

江西三清山花岗岩景观地貌的基本特征 及其形成历史

浦庆余¹⁾, 郭克毅²⁾

1) 中国地质科学院, 北京, 100037; 2) 中国地质博物馆, 北京, 100034

内容提要:三清山花岗岩体形成于燕山晚期, 岩体侵位定位后又经历了大约 50Ma 的侵蚀和剥蚀, 将上覆 5000m 的地层搬到南北两侧的断陷盆地中, 形成白垩纪红色砂岩和砂砾岩地层, 花岗岩体便出露地表。又经过大约 50~60Ma 的构造演化和地貌演变形成了目前海拔 1000~1800m 的玉京峰期壮年地面和 1200~1300m 的怀玉山区壮年地面。至距今 2.4Ma 以前的上新世, 在这两期古地面上曾先后发育了红色风化壳。红色风化壳的底部形成了众多的石蛋。进入更新世, 随着地壳的强烈抬升和气候变冷, 冰冻风化、块体运动和流水侵蚀, 古地面上的沟谷迅速向下侵蚀, 古地面受到切割、破坏, 风化壳也被侵蚀掉, 形成深切峡谷、悬崖峭壁和柱、峰林立的景观, 在柱、峰顶部残存着一些花岗岩石蛋。这种海拔超过 1500m, 相对高差超过 1000m 的高山地貌巍为壮观, 石柱、尖峰显得十分秀丽, 这就是三清山式地貌——高山尖峰地貌的特色, 是提供旅人欣赏的主要花岗岩景观地貌, 也是需要人们切实保护的重要地质遗迹。

关键词:花岗岩景观地貌; 三清山式地貌; 高山尖峰地貌

地貌学是研究地表形态的特征、类型、结构以及它们是如何形成和发展的科学, 它是介于地理学和地质学之间的边缘学科。地球表层处在岩石圈、大气圈、水圈、生物圈(和土壤圈)以及人类圈的交叉部位, 它受到这些圈层的共同作用, 这里既是能量积聚和释放频繁发生, 又是物质迁移和积聚永不停止的地带。地表形态处在不断变化的过程中。

传统地貌学认为地貌是地球内外营力共同作用地表的结果。外营力包括风化、剥蚀、搬运和堆积, 如流水、冰川、风、海洋、湖泊的作用; 内营力包括地壳运动形成的地质构造和新近的地壳升降。于是形成气候地貌学和构造地貌学两大地貌学分支学科。我国的地貌学基本上沿着这条道路发展(杨景春、李有利, 2005; 张根寿, 2005; 高抒、张捷, 2006)。传统地貌学对地貌形成的基本物料岩石却是忽视的。早在 1960 年代曾昭璇就注意了岩石性质在地貌形成中的贡献, 提出了岩石地形学这一科学命题, 明确指出“地貌是岩性、动力相互作用的发育阶段表现”。有关花岗岩地貌, 他对冲沟地形、石蛋地形、高山花

岗岩地形、热带花岗岩地形和干燥地区花岗岩地形进行了探讨(曾昭璇, 1960)。近年来, 地球科学的新思维和科学技术的进步, 地貌研究中引进了动力、定量的概念和方法, 例如河流动力、海洋动力、溶解动力、冰川动力、冰冻动力和活动构造动力, 并将这些动力的分解、侵蚀、搬运和堆积数量化。随着第四纪地质学的发展, 进入全球变化研究的新阶段, 对地貌演变的年代、历史也受到重视, 地貌学应用到海港建设、河道整治、矿产勘查和各种工程建设也更为广阔, 其中为旅游资源的开发和地质公园的建设服务的景观地貌(或旅游地貌)研究就是众多应用的一个方面。

综上所述, 一个地区的地貌形成和演变取决于四个因素: 一是组成地貌的岩石性质; 二是地壳的构造运动, 尤其是新构造运动的性质; 三是自然界的风化、侵蚀、搬运和堆积作用; 四是上述动力作用的时间和随着时间的变化。本文就是用上述现代地貌学的理论和方法对三清山核心景区的景观地貌的类型、成因、及其演化进行剖析。

注: 本文是三清山国家地质公园资助的《三清山花岗岩地质地貌发展演化研究》项目的成果之一。项目组组长是陈安泽, 成员有浦庆余、张招崇、郭克毅和简平。

收稿日期: 2007-03-18; 改回日期: 2007-06-22; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 浦庆余, 男, 1939 年生。研究员。主要从事第四纪地质、全球变化和地貌研究。通讯地址: 100037, 北京市百万庄大街 26 号, 中国地质科学院; 电话: 010-68992237。

1 三清山花岗岩景观地貌类型的划分

地貌发育的动力过程、组成物质相似或相近,并在一定地域内重复出现的形体的组合称为地貌类型。地貌类型的划分是地貌学研究的基本内容。地貌类型主要决定于地貌形体的物质组成、形态特征和他们的成因,按照不同分类原则和相应的标准可作若干种分类。例如:中国 1:100 万地貌制图规范按照地貌类型的地貌体的形态—成因原则,将我国地貌类型划分为五个等级,第一级以海岸线为界划分为陆地地貌和海底地貌;第二级按地貌基本形态将陆地地貌划分为平原、台地、丘陵、低山、中山、高山和极高山;将海底地貌划分为大陆架、大陆坡、大陆裙、深海平原或深海盆地;第三级按具体的地貌动力所形成的地貌划分为流水地貌、冰川地貌、冰缘地貌、风沙地貌、海岸和河口地貌、喀斯特(岩溶)地貌、黄土地貌、火山和熔岩地貌等;第四级将同一营力形成的地貌按其形态特征,将第二、三级类型组合而成,如湖积平原、洪积平原、冲积平原、剥蚀平原和风蚀平原等;第五级是在第四级的基础上按地貌形态和成因的进一步划分,如将黄土塬划分为平坦黄土塬和倾斜黄土塬,又如将洪积平原划分为平坦洪积平原、倾斜洪积平原和起伏洪积平原。这个地貌类型的分类系统,是为 1:100 万中国地貌图设计的,对于我们研究三清山花岗岩景观地貌并不适用。1950 至 1960 年代引进苏联通行全中国的地貌成因分类,如构造地貌、侵蚀地貌、剥蚀地貌、构造剥蚀地貌等更不适用。

1.1 三清山景观地貌类型划分原则

如上所述三清山景观地貌在全国地貌分类系统中是花岗岩地貌,对于这种地貌类型的进一步划分我们以地质遗迹的保护、旅游资源的开发为目的,主要按照形态特征,结合形成因素的原则进行。

下列三清山花岗岩地貌,其形体的规模相差很大,如峰群、造型石、堡峰、石锥。我们也只依其形态分别归入某种类型,不按其规模来区分级别。

三清山花岗岩地貌类型的划分,我们参考了承担三清山地质公园调查和规划者的意见(尹国胜等,2007),也持有不同的看法。

1.1.1 峰群

峰群是花岗岩山峰聚集的总称,到三清山人们首先注意到的是高耸入云的众多的山峰,这些山峰姿态各不相同,峰顶高程从海拔 1300~1800m 都有,从主峰玉京峰、玉虚峰、玉华峰的主峰区向周围

逐级下降,主要分布在 1700~1800m,1500 m 和 1350~1400 m 等几个高程范围内。按照单个山峰的形态和塑造过程可划分为堡峰、塔峰、屏峰和柱峰。

(1)堡峰:山峰规模较大,四周为陡崖,平面形态呈方形、长方形或似圆形,像城堡或碉堡,玉京峰、玉虚峰、玉华峰等山峰都是堡峰的代表。主峰区是三清山花岗岩第三期侵位的岩体。堡峰的规模较大,形体雄伟,顶部平坦,古壮年期地面的残留是花岗岩节理不太发育或花岗岩组成矿物颗粒较细所致,也可能是沟谷溯源侵蚀尚未到达核部所成。

(2)塔峰:山峰规模比堡峰小,呈塔状,四周为陡壁,侧面呈三角形,平面投影为似同心圆形,东海岸和西海岸都有发育,神龙峰为其代表,也是沿两组垂直节理风化剥蚀而成。

(3)屏峰:峰体成板状,如屏风一般,屏峰峰壁呈各种方形或三角形,而侧视如柱状,是沿一组主要节理风化崩塌所成。西海岸、东海岸和南清园都有,以南清园的万笏朝天为典型。

(4)柱峰:由塔峰和屏峰发展而成,峰体呈柱状,如“巨蟒出山”景点。

(5)簇峰:沿峰顶的花岗岩节理风化侵蚀,使峰顶显石英晶簇状或犬牙交叉状,有的成排列队,有的扎堆屹立。

1.1.2 石丛

规模较峰群为小,且不处在山峰的位置,由花岗岩石墙、石柱等组成,有时它们成为单独的个体,并未成丛。石丛的相对高度一般数米至数十米不等。三清山东北部的玉林石丛由多个石柱组成。

(1)石墙:三清山的石墙比较发育,他们是沿着一组主要节理风化剥蚀而成,如院子的围墙那样延伸长而墙体又很薄。以西海的石墙规模较大,从南到北延伸达 2km,从山顶的屏峰顺山坡下到谷底,重新升到山谷另一侧的屏峰,再延伸到另一山谷的谷底以致到另一山坡。西海栈道就是时而顺着石墙墙面,进而横跨石墙修建的,石墙数道平行,一道道沿着山坡向两端伸展,如同万里长城。因此“西海重墙”这一景点应该改称“西海长城”更能吸引眼球。

(2)石柱:主要景区所见的石柱以单独的个体为多见,“观音送子”、“秀峰”、“仙人观指”、“神童负松”等都是单独的石柱。在西海栈道下面经常能见到单体石柱。石柱高度一般十多米。此外,还有一种石柱,如“神龙戏松”的神龙尾部,一线天的长寿门与爱情门之间的隔档,他们是沿垂直节理或断层带侵蚀、

