

学校代码： 10491

研究生学号： 2201710343

中国地质大学

博士学位论文

月球风暴洋克里普地体的年轻火山活动

姓 名： 钱煜奇

学 科 专 业： 行星地质与比较行星学

指 导 教 师： 肖 龙 教授

James Head 教授

培 养 单 位： 地球科学学院

二〇二二年十一月

A Dissertation Submitted to China University of Geosciences

For the Doctor Degree of Science

Young Volcanism in the Procellarum KREEP Terrane on the Moon

Ph.D. Candidate: QIAN Yuqi

Major: Planetary Geology and
Comparative Planetology

Supervisor: Prof. XIAO Long

Prof. HEAD James

China University of Geosciences

Wuhan 430074 P.R. China

中国地质大学（武汉）研究生学位论文原创性声明

本人郑重声明：本人所呈交的博士学位论文《月球风暴洋克里普地体的年轻火山活动》，是本人在导师的指导下，在中国地质大学（武汉）攻读博士学位期间独立进行研究工作所取得的成果。论文中除已注明部分外不包含他人已发表或撰写过的研究成果，对论文的完成提供过帮助的有关人员已在文中说明并致以谢意。

本人所呈交的博士学位论文没有违反学术道德和学术规范，没有侵权行为，并愿意承担由此而产生的法律责任和法律后果。

学位论文作者签名：

日 期：2022 年 11 月 15 日

中国地质大学（武汉）研究生学位论文导师承诺书

本人郑重承诺：本人所指导的博士学位论文《月球风暴洋克里普地体的年轻火山活动》，是在本人的指导下，研究生在中国地质大学（武汉）攻读博士学位期间独立进行研究工作所取得的成果，论文由研究生独立完成。

研究生所呈交的博士学位论文没有违反学术道德和学术规范，没有侵权行为，并愿意承担由此而产生的与导师相关的责任和后果。

指导教师（签字）：

日 期：2022 年 11 月 15 日

中国地质大学（武汉）学位论文使用授权书

本人授权中国地质大学（武汉）可采用影印、缩印、数字化或其它复制手段保存本学位论文；学校可向国家有关部门或机构送交本学位论文的电子版全文，编入有关数据库进行检索、下载及文献传递服务；同意在校园网内提供全文浏览和下载服务。

涉密论文解密后适用于本授权书。

学位论文作者签名：

日 期：2022 年 11 月 15 日

作者简介

一、基本情况

钱煜奇，男，汉族，1994年9月出生于浙江嘉兴。2013年9月至2017年6月，就读于中国地质大学（武汉）地球科学学院，获地质学（基地班）理学学士学位。2017年9月起，就读于中国地质大学（武汉）地球科学学院，直博攻读行星地质与比较行星学专业理学博士学位。2019年11月至2021年11月，受国家留学基金委“国家建设高水平大学公派研究生项目”资助在美国布朗大学地球、环境与行星科学系进行联合培养。在博士研究生期间，总共完成10门课程的学习，总计30个学分，加权平均成绩87.8分。博士期间的主要研究方向为行星火山作用，并开展了我国月球和火星探测任务着陆区的地质学研究。

二、学术论文

1. **Qian, Y.**, She, Z., He, Q., Xiao, L., Wang, Z., Head, J.W., Sun, L., Wang, Y., Wu, B., Wu, X., Luo, B., Cao, K., Li, Y., Dong, M., Song, W., Pan, F., Michalski, J., Ye, B., Zhao, J., Zhao, S., Huang, J., Zhao, J., Wang, J., Zong, K., & Hu, Z. (2022). Mineralogy and Chronology of the Young Mare Volcanism in the Procellarum-KREEP-Terrane. *Nature Astronomy*, In Press.
2. Long, T.†, **Qian, Y.†**, Norman, M.D.†, Miljkovic, K.†, Crow, C., Head, J.W., Che, X., Tartese, R., Zellner, N., Yu, X., Xie, S., Whitehouse, M., Joy, K., Neal, C.R., Snape, J., Zhou, G., Liu, S., Yang, C., Yang, Z., Wang, C., Xiao, L., Liu, D., & Nemchin, A.† (2022). Constraining the formation and transport of lunar impact glasses using the ages and chemical compositions of Chang'e-5 glass beads. *Science Advances*, 8(39), eabq2542.
3. **Qian, Y.**, Xiao, L., Head, J.W., Wöhler, C., Bugiolacchi, R., Wilhelm, T., Althoff, S., Ye, B., He, Q., Yuan, Y., & Zhao, S. (2021). Copernican-aged (<200 Ma) Impact Ejecta at the Chang'e-5 Landing Site: Statistical Evidence from Crater Morphology, Morphometry and Degradation Models. *Geophysical Research Letters*, 48, e2021GL095341.
4. **Qian, Y.**, Xiao, L., Head, J.W., & Wilson, L. (2021). The Long Sinuous Rille

System in Northern Oceanus Procellarum and Its Relation to the Chang'e-5 Returned Samples. *Geophysical Research Letters*, 48, e2021GL092663.

5. **Qian, Y.**, Xiao, L., Wang, Q., Head, J.W., Yang, R., Kang, Y., van der Bogert, C.H., Hiesinger, H., Lai, X., Wang, G., Pang, Y., Zhang, N., Yuan, Y., He, Q., Huang, J., Zhao, J., Wang, J., & Zhao, S. (2021). China's Chang'e-5 landing site: Geology, stratigraphy, and provenance of materials. *Earth and Planetary Science Letters*, 561, 116855.
6. **Qian, Y.**, Xiao, L., Head, J.W., van der Bogert, C.H., Hiesinger, H., & Wilson, L. (2021). Young lunar mare basalts in the Chang'e-5 sample return region, northern Oceanus Procellarum. *Earth and Planetary Science Letters*, 555, 116702.
7. **Qian, Y.**, Xiao, L., Yin, S., Zhang, M., Zhao, S., Pang, Y., Wang, J., Wang, G., & Head, J.W. (2020). The regolith properties of the Chang'e-5 landing region and the ground drilling experiments using lunar regolith simulants. *Icarus*, 337, 113508.
8. **Qian, Y.**, Xiao, L., Zhao, S., Zhao, J., Huang, J., Flahaut, J., Martinot, M., Head, J.W., Hiesinger, H., & Wang, G. (2018). Geology and Scientific Significance of the Rümker Region in Northern Oceanus Procellarum: China's Chang'E-5 Landing Region. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 123, 1407–1430.
9. Ye, B., **Qian, Y.**, Xiao, L., Michalski, J.R., Li, Y., Wu, B., & Qiao, L. (2021). Geomorphologic exploration targets at the Zhurong landing site in the southern Utopia Planitia of Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 576, 117199.
10. Zhao, S., **Qian, Y.**, Xiao, L., Zhao, J., He, Q., Huang, J., Wang, J., Chen, H., & Xu, W. (2022). Lunar Mare Fecunditatis: A Science-Rich Region and a Concept Mission for Long-Distance Exploration. *Remote Sensing*, 14, 1062.
11. Xiao, L., **Qian, Y.**, Wang, Q., & Wang, Q. (2021). The Chang'e-5 mission. In A. B. T. Longobardo (Ed.), *Sample Return Missions* (pp. 195–206). Elsevier.
12. Meng, Z., Lei, J., **Qian, Y.**, Xiao, L., Head, J.W., Chen, S., Cheng, W., Shi, J., Ping, J., & Kang, Z. (2020). Thermophysical Features of the Rümker Region in Northern Oceanus Procellarum: Insights from CE-2 CELMS Data. *Remote Sensing*, 12, 3272.
13. He, Q., Li, Y., Baziotis, I., **Qian, Y.**, Xiao, L., Wang, Z., Zhang, W., Luo, B., Neal, C. R., Day, J.M.D., Pan, F., She, Z., Wu, X., Hu, Z., Zong, K., & Wang, L. (2022).

Detailed petrogenesis of the unsampled Oceanus Procellarum: The case of the Chang'e-5 mare basalts. *Icarus*, 383, 115082.

14. Cao, K., Dong, M., She, Z., Xiao, Q., Wang, X., **Qian, Y.**, Li, Y., Wang, Z., He, Q., Wu, X., Zong, K., Hu, Z., & Xiao, L. (2022). A novel method for simultaneous analysis of particle size and mineralogy for Chang'E-5 lunar soil with minimum sample consumption. *Science China: Earth Sciences*, 65, 1704-1714.
15. Yuan, Y., Zhu, P., Xiao, L., Huang, J., Garnero, E.J., Deng, J., Wang, F., **Qian, Y.**, Zhao, N., Wang, W., & Li, W. (2021). Intermittent volcanic activity detected in the Von Kármán crater on the farside of the Moon. *Earth and Planetary Science Letters*, 569, 117062.
16. Huang, J., Xiao, Z., Xiao, L., Horgan, B., Hu, X., Lucey, P., Xiao, X., Zhao, S., **Qian, Y.**, Zhang, H., Li, C., Xu, R., He, Z., Yang, J., Xue, B., He, Q., Zhong, J., Lin, H., Huang, C., & Xie J. (2020). Diverse rock types detected in the lunar South Pole–Aitken Basin by the Chang'E-4 lunar mission. *Geology*, 48, 723–727.

三、获奖情况

1. 李四光优秀博士研究生奖，2022
2. 中国大学生自强之星，2022
3. 优秀研究生标兵，2022
4. 博士研究生国家奖学金，2021
5. 地球科学学院学生年度人物，2021
6. 国家建设高水平大学公派研究生奖学金（2年），2019
7. 攀登奖学金，2019
8. 第四届全国大学生地质技能竞赛地质技能综合应用竞赛一等奖、地质技能综合应用竞赛一等奖、野外地质技能竞赛二等奖，2016
9. 锐鸣奖学金，2016
10. 锐鸣奖学金，2015
11. 国家奖学金，2014

四、研究项目

1. 2020-2022 年，国际月球科研站，国家重点研发计划“战略性国际科技创新合作”重点专项，参与
2. 2020-2022 年，嫦娥五号着陆区火山活动及其月幔源区性质研究，民用航天技术预先研究项目，项目编号 D020205，参与
3. 2018 年，比较行星学研究团队，大学生自主创新领航团队，项目编号 1810491T02，主持
4. 2017 年，月球嫦娥五号预选着陆区 1:25 万地质填图，特殊地质地貌区填图试点，参与
5. 2016 年至 2017 年，预选着陆区月壤剖面特性研究，北京卫星制造厂有限公司委托项目，参与

摘 要

火山活动是月球表面最主要的内动力地质作用，其产物极大地塑造了月球表面的形貌。月球火山作用的产物记录了岩浆源区性质、岩浆的温度、成分、压力和氧逸度等关键信息，也能反映岩浆喷出月表后，熔岩的流动和冷却过程，是重建月球火山喷发过程、内部圈层结构和热演化历史的重要载体。

风暴洋克里普地体（Procellarum KREEP Terrane, PKT 地体）是月球火山活动最为活跃的地区之一，大规模火山活动一直持续到埃拉托逊纪，是进行月球火山学研究的理想地点。嫦娥五号着陆点（北纬 43.06°，西经 51.92°）位于风暴洋北部埃拉托逊纪月海玄武岩单元内部，预选着陆区范围在北纬 41-45°，西经 49-69°之间。返回玄武岩样品的同位素年代学研究揭示该单元形成于~2.0 Ga，是迄今为止人类采回的最年轻的月海玄武岩，比以往月球玄武岩样品至少年轻~0.8-0.9 Ga。这一年龄使嫦娥五号玄武岩样品具有极为重要的科学价值，对认识月球晚期热演化历史具有重要启示。

到目前为止，嫦娥五号样品研究已取得重要成果，但对样品长期、系统性的研究仅仅拉开了序幕。对风暴洋北部嫦娥五号着陆区玄武岩源区性质、熔融机制、岩浆喷发过程和火山活动历史研究的缺乏，大大限制了嫦娥五号样品岩石成因学、综合火山学和热演化过程研究。嫦娥五号样品代表了人类首次采集 PKT 地体内广泛分布的中高钛年轻月海玄武岩，其实验室分析数据可以为认识这类年轻月海玄武岩提供宝贵的地面真值。但是结合轨道遥感探测、着陆器原位探测和实验室样品分析的研究十分薄弱，未能充分发挥嫦娥五号样品对 PKT 地体年轻火山活动的启示作用。本论文在研究风暴洋北部嫦娥五号着陆区火山地貌和地质特征的基础上，基于原位探测数据和返回样品的研究，开展 PKT 地体年轻火山活动研究，为剖析月球火山活动和热演化历史提供支撑。

