拉萨地块晚白垩世—早始新世岩浆作用研究现状	6
1.2 腾冲地块大地构造位置及演化	9
1.2.1 区域地层	10
1.2.2 区域岩浆活动	11
1.3 研究思路及研究意义	12
1.3.1 问题提出	12
1.3.2 研究内容和研究思路	13
1.3.3 研究意义	13
1.3.4 研究成果	14
第 2 章 晚白垩世—早古新世花岗岩类	16
2.1 引言	16
2.2 野外地质背景和样品岩石学特征	17
2.3 锆石 U-Pb 年代学	20
2.4 主微量元素地球化学特征	22
2.5 全岩 Sr-Nd-Pb 同位素	27
2.6 锆石 Lu-Hf 同位素	30
2.7 讨论	31
2.7.1 古永花岗岩和户撒花岗闪长岩成因	31
2.7.2 晚白垩世—早古新世岩浆弧的熔融深度	33
2.7.3 晚白垩世—早古新世岩浆弧的地壳深度	37
2.8 小结	39
第 3 章 早始新世花岗岩类	41
3.1 引言	41
3.2 野外地质及岩石学	41
3.3 锆石 U-Pb 年代学	44
3.4 主微量元素地球化学	46

3.5	全岩 Sr-Nd-Pb 同位素	52
3.6	锆石 Lu-Hf 同位素	55
3.7	矿物化学特征	56
3.8	讨论	56
3.8.1	花岗闪长岩岩石成因	56
3.8.2	暗色微粒包体的成因	59
3.8.3	黑云母花岗岩岩石成因	62
3.8.4	腾冲地块壳内深部热带	63
3.9	小结	65
第 4 章	早始新世花岗岩类成分变化及成因	67
4.1	腾冲地块早始新世花岗岩类成分变化	67
4.2	腾冲地块花岗岩类成分变化原因: 以昔马-铜壁关岩体为例	71
4.2.1	引言	71
4.2.2	野外地质学及岩石学	72
4.2.3	锆石 U-Pb 年代学	78
4.2.4	主微量元素特征	81
4.2.5	全岩 Sr-Nd-Pb 同位素	89
4.2.6	锆石 Lu-Hf 同位素	91
4.2.7	矿物化学	94
4.2.8	暗色微粒包体的混合成因	97
4.2.9	花岗岩类的混合成因	101
4.2.10	镁铁质岩浆和花岗质岩浆的源区特征	104
4.2.11	岩浆混合的简单模拟计算	105
4.2.12	岩浆体系的混合过程	106
4.3	昔马-铜壁关花岗岩类混合成因的意义	113
4.4	小结	114
第 5 章	腾冲地块晚白垩世—早始新世花岗岩类时空分布特征及其大陆动力学意义	116
5.1	晚白垩世—早始新世花岗岩类时空分布特征及与邻区的对比	116
5.2	晚白垩世—早始新世花岗岩类形成的深部动力学背景及地质意义	120
	参考文献	123
	ABSTRACT	144
	附录一 分析方法	149
	附录二 分析数据	152

第1章 导 论

1.1 研究背景

花岗岩类作为大陆地壳中分布最广的岩石类型,大多数起源于陆壳深部,可以作为“岩石探针”来探测大陆地壳深部动力学过程,包括陆壳深部的物质组成、物质循环、造山过程、岩浆作用与大地构造之间的关系,地壳的生长及增生机制等重要过程(Condie, 1998; Hawkesworth and Kemp, 2006; Clemens and Stevens, 2012; Brown, 2013; Hou *et al.*, 2015)。花岗岩类常以大岩基或者岩株出现于俯冲带或者与俯冲相关的造山带,这个地区也是洋壳俯冲及陆壳生长的重要区域(Niu *et al.*, 2013)。此外,俯冲带、造山带花岗岩类与多金属和非金属矿产的成因密切相关,如特提斯构造域中与花岗岩有关的Cu、Mo、Sn、Au等多金属矿产(Hou *et al.*, 2007, 2015; Cao *et al.*, 2014, 2016)。因此,花岗岩类的研究对解决这些科学问题具有十分重要的意义。

滇西东特提斯域位于青藏高原的东南缘延伸部位,隶属三江地区(图1.1),经历了从早古生代、中生代到新生代的岩浆作用,全新世仍可见玄武质-安山玄武质岩浆作用(Wang *et al.*, 2007, 2013, 2014a, 2015a; Xu *et al.*, 2008, 2012; Cao *et al.*, 2014, 2016; Ma *et al.*, 2014; Chen *et al.*, 2015a; Qi *et al.*, 2015)。这些岩浆作用记录着滇西地区经历的一系列特提斯洋开启、俯冲和闭合,以及大陆拼贴过程。新特提斯洋的俯冲、闭合,以及印度-欧亚大陆的碰撞形成了青藏高原,在欧亚大陆南缘拉萨地块上发育一套中新世代安第斯型岛弧岩浆带,冈底斯岩浆带和林子宗火山岩套(图1.1)。Xie等(2016)和Xu等(2015)根据岩浆岩锆石U-Pb年代学的研究结果提出,腾冲地块与拉萨地块至少自早白垩世起是构造上相连的,经历了相似的岩浆活动。此外,Kornfeld等(2014)根据古地磁的研究认为腾冲地块自40Ma之后发生了约87°的顺时针旋转,说明腾冲地块可能在40Ma之前与拉萨地块是平行的,也就是说,新特提斯洋洋壳是北向俯冲至拉萨-腾冲地块之下。但Li等(2008)据现今的地震层析成像结果发现印度大陆仍分别北向和东向俯冲到喜马拉雅-拉萨地块和缅甸-腾冲地块之下,因此,根据现如今的大陆格局,本书中将假设新特提斯洋洋壳是北向俯冲至拉萨地块之下,而东向俯冲至腾冲地块之下。新特提斯洋的北向俯冲和大陆碰撞,一直是地学界的研究热点,现阶段对此的研究成果相对比较成熟,但是对于新特提斯洋的东向汇聚,以及俯冲-同碰撞-碰撞后动力学机制、相关岩浆作用的研究相对缺乏。在腾冲地块腾冲-盈江-梁河-陇川地区发育大量的晚白垩世-一早始新世长英质-镁铁质的岩浆作用(季建清等, 2000; Xu *et al.*, 2012; Ma *et al.*, 2014; Wang *et al.*, 2014a, 2015a; Chen *et al.*, 2015a; Qi *et al.*, 2015; Cao *et al.*, 2016),被认为是与新特提斯洋东向俯冲过程有关的大陆边缘岛弧地区岩浆活动。因此,对这些晚白垩世-一早始新世花