残留在谷壁上的上、下两端又与谷壁连接的柱子,使人感到好像是他们支撑着谷壁而不致倒塌。

1.1.3 造型石

顾名思义,此类地貌是形态像某种造型,即像人包括人们想像中的神仙,像禽兽,像物,像某种生产和生活用品,像人、物、禽兽的组合、人物的某些动作等等。造型石是形体比较大,不可移动的、寓于周围环境中的观赏石,以他们与人们生活经验中或心目中的偶像相似,而又具有观赏性而被游客认同。因此,这类观赏石的数量会随着游人的鉴别和欣赏能力的增加和想像力的传递而增加,据调查在核心景区范围内有造型石 89 处(尹国胜等,2007)。三清山的造型石、不管他们像什么,如万笏朝天、巨蟒出山、东方女神、观音赏曲、玉女开怀、观音送子、西海长城(西海重墙)、侧刀石、小将争雄、狐狸戏鸣(狐狸啃鸡)、神龟探海、葛洪炼丹、猴王观宝、松鼠思过、神龙戏松等等,从它们的造型和形成过程可分为三类。

(1)石蛋类造型石:这类造型石是古壮年期地面上花岗岩球状风化所成,是古壮年期地面被破坏后残存在其顶部的石蛋。如“万笏朝天”顶部的“狐狸戏鸡”,还有“猴王观宝”、“神龟探海”和“葛洪炼丹”等。

(2)石柱类造型石:这类造型地貌是在融冻风化或寒冻风化作用下花岗岩剥落形成的石柱造型,如“观音送子”、“观音赏曲”、“小将争雄”、“神童戏水”等。

(3)综合类造型石:这类造型地貌综合上述两类所成,即先形成顶部的石蛋,即在古壮年期地面上形成古风化壳,然后古壮年期地面被破坏,融冻风化和寒冻风化形成石柱,由顶部的石蛋和其下的石柱组成一个造型石,如“东方女神”和“巨蟒出山”,他们的头部是石蛋,身躯是石墙或石柱。其次还有“神龙戏松”“松鼠思过”(“神童负松”)“蜗牛负松”(“蜗牛戏松”)是花岗岩造型石与松树组合成的景点。

此外,有些规模较大的景观,如“西海长城”、“万笏朝天”、“众仙下凡”(“开门丛峰”)已超出造型石的规模,应看作是造型山。

(4)石锥:这是一类微型花岗岩造型石,他们一般都突出在其他造型石上面,非常引人注目,例如“犀牛昂首”的右端,“神龟探海”的龟头,“企鹅滚球”的企鹅嘴,“蜗牛负松”的蜗牛触角,“海狮望月”的狮下唇。从它们发育和分布的部位,以及它们往往和石蛋共存分析,石锥是古壮年期地面上花岗岩球状风化的产物。有的是在球状风化基础上沿节理崩解

所成。

1.2 其他类型的景观地貌

这类景观地貌不是不重要,只是由于我们考察的是核心景区,即玉京峰景区、南清园景区和万寿园景区,以及西海岸景区和三清宫景区的一部分,局限在主峰其周围的山上部分,对海拔 1300m 以下的地区尚未涉及,对三清山的水景并无感性认识。因此,本文对瀑布、水潭、峡谷、岩壁等景观地貌未作专门论述。

2 景观地貌类型和命名的讨论

地貌类型的划分不同概念和不同的观点会提出不同的标志和标准,划分出很不相同的类型。以海拔高度和切割程度可将山地划分为极高山、高山、中山、低山和丘陵。对于这类山地的划分标准也不相同,1:100 万中国地貌图将中山的海拔高度规定为 1000~3500m,相对高度规定为 500~1000m,高山的海拔定为 3500~5000 m,相对高度为 1000m;而湖南省 1:50 万农业地貌图将中山的海拔高度定为 >800m,相对高度 >500m(高抒等,2006)。也就是说涉及的地域范围大小和比例尺大小的不同,划分类型的角度不同,人为规定的地貌形体类型的高程和相对高度指标(划分标准)是不相同的。现在进行的是观赏地貌类型的划分,局限在数百 km² 的景区范围内,也就是说是大比例尺的划分。不可能,也没有必要遵循数百万 km² 小比例尺的划分标准。而是根据风景区内和周围山地形体的特征,参考有关指标进行划分。按照 1:100 万中国地貌图的山地形体分类及指标,我国东部除台湾玉山和秦岭太白山以外,没有高山。1994 年 1:400 万中国地貌图增加了高中山一类,并将海拔 2000~4000m、相对高度差 1000~2500m 的称为大起伏高中山(李炳元等,1994)。2006 年出版的施雅风等所著《中国第四纪冰川与环境变化》一书的附图(1:500 万)将海拔 2000~4000m 定为亚高山(施雅风等,2006),可见这是根据需要所作的调整。这样中国东部山地有不少气势雄伟,切割很深相对于周围平原明显突起的山体,例如安徽黄山、江西三清山、福建黄冈山、湖北神农架、四川峨眉山、海南五指山等。从海拔高程只能归之为中山,而相对高度远远超过 1000m,甚至达到极高山的程度,其坡度亦然。因此,我们针对这些山地称为亚高山。这样划分,有利于对景区的保护和顺应旅游者的习惯。为此,我们试拟了中国山地类型划分标准(表 1)

表 1 中国山地类型划分
Table 1 Mountain type division in china

山地类型	海拔高度(m)	相对高差(m)	备注
低山	<1000	不作规定	包括丘陵和台地
中山	1000~1500	500~1000	
亚高山	1500~4000	>1000	
高山	>4000	>1000	包括极高山

从地貌成因的角度对地貌类型的划分有流水地貌、岩溶(喀斯特)地貌、冰川地貌、冻土(冰缘)地貌、荒漠地貌、海岸地貌、黄土地貌、砂岩地貌、花岗岩地貌、火山岩地貌;大构造地貌、褶皱构造地貌、断层构造地貌,等等。每类又可细分各种类型。我们所作的是以地质遗迹保护和旅游资源开发为目的的花岗岩地貌类型划分,已发表的文献有些花岗岩地貌从形态的角度使用了与喀斯特地貌相同的名称,如峰林、峰丛、石林等,应该以优先律进行纠正。

2.1 关于峰群、峰林和峰丛

峰林是喀斯特地貌的专用术语,指的是高耸林立的石灰岩山峰,分散或者成群地出现在平地上,远望或俯瞰如森林,这些山峰彼此分立。峰丛与峰林的差别在于前者山峰的峰脚彼此相连,即是连座式的,两两之间的坡形呈 U 字型。因此,峰林往往与溶蚀平原组合在一起,称为峰林平原,峰丛往往与溶蚀洼地组合在一起,称为峰丛洼地。而三清山的山峰与喀斯特峰林、峰丛既有相似之处,也有差异。这些花岗岩山峰有的彼此相连,有的彼此分立,但都有高大的共同基座,而且这些山峰的海拔高度、个体高差、山体大小各不相同,因此,为区别起见,建议不借用喀斯特地貌中的峰林和峰丛这两个术语,另起新名,本文用“峰群”名之。

2.2 关于石林

石林也是喀斯特地貌的专用术语,指的是锥状、塔状、柱状的石柱林立的景观,石柱规模小,一般高差 20~30m。石林这一术语生动地描述了石柱林立的地貌景观,与森林相似。由此延伸,将土质的立柱群叫做土林。除石灰岩外,砂岩、花岗岩、火山岩等也会形成石柱林立的景观,但是他们的形态和组合相互都是有差别的。建议除喀斯特的石林外,其他营力形成的“石林”不再占用。花岗岩的“石林”称为石丛,单独的个体称石柱。或者依旧,除喀斯特的石林外,其余的石林均冠以岩性,如花岗岩石林、砂岩石林、火山岩石林等,以示区别。

2.3 关于造型石

这类观赏地貌旅游地学工作者一般叫他为像形

石、造型石。我们认为所谓像形石并未抓住这类观赏地貌的主要特点,凡是一样东西都有他自己的形状,那么他像什么形呢?并没有表达出来。称其为造型石则表明他像某种型式,如球、桌、龟、人、猴、鼠、或拟人的神仙、鬼怪。而不是随便什么形状。造型石又可称为像生石,生者为生物,人也是生物,神怪表征生物的灵魂,球、桌、柱等为人们认同的物品。因此,像生石和造型石能较好地反映这类观赏微地貌的特征。这里也按优先命名原则,采用造型石这一名词。

3 三清山花岗岩景观地貌的形成因素

3.1 花岗岩岩性在花岗岩地貌形成中的作用

物理风化和化学风化是岩石地貌形成的重要因素,抗风化能力是不同岩石形成不同地貌的重要条件。花岗岩是致密块状结构的结晶岩,主要由石英、钾长石和斜长石晶体镶嵌而成,还有少量黑云母和角闪石。这就决定了花岗岩的致密、坚硬和不透水的特性。抗风化能力强,多成为高峻的山岳。

可是花岗岩中的黑云母和角闪石是抗化学风化能力低的矿物,在湿热条件下,它们风化成为蛭石、蒙脱石和高岭石等粘土矿物,增加了花岗岩的透水性,加快化学风化的速度,继而钾长石和斜长石也被风化成为高岭石、绢云母或铝矾土。花岗岩的节理增加了他的透水性,化学风化的强度也会增加。在热带和亚热带地区,花岗岩体上的风化壳的厚度达到几十米到 100 多米。在寒冷条件下,花岗岩主要受物理风化,特别是寒冻风化和融冻风化作用,发生机械破碎。石英、长石、角闪石和云母的热膨胀率相差很大,在阳光照射下结晶矿物发生不同程度的膨胀,太阳下山后矿物释放热量而发生收缩,也不均匀,使晶体之间产生松动,在冬季和寒冷时期,这种差别风化更为显著。物理风化和化学风化交互作用,更加快了花岗岩的破解。在冰缘环境中花岗岩的节理和裂隙的水分冻结,冰的膨胀使岩石破碎而脱落,特别是昼夜性、季节性和年际性甚至更长周期的冻融作用,频频出现的冻胀和热融,更加速了花岗岩的冰劈作用,这是三清山石柱、峰群和陡壁地貌形成的主要原因。花岗岩不同阶段侵位的岩体,结晶颗粒大小的差异,例如第一期的粗粒花岗岩、第二期中粗粒花岗岩和第三期的中粒花岗岩它们抗风化能力的差异,导致前者形成相对较低的浑圆山形和球状风化显著的山地,后者成为玉景峰主峰区的高耸的堡峰。