通过对风暴洋北部嫦娥五号着陆区火山地貌的研究，本文发现该地区发育的主要火山构造有吕姆克山、麦闰穹丘群、月溪和月海玄武岩。吕姆克山直径~70 km，其上发育陡边和缓边穹窿，代表不同期次的玄武岩喷发。麦闰穹丘群由南部、中部、麦闰 T 和西北穹丘四个穹丘组成，其成分富硅、富钍、贫铁，是岩浆高度演化的产物。风暴洋北部具有复杂的月溪系统，本文将其划分为夏普月溪、麦闰月溪、海帕拉斯月溪和卢维尔月溪。其中，夏普月溪（总长~320 km）与海帕拉斯月溪（总长

~76 km) 共同起源于北部火山口, 麦闰月溪起源于南部火山口 (总长~150 km)。麦闰月溪形成后被夏普月溪捕获, 在其内部形成多种构造, 包括内部堤脊、内部月溪和熔岩池。研究区西部月海区域皱脊主要为北西向, 与风暴洋地区皱脊的主导方向一致, 皱脊规模大, 延伸长, 可能受全球应力场控制。东部月海区域, 皱脊主要为北东向, 皱脊规模小, 延伸短, 可能受雨海盆地峰环系统控制。研究区月海玄武岩整体平坦, 西部月海区域比东部月海高~200-300 m, 其地形极大地受皱脊控制, 皱脊可将月海表面抬升~100-200 m。

通过对风暴洋北部嫦娥五号着陆区火山地质特征和火山活动历史的研究, 本文将研究区划分为 14 个地质单元 (3 个吕姆克山高原单元 IR1、IR2、IR3, 3 个雨海纪月海玄武岩单元 Im1、Im2、Im3, 4 个埃拉托逊纪月海玄武岩单元 Em1、Em2、Em3、Em4, 吕姆克山穹丘单元 Id、sd, 硅质穹丘单元 Idm 和高地单元 Ith)。雨海盆地的形成塑造了区域火山喷发的基底。在雨海盆地形成后 (~3.9 Ga), 雨海纪低钛月海玄武岩 (Im1 到 Im3) 在~3.47-3.40 Ga 相继喷发, 覆盖了风暴洋北部地区 (目前仅出露于西部月海区域), 厚度~900 m。吕姆克山形成于同期低钛玄武质火山活动, 并在其喷发晚期先后产生了缓坡穹丘和陡坡穹丘。同时或稍晚于雨海纪火山活动, 通过底辟作用产生了富硅岩浆, 其喷发形成了麦闰穹丘。在~3.4-2.0 Ga, 风暴洋北部地区无大规模火山活动, 雨海纪月海玄武岩表面形成了一层厚~10 m 的古月壤和古溅射物层。在~2.0 Ga 左右, 玄武质火山活动又活跃起来, 喷发出的埃拉托逊纪中高钛玄武岩 (Em3, Em4) 覆盖于东部月海地区, 总厚~50 m。东部月海镁值较西部月海单元低, 反映其岩浆演化程度更高。Em4 主体部分在~2.0 Ga 喷发自北部火山口 (夏普月溪源头), Em4 单元东南角在~1.4 Ga 喷发自南部火山口 (麦闰月溪源头)。月溪的源头火山口喷发经历了多个阶段, 在喷发初期高通量阶段可能形成席状熔岩流, 随着喷发方式转换为以夏威夷式和斯特隆布利式为主, 熔岩流由边缘向中部冷却并发生渠道化, 最终向下侵蚀形成月溪, 直至喷发停止、熔岩流固结前都在向月溪的末端输送熔岩。此后, 该地区没有大规模的火山活动发生, Em4 单元暴露于空间环境, 形成了一层~6 m 的月壤和溅射物层。

通过风暴洋克里普地体年轻火山活动研究, 本文将 PKT 地体年轻月海玄武岩分为 30 个单元 (从 U1 到 U30)。嫦娥五号着陆于 U2 单元中部 (U2 与 Em4 具有相同的意义)。通过嫦娥五号样品的拉曼光谱分析, 嫦娥五号月壤主要由~42.8%辉石、~33.2%斜长石、~13.1%橄榄石、~5.2%铁钛氧化物和~3.4%玻璃组成。嫦娥五号月壤并不富集橄榄石, 不支持前人基于遥感观测提出的年轻月海玄武岩富集橄榄石的认识。在可见近红外光谱中, 年轻月海玄武岩深而不对称的 1 μm 吸收和较浅的 2 μm 吸收, 不是由于橄榄石富集, 而是由于年轻月海玄武岩高度演化、辉石

成分特殊造成的。在此基础上,本文利用月球矿物绘图仪数据结合镁值可变的查找表算法,重新计算了 PKT 地体内年轻月海玄武岩矿物组成,发现其高钙辉石含量平均 $\sim 25\pm 1.0\%$,低钙辉石含量平均 $\sim 19\pm 1.1\%$,橄榄石含量平均 $\sim 6\pm 0.8\%$,斜长石含量平均 $\sim 50\pm 2.7\%$,橄榄石确实并不富集。前人对 PKT 地体内年轻月海玄武岩单元的撞击坑定年结果在接近或小于 2.0 Ga 年龄范围内存在较大差别,其中部分原因可能是月球年代学曲线在 1-3 Ga 范围内没有得到较好标定。利用基于嫦娥五号样品年龄标定的新年代学曲线和本研究重新梳理的年轻月海玄武岩单元边界,本文对 30 个年轻月海玄武岩单元进行了撞击坑定年,发现 PKT 地体最年轻的月海玄武岩单元为 U17 (~ 1.2 Ga),嫦娥五号着陆的 U2 单元模式年龄 ~ 2.0 Ga,与嫦娥五号样品同位素年龄一致。本文发现年轻月海玄武岩的钛含量具有随年龄减小而增加的趋势,而橄榄石含量随年龄变化不明显,其含量集中在 ~ 3 -9%之间,远小于前人认为的 $\sim 50\%$ 。本文得到月海玄武岩活动在 ~ 3.5 Ga 达到峰值,随后其喷发通量逐渐减小,最终在 ~ 1.2 Ga 左右大规模玄武岩喷发活动完全停止。

通过本文的研究,我们系统梳理了风暴洋北部嫦娥五号着陆区的火山地貌、火山演化历史,并将嫦娥五号样品作为地面真值,对 PKT 地体年轻月海玄武岩活动进行了讨论。我们发现嫦娥五号玄武岩是 PKT 地体内年轻月海玄武岩的典型代表,这类年轻月海玄武岩具有中高钛,钛含量具有随年龄减小而增加的特征。在年轻月海玄武岩中,只有 U2 单元存在嫦娥五号样品返回,然而,这些年轻月海玄武岩中既有最年轻的月海玄武岩单元(年龄 ~ 1.2 Ga),也有成分最为特殊的月海玄武岩单元(U3,橄榄石含量最高),这些单元都没有返回样品。对这些单元进行深入研究,对未来月球探测具有重要参考价值。

关键词: 风暴洋克里普地体; 月球年轻火山活动; 月海玄武岩; 月溪; 嫦娥五号

Abstract

Volcanism is the most important endogenic process on the Moon, whose products largely shaped the lunar surface. The properties of the magma source, the temperature, composition, pressure, oxygen fugacity, and other key information of the magma, all could be recorded by the lunar volcanic rocks, as well as the flowing and cooling process after eruption. Therefore, studying the lunar volcanic products could help to reconstruct the volcanic eruption process, the internal structure, and the thermal history of the Moon.

Procellarum KREEP Terrane (PKT) has the most active volcanism on the Moon that could extend to the Eratosthenian Period; therefore, it is an ideal place to study the lunar volcanology. The Chang'e-5 landing site (43.06°N, 41.92°W) is located to the pre-selected landing region (41-45°N, 49-69°W), in northern Oceanus Procellarum within an Eratosthenian-aged mare unit. Isotopic measurements of the returned samples yield an age of ~2.0 Ga. It is the youngest mare basaltic sample that ever returned, at least ~0.8-0.9 Ga younger than the previously collected basaltic samples. This extremely young age makes the Chang'e-5 basalts significant in understanding the late lunar impact and thermal history.

The Chang'e-5 sample research has already made lots of important scientific contributions, however just a start of the long task to study the samples. The lack of an overall knowledge of the magma source region, melting mechanism, magma eruption process, and volcanic history of the Chang'e-5 landing region in northern Oceanus Procellarum, largely constrains a comprehensive study of the petrogenesis, volcanology, and thermal evolution process of the Chang'e-5 basalts. The Chang'e-5 basalts represent the intermediate to high-Ti young mare basalts in the PKT, whose laboratory analysis could provide ground truth to those basalts. However, no such research has been done before to link together the orbital remote sensing data, in situ investigation data, and the returned samples; more efforts could be spent on the implications of the Chang'e-5 basalts to the young volcanism in the PKT. In this work, after conducting a comprehensive study of the volcanic features and volcanic history of northern Oceanus Procellarum, we studied the young volcanism in the PKT on the basis of the ground truth provided by the Chang'e-5 in situ data and returned samples, to support the analysis of the volcanic and thermal

history of the Moon in the future.

Through the study of the volcanic features in northern Oceanus Procellarum, we found Mons Rümker, Mairan domes, sinuous rilles, and mare basalts are four major volcanic landforms in the region. Mons Rümker, ~70 km in diameter, develops steep sided domes and shallow domes on the plateau, representing two stages of basaltic eruptions. Mairan domes include South Dome, Middle Dome, Mairan T Dome, and Northwest Dome. They are characterized by their silica-rich composition with high thorium but low iron abundance, that may be products from highly evolved magma. A complex sinuous rille system was found in northern Oceanus Procellarum that is composed of Rima Sharp, Rima Mairan, Rima Harpalus, and Rima Louville. Rima Sharp (~320 km in length) and Rima Harpalus (~76 km in length) are originated from the North Vent; Rima Mairan (~150 km in length) is originated from the South Vent. After leaving the South Vent, the lavas from Rima Mairan were captured by Rima Sharp, entering its channel, and formed internal features within Rima Sharp including inner levee, inner rille, and lava pond. The wrinkle ridges in the Western Maria are mainly NW orientated, close to the dominant trend of wrinkle ridges in Oceanus Procellarum, that may be controlled by the global stress field. The wrinkle ridges in the Eastern Maria are mainly NE orientated that may be controlled by the Imbrium basin ring system; they are relatively smaller and shorter than the wrinkle ridges in the Western Maria. The mare surface in the study area is generally flat but wrinkle ridges could raise the mare surface to up to ~100-200 m. The elevation decreases from the west to the east; the Western Maria is ~200-300 m higher than the Eastern Maria.

Through the study of the volcanic characteristics and history of the northern Oceanus Procellarum, we found the study area could be divided into 14 geological units (3 Rümker plateau unit, 3 Imbrian-aged mare basalt unit, 4 Eratosthenian-aged mare basalt unit, Rümker dome unit *ld*, *sd*, silica-rich dome unit *Idm*, and highland unit *Ith*). The Imbrium impact largely shaped the basement of the region where volcanism later happened. After the formation of the Imbrium basin (~3.9 Ga), Imbrium-aged low-Ti mare basalts (*Im1* to *Im3*) erupted between ~3.47-3.40 Ga, covering the entire northern Oceanus Procellarum (exposed in the Western Mairan at present) with a thickness of ~900 m. The low-Ti mare volcanism may produce Mons Rümker at the same time. Concurrently or a little later, silica-rich magma from underplating erupted and formed Mairan domes. Between ~3.4-2.0 Ga, volcanism ceased in northern Oceanus Procellarum; a paleo-regolith and paleo-ejecta layer formed on the Imbrian-aged basalt with a total thickness of ~10 m. At ~2.0

Ga, the volcanism in northern Oceanus Procellarum reactivated and formed the intermediate to high-Ti mare basalts (Em3 and Em4) with a thickness of ~50 m, composing the Eastern Maria. The Mg number is relatively lower for the Eastern Maria than the Western Marian, reflecting a more evolved composition. We propose the majority of Em4 erupted from the North Vent at ~2.0 Ga through Rima Sharp; while the southeast corner of Em4 erupted from the South Vent at ~1.4 Ga through Rima Mairan. In formation of the sinuous rille, sheet flows may be formed in the early stage by high flux eruption followed by Hawaiian and Strombolian eruptions. The lava flow starts to channelization after it cools from the margin to the center and finally eroded down to form sinuous rille. Until the end of the eruption and the solidification of the lava flow, it continues to transport lavas to the terminus of the sinuous rille. After that, there are no major volcanic activities in northern Oceanus Procellarum and a ~6 m thick regolith formed by space weathering on the top of the Eratosthenian-aged mare basalts.