岗岩类岩石成因的研究，有利于解析新特提斯洋向东俯冲及陆陆碰撞的过程，活动大陆边缘岛弧地区壳幔结构演化，反演新特提斯洋俯冲和印度-欧亚大陆东向碰撞过程中活动大陆边缘岛弧地区的岩浆响应。

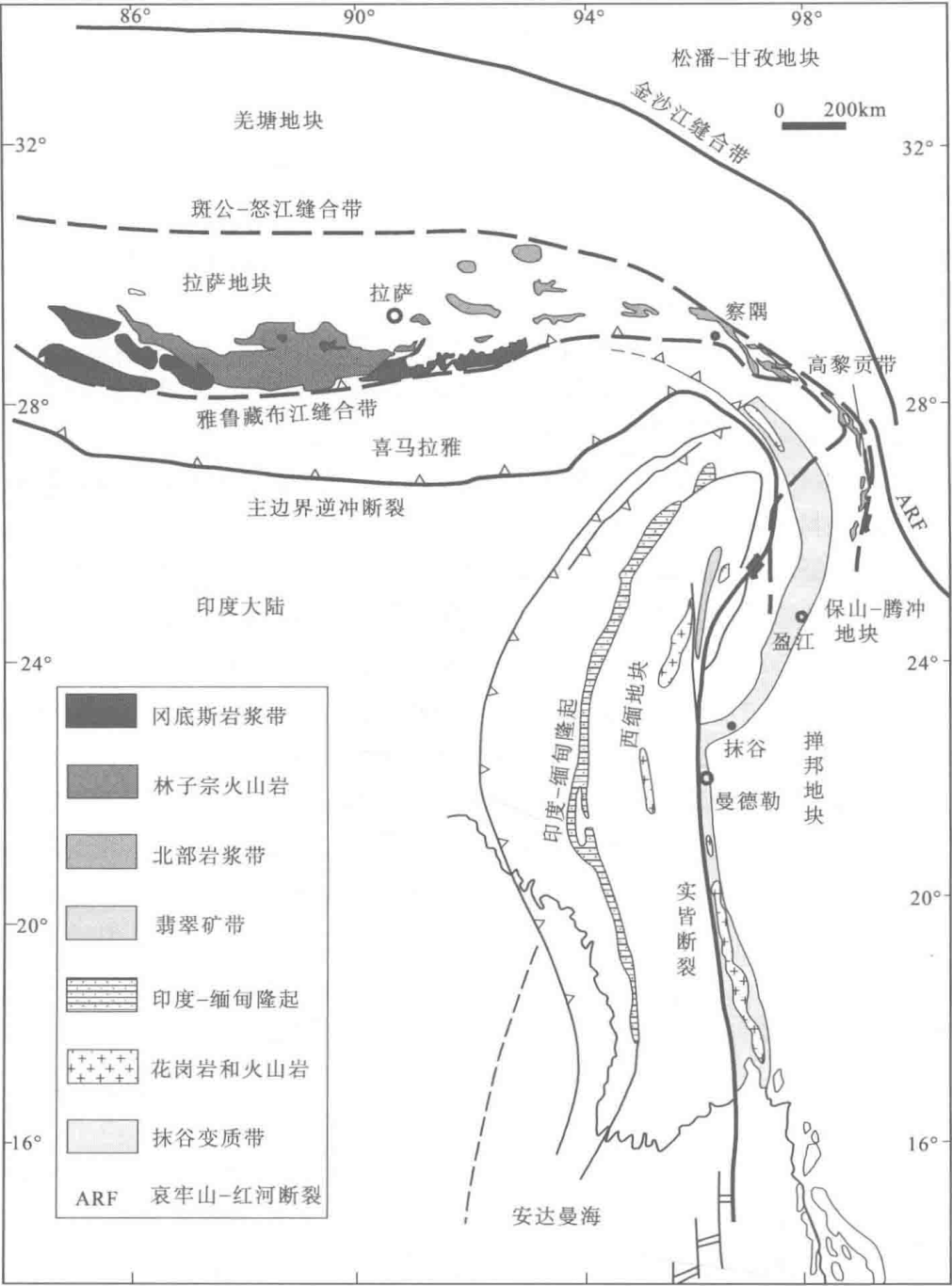


图 1.1 青藏高原及东南亚构造简图 (据 Xu et al., 2012)