3.2 气候因素对花岗岩地貌形成的作用

气候是地貌形成的重要因素,不同气候带形成不同的地貌类型,气候变化的不同阶段也在地貌发育过程中留下深深的烙印。南方喀斯特和北方喀斯特的形态和类型的差异、干旱区和湿润区地貌类型的不同,都是气候对地貌发育的不同影响所致。热带和亚热带地区的花岗岩石蛋地貌与寒带和寒温带地区的花岗岩石丛地貌也是不同气候带地貌作用的差异所致。

三清山地区在不同高程上存在各异的地貌类型是新近纪以来三清山地区气候变化的结果。它们也是古气候演变的历史烙印。

(1)在热带和亚热带环境中,花岗岩以化学风化为主,形成较厚的风化壳。三清山的石蛋主要在二个高程上发育,一是海拔 1600m 上下的山顶地区,如玉京峰至三清宫路旁、木鱼石附近,海拔约 1735m 处,还有“万笏朝天”、“巨蟒出山”和“东方女神”顶部,海拔大约 1600m 左右;二是海拔 1200~1300m 的山腰地区,“神龟探海”附近,大约海拔 1200~1250m。这是两个古壮年期地面的残余,在这两个原始壮年期地面上曾分别发育过两个古风化壳。第一个古壮年期地面在三清宫附近保存最为完整,包括三清宫所在的洼地(海拔 1520~1545m)和周围浑圆状山地(海拔 1600m 左右)。这两级古地面在当时,原始地面上曾有风化壳发育,只是在古剥夷面抬升、侵蚀和分割过程中,这些古风化壳都已被侵蚀干净了,只在三清宫附近古剥夷面原始形态保留相对完整的洼地中红色风化壳还有些遗存而已。

Budel(1957,1965)对花岗岩的风化壳的形成提出了“双面风化壳”的观念,即在热带和亚热带地区花岗岩受到深度的化学风化,形成厚层的风化壳,上部是风化程度很深的风化壳体,顶部是比较平坦的地面,这是一个夷平面,随着风化和剥蚀作用的继续进行,夷平面不断被冲刷和侵蚀,地面逐渐被蚀低;下部接触由新鲜岩层构成的起伏不平的基岩面,即风化前锋,随着风化作用的连续进行,风化前锋不断向下部推进,而风化壳表面则受到侵蚀。C. R. Turidale(1982,1986,1993,1999)应用双面风化壳的原理,对花岗岩石蛋、残丘等地形进行了合理的解释。

花岗岩风化壳剖面从地表往下一般具有以下层次:①土壤层:现代红壤或砖红壤,具有土壤发生层,厚约 0.5~1.5m。②红土层:这是特别强烈的风化带,花岗岩原生矿物全部被分解成粘土矿物,富含铁

质。厚 3~30m。③砂土层:花岗岩经受强烈化学风化,钾、钠、钙、镁等元素全都被析出,并由水溶液带走,硅酸盐和铝硅酸矿物也部分地被分解成高岭石、蒙脱石等粘土矿物,厚 3~25m。④碎石层:花岗岩受到中度风化,仍残留一些粒径较小的花岗岩石块,为中、小石蛋。从下到上粒径变小,基本保存花岗岩原生构造。是中等风化带,厚 3~5m。⑤块石层:沿花岗岩基岩的节理风化,使花岗岩块相互分离,不断进行沿周边的球状风化,因其保存花岗岩的原生构造与下层基岩逐渐过渡,故又叫上基岩层或裂隙风化层。这是大石蛋生成带,又称石蛋层,属弱风化带,厚 3~6m。⑥基岩:是未受风化的花岗岩原岩。

花岗岩的这种风化壳剖面在我国华中和华南普遍存在,它们一般发育在 500m 以下的丘陵和岗地上,厚度 20~30m,最厚可达 40~50m,甚至 70~80m,这些红色风化壳一般都是新近纪形成的,风化壳受到侵蚀后有的暴露了砂土层,有的暴露了碎石层,有的则暴露了块石层或新鲜的基岩。从华中和华南海拔 500m 以下第四纪红色风化壳,可以使我们联想到三清山海拔 1200m 以上高度几个台面上的石蛋所显示的第四纪前的古红色风化壳的存在。其实三清宫所在凹地保存的红色风化壳(出露部分和砂土层和碎石层),就是一个第四纪前古风化壳残留的标本。

当平坦地面开始风化时,是物理和化学作用,也包括生物作用共同施加于新鲜的花岗岩表面。使花岗岩沿着节理面开裂,产生块石层(图 1a);块石层继续受到风化,使块石变成碎石,在碎石层下面基岩面上又形成新的块石层(图 1b);风化继续进行下去,碎石层转变成砂土层,新的块石层转变为新的碎石层,在他下面的基岩面上又形成更新的块石层(图 1c);再继续,砂土层成为红土层或砖红土层,新的块石层成为砂土层,更新的块石层成为更新的碎石层,在花岗岩基岩上又产生一个最新的块石层(图 1d)。各个风化壳层不断向下传递,风化壳愈趋成熟,不管风化作用发育到那个阶段,块石层不但始终存在,而且不断向深处传递(图 1)。也不管风化过程处在那个阶段,当地面受构造作用抬升,风化壳上部受到散流、泻溜和暴流作用而被剥蚀,使得风化壳的红土层、砂土层和碎石层相继消失,留下块石层的残余甚至基岩风化面全都出露地表。这就是双面风化壳前锋的向下移动和顶面的蚀低过程。如果风化壳顶面蚀低的速度超过前锋下移的速度,最终会把风化壳剥蚀殆尽,而使块石带甚至新鲜花岗岩出露地表。

这就是地表石蛋形成和出露的过程。

石蛋是风化带地下水溶液沿着花岗岩节理面对花岗岩风化而形成的,它的形状一般按照节理面围成的岩块大小和形状进行修饰而成,石块棱角部分最易风化,因此,其形态趋于浑圆,风化作用愈烈,石蛋愈浑圆。

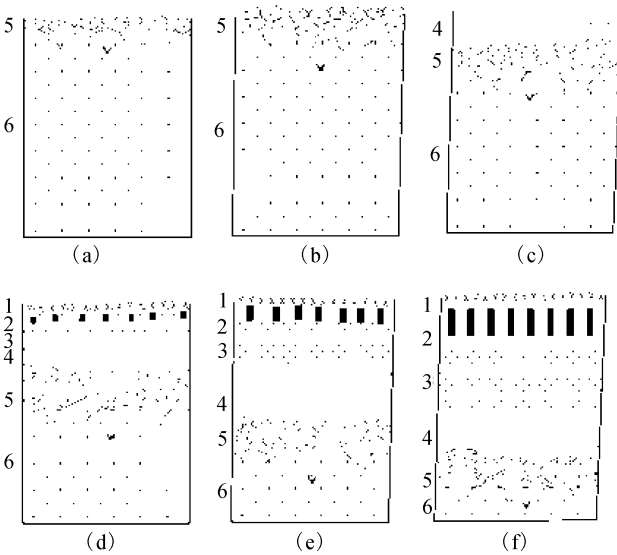


图 1 花岗岩风化壳的发育过程

Fig. 1 Development progress of the weathering crust of granite

1—基岩; 2—块石层(弱风化带); 3—碎石层(中等风化带); 4—砂土层(强风化带); 5—红土层(特强风化带); 6—土壤层箭头表示风化前锋下移
1—base rock; 2—bed of massive rock(weak weathered zone); 3—bed of debris rock(meso-weathered zone); 4—bed of sand-clay (strong-weathered zone); 5—bed of red clay (very strong weathered zone); 6—soil bed the arrow shows the weathering front moves down-ward

(2)在冰冻圈环境中,花岗岩经受寒冻风化和冻融风化,沿着垂直节理崩解,形成破碎的高陡边坡地形。

我国是世界上多年冻土分布面积比较广阔的第三大国,从 1 : 400 万中国冻土区划及类型图(周幼吾等, 2000)上可以看到我国东部大兴安岭北部是多年冻土区,东北中部和南部、内蒙以及山西和陕西北部是中—深季节性冻土区,新海连、徐州、郑州一线以北地区是浅季节性冻土区,此线以南至南岭是短时冻土区。上饶、玉山地区位于短时冻土区内,而大别山、黄山、怀玉山、天目山和武夷山区海拔 1000m 以上的山地则有浅季节性冻土发育,相当于新海连、徐州、郑州附近的环境,它们相差一个纬度。这是现代

冻土的分布情况。

更新世晚期的末次冰期极盛期(距今 22 ~ 18ka)则是另外一种景象,那时全球气温下降,北半球冰川扩展,北美的劳伦泰冰盖向南扩展到北纬 38°以南,即美国五大湖以南地区,北欧的斯堪的纳维亚冰盖向南扩展到北纬 50°左右,即德国和波兰中部地区和北爱尔兰地区,阿尔卑斯山的山地冰川也下降到海拔 500m 的地带,在斯堪的纳维亚冰盖与阿尔卑斯山之间的狭长地带为多年冻土区(Flint,1971;Strahler et al. ,1974,1976,1978)。在此期间我国东部地区年平均气温比现在低 11 ~ 12℃(浦庆余,1982),10.2℃左右(杨怀仁,1988),9 ~ 12℃(周幼吾等,2000),从长白山孤山屯沼泽地孢粉资料提示:距今 13.4 ~ 11.4ka 为苔原带植被,反