Through the study of the young volcanism in the PKT, we found the study area could be divided into 30 geological units (U1 to U30). Chang'e-5 landed on the center of the U2 unit. The Chang'e-5 lunar soil is composed of ~42.8% pyroxene, ~33.2% plagioclase, ~13.1% olivine, ~5.2% iron titanium oxides, and ~3.4% glass according to the Raman spectral measurements. The Chang'e-5 lunar soil has a low abundance of olivine that doesn't support the young mare basalts rich in olivine that proposed by several previous researchers. The broad and asymmetrical 1 μm absorption and the shallow 2 μm absorption of the young basalts in the reflectance spectra are likely due to the composition of the young basalts are highly evolved with special pyroxene compositions. On the basis of the Moon Mineralogical Mapper hyperspectral data and the lookup table spectral unmixing method that could be applied to variable Mg numbers, we recalculated the mineral abundance of the young mare basalts in the PKT. We found the high-Ca pyroxene content is averaged in $\sim 25 \pm 1.0\%$, low-Ca pyroxene content is averaged in $\sim 19 \pm 1.1\%$, olivine content is averaged in $\sim 6 \pm 0.8\%$, plagioclase content is averaged in $\sim 50 \pm 2.7\%$; olivine is not rich. The less well constrained lunar chronology function in the age range of 1.0-3.0 Ga may be one of the reasons for the large model age difference of the young basalt in PKT. Therefore, we redated the age of the young basalts in the PKT applying the new lunar chronology function calibrated by Chang'e-5 samples and the newly mapped geological boundaries in this study. We found U17 is the youngest unit; and the unit that Chang'e-5 landed (U2) has an age of ~2.0, same as the isotopic age of the returned sample. We found the young basalts have a trend of increasing TiO_2 abundance with decreasing

age. The abundance of olivine doesn't have a clear trend; it is mostly between ~3-9%, far smaller than ~50% previously proposed. We found the lunar mare volcanism peaked at ~3.5 Ga, then receded until ~1.2 Ga that large scale lunar mare volcanism finally ceased.

Through the current research, we studied the volcanic features and history of the Chang'e-5 landing region in northern Oceanus Procellarum and discussed the young volcanism in the PKT on the basis of the ground truth from the Chang'e-5 samples. We found Chang'e-5 basalts could represent the widespread young basalts in the PKT, which has intermediate to high-Ti composition with an increasing trend with decreasing age. For those young mare units in the PKT, only the U2 unit has returned samples by Chang'e-5. However, they include the youngest mare unit on the Moon (~1.2 Ga) and the unit with the most special composition (U3, highest olivine content), studying them has significant meanings for future lunar sample-return missions.

Key Words: Procellarum KREEP Terrane; Young Lunar Volcanism; Mare Basalt; Sinuous Rille; Chang'e-5

目 录

第一章 绪论	1
1.1 论文选题背景	1
1.2 研究目的及意义	2
1.3 国内外研究现状及存在问题	4
1.3.1 月球风暴洋克里普地体	4
1.3.2 月球年轻火山活动	5
1.3.3 嫦娥五号样品基本性质	8
1.3.4 嫦娥五号样品玄武岩的形成条件和成因	12
1.3.5 存在问题	18
1.4 研究内容与论文结构	18
第二章 数据、样品与研究方法	21
2.1 数据来源	21
2.1.1 影像数据	21
2.1.2 地形数据	22
2.1.3 多光谱数据	22
2.1.4 高光谱数据	23
2.2 研究样品	23
2.3 研究方法	24
2.3.1 行星表面定年	24
2.3.2 撞击坑穿透法限定玄武岩厚度	24
2.3.3 撞击坑形貌法限定月壤厚度	25
2.3.4 拉曼光谱法确定月壤矿物组成	28
第三章 风暴洋北部嫦娥五号着陆区火山地貌	29
3.1 引言	29
3.2 吕姆克山火山杂岩体	30
3.3 麦闰穹丘群	31
3.4 月溪	32
3.4.1 夏普月溪	33
3.4.2 麦闰月溪	35
3.4.3 海帕拉斯月溪和卢维尔月溪	39

3.5 月海玄武岩	40
3.6 本章小结	44
第四章 风暴洋北部嫦娥五号着陆区火山地质特征及历史	46
4.1 引言	46
4.2 风暴洋北部嫦娥五号着陆区地质单元划分	48
4.3 风暴洋北部嫦娥五号着陆区月海玄武岩的元素和矿物组成	50
4.4 风暴洋北部嫦娥五号着陆区月海玄武岩及月溪的年代学	55
4.4.1 月海玄武岩的形成时间	55
4.4.2 月溪的形成时间	59
4.5 嫦娥五号采样点玄武岩的来源	64
4.6 风暴洋北部嫦娥五号着陆区火山岩地层序列	68
4.7 风暴洋北部嫦娥五号着陆区地区火山活动历史	71
4.8 本章小结	75
第五章 风暴洋克里普地体内的年轻火山活动	78
5.1 引言	78
5.2 PKT 地体年轻火山活动地质单元划分	81
5.3 PKT 地体年轻火山单元的元素和矿物组成	84
5.3.1 研究现状	84
5.3.2 嫦娥五号地面真值	87
5.3.3 PKT 地体年轻火山单元的矿物组成特征	90
5.4 PKT 地体年轻火山活动的年代学特征	92
5.4.1 研究现状	92
5.4.2 嫦娥五号样品年龄对年代学曲线的校正	95
5.4.3 PKT 地体年轻火山单元的年代学特征	97
5.5 PKT 地体年轻火山单元的成分与形成时间的关系	100
5.6 本章小结	102
第六章 主要结论与展望	104
6.1 主要结论	104
6.2 创新点	106
6.3 对未来工作的展望	107
致谢	109

参考文献	111
------------	-----

附表 英文缩写对照表

英文缩写	英文全称	中文
ASU	Arizona State University	亚利桑那州立大学
CCD	Charge Coupled Device	电荷耦合装置
CE-5	Chang'e-5	嫦娥五号
CSD	Crystal Size Distribution	晶体定向分布
CSFD	Crater Size-Frequency Distribution	撞击坑大小-频率分布
Em1-Em4	Eratosthenian-aged Mare Unit 1-4	埃拉托逊纪第一到四个月海玄武岩单元
Ga	Giga-annum	十亿年
GSFC	Goddard Space Flight Center	戈达德宇宙飞行中心
IBD	Integrated Band Depth	综合波段深度
IBR1-IBR4	Imbrium Basin Ring 1-4	雨海盆地第一到四个峰环
ICP-MS	Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer	电感耦合等离子体质谱
Im1-Im3	Imbrium-aged Mare Unit 1-3	雨海纪第一到三个玄武岩单元
INAA	Instrumental Neutron Activation Analysis	仪器中子活化分析
IR1-IR3	Imbrium-aged Rümker Unit 1-3	吕姆克山第一到三个高原物质单元
JAXA	Japan Aerospace Exploration Agency	日本宇宙航空研究开发机构
LA-ICP-MS	Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry	激光剥蚀电感耦合等离子体质谱
LRO	Lunar Reconnaissance Orbiter	月球勘察轨道器
NASA	National Aeronautics and Space Administration	美国国家航空航天局
P1-P60	Oceanus Procellarum Mare Unit 1-60	风暴洋第一到六十个月海玄武岩单元
PKT	Procellarum KREEP Terrane	风暴洋克里普地体
ppm	Parts Per Million	百万分之一
U1-U30	Young Mare Unit 1-30	风暴洋克里普地体第一到三十个年轻月海玄武岩单元
XRF	X-Ray Fluorescence	X 射线荧光

第一章 绪论

1.1 论文选题背景

月球是地球唯一的天然卫星，古往今来引起了人们无限的遐想，对月球的科学探测大大加深了我们对月球和地月系统的认识。20 世纪 60 年代至 70 年代，人类首次登月成功，6 次阿波罗（Apollo）载人飞行共采集 381.7 kg 月球样品，3 次月球号（Luna）无人采样共采集 321 g 月球样品^[1]。中国的月球科学研究始于 20 世纪 60 年代，20 世纪 90 年代起开始论证月球探测工程，并最终形成了“绕、落、回”三步走的发展战略^[2,3]。2007 年，嫦娥一号成功进入月球轨道并环绕月球，实现了中华民族数千年来的飞天梦；2013 年，嫦娥三号成功实施月面软着陆，并释放“玉兔号”月球车进行月面巡视探查；2019 年，嫦娥 4 号成功着陆在月球背面的冯卡门（Von Kármán）撞击坑内，实现了人类首次月球背面着陆巡视探查^[4,5]，我国按计划实现了月球探测工程“绕、落、回”三步走战略中的前两步。

嫦娥五号是我国首次月球采样返回任务，是我国月球探测工程三步走战略的收官之战^[6,7]。嫦娥五号任务主要有两个科学目标，分别为 1) 进行着陆区的现场调查和分析，建立现场探测数据与实验室分析数据之间的联系；和 2) 进行月球样品的分析与研究，揭示月球成因和演化历史^[6]。2020 年 11 月 24 日，嫦娥五号在海南文昌航天发射场发射，2020 年 12 月 1 日，成功着陆于月球北纬 43.06°，西经 51.92°的风暴洋（Oceanus Procellarum）北部着陆区范围内^[8]。着陆之后，嫦娥五号在月表共进行~19 小时的采样，成功采回 1,731 g 月球样品^[9,10]。这是人类自月球二十四号任务以来首次月球采样返回^[11]，受到了国内外广泛关注^[12-14]。

在嫦娥五号发射之前，任务实施单位根据工程制约^[15]和着陆区的科学价值^[16]，将月球风暴洋北部北纬 41-45°，西经 49-69°范围选为预定着陆区（图 1.1）。嫦娥五号预选着陆区远离以往阿波罗或月球号采样点。该地区发育有月海玄武岩、月溪、火山穹窿、火山杂岩体、硅质火山等火山构造，是研究月球火山作用的绝佳地点。

嫦娥五号着陆点位于风暴洋北部 P58 月海玄武岩单元内（风暴洋第 58 个月海玄武岩单元^[17,18]；或称为 Em4 单元，4.2 节；或称为 U2，5.2 节）。通过返回样品的 Pb-Pb 等时线定年发现，嫦娥五号玄武岩形成于~2.0 Ga^[19,20]（5.4.2 节），是迄今为止人类采回的最年轻的月海玄武岩，比之前采集的月球玄武岩样品年轻至少