1.1.1 花岗岩类的研究现状

花岗岩类的研究经历了从基于野外地质事实观察研究到实验岩石学岩理学研究再到现今的高精度测试分析及数字模拟多个阶段,但学术界对花岗岩类成因的认识仍存在很多的争议,争论的焦点在于花岗岩类成因的多样性和多解性。Chappell 和 White (1974) 根据花岗岩类的成岩物质,将其分为 I 型和 S 型,后来又有 M 型和 A 型花岗岩的分类 (Collins *et al.*, 1982; Whalen *et al.*, 1987; King *et al.*, 2001)。在俯冲带和造山带中最常见的为 I 型 (花岗闪长岩-英云闪长岩-闪长岩) 和 S 型花岗岩类。针对这两种花岗岩类的研究成果表明, S 型花岗岩类的成因基本已达共识,认为是壳源变质沉积岩部分熔融的结果,并且在源岩中有很大大一部分的富铝泥质物质存在,即变质泥岩到变质杂砂岩组分 (Conrad *et al.*, 1988; Chappell and White, 1992, 2001; Clemens, 2003; Clemens and Benn, 2010), S 型花岗岩的成分变化很大程度上取决于源区中的源岩组分 (斜长石、斜长石/钾长石、斜长石/云母、云母) 和残留相的成分,以及熔体携带的包晶矿物 (如石榴子石)。但是关于 I 型花岗岩的成因仍存在很大的争议 (Clemens *et al.*, 2011; Castro, 2013), 现阶段的主流观点有: ① 镁铁质下地壳直接部分熔融 (Rapp *et al.*, 1991; Rushmer, 1991; Roberts and Clemens, 1993; Rapp and Watson, 1995); ② 高铝玄武岩同化混染地壳中的泥质岩组分 (Patiño Douce, 1995); ③ 壳源长英质岩浆和幔源镁铁质岩浆混合 (Davis and Hawkesworth, 1993; Eichelberger and Izbekov, 2000; Barbarin, 2005; Yang *et al.*, 2007; Reubi and Blundy, 2009; Kent *et al.*, 2010; Ruprecht *et al.*, 2012); ④ 含水镁铁质母岩浆结晶分异 (Grove *et al.*, 2003; Schiano *et al.*, 2004a; Deering and Bachmann, 2010; Dessimoz *et al.*, 2012; Jagoutz and Schmidt, 2012; Castro, 2013; Lee and Bachmann, 2014); ⑤ 水饱和地幔物质的部分熔融 (Falloon and Danyushevsky, 2000) 或者俯冲洋壳 (Defant and Drummond 1990; Yogodzinski *et al.*, 1995; Martin *et al.*, 2005; Falloon *et al.*, 2008) 和沉积物的部分熔融 (Plank and Langmuir, 1993, 1998; Prouteau *et al.*, 2001; Plank, 2005; Mibe *et al.*, 2011; Carter *et al.*, 2015; Pirard and Hermann, 2015a, 2015b)。对于 I 型花岗岩的成因机制总结起来为部分熔融、结晶分异和岩浆混合三种模式。Castro (2014) 根据物源所在区域将 I 型花岗质岩浆的成因分为壳内模式 (on-crust models) 和壳外模式 (off-crust models)。壳内模式是镁铁质岩浆侵位到下地壳,诱发下地壳部分熔融形成花岗质岩浆,这种成因模式是下地壳存在热异常区,引起地壳物质部分熔融 (deep crustal hot zone) (Annen *et al.*, 2006)。壳外模式主要是剥蚀的俯冲板片及沉积物或者地壳和地幔楔物质的混杂岩部分熔融形成安山质母岩浆,然后结晶分异形成花岗质岩浆 (Castro, 2013), 壳外模式强调的是花岗质岩浆的母岩浆是形成于地幔内部的而非壳内。

以活动大陆边缘岛弧地区为例,将其壳幔结构简单地划分,从上到下依次为大陆地壳、大陆岩石圈、地幔楔、俯冲板片、软流圈,而在陆缘弧地区花岗岩类的可能物源区到底有哪些,可能的成因机制有哪些? 上地壳物质部分熔融形成 I 型花岗岩类的可能性

不大,而镁铁质下地壳部分熔融形成的岩浆 $Mg\#^{①}<45$,并且形成的熔体具有富钠特征(Rapp *et al.*, 1991; Rushmer, 1991),这与俯冲带和造山带的大多数高钾钙碱性 I 型花岗岩类的特征不相符,但是当源岩为高钾安山岩或者英云闪长岩时,会形成高钾的花岗质岩浆(Roberts and Clemens, 1993)。俯冲带水饱和地幔楔物质部分熔融形成的花岗质岩浆会具有特殊的地球化学属性和特征,如玻安岩(高镁安山岩)具有高的 MgO 和 $Mg\#$,并且这种岩浆起源机制需要高温条件($1130\sim 1275^{\circ}C$)(Pearce *et al.*, 2005; Cooper *et al.*, 2010; Li *et al.*, 2013),而且俯冲带地幔楔是否能够存在如此高的水含量还是一个未解之谜。年轻、热的俯冲洋壳部分熔融可以形成埃达克质岩石,具有高的 Sr/Y 值(Defant and Drummond, 1990; Yogodzinski *et al.*, 1995; Martin *et al.*, 2005; Falloon *et al.*, 2008)。俯冲板片在低温条件和水加入时可以形成碱富集的硅酸盐流体/熔体,这些熔体或者流体会对上覆地幔进行交代(Prouteau *et al.*, 2001)。俯冲的沉积物也会对岛弧岩浆的微量元素特征进行改造(Johnson and Plank, 2000; Plank, 2005; Tollstrup and Gill, 2005),其成分类似于上地壳组分(Plank and Langmuir, 1998),部分熔融形成的熔体为过铝花岗质熔体(Patiño Douce and Johnston, 1991)。此外,俯冲沉积物部分熔融形成的熔体与上覆的地幔橄榄岩交代或者和玄武质岩浆的混合是可以形成中酸性岩浆的,并且形成花岗质岩浆的 MgO 含量也会相对高。