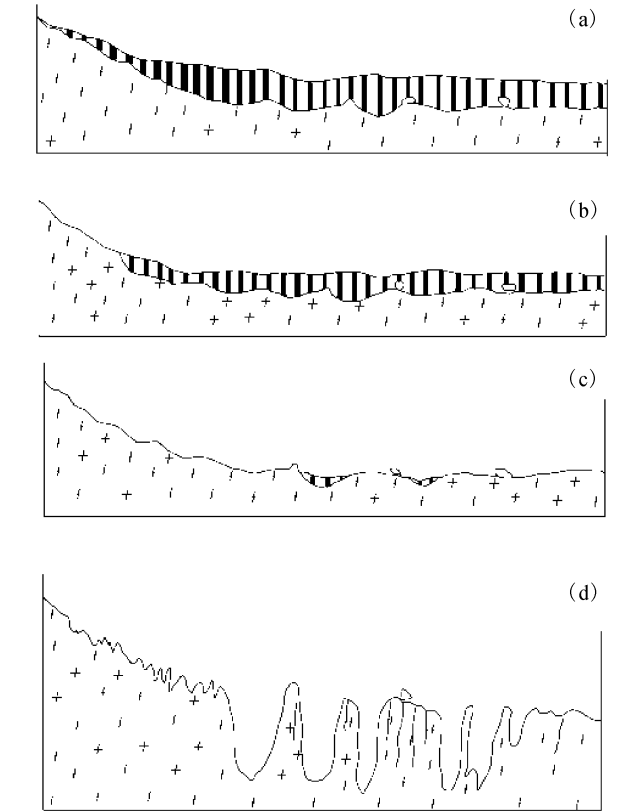


图 2 三清山双面风化壳的演化

Fig. 2 Evolution of the dowble faces weathering crust in the Sangang shan area

(a)一壮年期地面上的古红色风化壳; (b)一红色风化壳正在被剥蚀; (c)一壮年期地面上残留古红色风化壳(三清宫阶段); (d)一壮年期地面被切割破坏(南清园阶段)
(a)— Red old weathering crust on the prime of ground; (b)— red weathering crust suffers erosion process; (c)— relic of old red weathering crust on the prime of ground (in Sanqinggong stage); (d)—ground suffering curving in its prime (Nanqingyuan stage)

映当时的年平均气温比现今低 8°C ,即为 -5°C ,此期间是末次冰期全盛期过后的一次降温期,即晚冰期,因此,应认为末次冰期全盛期的气温应比 -5°C 还要低 $4\sim 5^{\circ}\text{C}$ 。

末次冰期的降温势必导致多年冻土区向南扩展,至于扩展到什么地方,尚存在不同的看法。

综合各种不同意见可以得到如下认识:即 $39^{\circ}\text{N}\sim 41^{\circ}\text{N}$ 附近为连续多年冻土区和岛状多年冻土区的界线, $34^{\circ}\text{N}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 为岛状多年冻土区和季节性冻土区的界线,后一条界线附近与当时的年平均温度 $0\sim 1^{\circ}\text{C}$ 等温线相当。

我们可以从两个途径计算三清山在末次冰期极盛期时的年平均气温,从而推定当时三清山地区有没有多年冻土发育。其一,三清山现在的年平均气温为 10.8°C ,按末次冰期极盛期我国东部降温取各家的平均值 10°C ,那末三清山地区当时的年平均气温为 0.8°C ,如气象观测站的海拔为 1300m ,则在海拔 1400m 以上为多年冻土区。其二,末次冰期我国多年冻土区南界徐州附近的纬度为 34°N ,三清山地区比它低 5 个纬度,以年平均气温变化的纬度梯度为 0.8°C 计算,当时徐州附近为 0°C ,三清山地区的同高度年平均气温为 4°C ,按垂直梯度 $0.6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 计算,海拔 1200m 的高度上比山脚下低 $6\sim 7^{\circ}\text{C}$,应为 $-2^{\circ}\text{C}\sim -3^{\circ}\text{C}$,因此,可以认为末次冰期三清山海拔 1200 以上的地区在末次冰期时应是多年冻土区。

花岗岩的节理中含有的地下水在冰缘环境中发生反复的冻结和融化,这种冻结和融化既有昼夜的、还有季节的和年际的。冰缘环境下花岗岩的风化有以下几个特点:

(1)冻融剥裂过程。这是水分在花岗岩节理、裂隙中冻结膨胀,引起岩石片状或块状剥落过程。岩体发生冻结时,在岩体内部由于液相转变成固相的冰,体积膨胀,产生内应力。水冻结成冰,体积膨胀 9% ,当受到节理两侧的岩石约束时,受约束的冰体就要对岩石产生挤压的力,这就是水冻结成冰的冻胀力。水冻结成冰体积膨胀的方向是从冰体向四周扩展的,花岗岩的垂直节理中的水分冻结向上的冻胀力几乎没有阻挡,向下的冻胀力遇到坚决的阻挡,只有侧向冻胀力对岩石体起破坏作用;水平节理中的水分冻结向两侧的冻胀,如没有遇到阻挡也不怎么起作用,向下的冻胀力也遇到坚决的阻挡,只有向上的冻胀力对上边的岩石体产生推举作用。影响水平冻胀力大小的主要因素是水分冻结的程度和岩块的变形性,花岗岩是坚硬的岩石,抗剪强度大,因此,

它受力后很难以自身的变形来消耗冻胀力,因此,只能以自身的跨塌来结束冻胀过程。三清山地区海拔 1300m 以上高度上花岗岩山峰和石柱就是在这种环境中,延续而又有间断的冻胀作用下剥裂而成的。

(2)组成花岗岩的矿物晶体的不均匀胀缩。花岗岩是由石英、长石和少量角闪石、黑云母等结晶矿物组成的,不同的矿物有不同的胀缩率,例如,石英的膨胀系数为 0.0031 ,长石为 0.00017 ,当气温剧烈变动时,矿物的差别胀缩也会引起花岗岩的机械破碎。在三清山可以看到粗粒的花岗岩受这种寒冻机械风化比较明显,中粒和细粒花岗岩受这种寒冻风化的程度较差。

3.3 岩体结构力学与花岗岩地貌

三清山花岗岩景观地貌是高陡边坡类型的地貌,造成陡峻的高边坡除了花岗岩具有坚硬的岩性以外,更主要的是它存在三组节理,即垂直的纵节理和横节理以及水平节理。因此,这种高陡边坡的成立,就应从地质体或岩体力学和岩体结构控制论的角度寻找答案。

花岗岩体的形成是花岗岩浆侵位、冷却、结晶、凝固的过程,在形成花岗岩体的这个过程中,岩浆从热变冷,发生收缩和减压,于是形成三组节理,即与岩浆侵位时的流线平行的纵节理和与流线直交的横节理,以及与地面平行的水平节理。由于地球上任何物体都受地心引力控制,并由重力而产生原始地应力,而由重力所致的垂直地应力可分解成水平地应力,所以地质体的形成都以地心引力和地球自转的平面为准绳。因此花岗岩在从岩浆到成岩的过程中形成的这三组节理中,纵节理和横节理一般多数是垂直节理。三清山花岗岩体的两组垂直节理,一组走向 NNE ,另一组走向 NWW ,即大致成南北和东西走向。

这三组节理均为原生节理。这里的区域构造应力场的主应力方向在晚白垩至始新世为南北向,在渐新世至中新世为东西向(万天丰,1993),也就是说区域主应力方向与花岗岩体的原生节理走向是吻合的,这就使得受区域主应力作用后沿着花岗岩的其中一组或两组垂直节理发生挤压、扭裂、位移,所以构造断裂往往迁就其中某一垂直节理而互相重合。此外还有一组倾角约 30° 的斜节理,但规模较小,一般倾向山坡的临空面,属卸荷节理。

我们分析花岗岩高陡边坡的形成和存立,借用岩体结构控制论的原理,应用岩体结构力学和地质体结构力学方法进行反演。大量客观存在的自然地

质现象和大量地质工程实践说明:岩体结构是主导岩体稳定性的基本因素,岩体结构的两个基本单元中,结构面起主导作用,正是不同性质的结构面控制着结构体的排列,结构面的性质决定了岩体特别是岩体边坡的稳定性(谷德振,1963,1979;谷德振等,1979;孙玉科等,1965;孙广忠,1983 1987;许兵,1994)。

我们现在见到的三清山花岗岩高陡边坡地貌,如各种花岗岩山峰、石墙、石柱等等,都是花岗岩体从它形成以来经历了多次复杂的地质作用,经受了多次变形,遭受了多次破坏,而形成的具有一定结构,赋存在特定的地质环境中的地质体,是花岗岩地质结构在地应力和风化、侵蚀、崩解作用下的既漫长又复杂的演化过程中的一个阶段,既是过去演化的结果,也是今后演化的开始。工程地质力学就是通过研究这种演化过程的过去,考虑环境因素人为改变后发生再变形和再破坏的趋势,并采取地质工程措施,使地质岩体成为稳定的理论和方法。我们则应用工程地质力学和岩体结构控制论来揭示三清山花岗岩高陡边坡地貌的形成原因和过程,并预示其今后的变化。

岩体结构力学将岩体结构分成五类,即块裂结构、板裂结构、完整结构、破裂结构和散体结构。它们的特征见表 2。

表 2 岩体结构级序及类型划分(孙广忠,1987)
Table 2 Rock structure orders and their types

类	型亚	类划分依据	力学作用控制因素
块裂结构	①完整结构体 块裂结构	软弱结构面切割为主	软弱结构面
	②破碎结构体 块裂结构		
板裂结构		软弱结构面控制为主	梁板特征
完整结构	①块状的(密合型)	发育有微裂隙和普通类型的节理和劈理	岩性特征
	②层状的		
破裂结构	①块状碎裂结构	硬性的大型节理错动面和普通节理面	结构体数量、块度和形状
	②层状碎裂结构		
	③镶嵌状结构		
散体结构	①碎屑状散体结构	结构面无序,按结构面大小划分	结构体大小及数量
	②糜化散体结构		