~0.8-0.9 Ga^[21,22]（图 1.4）。这使得嫦娥五号玄武岩样品研究对认识月球晚期热历史具有非常重要的启示^[13,16,23-25]。

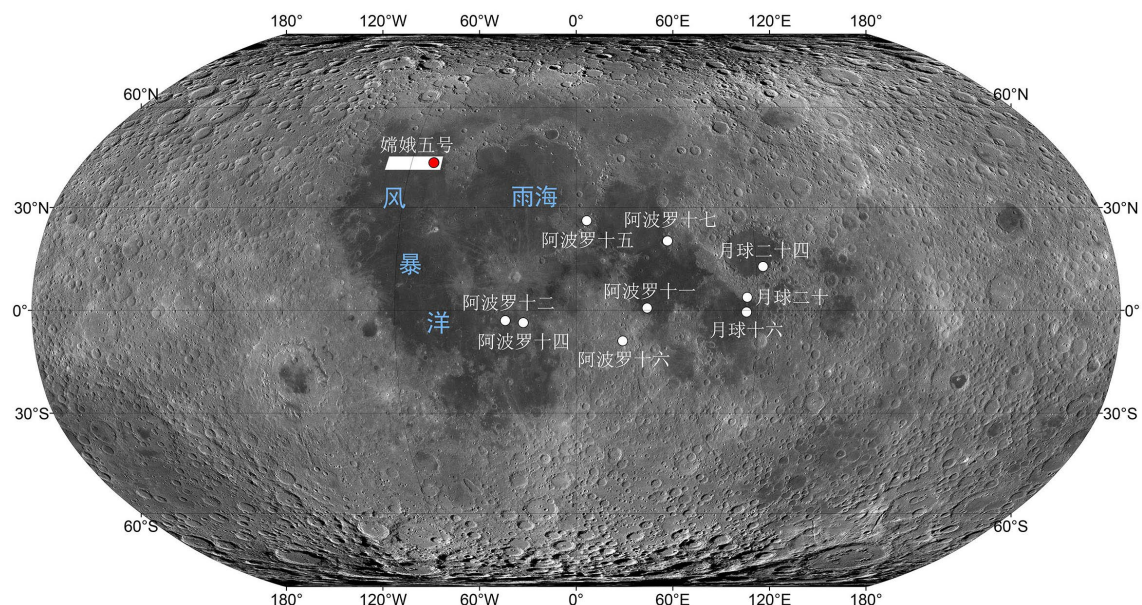


图 1.1 嫦娥五号着陆点与以往月球采样返回任务着陆点位置。嫦娥五号着陆点位于月球中纬度地区（北纬 43.06°，西经 51.92°），远离以往着陆点。白色方框代表嫦娥五号预选着陆区（北纬 41-45°，西经 49-69°）。底图为月球勘察轨道器宽角相机数据（NASA/GSFC/ASU）。

1.2 研究目的及意义

火山活动是月球表面最主要的内动力地质作用^[26]，极大地塑造了月球表面的形貌。月海玄武岩是月球表面火山活动最重要的表现形式。月海和隐月海覆盖了月球表面~18%的面积^[27]（图 1.2），总体积约为 $1 \times 10^7 \text{ km}^3$ ，占到了月壳体积的~1%。年轻月海玄武岩大多分布在风暴洋的中部和雨海（Mare Imbrium）的西南部^[17,18,28]（图 1.2）。这些月海玄武岩起源于月幔的部分熔融^[29]，经历上升、喷发并最终在月球表面固结结晶^[30,31]。月海玄武岩的成分和结构等特征，记录了岩浆源区的组成、岩浆的成分、温度、压力、氧逸度等关键信息，也能反映岩浆喷出月表后，熔岩的流动和冷却过程，是重建月球火山喷发过程、内部圈层结构和热演化历史的重要载体^[29,32,33]。

嫦娥五号玄武岩代表了月球上最年轻的月海玄武岩之一。年轻月海玄武岩在 PKT 地体内广泛发育（图 1.2）。利用遥感探测数据，包括克莱门汀（Clementine）紫外可见近红外光谱仪数据^[34]，月亮女神号（Kaguya）多光谱成像仪数据^[35]，嫦

娥一号干涉成像光谱仪数据^[36]、月船 1 号 (Chandrayaan-1) 月球矿物绘图仪数据^[37]和月球勘探者 (Lunar Prospector) γ 射线光谱等数据^[38], 目前已对月球年轻玄武岩的元素与矿物组成特征有了初步认识。月球年轻玄武岩具有高钛、高钽和富橄榄石的特点, 且越年轻钛及橄榄石含量越高^[39-41]。不过, 遥感解译具有局限性与多解性, 例如可见近红外光谱下 A 类单斜辉石与橄榄石光谱具有一定相似性^[42,43] (宽而不对称的 $1\ \mu\text{m}$ 吸收); 富镁钙辉石与橄榄石的混合光谱与富铁钙辉石光谱具有一定相似性; 橄榄石 ($>50\%$)^[44]及斜长石 ($>90\%$)^[45]丰度只有达到一定程度时才会在光谱中得到明确反应。月壤光谱还受观测角度、温度、粒度、密实度等因素的影响, 且不一定能得到较好校正。嫦娥五号首次原位采集 PKT 地体内年轻月海玄武岩, 对认识这类玄武岩提供了重要的地面真值。

本文将开展风暴洋北部嫦娥五号着陆区详细的行星火山学研究, 这对充分认识嫦娥五号着陆区地质背景、区域火山演化历史, 对继续深挖嫦娥五号任务数据和样品的科学价值, 实现嫦娥五号任务的科学目标^[6], 最大化嫦娥五号任务的科学产出具有重大意义。除此之外, 本文将把嫦娥五号样品的实验室分析结果作为月球年轻月海玄武岩的地面真值, 改进遥感解译方法, 减少遥感解译中的不确定性, 并最终扩展到整个 PKT 地体, 开展 PKT 地体内年轻玄武岩的研究, 加深对月球年轻玄武岩元素、矿物组成、喷发时间、过程、机制、横向变化等的认识。

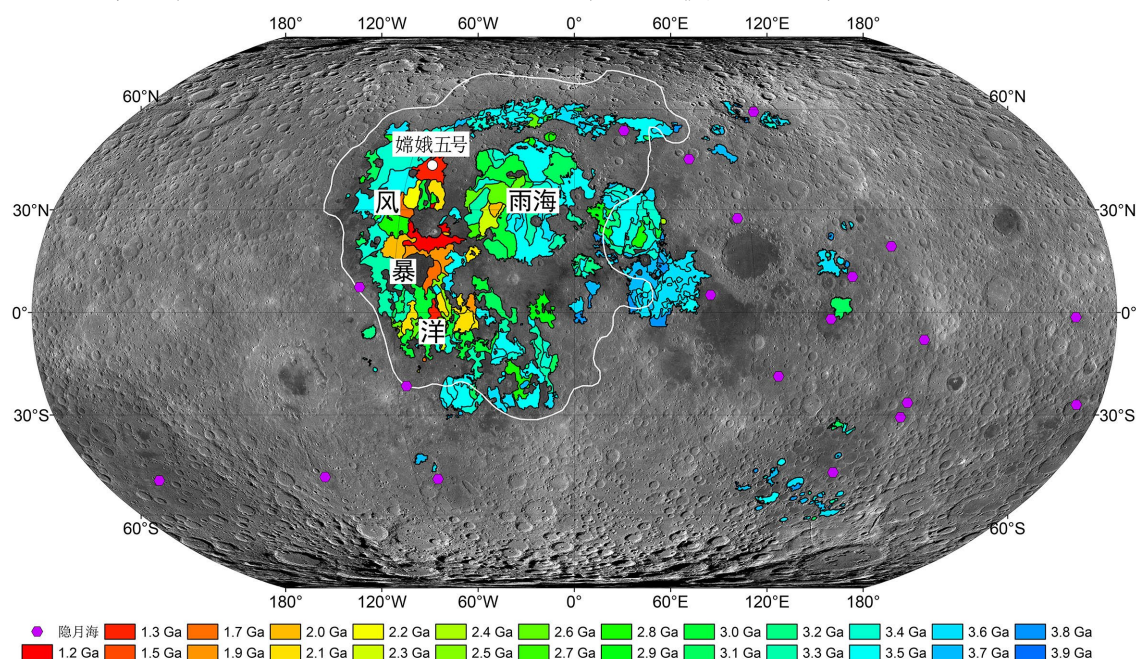


图 1.2 月海玄武岩与隐月海分布。月球年轻月海玄武岩主要分布在 PKT 地体中部。月海玄武岩分布及年龄数据来自于 Hiesinger 等^[18]; 隐月海分布数据来自于 Whitten 和 Head^[27]。白色实线指示 PKT 地体范围^[46]。底图为月球勘察轨道器宽角相机数据 (NASA/GSFC/ASU)。

1.3 国内外研究现状及存在问题

1.3.1 月球风暴洋克里普地体

风暴洋是月球上最大的玄武岩平原^[47]，是 PKT 地体的主要组成部分^[46]（图 1.2）。PKT 地体具有较高的不相容元素含量（Th>3.5 ppm）、较低的高程和较薄的月壳^[46]，几乎出露了所有年轻月海玄武岩^[18,28]。PKT 地体是月球上三个主要的地体之一，是月球不对称的重要代表^[46]，其形成极大地塑造了月球的地质与热演化历史^[48,49]。但是，PKT 地体的性质、形成机制及其与大范围火山活动的关系研究并没有取得统一认识。

PKT 地体如何形成目前仍然存在巨大争议，主要成因模型有风暴洋撞击假说^[50-52]（图 1.3A）、南极艾肯盆地撞击假说^[53,54]（图 1.3B）、月幔倾斜对流假说^[55]、岩浆洋演化晚期钛铁矿堆晶层长波重力不稳定性假说^[56]和巨型岩墙侵入假说^[57]。风暴洋撞击假说和南极艾肯盆地撞击假说是目前最广为接受的两个假说。风暴洋撞击假说认为，PKT 地体形成于风暴洋撞击事件^[50]，该撞击形成的盆地直径约为 3,000 km，撞击中心在北纬 23°，西经 15°附近^[58]。巨大的撞击事件挖掘了位于月壳与月幔之间的克里普层并堆积在盆地边缘，随后发生重力垮塌并覆盖整个盆地底部，之后的大型撞击事件重新分布克里普物质，使 PKT 地体具有现今的面貌^[52]。

南极-艾肯盆地撞击假说认为，PKT 地体形成于南极-艾肯撞击事件^[53,54]。南极-艾肯盆地是目前为止月球上公认的最大、最古老的撞击盆地。该撞击盆地长轴长~2,400 km，短轴长~2,050 km，中心位于南纬 53°，西经 169°附近，可能形成于一次方位角为 19°的倾斜撞击事件^[59]，撞击体直径~170 km，速度~10 km/s^[60]。这次撞击在南极-艾肯盆地内部形成了巨厚的熔体海并随之发生分离结晶^[61-63]。巨大的撞击作用移除了月壳并暴露出上月幔物质^[60,64]，这些月幔物质富钍、橄榄石和低钙辉石^[65,66]。南极-艾肯盆地形成的热量促进了月幔对流，使钛铁矿堆晶层与克里普元素向月球正面的对跖点移动，使其分布在 PKT 地体范围内，后期的大型撞击使克里普元素重新分布产生了现今的 PKT 地体^[53,54]。

无论何种形成模型都应该能够解释 PKT 地体较薄的月壳（~25 km）^[48]和较富集的克里普元素（Th>3.5 ppm），这两个因素都能大大促进和延长 PKT 地体内的火山活动^[18,28]。PKT 地体较薄的月壳有利于岩浆的喷发，因为月球玄武质岩浆密度（2,950 kg/m³）高于月壳密度（2,550 kg/m³），因此玄武质岩浆在月壳中具有负浮力，必须有额外的压力支持才能促使其喷发。这一额外的压力主要来自于由源区上升并聚集在密度或流变学边界的岩浆。所需压力与月壳厚度相关，在月壳较薄处

较低（月球正面 19 ± 9 MPa），在月壳较厚处越高（月球背面 29 ± 15 MPa），超过所需压力时岩浆就会喷发^[30,31]。PKT 地体较高的克里普元素对火山作用的促进主要是因为克里普元素如 U、Th、K 等大多具有放射性，其衰变会产生大量热量，促进月幔的部分熔融并能减缓月幔的降温。假设在壳幔之间增加一层 10 km 厚的克里普层，简单热传导模型和三维热对流模型都显示月幔的熔融深度可达 600 km，熔体的产生可以持续到现在^[48,49]。