Sisson 等(2005)认为在俯冲带起源于地幔的含水中钾到高钾镁铁质岩浆结晶分异可以形成体积 12%~15%的花岗质岩浆。实验岩石学数据显示含水的橄榄拉斑玄武岩在极度分异的条件下(96%~97%)可以形成钾质低硅花岗质熔体,但组分大多数是以中性岩为主(Whitaker *et al.*, 2008),并且这些分异形成的中酸性岩浆具有很高的黏度。Lee 和 Bachmann(2014)根据岩浆系列中的 Zr 和 P 微量元素体系,指出岛弧地区的中酸性岩浆主要是由含水玄武质岩浆在高压下的结晶分异形成的。但是要形成俯冲带和造山带大面积的花岗岩类,就需要更多的镁铁质岩浆,这是与野外观察事实不符的。

Clemens 和 Watkins(2001)认为高度移动的花岗质岩浆可以在流体缺失的条件下部分熔融形成,也就是说含水矿物(云母和角闪石)的脱水熔融反应。但是实验岩石学的结果显示,即使在 $1000^{\circ}C$,这些地壳物质的部分熔融形成的熔体也很难有足够的镁铁质组分($Ca+Fe+Mg$)来和自然界花岗岩中偏基性的端元镁铁质组分相匹配(Miller *et al.*, 1985; Stevens *et al.*, 2007)。熔融实验表明,通过对含角闪石和含黑云母的源岩进行部分熔融来模拟 I 型花岗岩熔体形成过程, I 型花岗岩的初始熔体是过铝质的,这也和经常观察到的偏基性花岗岩类的准铝质特征不一致。这也就是说,纯的地壳物质部分熔融很难直接形成这种偏基性的花岗质岩浆(花岗闪长岩-英云闪长岩),因此需要外来镁铁质组分的加入。Clemens 等(2011)认为偏基性花岗质岩浆中的镁铁质组分可以由岩浆携带源区残留组分的加入来增加[包晶矿物(peritectic minerals),如辉石、基性斜长石、钛铁矿等],这些组分的加入也会导致岩浆从过铝质变成准铝质。研究花岗岩成因首先要解决

① $Mg\#$ 为岩浆化学参数, $Mg\# = Mg/(Mg+Fe) \times 100$ 。

的问题是花岗质岩浆是否是开放体系,如确定是岩浆混合、部分熔融或者结晶分异的结果。Castro (2013) 利用相平衡理论给出一定的启示,他认为花岗质岩浆为熔体 (liquid),虽然携带的包晶矿物可以对花岗质岩浆提供镁铁质组分 (Ca+Fe+Mg),但是通过简单的质量平衡计算,如果仅是依靠包晶矿物来增加 I 型花岗岩的镁铁质组分需要大约 20% 的辉石 (Castro *et al.*, 1999),这是很难实现的。因此他认为花岗质岩浆是安山质母岩浆经过多元共结分异而成,而分异堆晶残留的偏基性组分可能就是与花岗岩有关的一些基性岩,这也是大陆地壳生长可能的成因模式 (Castro *et al.*, 2010),而安山质岩浆起源于剥蚀的俯冲板片和地幔楔物质的混杂岩部分熔融,即所谓的壳外模式 (Castro *et al.*, 2010; Castro, 2014)。镁铁质岩浆结晶分异形成花岗质岩浆成因可用来解释自然界花岗岩的形成,但结晶分异成因的花岗质岩浆是否有足够多的镁铁质组分和自然界观察到的花岗岩类相匹配,这个问题还没有得到充分的证明。

越来越多的地球化学和同位素证据及野外观察表明,幔源镁铁质岩浆对花岗质岩浆成因有很重要的作用,不仅为花岗质岩浆的形成提供热量,还有物质的加入 (Eichelberger and Izbekov, 2000; Barbarin, 2005; Yang *et al.*, 2007; Reubi and Blundy 2009; Kent *et al.*, 2010; Ruprecht *et al.*, 2012; Brown, 2013),如与花岗岩密切相关的基性岩或者岩脉,花岗岩类中代表镁铁质岩浆的暗色微粒包体等。寄主岩石中固结的暗色微粒包体在岩浆上升侵位过程中与花岗质岩浆残留液相也会发生相互作用,导致暗色微粒包体发生分解 (García-Moreno *et al.*, 2006; Miles *et al.*, 2013; Farner *et al.*, 2014)。镁铁质包体的分解会造成花岗质岩浆显示幔源特征,并且这一过程会增加花岗质岩浆中的偏基性组分 (Ca+Fe+Mg)。

花岗岩成因的多样性取决于缺少对花岗岩形成过程系统的判别和认知,如花岗质岩浆在源区形成、提取、迁移、侵位机制等过程,以及物质 (包括源岩、熔体及携带包晶或者结晶的矿物) 在这些过程中的特征和属性 (Brown, 2013; Clemens, 2014)。矿物是岩浆岩的基本组成单元,矿物的化学成分变化对花岗岩的成因及岩浆演化有重要的指示意义,结合全岩成分及矿物成分的分析可以理解岩浆演化的过程,但关于花岗岩的研究还需要漫长的探索。