作为地质体的岩体结构在野外赋存是十分复杂的,各种类型的岩体错综地组合在一起,而它们又具有各自的特性。致使在同一位置或相邻位置上岩体的稳定性有很大的差别。在三清山可以看到一些发生在花岗岩中的断裂结构面,断裂带由劈理、糜棱化断层泥和透镜体组成,宽度一般数十厘米至一、二米

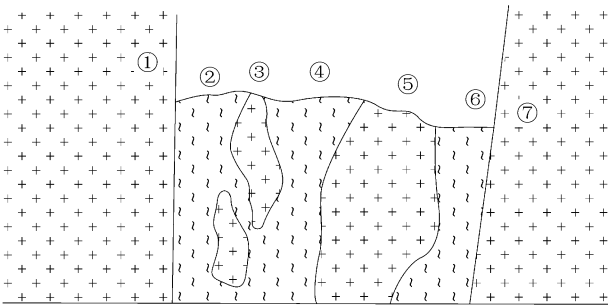


图 3 三清山花岗岩中的一个断裂带

Fig. 3 A fault within the Sangqingshan granite

- ①—花岗岩、立面上有擦面,指示右旋滑动;②—劈理带,宽 25cm;③—花岗岩透镜体,透镜体周边有劈理化,宽 34cm;④—劈理带,宽 48cm;⑤—花岗岩透镜体,周边有劈理化,宽 125cm;⑥—劈理带,宽 15cm;⑦—花岗岩,岩壁有擦面,有劈理比,指示右旋滑动
- ①— Scratch on the vertical face of granite, indicating dextral strike slip; ②— cleavage zone, 25cm wide; ③— granitic lens with periphery of cleavage, 34cm wide; ④— cleavage zone, 48cm wide; ⑤— granitic lens with periphery of cleavage, 125cm wide; ⑥— cleavage zone, 15cm wide; ⑦— Scratch on the vertical face of granite with cleavage ratio, indicating dextral strike slip

不等,这些显然是软弱结构面,是极容易受侵蚀、被破坏的部位,往往成为沟谷。三清山南麓索道路径的河沟以及其他南北向的沟谷一般都是沿着南北向的断裂发育。西海栈道经过的一处所见(图 3),直立挤压破碎带宽约 2.5m,由花岗岩的劈理组成,其中还有花岗岩透镜体,劈理带有的含有较多的铁质,有的石英发生重结晶,从两壁的擦面上的阶步和擦面的光滑指向,显示这一断层属压扭性质并为顺时针方向滑动。另一处垂直的扭性断裂带宽约 1m。如此等等,这些挤压破碎带、断裂带和节理密集带都是软性结构面,容易受到侵蚀,一般都成为负地形,一线天和峡谷大多数成于此。一线天的宽度取决于断层破碎带的宽度,其高度和长度取决于断层破碎带延展的深度和长度。

如前所述,三清山花岗岩体中存在两组垂直节理和一组水平节理,由这些构造面组成了块状的花岗岩结构体,这些取决于地球重力,并与重力方向平行和垂直的,以硬性结构面为主的结构面,是花岗岩高陡边坡形成的主要因素。水平节理起到使下垫结构体承托上叠结构体的作用,垂直节理是使岩体构成的地形循节理面得以陡立的自然因素。也就是说延伸的节理面成了陡立的自然边坡。这三组互相垂直的节理面,将岩体切割成似立方体和似长方体,恰

如建筑物的墙城砖和条石,可以垒起高大的墙体而不易倒塌。从理论上说,只要基础平整和砖石的六个面相互垂直,所垒叠的墙体可以无限地增高。在自然状态下只要水平节理面的倾角不超过 5° ,岩体一般是稳定的。三清山花岗岩体中还存在倾角 30° 左右的节理,在他倾向临空面一侧时,它们是岩体不稳的主要影响因素。可是,这组节理一般延伸不长,且不连续,节理面粗糙,所以也不易滑落。三清山现存的峰、墙、塔、柱等高陡边坡地貌是地质历史演化过程中,将那些不稳定岩体破坏殆尽后留下来的遗迹,处在相对稳定的状态。

从地质灾害发生因素角度,可将岩体破坏分成弧形滑动、沿结构面滑动、溃屈破坏、倾倒、沿两组或多组结构面块体滑移、崩塌和平移滑动等多种类型。在过去位于冰冻圈的时期三清山花岗岩中以散落、崩塌和倾倒为主。

4 三清山式景观地貌的建立

以地名来命名地貌类型,或者说用地名作为地貌类型的专用术语的,为数不多,目前所知“喀斯特”(Karst)是南斯拉夫的一处高原的地名,因为那里的石灰岩溶蚀地貌发育,就将这些溶蚀地貌叫做“喀斯特”(Karst),这已为国内外学术界公认。我国广东省丹霞县的晚白垩纪—始新世红色砂砾岩形成的“丹霞赤壁”被称为丹霞地貌,国内已被普遍接受,但国际上并不通用。新疆的晚新生代沙泥质地层被流水和风力侵蚀形成的地貌也被冠以“雅丹地貌”而通行全国,在国际上也没有公认。近年来有些学者将丹霞地貌的概念不断扩大,争论多多。最近又有人提出“云台地貌”的概念。

我们从地貌成因和岩石地貌的角度将花岗岩地貌与喀斯特地貌、砂岩地貌比拟,指的是由花岗岩组成的各种地貌类型,尹国胜等(2007)从旅游地学的角度提出花岗岩地貌的组合型式——三清山式地貌。我们赞成将三清山的花岗岩地貌组合成为“三清山式地貌”,简称“三清山地貌”。

那么“三清山式地貌”有那些特点呢?我们先看国内外各种花岗岩地貌,进行对比后再进行概括。

4.1 与国内其他地区花岗岩地貌的比较

陕西华山为燕山期的花岗岩岩株,山体海拔2000m左右,主峰海拔2160m,是断块上升的高山断崖陡壁地貌,山顶为夷平面残余,山体整体性较好。山东泰山由太古宙和元古宙中酸性变质岩组成,海拔1532m,也是一座断块山,也是整体性较好

的山体,但没有华山险峻。太白山海拔3767m,由晚加里东期—早海西期花岗岩和印支期花岗岩组成,也是完整的断块山,由于海拔高,末次冰期时发育了冰斗冰川和冰斗—山谷冰川,还有冰缘石海形成。

华南的低山丘陵地区多花岗岩石蛋和崩岗地形,能成为风景区的以各种形态的石蛋为主,如海南三亚的天涯海角,福建厦门的鼓浪屿和云顶岩,福州的鼓山,还有漳浦、平潭等。

东北地区北部的花岗岩地貌以伊春小兴安岭花岗岩石丛为代表,内蒙克什克腾的花岗岩石丛属同一类型,它们是在花岗岩水平的岩席和垂直节理的基础上经风化侵蚀所成,有石墙、石柱等类型。

华北地区的花岗岩地貌如河北兴隆雾灵山、秦皇岛祖山、山东青岛崂山等,有各种造型石、石蛋和冰缘作用形成的石海、石河、石多边形,以及雪蚀作用形成的凹地。崂山主峰海拔1132.7m,山体主要由燕山晚期和元古宙侵入岩,前者为花岗岩,组成崂山的主体,后者为闪长岩。崂山受物理风化强烈,形成许多石蛋地形,还有冰劈巨砾和石河。

中原地区的花岗岩景观地貌以河南遂平的嵯峨山、洛宁的神灵寨和西峡伏牛山为代表。嵯峨山为海拔419.5m以下的山地,花岗岩体是燕山晚期侵位,U-Pb法年龄为123Ma,有东西向、南北向和北 20° 西、北 60° 东几组直立节理和一组近于水平的节理,花岗岩为粗粒状,斑晶较发育,形成球状风化的地貌形态。神灵寨的花岗岩也是似斑状粗粒花岗岩,节理发育较差,近南北向,节理面垂直,多形成浑圆形山顶和石瀑,石瀑坡面较陡,分布在断层两侧。伏牛山的花岗岩体主要形成于4亿年前的加里东期和114~99百万年间的燕山晚期,形成沿垂直节理发育的峰群、石柱、石瀑和河谷梯级瀑布群。

西北干旱和半干旱地区,新疆大量的古生代花岗岩出露地表,它们主要形成于距今320~270Ma间和380Ma以前两个时期,这里昼夜和四季温差大,物理风化作用强烈,风力作用强大,吹蚀作用显著,花岗岩地貌多球形和各种形态的风棱石柱,千奇百态,地表较平坦。

华中和华东地区的花岗岩大多数为燕山期所侵位,在构造上升显著的地区花岗岩地貌多数为高峻的山地和陡崖,除黄山和三清山以外,还有安徽九华山和天柱山,湖南宁远九嶷山、宜章莽山、衡阳衡山、紫金山和歧山、浏阳大围山,浙江临安大明山和天台山等。海拔1000m以下的花岗岩山地与三清山外围海拔1000m以下的花岗岩山地相像,是浑圆峰峦