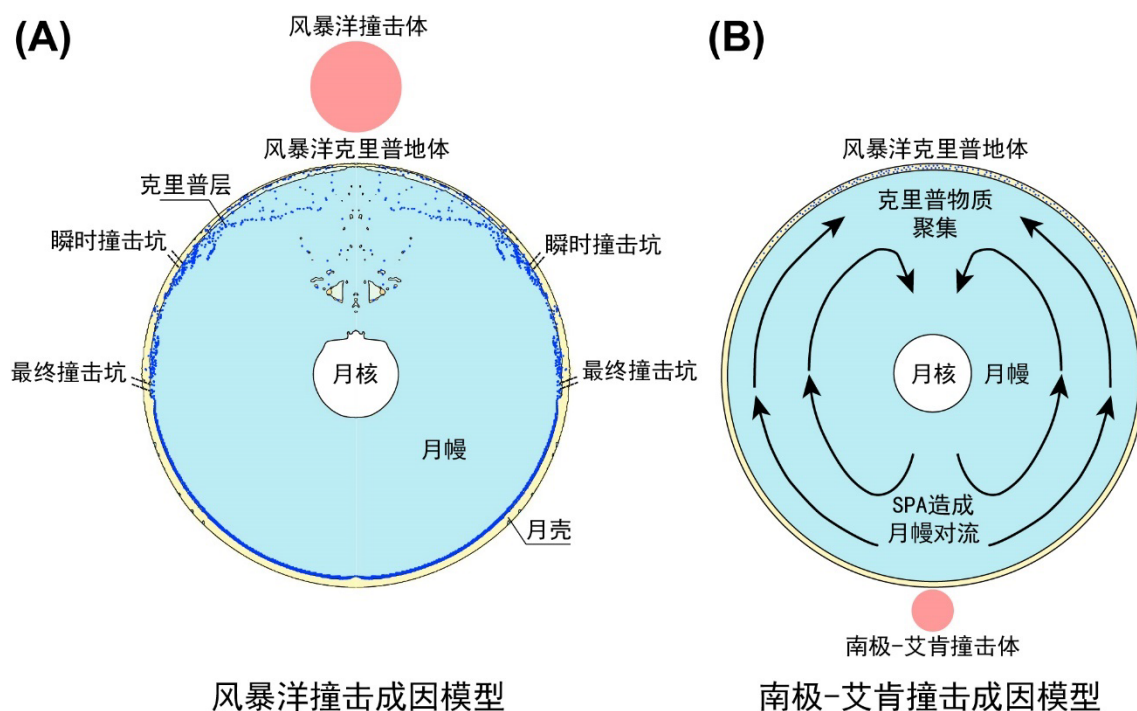


图 1.3 PKT 地体成因模型。（A）风暴洋撞击假说，据 Zhu 等^[52]。（B）南极艾肯盆地撞击假说，据 Jones 等^[53]。

1.3.2 月球年轻火山活动

月球样品是进行月球火山学研究的重要载体，目前共有 97 个月球玄武岩样品有公开发表的同位素年代学结果（图 1.4）。其研究表明，月球玄武质岩浆喷发始于至少 ~ 4.35 Ga 前^[67]，这些在月球晚期大轰炸之前喷发的月海玄武岩大多被大型盆地溅射物所覆盖形成隐月海^[27,68]。

月球火山活动受到其整体热状态的制约。月球形成早期其内部温度较高且构造模式以伸展为主，有利于岩浆的产生、上升、侵位和喷发。随着月球逐渐冷却，月幔源区物质的部分熔融程度降低，岩浆产生量逐渐减少，月球构造模式由以伸展为主逐渐转换为以收缩为主，月球火山活动受到抑制，喷发通量逐渐减小^[30,31]。与

月球热状态相对应地，月球玄武岩喷发主要集中在 ~ 3.8 - 3.3 Ga，在晚雨海纪（ ~ 3.5 Ga）达到高峰^[18]，随后其喷发通量快速减小，并在 ~ 1.0 Ga 几乎完全停止（图 1.5），仅在零星地区可能发育更为年轻的玄武岩，且其全部分布在 PKT 地体范围内（图 1.2）。

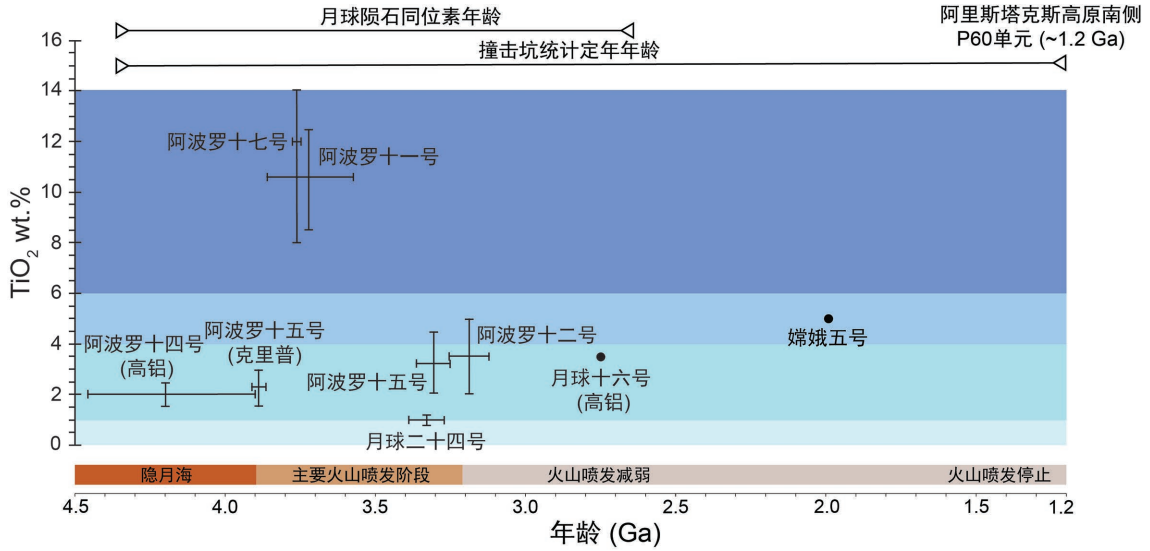


图 1.4 月球玄武质样品年龄和 TiO_2 含量关系图。嫦娥五号玄武岩样品年龄约为 2.0 Ga^[19,20]。

因为月球大部分火山活动都发生在雨海纪（图 1.2），所有原位采集的阿波罗玄武岩样品都老于 3.0 Ga（图 1.4），因此本文将月球年轻玄武岩定义为年龄 <3.0 Ga 的埃拉托逊纪以来的月球玄武岩。月球年轻玄武岩对标定月球撞击年代学曲线^[24,25]、限定月球磁场发动机的强度与结束时间^[69]、揭示月球晚期热演化历史与深部月慢性质^[23]具有重要意义，近年来得到了深入研究。

年轻月球玄武岩主要包括年轻月海玄武岩，还可能包括不规则月海斑块和环形凹陷穹丘等可能的年轻火山活动产物。年轻月海玄武岩主要分布在月球正面的 PKT 地体，尤其是风暴洋中部与雨海西南部（图 1.2；图 5.1）。其中最年轻的月海玄武岩单元为 P60 单元（风暴洋第 60 个月海玄武岩单元），位于阿里斯塔克斯（Aristarchus）高原南侧，面积约为 $55,701 \text{ km}^2$ 。Hiesinger 等^[18]认为 P60 单元的年龄 ~ 1.2 Ga；Stadermann 等^[70]提出该单元存在从西到东逐渐变老的趋势，西部为 ~ 1 Ga，西南部为 ~ 1.8 Ga，南部为 ~ 2.2 Ga，东南部为 ~ 2.7 Ga，说明该地区火山活动在 ~ 3.6 - 1.0 Ga 持续发育。该单元可能代表了月球上最年轻的玄武质火山活动，因而备受关注，并被选为美国无畏号（Intrepid）任务^[71]和内太阳系年代学月球采样返

回 (The Inner Solar System Chronology Lunar Sample Return Mission, ISOCHRON) 任务^[72]的主要探测目标。

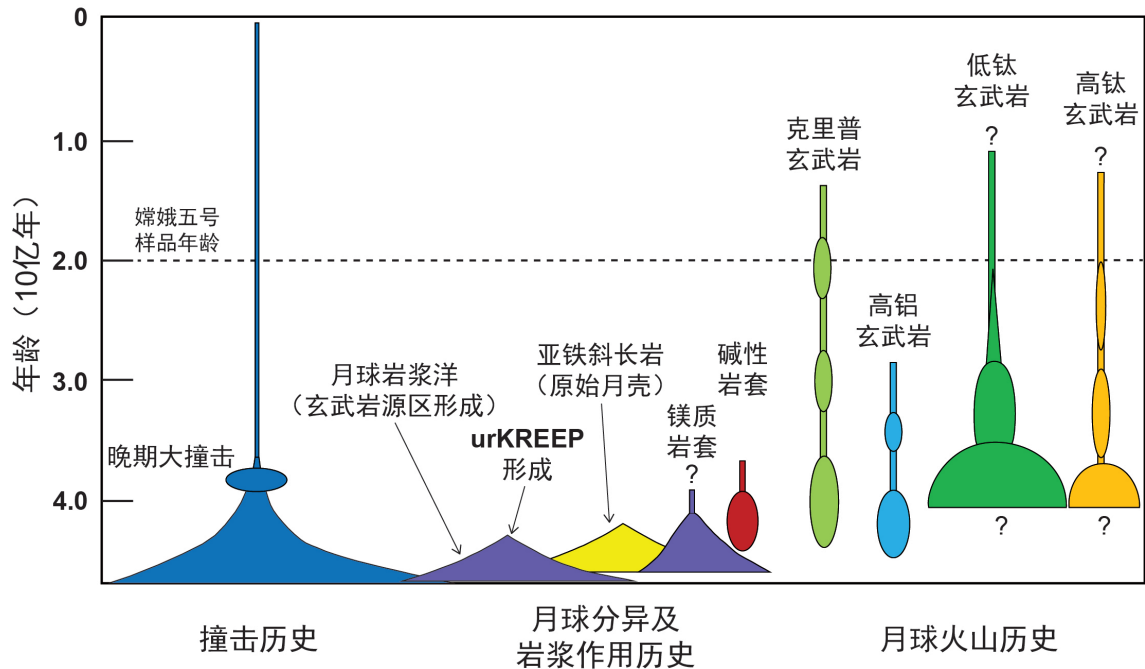


图 1.5 月球热演化历史。月海玄武岩喷发主要集中在~3.8-3.3 Ga，并在晚雨海纪达到峰值，随后其喷发通量迅速减小，并在~1.0 Ga 几乎完全停止。据 Shearer 等^[73]。

不规则月海斑块 (Irregular Match Patch; 图 1.6A) 以独特的不规则形状为特征, 具有保存完好的微小地形起伏、极低的光学成熟度和极少的叠置撞击坑^[74]。目前为止, 月球表面共发现 91 处不规则月海斑块, 主要分布在月球正面月海区域^[75], 其中最著名的为艾娜 (Ina)^[74]、索西琴尼 (Sosigenes)^[76]和柯西 5 (Cauchy 5)^[77]。不规则月海斑块的形成机制存在较大争议。Braden 等^[78]认为其可能是近 100 Ma 以来火山喷发的产物, 显著年轻于月球大规模火山活动结束时间 (~ 1.0 Ga)^[18]。Qiao 等^[74]和 Wilson 和 Head^[79]认为其可能形成于古老熔岩湖过程 (>3.0 Ga), 并伴随着超高孔隙度岩浆物质的喷发, 不是近期火山活动的产物。

月球环形凹陷穹丘 (Ring Moat-Dome Structure; 图 1.6B) 是一种被负地形环绕的低矮穹窿构造, 广泛分布于月海玄武岩流表面^[80]。目前为止, 月球表面共发现环形凹陷穹丘超过 8,000 个, 主要分布在静海 (Mare Tranquillitatis)、丰富海 (Mare Fecunditatis)、风暴洋、湿海 (Mare Humorum)、云海 (Mare Nubium) 和雨海等盆地内部的熔岩平原上^[81]。这些环形凹陷穹丘的穹丘部分平均直径~200 m, 平均高度~3.5 m; 凹陷部分宽度从几十到一百多米, 最深可达几米。对环形凹陷穹丘成因的认识存在争议, Zhang 等^[80]和 Wilson 等^[82]提出了泡沫岩浆理论成因模型, 认