1.1.2 新特提斯洋闭合及印度-欧亚大陆初始碰撞

本书主要讨论的是与新特提斯洋俯冲及闭合有关的岩浆活动,基于已有的研究,对新特提斯洋的闭合和印度-欧亚大陆初始碰撞的时间进行综合讨论和约束。

关于印度-欧亚大陆的初始碰撞时间和碰撞方式,仍存在诸多争论,依据不同学科方法的研究 (古地磁、沉积学、地层古生物学、岩石学、构造地质和高压变质作用),不同学者确定出来的初始碰撞年龄变化较大,跨度在 70~20Ma (Klootwijk *et al.*, 1992; Rowley, 1996; Yin and Harrison, 2000; Guillot *et al.*, 2003; Leech *et al.*, 2005; Aitchison *et al.*, 2007; Chen *et al.*, 2010; Dupont-Nivet *et al.*, 2010; Liebke *et al.*, 2010; Najman *et al.*, 2010; Yi *et al.*, 2011; Bouilhol *et al.*, 2013)。Lee 和 Lawver (1995) 根据板片汇聚速率,提

出印度大陆和欧亚大陆在大约 60Ma 发生“软碰撞”和 45Ma 发生“硬碰撞”。虽然很多学者认为印度-欧亚大陆的碰撞是单次俯冲 (Cai *et al.*, 2012), 但近年来仍有部分学者提出印度大陆和欧亚大陆的碰撞方式是两阶段的拼贴过程。例如, 印度大陆首先和新特提斯洋洋内弧碰撞 (55~50Ma), 然后在 40~34Ma 再与欧亚大陆发生碰撞 (Aitchison *et al.*, 2007), 或者, 首先是特提斯喜马拉雅微地块和欧亚大陆在 50Ma 左右发生碰撞, 然后在 25~20Ma 印度大陆再与欧亚大陆碰撞 (van Hinsbergen *et al.*, 2012)。针对 Sangdanlin 和 Gyangze 前陆盆地的生物地层学和碎屑锆石年代学研究结果表明, 印度-欧亚大陆精确的初始碰撞时间为 59 ± 1 Ma (Wu *et al.*, 2014; Hu *et al.*, 2015)。印度-欧亚大陆的碰撞是在拉萨地块中部先开始, 然后向两边逐渐推进, 最终在喜马拉雅西北部和东部分别在 50Ma 和 45Ma 闭合 (Wu *et al.*, 2014)。但青藏高原东部缺少保留下来的陆陆碰撞时期的沉积岩地层, 因此对于初始碰撞的时间难以确定。Ding 等 (2001) 和 Zhang 等 (2010a) 利用麻粒岩相高压变质年龄提出印度-欧亚大陆在青藏高原东部碰撞的时间应该早于 45Ma。此外, Xu 等 (2008) 在腾冲地块片马地区早白垩世花岗岩和梁河地区花岗岩中发现了具有板内属性的玄武岩岩脉, 是俯冲大洋板片发生断离的结果, 其结晶年龄为 40Ma 左右, 因此, 推断印度-欧亚大陆东向初始碰撞时间为 57~52Ma, 这与三维数值模拟结果是一致的, 碰撞带发生板片断离的时间一般是初始碰撞之后 10~20Ma (van Hunen and Allen, 2011)。

1.1.3 腾冲地块及拉萨地块晚白垩世—早始新世岩浆作用研究现状

1) 拉萨地块晚白垩世—早始新世岩浆作用研究现状

新特提斯洋俯冲及印度-欧亚大陆碰撞形成了青藏高原及邻区特殊的构造和岩浆及变质作用, 雅鲁藏布江蛇绿岩套及拉萨地块中生代岩浆作用为研究北向俯冲-碰撞-造山过程提供了庞大的信息, 近年来的研究成果比较成熟。火成岩的岩石成因能反映大洋俯冲-陆陆碰撞过程, 对青藏高原火成岩岩石成因的研究, 能够很好地反演各阶段的深部动力学过程。

拉萨地块被分为 3 个部分: 从南向北依次是南、中、北拉萨地块 (Zhu *et al.*, 2011)。拉萨地块中生代到新生代的岩浆作用普遍发育, 包括在中-北拉萨地块的北部岩浆带、中-南拉萨地块的冈底斯岩浆带和林子宗火山岩套 (Chung *et al.*, 2005; Chu *et al.*, 2006; Zhu *et al.*, 2011)。北部岩浆带与班公-怒江洋闭合和拉萨-羌塘地块拼贴有关, 形成时间是侏罗纪到早白垩世, 即 240~110Ma (Zhu *et al.*, 2011), 岩石类型以过铝质或者 S 型花岗岩类为主。冈底斯岩浆带和林子宗火山岩是以晚白垩世到古近纪的岛弧岩浆作用为主, 代表了沿欧亚大陆边缘安第斯型岛弧岩浆带, 记录了新特提斯洋向北俯冲的过程。

拉萨地块晚白垩世发育大量具埃达克质属性的岩浆岩 (Wen *et al.*, 2008a; Zhang *et al.*, 2010b; Jiang *et al.*, 2012, 2014; Ji *et al.*, 2014; Meng *et al.*, 2014; Pan *et al.*, 2014; Zheng *et al.*, 2014), 这些埃达克质的岩石成因反映了拉萨地块在俯冲-碰撞过程中地壳发生加厚。在中-北拉萨地块, 晚白垩世的埃达克岩 (94~85Ma) 被认为是由拉萨和羌塘地块