地貌,更低的山丘则多石蛋地貌。

4.2 与国外的比较

国外花岗岩景观地貌多见石蛋和浑圆状山丘,如法国 Palmer 地区,南 Peyro Clabado 地区,澳大利亚 Pilbara 地区,赞比亚 Domboshawa 地区的石蛋、石蘑菇和摇摆石,美国内华达州东部 Lake Tahoe 地区、阿尔及利亚撒哈拉沙漠、赞比亚 Mrewe—Marandllas 地区、南非 Namaqualand 地区、南非 Eyre 地区的山前侵蚀平原、岛山和阶梯状平原,以及巴西里约热内卢附近的圆丘等等。在新近纪构造上升区或冰川作用区,才有尖顶状山峰发育,例如阿尔卑斯的高山花岗岩地形,它类似三清山的情形,花岗岩体垂直节理非常发育,也有水平节理相匹配,沿垂直节理风化侵蚀形成柱状山峰,又如格陵兰 Semasog 地区,由于冰川的侵蚀形成塔状山峰(Twidale,1982)。位于美国西部内华达山脉主峰惠特尼山(海拔 4418m)北部的约塞米蒂国家公园内花岗岩体主要形成于晚白垩世。更新世这里曾发生过四次冰川作用,后三个阶段相对于北美的末次冰期——威斯康辛冰期的三个阶段。冰川作用深深地刨蚀和切割了冰期前的花岗岩圆丘,形成深谷陡坡和瀑布。现代冰川是一些小型冰川,为全新世的新生冰川(见本文集 Donald F. Palmer 文)。

4.3 三清山式花岗岩景观地貌的特点

在与国内外花岗岩地貌进行比较后,对三清山花岗岩地貌的特点就容易认识了。也就是说它具有高山尖峰的特征。兹作简要述说。

首先,它是高山深谷。三清山主峰玉京峰海拔 1816.9m,山体主要部分海拔超过 1500m,而其四周为海拔 200m 左右的丘陵和岗地。按其绝对高度远没有达到高山(海拔 3500~5000m)的标准,而相对高差却已超过 1000m(高山的相对高差>1000m)。峡谷的切割深度也在 1000m 以上。可称得上是高山了,因此,这里所说的高山是按相对于周围而言的。也就是说从景观地貌的角度,可将我国东部地区海拔超过 1500m,相对高度超过 1000m 的山体叫做高山。

第二,是山坡十分陡峻。这是由花岗岩的岩性决定的,许多山坡超过 70°甚至达到直立的程度,而且这种直立或近乎直立的山坡的相对高度有 100~300m,个别地段超过 300m,甚至达到 400~500m,这种陡峻的山坡是花岗岩的直立节理使然。

第三是在不同高度上发育了各种类型的山峰,主要在海拔 1400~1500m 和 1700~1800m 两个高度,这些尖顶状山峰和它们周围的造型石构成了三清山的主要地貌景观。

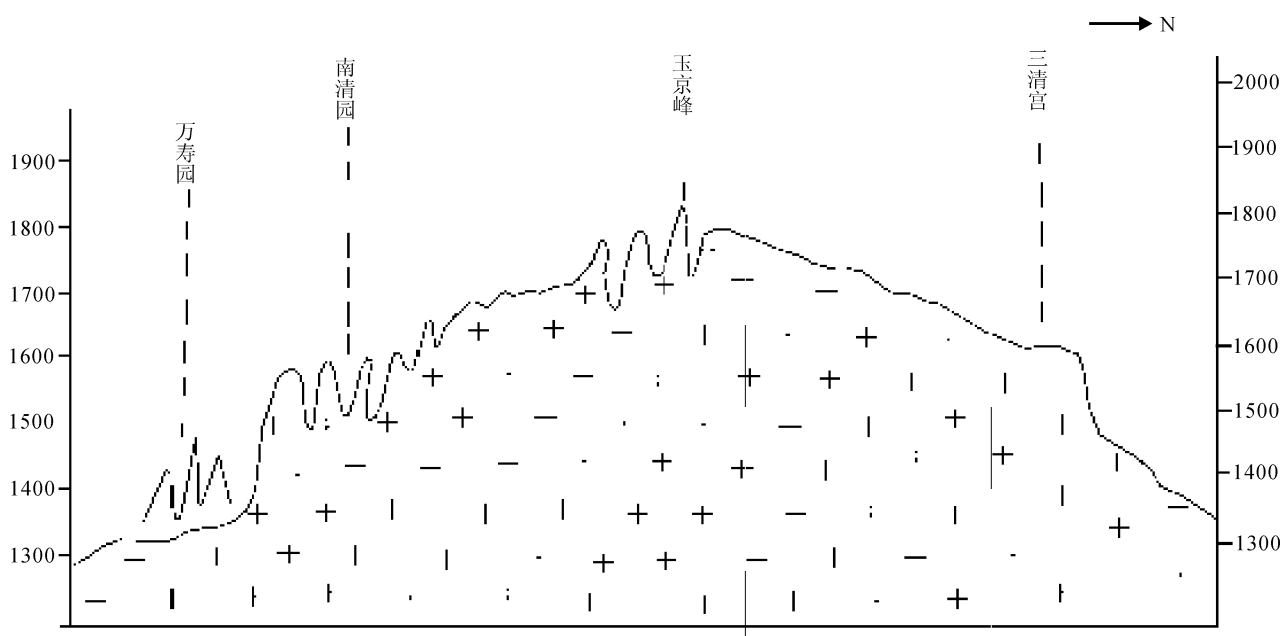


图 4 三清山式地貌示意图(南北向纵切剖面)

Fig. 4 Landscape sketch map of Sanqingshan-type (NS-striking profile)

高山陡壁连座峰群,南清园峰顶、三清宫和玉京峰主峰区为起伏 200 多米的玉京峰期壮年地面

Steep mountains, and the major mountain zone of Nanqingyuan mountain peak, Sanqinggong and Yujing Mountains are beyond 200m-high fluctuated ground in its prime in Yujingfeng stage

第四,这些山峰都座落在同一个基座上(图4,图5),基座的高度也有两个,海拔1400~1500m的山峰座落在海拔1200~1300m的基座上,海拔1700~1800m的山峰座落在海拔1400~1500m的基座上。这两个不同高程的基座,低的围绕着高的分布,且都连在一起。

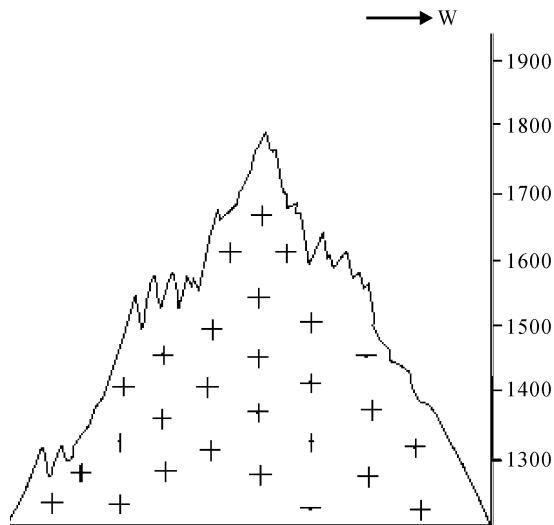


图5 三清山式地貌示意图(横切东西向剖面)

Fig. 5 Landscape sketch map of Sanqingshan -type(EW-striking profile)

三清山式花岗岩地貌的山峰比较单薄,显得很秀丽,而山峰的基座却比较深厚。后者拱托前者,前者铸就佳景,后者显得雄伟,前者面目清秀。这就是三清山式花岗岩景观地貌的高山陡壁连座峰群的特性(图4,5)为便于旅游者理解和记忆,可简称为高山尖峰地貌。

5 从地貌发育史看三清山花岗岩景观地貌的形成

中国地貌的基本轮廓即自西向东逐渐降低的三个地貌台阶,东西向的三条山脉和滚滚东流的四大水系,它们是新构造运动的杰作。在古近纪及古近纪以前中国地貌则是另外一种格局,即东高西低。喜马拉雅运动才开始改变这种格局,新构造运动才使三个地貌阶梯最终形成。

5.1 三清山花岗岩体的侵蚀和暴露

三清山花岗岩景观地貌的形成应该从三清山花岗岩体的形成背景说起。三清山所在的山地确切地说应是位于赣皖浙苏四省交界处的江南山地的一部分。在地质发展史上中元古代晚期沉积是海陆交替

相的岛弧型火山建造,新元古代早期青白口纪是陆内裂陷槽,南华纪—震旦纪以后为扬子型盖层沉积,印支运动这里便成为北东偏东走向的褶皱带。北边有北东走向的溧阳—屯溪—德兴断裂带,南边有北东偏东走向的绍兴—鹰潭断裂带,西边则临近赣江断裂带,后者是郯庐断裂带的南延,呈北东走向。在这三条断裂带里发育了晚侏罗世和白垩纪的巨厚沉积。

江南山地的布格重力负异常为 $-20 \times 10^{-5} \sim -30 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$,处在鄱阳湖正异常带和长江下游正异常带之间,向东南经上饶、武夷山至闽中为从 $-20 \times 10^{-5} \sim -40 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ 的重力坡度带,前者与溧阳—屯溪—德兴断裂带的位置相吻合,后者也与绍兴—鹰潭断裂带相一致。

有研究表明,我国东南部古生代岩石圈厚度有200km,新生代岩石圈厚度减薄至70~90km(Yu et al., 2003),岩石圈减薄得有一个变化过程,因此,表明我国东部岩石圈减薄主要发生在中生代,尤其是白垩纪。此时,这里发生地幔上涌和岩石圈伸展,主要来自印度板块向北挤压引起的指向NNE的挤压,使郯庐断裂带和赣江断裂带发生大规模右行水平滑动,并形成一系列拉伸裂陷盆地。同时,绍兴—鹰潭断裂带地形成一系列拉伸裂陷盆地,自西向东有抚(州)—崇(仁)盆地、信江盆地、金(华)—衢(州)盆地和诸暨盆地,各盆地首尾相接,沉积了巨厚的早白垩世周家店组和晚白垩世南雄组(祖补平等, 2004;余心起等, 2005)。北侧的溧阳—屯溪—德兴断裂带也形成小型断陷盆地堆积了同期地层。与此同时在以怀玉山为主体的NEE走向的褶皱背斜轴部,花岗岩浆在水平拉张作用和热膨胀作用下侵位。我们所取样品进行单颗粒锆石测定的年龄巨蟒出海附近的花岗岩 $123.0 \pm 2.2 \text{ Ma}$,玉京峰顶的样品为 $115.6 \pm 2.0 \text{ Ma}$,它只代表花岗岩浆侵位过程中高温矿物锆石结晶的年龄。一般认为岩浆冷凝、就位的时间要晚于高温矿物结晶的时间。因此,三清山花岗岩体侵位就位的时间要晚于115.6Ma,侵位的深度要小于我们估算的5km。花岗岩侵位的驱动力过去认为是由于岩浆的密度比围岩小,由密度差产生。现在从模拟实验和实际观察发现花岗岩是在重力作用和水平构造活动的复杂的相互作用下才侵位到上部地壳中来的(万天丰, 1999),而且花岗岩侵位和当地的地壳的升降也互有因果关系,比如地壳的拉张或挤压为岩浆侵位提供空间,并促使地壳沉陷或抬升,岩浆的侵位又助长地壳的抬升。三清山花