为穹丘形成于岩浆流动过程中压强驱使下喷发而出的高孔隙度岩浆，凹陷形成于熔岩溢出后的加载。Garrick-Bethell 和 Seritan^[83]认为浅部岩浆侵入及伴随的岩席形成是环形凹陷穹丘的成因。Fitz-Gerald^[84]提出月震可能导致月壤球形聚集形成环形凹陷穹丘，但该模型缺乏地球物理学证据支持。Zhang 等^[85]认为环形凹陷穹丘的形成年龄也存在争议，如果泡沫岩浆模型正确，那么环形凹陷穹丘的年龄将与周围的雨海纪月海玄武岩相同，但是其观察到了部分环形凹陷穹丘叠置在哥白尼纪撞击坑之上，指示环形凹陷穹丘比该撞击坑更年轻。Wilson 和 Head^[86]将月球火山喷发过程分成了四个阶段，并认为在喷发的最后阶段，岩浆中会富集挥发分，从而形成高孔隙度岩浆，喷发出高孔隙度岩浆可形成膨胀熔岩流、不规则月海斑块或月球环形凹陷穹丘。

因为不规则月海斑块和月球环形凹陷穹丘在月球表面仅为零星分布，规模较小，因此在本文中不做讨论。

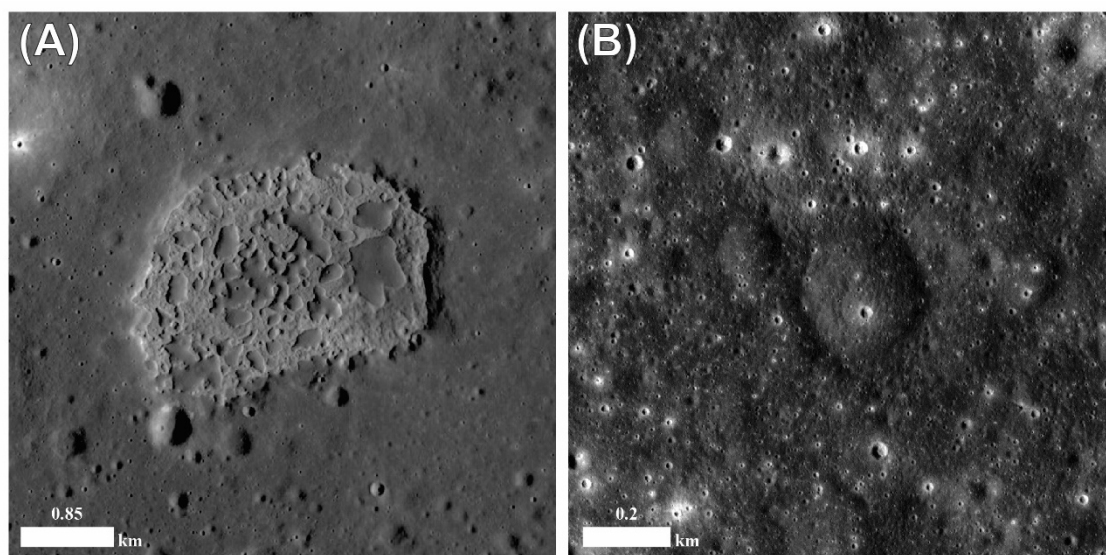


图 1.6 不规则月海斑块爱娜 (A) 和月球环形凹陷穹丘 (B)。底图为月球勘察轨道器窄角相机数据 (NASA/GSFC/ASU)。

1.3.3 嫦娥五号样品基本性质

月壤的基本物理性质（粒度、密度、比表面积等）、岩石学和矿物学特征（岩性、矿物组成）、化学性质（主、微量元素组成）是描述月壤的基本特征，是与其他样品进行比较及对嫦娥五号样品进行深入研究的基础。在样品返回后的第一时间，Li 等^[87]对嫦娥五号样品进行了系统研究。通过对嫦娥五号样品近 3 亿个月壤颗粒的光学显微镜图像测量，Li 等^[87]得到 95% 的月壤颗粒粒径在 5-432 μm 之间，

中值粒径、模式粒径和中位数粒径分别为 50 μm 、88 μm 和 53 μm ，大部分月壤颗粒的粒径集中在 50 μm 左右。相比于阿波罗和月球号月壤，嫦娥五号月壤粒度较细，分选较好，成熟度较高^[87]。通过激光衍射计配合图像分析仪对 120,597 个嫦娥五号样品月壤颗粒的测试，Zhang 等^[88]得到嫦娥五号月壤的中值粒径为 24 μm ，中位数粒径为 55 μm ，圆度为 0.875，均匀系数为 15.1，曲率系数为 1.7，表明嫦娥五号样品粒径与阿波罗和月球号样品中粒径最小的部分相当，月壤颗粒形状较为规则、分选较好、成熟度较高。Cao 等^[89]使用基于拉曼光谱的粒度分析系统开发了一种使用痕量样品的月壤粒度分析方法。通过对嫦娥五号样品 24,881 个月壤颗粒的测量，Cao 等^[89]得到月壤的平均粒径为 3.0 μm ，颗粒形状较不规则，呈拉长型，平均纵横比约为 0.8。月壤的圆形等效直径可以更好地与传统的筛分方法得到的结果进行比较。Cao 等^[89]得到嫦娥五号月壤的圆形等效直径~3.5 μm ，与 Li 等^[87]获得的月壤颗粒结果相仿（4.0 μm ）。Li 等^[87]、Zhang 等^[88]和 Cao 等^[89]都指出嫦娥五号月壤粒度具有单峰分布特征，指示其较为成熟。除此之外，Li 等^[87]通过全自动真密度分析仪获得嫦娥五号月壤的体密度和真密度分别为 1.2387 g/cm^3 和 3.1952 g/cm^3 ，落在地球玄武岩范围之内；通过惰性气体比表面积分析仪获得嫦娥五号月壤的平均比表面积为 0.56 m^2/g 。

Li 等^[87]对嫦娥五号月壤的岩性进行了系统总结。嫦娥五号月壤主要由玄武岩、角砾岩、凝集集块岩和玻璃等组成（图 1.7）。其中玄武岩碎屑（图 1.7A）发育多种结构，包括隐晶质结构、斑状结构、辉绿结构、嵌晶结构和等粒结构等，反应岩浆不同的冷却历史。

角砾岩的组成较为复杂（图 1.7B），主要包括岩屑、矿物碎屑和基质。其中矿物碎屑主要为斜长石、辉石、橄榄石和钛铁矿；基质主要为斜长石、辉石、橄榄石和玻璃。岩屑基本都为玄武岩，反应了角砾岩主要为胶结受冲击的玄武质碎屑而来^[87]。嫦娥五号碎屑角砾岩、月壤角砾岩与玄武岩及月壤成分相似，撞击熔体角砾岩较为罕见，指示嫦娥五号角砾岩主要来自于被临近小型撞击坑挖掘的下伏玄武岩^[90]。嫦娥五号月壤中含有少量凝集集块岩（图 1.7C）。这些凝集集块岩由岩屑及矿物碎屑组成，并被微陨石撞击形成的玻璃所胶结^[87]。与角砾岩相比，这些凝集集块岩玻璃含量高，形状不规则、多孔、易破。大部分凝集集块岩中的矿物组成与原位玄武岩相似，反应其来自于原位物质，然而凝集集块岩中的部分岩屑具有异常的成分，可能为外来成因，来自于远处的镁质岩套或者碱性岩套^[91]。除此之外，嫦娥五号月壤中还含有少量玻璃物质（图 1.7D），可分为玻璃珠及不规则玻璃碎屑^[87]。

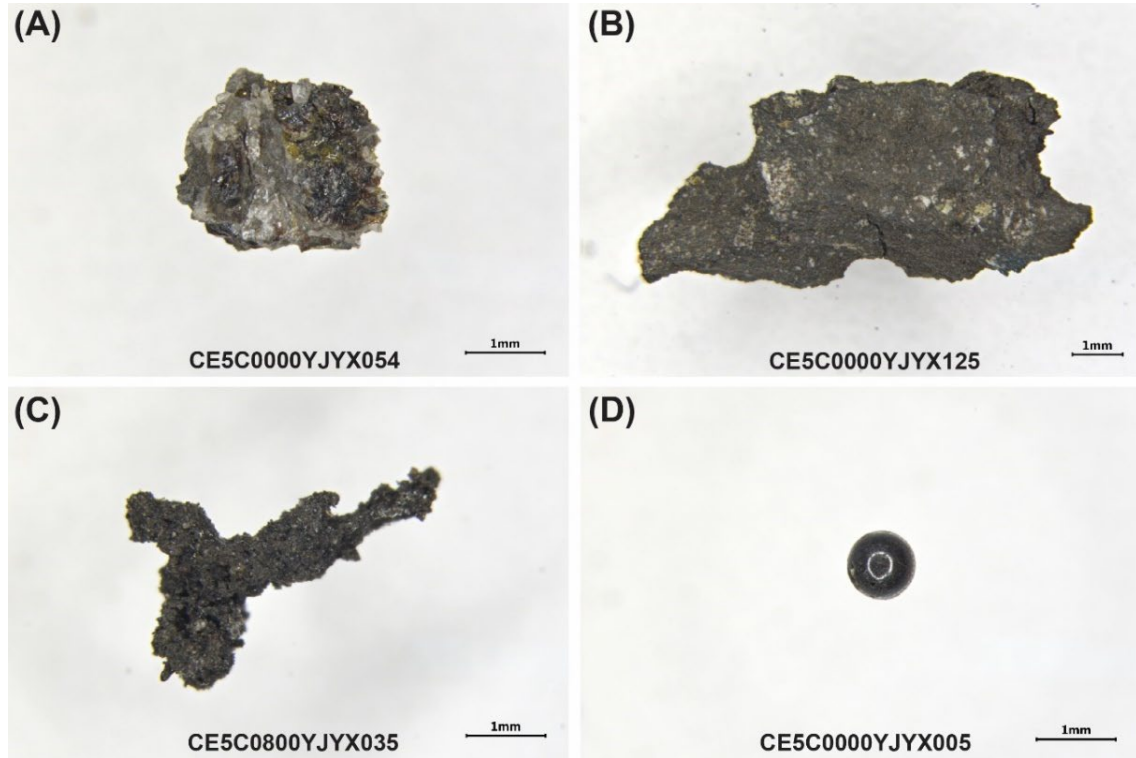


图 1.7 嫦娥五号月壤岩性组成。(A) 玄武岩；(B) 角砾岩；(C) 凝结集块岩；(D) 玻璃。来源于 CNSA/NAOC/GRAS。

Li 等^[87]、Zhang 等^[88]和 Cao 等^[89]对嫦娥五号月壤中的矿物组成及其含量进行了测量。通过 X 射线衍射，Li 等^[87]得到组成嫦娥五号月壤的主要矿物为普通辉石 (~30.9%)、易变辉石 (~11.1%)、斜长石 (~30.1%)、镁橄榄石 (~1.6%)、铁橄榄石 (~4.1%)、钛铁矿 (~4.5%)、石英 (~0.4%)、磷灰石 (~0.7%)，此外还含有 ~16.6% 玻璃物质。使用相同方法，Zhang 等^[88]得到嫦娥五号月壤的主要矿物为辉石 (~44.5%)、斜长石 (~30.4%)、钛铁矿 (~6.0%)、橄榄石 (~3.6%) 和玻璃 (~15.5%)。基于拉曼光谱数据，Cao 等^[89]分析了嫦娥五号月壤中粒径在 1-45 μm 的 5,927 颗月壤颗粒的矿物组成，发现其中辉石占 ~39.4%，斜长石占 ~37.5%，橄榄石占 ~9.8%，铁钛氧化物占 ~1.9%，玻璃占 ~8.3%，除此之外还含有斜方辉石、石英、方石英和磷灰石等副矿物；这与基于 X 射线衍射的结果基本一致^[87,88]。Cao 等^[89]发现随着月壤粒径的减小，其斜长石含量逐渐增高，辉石、橄榄石含量逐渐降低，反应了相对于辉石和橄榄石，斜长石更容易随空间风化作用的发展而发生细化。Li 等^[87]、Tian 等^[92]、Che 等^[19]和 He 等^[93]使用电子探针对嫦娥五号月壤中的辉石、斜长石和橄榄石颗粒进行了主量元素分析，其结果相互一致。嫦娥五号月壤中的斜长石成分比较均一，超过 90% 的长石为倍长石，不到 10% 为钙长石，少量长石牌