发生碰撞,加厚的古老地壳部分熔融形成 (Pan *et al.*, 2014; Meng *et al.*, 2014; Wang *et al.*, 2014b; Chen *et al.*, 2015b), 并且在中-北拉萨的交界处存在新生地壳物质 (Wang *et al.*, 2014b)。在南拉萨地块,具埃达克属性的岩浆岩形成年代集中在 102~62Ma (Wen *et al.*, 2008b; Zhang *et al.*, 2010b; Jiang *et al.*, 2014; Zheng *et al.*, 2014)。Wen 等 (2008a) 认为 102~76Ma 埃达克岩是加厚下地壳形成的,而越来越多的学者认为这些具有埃达克质属性岩石是新特提斯洋俯冲洋壳部分熔融形成 (Zhang *et al.*, 2010b; Ma *et al.*, 2013; Jiang *et al.*, 2014; Zheng *et al.*, 2014)。Zheng 等 (2014) 提出在这些埃达克岩形成侵位之前,南拉萨地块是正常地壳厚度,但 Jiang 等 (2014) 在泽东地区发现存在 62Ma 具埃达克属性的花岗岩类,认为这个时候的南拉萨地壳已经被加厚。Ji 等 (2014) 根据在中-南拉萨地块三个不同阶段 (95~86Ma、85~73Ma、68~60Ma) 的花岗岩类研究,发现岩石属性从埃达克岩变为正常钙碱性花岗岩,认为 68~60Ma 中-南拉萨交界部位变为为了一个正常的地壳厚度,该期花岗岩是和早期林子宗火山岩同时代,与林子宗火山岩有相似的地化和同位素特征 (Mo *et al.*, 2007)。因此,关于晚白垩世拉萨地块的地壳厚度变化仍存在较大的争议。Wen 等 (2008b) 根据冈底斯岩浆带的 25 件 SHRIMP 锆石年龄,确定出明显的两期岩浆作用,晚白垩世 (103~80Ma) 和古新世—始新世 (65~46Ma),同时发现在 80~70Ma,冈底斯岩浆带存在一个岩浆间隔,并且晚白垩世是以具有埃达克属性岩浆侵入结束的,古新世—始新世岩浆作用在 50Ma 左右存在一个峰期;他们认为晚白垩世的岩浆结束和 80~70Ma 的岩浆间隔是新特提斯洋平板俯冲所导致,古新世—始新世岩浆作用的开始是俯冲板片的回转所造成。这个过程也导致拉萨地块岩浆活动向南移动,同时在 50Ma 由俯冲板片的断裂形成了岩浆作用的爆发。此外,Chu 等 (2011) 发现冈底斯岩基中花岗岩锆石中的 Hf 同位素值在 55~50Ma 发生了从亏损向富集转变的现象,并将其解释为有俯冲印度大陆地壳物质参与到岩浆作用中所引起,推测印度-欧亚大陆碰撞发生在 55Ma 以前。但 Zhu 等 (2011) 和赵志丹等 (2011) 认为 Hf 同位素组分的这种变化可能是地块内部古老地壳基底物质参与的结果,并不一定是印度大陆地壳物质的卷入。总体来说,冈底斯岩浆带晚白垩世—早始新世的花岗岩类的 Hf 同位素大多数显示出亏损的特征。

林子宗火山岩从上到下分为典中组、年波组和帕那组,呈带状大面积分布于南拉萨地块,角度不整合覆盖在强烈变形的上白垩统或更老地层之上 (Yin and Harrison, 2000; 莫宣学等, 2003; 潘桂棠等, 2006), 与林子宗火山岩同期的冈底斯侵入岩以含暗色包体的闪长岩、英云闪长岩和花岗闪长岩为主,主要为准铝质钙碱性岩石 (纪伟强等, 2009)。已有的 Ar-Ar 定年和锆石 U-Pb 年龄数据显示林周盆地典中组底部流纹岩年龄为 69Ma, 是林子宗火山岩最老年龄 (He *et al.*, 2007), 年波组火山岩的年龄变化范围较大,为 60~42Ma, 帕那组火山岩的年龄为 54~43Ma (莫宣学等, 2003; Lee *et al.*, 2009), 年代学结果表明林子宗火山岩的侵入年龄集中在 69~43Ma (Zhu *et al.*, 2013)。对于其成因机制,众学者也有不同观点: ①在 70~65Ma 印度-欧亚大陆碰撞时发生的同碰撞型岩浆作用 (Mo *et al.*, 2008; 莫宣学等, 2003); ②70~50Ma 雅鲁藏布江洋壳岩石圈俯冲角度变陡和

约 50Ma 俯冲板片断离引起的岩浆作用 (Ding *et al.*, 2003; Chung *et al.*, 2005; Lee *et al.*, 2009, 2012)。Mo 等 (2008) 根据林周盆地样品中具有地幔特征的 Sr-Nd 同位素组分, 认为林子宗中酸性火成岩起源于雅鲁藏布特提斯洋壳, 但 Lee 等 (2012) 提供的林子宗火山岩数据具有更分散的 Sr-Nd 同位素组分, 即 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = -18 \sim +5.9$, 认为地幔楔、软流圈地幔和岩石圈地幔物质, 以及新生镁铁质下地壳的部分熔融和岩浆混合在林子宗火山岩形成时具有重要作用。Gao 等 (2010) 在羊八井地区林子宗火山岩中发现始新世的钾质-超钾质火山岩夹层, 认为这些岩石可能是俯冲相关的流体或者沉积物重熔的熔体交代上覆地幔引起地幔物质部分熔融。