花岗岩体的侵位是伴随着地块的抬升和地块南侧绍兴—鹰潭断裂带的和北侧溧阳—屯溪—德兴断裂带的沉降同时进行的,地块岩层的侵蚀则伴随着沉降盆地的堆积同时进行着,也就是说三清山花岗岩体之上 5000m 厚的地层被剥蚀掉后,堆积在地块两侧的断陷盆地中,那里下白垩统的周家店组厚 1116~3120m,上统的南雄组厚 100~5600m。在南雄组的砾岩中,有花岗岩砾石^①,还有长石石英砂岩,说明南雄组形成时三清山花岗岩体已经暴露地表,从花岗岩开始侵位的 123Ma 以前到晚白垩世,大约经历了 50Ma,已经侵蚀掉 5000m 的地层,这期的地壳上升量为 5000 m,侵蚀量也有 5000 m,平均上升速度和侵蚀速度均为 10cm/ka。在白垩纪末古近纪初是地面夷平时期,但是此时的夷平面现早已不存在了,玉京峰及其周围 1700 m 以上的山峰可能是它的残余,然而也受到了后期的改造,所以玉京峰等山顶并不是这个夷平面的原始地面。

5.2 地文期和三清山花岗岩体的抬升

我们更多的是看到玉京峰北延和南延,这一大致南北向的山脊,是逐渐降低的起伏面,比如,从玉京峰向北至三清宫,从海拔 1800 m 逐渐降低到 1550 m,是平缓的坡面,从玉京峰向南至玉皇顶也是自海拔 1800 m 逐渐降到 1550 m,地形虽然破坏厉害,但从山顶面恢复原貌也是平缓起伏。从这一保存相对完整的古地面可以想见,海拔 1500~1800 m 间曾经存在一个相对高差有 200 m~300 m 波状起伏的壮年期地面,这样的壮年期地面在黄山是以光明顶为中心,从北海经光明顶、莲花峰、莲蕊峰至玉屏峰、天都峰这个大致南北向的壮年期地面,残余海拔也是 1600~1800 m。浙江天目山主峰清凉峰(海拔 1787 m)附近,福建武夷山主峰黄岗山(海拔 2158 m)附近也都存在海拔分别为 1550~1700 m 和 1800~2000 m 的古地面。从三清山、黄山、清凉峰、黄岗山四处相邻的古地面残余,我们有足够理由认为皖、赣、浙、闽交界处的江南山地曾经发育了比较广阔的壮年期地面,其形成时代一般认为在渐新世。在黄山这一壮年期地面被称为光明顶期地面(黄培华,1998),故我们将这个在三清宫保留较为完整的壮年期地面叫做三清宫期地面。

一般认为准平原化的时间,即从原始地形起伏较大的地面演变成准平原的时间为 10~50Ma 时间,斯特拉勒认为从海拔 6000 m 的山地侵蚀成为准平原至少要有 30Ma 的时间(Strahler, Strahler, 1978),Bloom,(1998)指出现代河流携带的泥沙量

说明,流域分水岭被蚀低到海平面,将需要 10~12Ma 的时间(Bloom,et al.,1998)。

三清山周围还有海拔 800~1300 m 的平缓山顶面,它与三清宫期壮年期地面之间有明显的坡折,这个平缓山顶面保存得比三清宫期地面较为完整,是经历了一次地壳上升之后长期相对稳定形成的山麓面,在怀玉山脉的山区普遍的发育,可名之为玉山区壮年期地面,形成于上新世。其后又经历了新构造上升,受到侵蚀切割。

5.3 花岗岩景观地貌的形成阶段

三清宫期地面上曾经发育过较厚的红色风化壳。上新世及其以前气候比现在炎热、潮湿,古近纪属中亚热带气候,为疏林草原景观,新近纪仍为中亚热带气候,属夏绿林景观,这种气候有利于花岗岩等岩石的化学—生物风化作用的进行,发育红色风化壳。三清宫期壮年期地面当时的海拔较现代为低,可能在海拔 1000 m 以下,随着新构造抬升,风化壳受到侵蚀,仅留下风化壳根部基岩风化带的残余,这就是东方女神的头部、巨蟒出山的头部、狐狸戏鸡、猴王献宝、玉女开怀等造型石。同时在周围形成玉山区山麓剥蚀面。

第四纪初期至中期的新构造运动使三清山进一步抬升,特别是距今 780ka 前后发生的构造抬升更为显著,使三清山达到接近现今的高度。

第四纪时期,特别是距今 780ka 以来,我国经历了三次明显的冰期气候,末次冰期我国东部地区年平均气温下降,比现今低 8℃~10℃,连续多年冻土区南界到达北纬 39°~40°N 地区,岛状冻土区到达北纬 34°附近。据对中国西部第四纪冰川的研究,最大冰期即倒数第三冰期发生在距今 800~600ka,相当于深海沉积物氧同位素曲线的 MIS16 阶段,历时约 200ka。在祁连山北段、天山乌鲁木齐河源、云南玉龙山还发生过距今 480~420ka 的一次冰期,在距今 130ka 以前大致相当于 MIS10—MIS6 阶段,发生倒数第二冰期,其冰川规模虽小于倒数第三冰期,但明显地大于末次冰期,这次冰期的起始时间可以追溯到距今 200ka 以前。末次冰期起始于距今 75ka,结束于距今 10ka 以前。东部地区末次冰期的冰川只在台湾玉山,四川螺髻山,小相岭,秦岭太白山和东北长白山,滇东北马拱山等山地发育冰川,当时的雪线比现在要低 800~1200m(施雅风等,2006)。由此可知,大约距今 780ka 以来中国东部约

① 尹国胜高级工程师面告。

有 30 多万年时间处在寒冷气候下,许多地区存在多年冻土。三清山地区海拔 1300m 以上的山地,寒冻风化作用十分强烈,在冻胀作用下形成了各种陡峻的山峰和边坡,它们有东方女神和巨蟒出山的石柱,西海的石墙、三龙出海、万笏朝天、玉京峰、玉虚峰、玉华峰、神龙峰,三清宫景区的四周陡崖等等。也就是说,距今 780ka 以来是三清山高山尖峰地貌的主要形成时期。

5.4 南清园景观地貌分析

南清园景区是三清山地质公园的主要景区,其镇园之景东方女神和巨蟒出山就在这里,此外还有万笏朝天、狐狸戏鸡、三龙出海和企鹅献桃等景点。所以南清园是游人必到之处。因此,有必要也应该对南清园的景观地貌的形成重点进行分析。

在分析南清园的景观地貌以前,让我们先观察三清宫所在的平台,这个平台是海拔 1550~1800 m 的波状起伏古地面的一部份,也是三清宫期壮年地面保存最好的地区,凹地中还有比较完整的古红色风化壳,而更多的是上面的红色风化壳被侵蚀掉后裸露基岩的地表,成为浑圆状。由于岩石整体性较好,更新世的河流侵蚀和寒冻崩裂作用没有对它造成破坏。这个三清宫平台处在玉京峰山脊的北端,海拔 1550~1600m。而玉京峰的山脊的南端就是南清园,从南清园的巨蟒出山、万笏朝天和东方女神的顶部可以恢复他的古地面,这个古地面是和三清宫平台类似的平台。在女神宾馆对面,女神的后边的台面,以及杜鹃山庄所在的台面,还有“万笏朝天”的顶部,可以恢复这个平的当时面貌,这个当时存在而今已被破坏的古平台我们暂且名为南清平台。南清平台的海拔约为 1550~1600m,与三清宫平台、玉京峰山脊都是三清宫期壮年期地面的组成部分。在三清宫期壮年期地貌形成阶段南清园景区尚未形成,只是在壮年期地面上发育了风化壳。早更新世的地壳抬升和河流溯源侵蚀到达这里时地面被切割,风化壳被侵蚀,随着气候逐渐变冷,寒冻风化和冰冻裂解沿着两组节理持续或间断进行,久而久之便形成现在这样的地貌景观。如上所述,三清宫景区是南清园景区的前身形像,南清园景区是三清宫景区进一步发展结果的前景。

万笏朝天是比较典型的屏峰,原来巨蟒出山与它连在一起,而且万笏朝天往南还可连到禹王顶,组成一扇完整的屏峰,屏峰走向大致为南北向,屏体为东西向的节理分隔,因此,整体上他像一扇屏风,曾被命名为九天锦屏,局部看又像京官朝见皇帝用的

朝板(笏),尤其从女神宾馆西望更像众多的笏聚集在一起,故又称为万笏朝天。东方女神位于一座石墙的顶部,这座石墙的走向近东西方向,它向西经谷底延伸到巨蟒出山的北面,直到谷地西侧的山体,谷地是在南北向节理的基础上发育起来的,与万笏朝天的走向一致,东方女神所在的石墙是在东西向节理的基础上育起来的,横亘谷地。巨蟒出山是在南北向节理和东西向节理的基础上,在冰冻裂解和寒冻风化作用下,从万笏朝天的屏峰上分离出来的。让我们再来观察从南山索道进入南清园景区的东西两个山口的情况,将这两个山口和禹王顶、三龙出海景点连起来,山体成东西走向,这一山脊走向与东西向节理是一致的。