号大于 95^[19,87,93]。嫦娥五号月壤中的辉石成分变化较大,其中普通辉石最多,占到了 90%,其余 10%主要为易变辉石,但是并没有斜方辉石^[19,87,92,93]。嫦娥五号月壤中的橄榄石成分也较为多样,部分发育环带,其 Fo 值都小于 70%,集中在~40-60 范围内^[19,87,92,93]。

Li 等^[87]、Zong 等^[94]和 He 等^[93]对嫦娥五号月壤及其中的玄武质碎屑与玄武质玻璃的主微量元素组成进行了测量(表 1.1)。Li 等^[87]通过 X 射线荧光获得了嫦娥五号月壤的主量元素组成,通过中子活化分析获得了嫦娥五号月壤的主微量元素组成。Zong 等^[94]使用电感耦合等离子体质谱获得了嫦娥五号月壤中 48 种主微量元素组成。He 等^[93]从嫦娥五号月壤中挑选出了 9 个玄武岩碎屑和 6 个玄武质玻璃(图 1.8),并通过激光剥蚀等离子体质谱获得了这些颗粒的主微量元素组成。

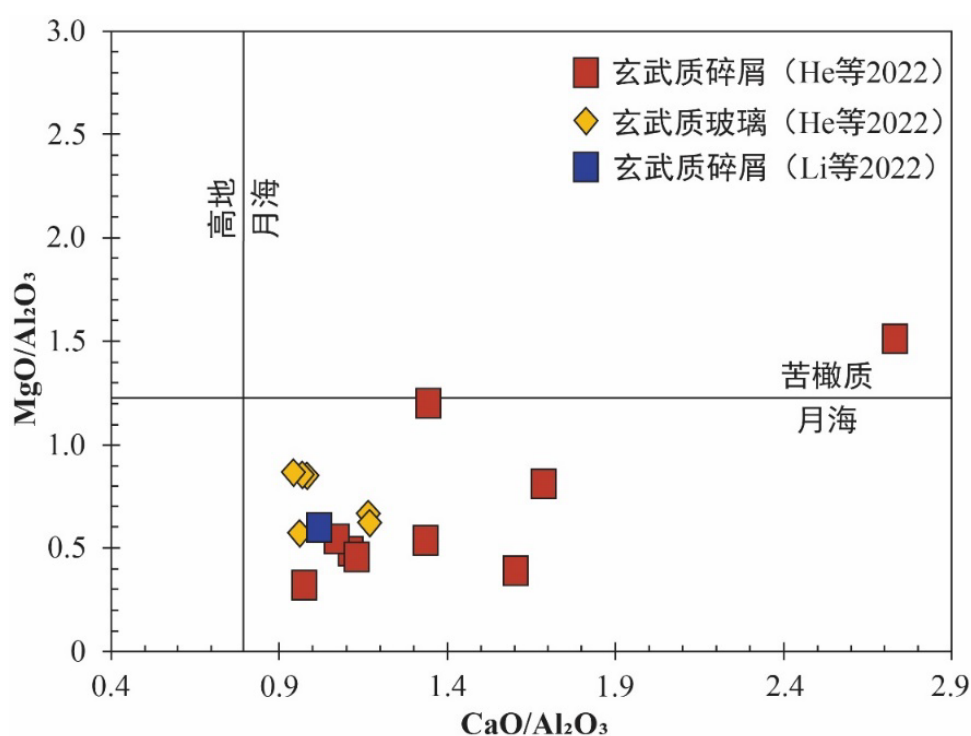


图 1.8 嫦娥五号月壤玄武质碎屑与玄武质玻璃 $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 及 $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 元素组成。据 He 等^[93]。

整体而言,嫦娥五号月壤与玄武质碎屑的元素组成^[93]及遥感解译结果相一致,且不同样品之间基本没有差别^[94],指示嫦娥五号月壤主要由玄武岩原位经历空间风化而来,外来高地及克里普物质含量不到 5%,嫦娥五号月壤的组成基本可以代表玄武岩^[87,94](除 Ni 元素外)。不过 Jiang 等^[95]在嫦娥五号月壤中发现的高钛玄武岩颗粒,与原位玄武岩明显不同,可能代表了由撞击坑挖掘的外来或深部物质。

根据 Li 等^[87]和 Zong 等^[94]的结果（表 1.1），嫦娥五号月壤中的 Ni 含量可达到~140 ppm，较玄武质碎屑高（~35 ppm^[93]）4 倍。Zong 等^[94]根据计算认为额外升高的 Ni 元素可能来自于~1%陨石物质的加入。除此之外，嫦娥五号月壤中的玻璃物质具有低 MgO/Al₂O₃ (<1.25) 和高 CaO/Al₂O₃ 值 (>0.75) 并与玄武质碎屑成分相近（图 1.8），指示其为非火山碎屑成因，主要来自于原位玄武岩^[93]。

根据嫦娥五号月壤及玄武质碎屑的分析^[87,93,94]，嫦娥五号玄武岩是一种中钛（5.0 wt.%）、低铝（10.8 wt.%）、低钾（0.19 wt.%）的月海玄武岩^[29]，具有极低的镁值（~34）和在月球样品中几乎最高的铁含量（~22.5 wt.%）。嫦娥五号玄武岩的微量元素^[87,94]组成具有轻稀土富集、重稀土亏损、Eu 负异常的稀土元素配分特点，其 U 和 Th 含量分别约为 1.4 ppm 和 4.7 ppm^[87]，明显低于典型的克里普玄武岩，但是高于大部分普通月海玄武岩。

1.3.4 嫦娥五号样品玄武岩的形成条件和成因

根据嫦娥五号玄武岩样品分析结果，其属于中钛、低铝、低钾类型的月海玄武岩^[87,93,94]，是迄今为止采集的最年轻的月海玄武岩^[19,20]，在以往阿波罗和月球号样品中未被充分采样^[96]。遥感分析显示这类年轻月海玄武岩在月球表面并不罕见，主要分布在风暴洋的中部和雨海的西南部^[18,28]。目前为止，仅有嫦娥五号任务采集了这类年轻中钛月海玄武岩，对其进行火山学研究对揭示 PKT 地体年轻玄武岩喷发过程、喷发机制和喷发历史具有重要启示。

Che 等^[19,97]在对嫦娥五号玄武岩进行年代学研究的同时对其中 30 个玄武质岩屑进行了岩相学、矿物学、主微量元素组成及 Pb 同位素研究，以揭示其火山喷发过程。这些玄武质岩屑间及其与嫦娥五号月壤组成的一致性，尤其是 Pb-Pb 等时线年龄的一致，表明这些颗粒都喷发自一期玄武岩事件，玄武质岩屑不同的结构代表了不同的冷却速率，颗粒更粗的岩屑来自于熔岩流的内部，颗粒更细的岩屑来自于熔岩流的外部。Tian 等^[92]对嫦娥五号样品中 18 个岩屑的不同矿物进行了主微量元素及 Sr-Nd 同位素组成测试，其结果支持嫦娥五号玄武岩喷发自一期玄武岩事件，不同的玄武岩结构（斑状、次辉绿、嵌晶、等粒结构等）代表熔岩流的不同部位，主要证据有 1) 11 个岩屑的斜长石初始 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值及 3 个岩屑的陨磷钙钠石 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值几乎一致；2) 不同岩屑中的大部分辉石颗粒成分落在 Ti/Al 比值 1:2 的趋势线上，反映了在这些岩屑中普通辉石与斜长石几乎同时结晶；3) 在不同岩屑中的辉石与斜长石具有相似的稀土元素配分模式。除此之外，He 等^[93]也发现嫦娥五号玄武岩存在不同岩相结构（嵌晶结构、斑状结构、次辉绿结构、填隙结构），指出其反应不同的冷却速率。

表 1.1 嫦娥五号月壤、玄武质碎屑、玄武质玻璃主微量元素组成^[87,93,94]。

	类别	方法	元素																			
Li 等 [87]	月壤	XRF	SiO ₂		TiO ₂		Al ₂ O ₃		FeO		MnO		MgO		CaO		Na ₂ O		K ₂ O		P ₂ O ₅	
			42.20		5.00		10.80		22.50		0.28		6.48		11.00		0.26		0.19		0.23	
		INAA	Li	Sc	V	Cr	Co	Ni	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr				
				66	95.8	1410	40	136	7.47			458		0.169		36.1	92.8	12.5				
			Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U					
	16.1	2.56	18.9	3.51	20.9	4.50					1.41		1.77	4.72	1.41							
Zong 等[94]	月壤	ICP-MS	SiO ₂		TiO ₂		Al ₂ O ₃		FeO		MnO		MgO		CaO		Na ₂ O		K ₂ O		P ₂ O ₅	
			41.25		5.12		11.55		22.7		0.28		6.52		11.64		0.46		0.21		0.27	
			Li	Sc	V	Cr	Co	Ni	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr				
			15.4	62.9	92.5	1459	37.2	139	5.23	313	116	545	35.6	0.22	395	35.4	98.6	12.7				
			Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U					
59.3	17.0	2.77	19.6	3.27	20.5	4.07	11.3	1.57	9.90	1.36	14.0	1.83	5.14	1.35								
He 等 [93]	玄武质 碎屑	LA-ICP-MS	SiO ₂		TiO ₂		Al ₂ O ₃		FeO		MnO		MgO		CaO		Na ₂ O		K ₂ O		P ₂ O ₅	
			43.70		4.15		9.44		22.15		0.30		5.75		12.55		0.47		0.21		0.30	
			Li	Sc	V	Cr	Co	Ni	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr				
			15.30	81.62	82.46	971.8	29.74	33.96	5.15	312.7	107.5	449.5	27.10	0.23	389.0	33.50	89.14	11.60				
			Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U					
	54.40	16.92	2.65	18.62	3.30	22.46	4.10	12.89	1.77	11.28	1.45	12.68	1.46	4.40	1.33							
	玄武质 玻璃	LA-ICP-MS	SiO ₂		TiO ₂		Al ₂ O ₃		FeO		MnO		MgO		CaO		Na ₂ O		K ₂ O		P ₂ O ₅	
			45.07		3.71		10.54		19.94		0.27		7.59		10.87		0.47		0.26		0.27	
			Li	Sc	V	Cr	Co	Ni	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr				
			14.80	55.82	101.8	1663	36.92	90.18	6.96	214.5	103.3	457.8	35.07	0.31	348.7	29.88	79.20	10.90				
Nd			Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U						
49.93	13.92	1.97	17.18	2.88	19.03	4.48	11.55	1.44	11.63	2.66	11.97	1.79	4.68	1.36								

更进一步地, Neal 等^[98]和 Webb 等^[99]基于背散射数据结合元素组成, 使用矿物大小分布法 (Crystal Size Distribution, CSD) 限定了嫦娥五号玄武岩中典型矿物的冷却历史并与阿波罗样品进行了对比 (图 1.9)。Neal 等^[98]测量了 5 个玄武质岩屑中钛铁矿的 CSD 分布, 发现这些玄武岩均有较快的冷却速率 (较快 $>2^{\circ}\text{C/hr}$ 、较慢 $<1^{\circ}\text{C/hr}$ ^[100]) (图 1.9A)。其中除 CE-5-329 外的 4 个颗粒冷却相对较快, 与月球十六号及 2 个阿波罗十一号中的高钛玄武岩相似, 但与阿波罗十七号玄武岩不同。CE-5-329 与阿波罗十七号玄武岩相似, 在研究的所有玄武质碎屑中具有最慢的冷却速率, CE-5-329 上凹的 CSD 曲线形态表明其可能经历了晶体堆积或结构粗化。Neal 等^[98]认为 CE-5-329 颗粒可能来自于嫦娥五号熔岩流的内部, 而其他颗粒来自于熔岩流的上部冷却边。Neal 等^[98]观察到 CE-5-B015-04 中钛铁矿的 CSD 曲线具有明显转折, 可能反应了两个不同的晶体群 (较粗的钛铁矿具有较慢的冷却速率, 可能结晶于深部的岩浆房)。Webb 等^[99]测量了 8 个玄武质岩屑中斜长石的 CSD 分布, 其结果支持嫦娥五号玄武岩来自于熔岩流的顶部, 大部分颗粒发生了快速冷却 ($\sim 5^{\circ}\text{C/hr}$), 仅有 2 个颗粒冷却稍慢 (CE-5-B1 和 CE-5-B016-04, $1-3^{\circ}\text{C/hr}$), 这与月球十六号高钛玄武岩相似, 但是与冷却较慢的阿波罗样品不同 (图 1.9B)。