2) 腾冲地块晚白垩世—早始新世的岩浆作用研究现状

腾冲地块白垩纪到早始新世发育大量的镁铁质到花岗质岩浆作用。这些岩浆作用可以分为 3 期, 即早白垩世 (130~115Ma)、晚白垩世 (76~64Ma)、早始新世 (55~50Ma), 并且腾冲地块早白垩世晚期至晚白垩世早期 (90~80Ma) 的岩浆岩发育较少, 这和拉萨地块发育同期岩浆作用是不同的。

腾冲地块早白垩世花岗岩主要发育在高黎贡带的西侧, 梁河-泸水一带, 年龄集中在 130~115Ma (杨启军等, 2006; 戚学祥等, 2011; 杨启军、徐义刚, 2011; Xu *et al.*, 2012; Cao *et al.*, 2014), 同波密-察隅地区早白垩世高分异花岗岩相似, 与班公-怒江洋的演化有关, 可能与中北拉萨地块的北部岩浆带相接, 是中特提斯洋演化及拉萨-腾冲地块和羌塘-保山地块陆陆碰撞的岩浆响应。

晚白垩世的岩浆作用集中在 76~65Ma, 岩性以花岗岩类为主, 发育在腾冲北部的猴桥、古永、小龙河和苏典等地 (杨启军等, 2009; Xu *et al.*, 2012; Chen *et al.*, 2015a; Qi *et al.*, 2015)。花岗岩以黑云母二长花岗岩和黑云母钾长花岗岩为主, 为过铝质高钾钙碱性花岗岩类, 其 Hf 同位素显示富集特征, 表明花岗岩是陆壳物质部分熔融形成的。该期花岗岩与锡矿床的成因有关, 因此备受关注, 而对这期花岗岩形成的背景仍有争议, 被认为是同碰撞背景 (施琳等, 1991; 杨启军等, 2009) 或伸展背景下 (江彪等, 2012; Chen *et al.*, 2015a) 或俯冲带岩浆弧腹地加厚地壳形成的 (Xu *et al.*, 2012; Qi *et al.*, 2015)。

早始新世的岩石类型以基性和酸性侵入岩为主, 出露在盈江及以西地区, 年龄集中在 55~50Ma, 部分岩石发生糜棱岩化作用, 曾被认为是腾冲地块的结晶基底 (钟大赉等, 1998)。季建清等 (2000) 在那邦地区发现具有洋中脊玄武岩 (MORB) 属性的变质基性岩, 与洋中脊拉斑玄武岩的地球化学特征相似, 认为该变质基性岩是先前密支那新特提斯洋壳的上部组成部分, 是新特提斯洋俯冲洋壳在断离作用后折返地表的麻粒岩相岩石。Wang 等 (2014a, 2015a) 通过对那邦-金竹寨-铜壁关-陇川地区的变质基性岩地球化学的分析, 发现从西向东这些基性岩显示出明显的成分极性, 富集组分逐渐增加, 因此将这些变质基性岩分为那邦、金竹寨-铜壁关、铜壁关-陇川 3 组。那邦变质基性岩显示出亏损的 Nd 和 Hf 同位素, 认为是类似于 MORB 的弧后盆地玄武岩, 有俯冲洋壳或者沉积物起源的组分加入; 金竹寨-铜壁关变质基性岩具有富集的 Nd 和 Hf 同位素, 富集大离子亲石元素, 亏损高场强元素, 可能是在大陆岛弧背景下由俯冲板片起源流体交

代的岩石圈地幔熔融形成的；铜壁关-陇川地区的变质基性岩具有更加富集的 Nd-Hf 同位素，可能起源于有限的俯冲板片流体交代的富集岩石圈地幔。Ma 等（2014）对那邦地区的花岗岩类进行了分析，认为这些含角闪石的花岗岩主要是古老壳内岩石部分熔融，但是有大量的新生地壳物质的参与，区域上花岗岩类与基性岩的成因关系密切。

目前来看，对腾冲地块晚白垩世—早始新世的花岗岩类成因机制以及构造动力学背景还没有系统性和综合性的约束和限制。这些花岗岩类的形成与新特提斯洋东向俯冲及印度-欧亚大陆碰撞息息相关，各期岩浆作用及相应的岩石类型与俯冲-碰撞过程一一对应，是新特提斯洋闭合和印度-欧亚大陆碰撞演化的真实物质记录和重要岩石学证据，能够很好地揭示在此过程中活动大陆边缘岛弧地区的岩浆响应。因此，针对腾冲地块晚白垩世—早始新世花岗岩类岩石成因研究，对探讨新特提斯洋东向俯冲及陆陆碰撞过程具有重要的科学价值。