上面所说的南北向和东西向节理是南清园景区最重要的景观地貌形成的控制因素,由于各景点所处位置不同,有的景点以南北向节理为主,如万笏朝天,有的则以东西向节理为主,如东方女神,有的景观两组节理起等同的作用,如巨蟒出山。

此外,这里所说的节理有的经过挤压扭动,是压扭性的断裂,我们在万笏朝天的屏峰栈道旁见到东西向的小型断裂,被侵蚀后成为分割屏风而产生万笏的原因。

致谢:野外工作得到江西省地质调查研究院马振兴高级工程师的协助,研究过程中与本项目组的成员及北京大学崔之久教授进行过多次讨论,特此致谢。

参 考 文 献 / References

- 高抒,张捷. 2006. 现代地貌学. 北京:高等教育出版社.
- 谷德振. 1963. 地质构造与工程建设. 科学通报(10). (谷德振文集. 1994. 北京:地震出版社,127~133).
- 谷德振. 1979. 岩体工程地质力学基础. 北京:科学出版社.
- 谷德振,王思敬,黄鼎成. 1979. 岩体稳定的工程地质力学研究. 见:谷德振文集. 北京:科学出版社, 262~271.
- 黄培华. 1998. 黄山山地演化与环境变迁. 地理科学 18(5). 见:《搏击者之路》,地震出版社(北京),2000,111~117 页.
- 李炳元,李钜章,等. 1994. 中国地貌图(1: 4000000). 北京:科学出版社.
- 浦庆余. 1982. 中国东部地区的大理冰期和冰后期. 中国地质科学院地质力学研究所所刊,第 2 号. 北京:地质出版社. 57~79.
- 施雅风,崔之久,苏珍. 2006. 中国第四纪冰川与环境变化. 北京:科学出版社.
- 孙广忠. 1983. 岩体力学基础. 北京:科学出版社.
- 孙广忠. 1987. 岩体结构力学原理. 见:孙广忠地质工程文选. 北京:科学出版社, 103~135.
- 孙玉科,李建国等. 1965. 岩质边坡稳定性的工程地质研究. 地质科学, (4).

- 万天丰. 1999. 花岗岩体侵位机制研究现状. 构造地质学—岩石圈动力学研究进展. 北京: 地震出版社, 149~156.
- 徐嘉漠. 1994. 破裂化岩体的连结性及岩体自然状态的表征问题. 见: 工程地质力学进展. 北京: 地震出版社, 23~27.
- 许兵. 1994. 关于“岩体结构”几个基本问题的讨论. 见: 工程地质力学进展. 北京: 地震出版社, 18~22.
- 杨怀仁. 1988. 中国末次冰期的古气候, 第四纪冰川与第四纪地质文集, 第五集. 北京: 地质出版社. 22~40.
- 杨景春, 李有利. 2005. 地貌学原理. 北京: 北京大学出版社.
- 尹国胜, 杨明桂, 马振兴, 刘细元, 杨永革, 龙梅梅. 2007. “三清山式”花岗岩地质特征与地貌景观研究. 地质论评, 53(增刊):.
- 余心起, 舒良树, 颜铁增, 祖辅平. 2005. 赣杭构造带红层盆地及沉积作用. 沉积学报, 23(1): 12~20.
- 曾绍璇. 1960. 岩石地形学. 北京: 地质出版社.
- 张根寿. 2005. 现代地貌学. 北京: 科学出版社.
- 周幼吾, 郭东信, 邱国庆, 程国栋. 2000. 中国冻土. 北京: 科学出版社.
- 祖辅平, 李成, 王彬. 2004. 金衢盆地的沉积作用. 沉积学报, 22(3): 417~424.
- Strahler A H, Strahler A N. 1976. Elements of Physical Geography. New York: John Wiley & Sons, Inc. (中译本: 自然地理学原理. 1982. 北京: 人民教育出版社).
- Strahler A H, Strahler A N. 1978. Modern Physical Geography. John Wiley & Sons, New York. (中译本: 现代自然地理学. 1983. 北京: 科学出版社).
- Strahler A H, Strahler A N. 1974. Introduction to Environmental Science. Santa Barbara, California: Hamilton Publishing Company, (中译本: 环境科学导论. 1983. 北京: 科学出版社).
- Bloom A L. 1987. Geomorphology. A systematis Analysis of the Late Cenozoic Landforms. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.
- Budel J. 1965. The relief types the sheetwash zone of southern Indian on the eastern slope of the Deccan highland towards Madras. Journal of colloquium Geographicum, 25(8): 93.
- Budel J. 1957. Double surface of leveling in humid tropics. Zeitgeomorph, 1(2): 223~225.
- Flint R F. 1971. Glacial geology and Quaternary. Geology Wiley, New York. 1~892.
- Twidale C R. 1982. Granite Landforms. Amsterdam, The Netherlands: Elsevier Scientific Publishing Company.
- Twidale C R. 1986. Granite landform evolution: Factors and Implications. International Journal of Earth Sciences, 75(3): 769~779.
- Twidale C R. 1993. The research frontier and beyond: granitic terrains. Geomorphology, 7(1~3): 187~223.

- Yu Jh, O'Reilly S Y, Griffin W L, Xu X, Zhang M, Zhou X. 2003. The thermal State and Composition of the lithospheric mantle beneath the Leizhou Peninsula, South China. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 122: 165~189.

图 版 说 明 / Explanation of Photos

1. 尖峰峰群, 受寒冻风化作用, 沿花岗岩近 SN 向和近 EW 向两组节理裂解而成, 梯云岭附近. 显示“花岗岩尖峰地貌”的特征。
2. 图 1 的局部, 显示节理和尖峰的关系, 中间的山峰为造型石“观音赏曲”。
3. 簇式尖峰峰群, 寒冻风化沿两组节理裂解而成。
4. 队列式塔峰峰群, 队列方向为南北向节理所控制, 两塔峰间为东西向节理所成。
5. 板柱状石峰塔峰, 沿两组节理而成, 峰顶有石锥。
6. 屏风, 沿南北向节理形成, 又沿东西向节理裂解成亦联亦离的石柱群——“万笏朝天”, 南清园。
7. 柱峰(弧面状), 受两组节理控制的板状柱峰, 受后期化学风化使柱体棱角圆化而成。
8. 石墙, 位于西海岸延伸达 1km, 沿花岗岩南北向节理而成, 称“西海长城”。
9. 石柱(棱角状)——“巨蟒出山”, 在“万笏朝天”的石墙基础上, 沿东西向节理裂解分离而成, 南清园。
10. 造型石“东方女神”, 是石墙顶部的石蛋, 除东西向和南北向两组节理控制其整体形状, 斜节理细雕成女神颈部、身部和座垫, 典型的是蛋型造型石。
11. 从“巨蟒出山”、“万笏朝天”至图左的尖峰是沿南北向节理形成的巨大的石墙, 图片右侧为东西向沿节理发育的石墙, 石墙顶部为造型石“东方女神”, 显示南清园的右面裂解后形成的地貌景观组合。
12. 三清宫期壮年期地面, 中间的堡峰被寒冻风化沿节理破解形成陡壁。
13. 三清宫周围, 显示三清宫期壮年期地面的面貌。
14. 远处为堡峰玉京峰, 其周围沿节理被裂解, 成为陡壁。
15. 沿花岗岩裂隙发育的一线天——“福寿门”。
16. 粗粒花岗岩沿节理风化形成的石蛋, 上下两个石蛋连接处尚未分开, 成为“葫芦石”。
17. 石锥, 化学风化和雨水淋蚀而成的一种花岗岩微地貌。
18. 石柱及其顶部的石锥, 沿节理形成, 受化学风化和雨水淋蚀而成。
19. 外双溪—梯云岭峡谷, 沿着南北断裂发育的深切峡谷, 是三清山第四纪强烈抬生的证据。
20. 西海岸沿东西向断裂发育的深切峡谷, 反映了三清山的第四纪强烈抬生。

Basic Characteristics and Formation History of the Sanqing Mountain Granite Geomorphologic Landscape, Jiangxi

PU Qingyu¹⁾, GUO Keyi²⁾

1) *Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037;*

2) *Geological Museum of China, Beijing, 100034*

Abstract

The Sanqing Mountain granite formed in the late Yanshanian period, and after its emplacement, the granite experienced about about 50 Ma of erosion and denudation. As a result, the 5000 m thick overlying strata were transported to downfaulted basins at its northern and southern sides, thus forming Cretaceous red sandstone and sandy conglomerate, and then the granite was exposed subaerially. Afterwards, the granite again experienced about 50~60 Ma of tectonic and geomorphologic evolution, thus forming the present Yujingfeng-aged matureland 1600~1800 m above sea level and Huaiyushan-aged matureland 1200~1300 m above sea level. In the Pliocene, 24 Ma BP, red weathering crust was developed on the paleo-lands of the two phases, with many “stone eggs” formed in the low-lying part of the red weathering crust. In the Pleistocene, valleys and gullies on the paleo-landform eroded downward rapidly with strong crustal uplifting and cooling, frost weathering, block movements and fluvial erosion. Thus the paleo-lands were cut and destructed and the weathering crust was also eroded away, forming a landscape of deep-incised valleys, steep cliffs and stone columns and peaks standing upright as trees, with some granite “eggs” still remaining on the top of these stone columns and peaks. Such a high-mountain landform with altitudes of more than 1500 m above sea level and a relative height difference of more than 1000 m is very magnificent and tall stone columns and pointed peaks look very beautiful. Those are just the features of the Sanqing Mountain-type granite landform —— the high mountain and pointed peak landform. They form the main granite landscape from which tourists may get a great deal of enjoyment and are also an important geoheritage for which effective protection measures should be taken.

Key words: granite landscape; Sanqing Mountain landform; high mountain and pointed peak landform