1.2 腾冲地块大地构造位置及演化

腾冲地块位于青藏高原东南方向的滇西地区，地块边界主要受控于韧性剪切带和变质带。腾冲地块东接保山地块，以高黎贡带分割，西临缅甸地块，以实皆断裂（Sagaing fault）和抹谷变质带（Mogok metamorphic belt）为边界（Replumaz and Tapponnier, 2003）（图 1.1），腾冲地块西侧那邦地区被认为是抹谷变质带的北延部分（Bertrand *et al.*, 2001）。腾冲地块和东侧的保山地块被认为是滇缅泰马地块（Sibumasu terrane）的北部（Metcalf, 2013），而滇缅泰马地块被认为是基梅里大陆（Cimmerian continent）的东段（Sengör, 1988）。滇缅泰马地块和冈瓦纳大陆澳大利亚西北部的寒武纪—二叠纪动物群相似，因此被认为是在二叠纪分裂于冈瓦纳大陆澳大利亚西北部（Metcalf, 2002, 2011, 2013），晚中生代与欧亚大陆发生拼贴（Morley *et al.*, 2001; Ueno, 2003）。但是 Li 等（2014）通过对腾冲地块石炭系中的碎屑锆石进行年代学研究，发现腾冲地块石炭系中的碎屑锆石年代学波谱和冈瓦纳大陆的印度陆块边缘年代波谱相似，认为腾冲地块可能是早古生代分裂于印度大陆。因此，对于腾冲地块的起源仍存在一些争论，主要争论点是分离于印度大陆边缘或澳大利亚大陆边缘（Wopfner, 1996; Metcalf, 2002, 2011, 2013; Liao *et al.*, 2013; Metcalf and Aung, 2014）。

腾冲地块和保山地块长期被当作一个整体来对待，均是从冈瓦纳大陆上分离出来的微陆块，但二者之间仍存在着一些差异：①腾冲地块和保山地块的基底是有差别的，腾冲地块以高黎贡山群中元古代变质岩为基底，而保山地块以新元古代—寒武纪陆相沉积的低级变质公养河群为基底（Jin, 1996）。②腾冲地块新元古代地层是未探明的，早古生代地层不发育，仅有非常少的下泥盆统；保山地块的地层比较完整，但是缺失上寒武统到上奥陶统（Jin, 1996; 黄勇等, 2009, 2012）。③保山地块存在晚石炭世到早二叠世的火山活动（卧牛寺组）和红层（red beds），但是在腾冲地块不发育该期的火山活动和红层，并且石炭纪的地层是连续的（Jin, 1996, 2002; Wopfner, 1996）。④腾冲地块筴类动物群和

同时代保山地块及滇缅泰马地块的动物群具有相似性,但是两者属于明显不同的种(Wang *et al.*, 2002)。因此,腾冲地块和保山地块虽然在古生代可能没有连接在一起,但是两个地块应该在地理位置上相差不远。

腾冲地块和保山地块之间的高黎贡带是由印度-欧亚大陆的碰撞,地壳物质的逃逸或者挤出形成的右行走滑断裂。高黎贡带的走滑剪切是发生在渐新世到中新世,走滑剪切的时间根据同动力变质矿物黑云母的 Ar-Ar 定年,确定为 35~21Ma 和 19~12Ma (Wang *et al.*, 2006, 2008; Zhang *et al.*, 2010c; Eroğlu *et al.*, 2013),并且,高黎贡剪切带和青藏高原的 Karakorum-Jiali-Parlung 走滑剪切带是相连的 (Lee *et al.*, 2003; Lin *et al.*, 2009)。

实皆断裂是切穿抹谷变质带的南北向超过 1200km 的右旋走滑断裂带,并且向南通过一系列的转换断层延伸至安达曼海的活动弧后盆地 (Curry, 2005)。抹谷变质带北接东喜马拉雅,南连安达曼海北部,超过 1500km (Mitchell, 1993; Morley *et al.*, 2001),带内出露早白垩世—早古新世基性-超基性岩,被认为是与新特提斯洋有关的蛇绿岩 (Mitchell, 1993; Mitchell *et al.*, 2012),并且腾冲地块的那邦地区被认为是该带的北延,与此带的岩性相似。

1.2.1 区域地层

腾冲地块由于经历复杂的地壳活动,地层连续性较差,出露地层有古元古界、新元古界、泥盆系、二叠系、三叠系、新近系和第四系。本书主要是根据云南省区域地质志和 1:25 万腾冲市幅地质调查报告来对研究区地层进行描述。

古元古界高黎贡山群 (Pt_{1gl}): 高黎贡山群作为腾冲地块的基底,占据了怒江以西和腾冲以南的广大区域,出露面积约 2500km²,是一套中深变质岩系。高黎贡山群经历早元古代晚期的热动力变质作用,达到角闪岩相,并且经历后期的糜棱岩化作用的改造,原生结构被取代,主要的实测剖面是在腾冲古永镇桤木岭,上营乡大蒿萍和瑞丽市广汉地区。总体来说,高黎贡山群主要由一套黑云母斜长变粒岩、斜长片麻岩、云母片岩、石英岩、大理岩等组成。翟明国等 (1990) 获得高黎贡山群片麻岩中的 Sm-Nd 模式年龄为 2218Ma,钟大赉 (1998) 获得斜长角闪岩和花岗片麻岩 Nd 模式年龄为 1094~840Ma 和 2717~2218Ma。因此高黎贡山群被认为是一套古元古代的地层。

新元古界梅家山群 (Pt_{3m}): 梅家山群由四个单元组成,包括二道河组、宝华山组、九渡河组、单龙河组,主要是由一套区域变质很浅、动力变质强烈的细碎屑岩组成,岩石普遍遭受强度不同的糜棱岩化改造。

泥盆系: 泥盆系分布于盈江县支那-狮子山一带,由下往上为狮子山组和关山组,主要岩石类型为砂岩、粉砂岩、灰岩和板岩。根据狮子山组粉砂岩中鱼类化石,将其划分为下泥盆统。

二叠系: 二叠系地层在腾冲出露较广,主要分布于腾冲市、盈江县和梁河县地区,由老到新依次为邦读组、空树河组、大东厂组。邦读组和空树河组为整合接触,大东厂组和空树河组为平行不整合接触。二叠系主要由泥岩、粉砂岩、砂岩和含生物碎屑结晶