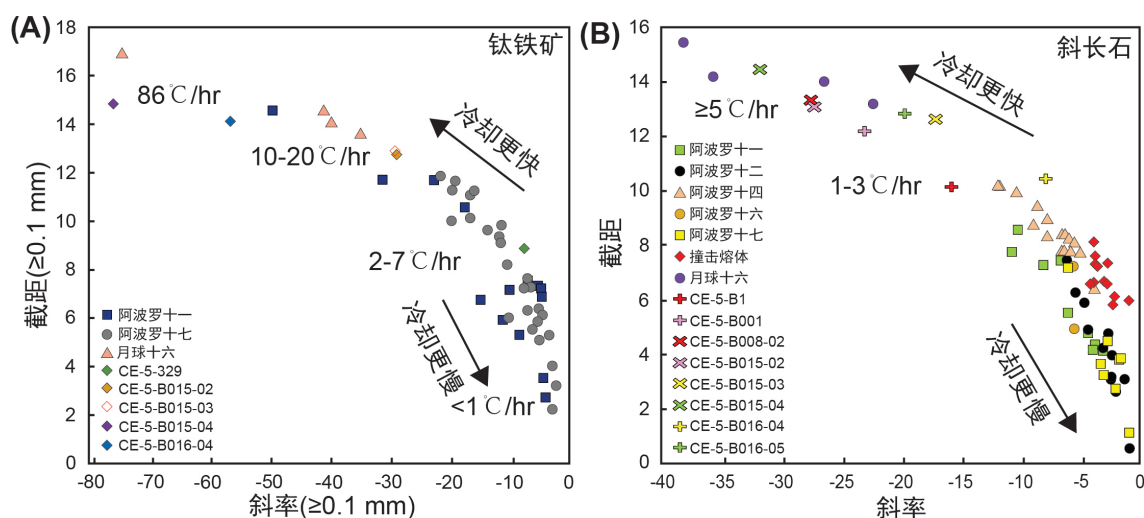


图 1.9 嫦娥五号月壤典型矿物 CSD 特征。(A) 钛铁矿; (B) 斜长石。图片分别据 Neal 等^[98]和 Webb 等^[99]。

除此之外, Tian 等^[92]、He 等^[93]、Zhang 等^[101]对嫦娥五号玄武岩开展了岩石成因学研究。Tian 等^[92]发现嫦娥五号玄武岩中的辉石与橄榄石都具有较低的镁值, 并发育环带结构 (核部富 Mg、边部富 Fe); 斜长石和钾长石成分则较为均一, 不具有环带。辉石的成分表明其核部的结晶温度 $\sim 1,200-1,000^{\circ}\text{C}$, 边部的结晶温度小

于 800°C ^[92]。Tian 等^[92]发现斜长石和陨磷钙钠石具有均一的 Sr、Nd 同位素组成^[92]。计算得到嫦娥五号玄武岩源区的 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 和 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 比值并不落在克里普物质的演化线上，反映了其月幔源区并不富集克里普元素，否则即使是 $<0.5\%$ 的克里普物质加入都会造成嫦娥五号玄武岩的 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 比值升高 (>0.19) 和 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 比值降低 (<0.19)。此外，嫦娥五号玄武岩的初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值较低 ($0.69934\text{--}0.69986$)， $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值较高 ($7.9\text{--}9.3$)，与阿波罗十二号低钛玄武岩类似；这说明嫦娥五号玄武岩与阿波罗十二号低钛玄武岩一样起源于岩浆洋演化早期以橄榄石及辉石为主的亏损克里普元素的月幔^[92]。Tian 等^[92]对嫦娥五号玄武岩的稀土元素组成进行了模拟，其认为嫦娥五号玄武岩起源于月球岩浆洋结晶至 86% 的月幔源区并加入了 $\sim 2\%$ 的残余熔体，即使是镁值最高的单斜辉石也要求发生低程度的部分熔融 ($2\text{--}3\%$) 和大规模的分离结晶 ($43\text{--}78\%$)。Tian 等^[92]进一步指出，大规模的分离结晶说明 PKT 地体下部可能存在一巨型岩浆房，由于嫦娥五号玄武岩源区并不富集克里普元素，需要有其他机制来解释月球在 $\sim 2.0\text{ Ga}$ 左右广泛发育的月海玄武岩。

He 等^[93]也观察到嫦娥五号玄武岩中的辉石、橄榄石具有环带结构(核部富镁、边部富铁)，斜长石的成分较为均一。部分玄武质碎屑中存在两期矿物，早期橄榄石 ($40\text{--}150\text{ }\mu\text{m}$)、辉石 ($50\text{--}100\text{ }\mu\text{m}$) 粒度较粗，可能在深部岩浆房中结晶；晚期的橄榄石和辉石则较细，存在于填隙物中，可能形成于岩浆喷发到月表后的快速冷却。根据最富镁的橄榄石组成，He 等^[93]计算得到嫦娥五号玄武岩的母岩浆的镁值 (34)、Co 和 Ni 含量都与嫦娥五号玄武岩整体值相近，表明橄榄石与母岩浆平衡，嫦娥五号玄武岩喷发后在封闭系统中分离结晶。根据玄武岩及辉石化学组成，嫦娥五号玄武岩的喷发温度被限定为 $1,150\text{--}1,230^{\circ}\text{C}$ ，较阿波罗十二和十五低钛玄武岩的结晶温度稍低，大部分辉石的结晶压力在 0.1 MPa 到 0.5 GPa 之间^[93]。He 等^[93]认为嫦娥五号玄武岩的稀土元素模式与 LAP 月球陨石相似，其岩浆都来自于岩浆洋结晶晚期月幔的低程度部分熔融。除此之外，He 等^[93]在嫦娥五号月壤中发现了高度演化的玄武质岩屑，大量铁橄榄石、后成合晶和富硅、富钾玻璃共存，这可能形成于分离结晶晚期 ($>80\%$) 的硅酸盐液相不混融。在上述工作的基础上，He 等^[93]使用 MELTS 模拟了嫦娥五号玄武岩的喷发过程，认为嫦娥五号高演化程度岩浆形成于还原条件下的低压 (1 bar 到 5 kbar)、简单分离结晶。上述分离结晶、硅酸盐液相不混融和快速冷却等过程都被认为发生于嫦娥五号熔岩流中^[93]。

通过电子探针微量元素高精度分析，Zhang 等^[101]对嫦娥五号样品开展了玄武质岩屑橄榄石钛含量研究。Zhang 等^[101]发现随着橄榄石镁值降低，其钛含量先升高后降低，反映了岩浆从早期钛铁矿不饱和到晚期钛铁矿饱和的过程，与中低钛玄武岩结晶演化趋势一致。Zhang 等^[101]通过镁值最高的橄榄石含量计算得到嫦娥五

号玄武岩母岩浆的 TiO_2 含量~4.4 wt.%。

除此之外, Hu 等^[102]和 Ji 等^[103]对嫦娥五号玄武岩中的挥发性元素进行了研究。Hu 等^[102]使用纳米离子探针测量了嫦娥五号样品中 23 个玄武质岩屑中磷灰石及岩浆包裹体的水含量及氢同位素组成。Hu 等^[102]发现钛铁矿中的岩浆包裹体, 氘/氢比值很低并与水含量呈负相关, 说明了岩浆结晶过程中水发生了丢失, 由于氘较轻, 其丢失速度更快, 造成氘/氢比值降低。嫦娥五号玄武岩主要的水以羟基的形式赋存于磷灰石中^[102,104]。磷灰石是岩浆结晶晚期的产物, 主要以填隙物的形式产出, 记录了结晶晚期的水含量及同位素组成。氢同位素测量结果显示, 磷灰石具有最高的氘/氢比值, 反映了在嫦娥五号玄武岩喷发过程中, 发生了去气作用, 水以氢气的形式散失, 造成了残余岩浆重的氢同位素组成。Hu 等^[102]分别通过测量岩浆包裹体中的水含量及根据嫦娥五号玄武岩全岩水含量(假设都赋存于磷灰石中), 并校正岩浆去气过程中丢失的水, 估计了嫦娥五号玄武岩原始岩浆的水含量, 两种方法都表明原始岩浆的水含量约为 280 ppm。在此基础上, 结合水的不相容地球化学特性和嫦娥五号玄武岩经历的喷发过程(部分熔融、岩浆上升、去气、结晶), Hu 等^[102]建立了嫦娥五号岩浆水的三阶段演化模型, 计算得到月幔源区的水含量仅为 1-5 ppm, 这一值处于阿波罗及月球陨石样品的最低值范围, 反映了嫦娥五号玄武岩的源区非常干燥, 可能是月幔不均一或者火山活动持续抽取月幔中的水造成的结果。Ji 等^[103]使用电子探针、纳米离子探针测量了嫦娥五号玄武质岩屑中磷灰石的主微量及氯同位素组成。Ji 等^[103]发现磷灰石发育明显的成分环带, 其中氯含量变化最为明显。嫦娥五号玄武岩中, 氯含量从 820 ppm 到 11,989 ppm, $\delta^{37}\text{Cl}$ 从 4.5‰ 到 18.9‰, 氯同位素组成与氯含量呈明显正相关^[103]。嫦娥五号玄武岩具有较高的 $\delta^{37}\text{Cl}$ 值, 可能是混染了少量原始克里普物质或者发生了去气作用所致。Ji 等^[103]进一步指出由于对嫦娥五号样品的微量元素及 Sr-Nd 同位素研究^[92]不支持混染克里组分, 因此重氯同位素的富集更可能是由于岩浆局部脱气作用造成的。因为金属氯化物脱气(NaCl 、 KCl 、 FeCl_2 、 ZnCl_2)要求岩浆不含水, 而磷灰石结晶残余熔体中含有一定量的水, 因而更可能的氯同位素分馏机制是 HCl 脱气作用。

综上所述, 嫦娥五号玄武岩的起源、上升、喷发经历了一系列复杂的过程。其月幔源区很可能为岩浆洋演化晚期形成的月幔(~86%)并含有少量残余熔体^[92], 该月幔源区贫水^[102]、贫克里普元素^[92], 与阿波罗十二源区^[92]及月球陨石 NWA032 LAP 和 NWA473 的源区^[93]相似。嫦娥五号岩浆起源于该月幔的低程度部分熔融^[92,93], 其母岩浆 TiO_2 含量约为 4.4 wt.%^[101], 镁值约为 34^[93]。在岩浆上升过程中, 很可能存在一巨型岩浆房, 在此形成了第一期较粗的钛铁矿^[98]、橄榄石和辉石^[93], 并发生了广泛的分离结晶作用^[92,93]。嫦娥五号玄武岩的喷发温度约为 1,150-1,230°C,

并在高还原、低压（1 bar 到 5 kbar）的封闭体系中发生了分离结晶，分离结晶晚期（>80%）出现了硅酸盐液相不混融现象^[93]。在整个岩浆上升、喷发过程中都存在脱气作用，包括 H_2 ^[102]和 HCl ^[103]，改变了嫦娥五号岩浆的氢氯同位素组成。嫦娥五号玄武岩很可能喷发自一期事件^[92,93,97]，在喷发后形成了厚约数十米的熔岩流，在熔岩流的表面发生了快速冷却，在熔岩流的中部冷却较慢^[93,98,99]；不同的岩相结构（斑状、次辉绿、嵌晶、等粒、填隙结构等）反应了其来自于熔岩流的不同部位，颗粒较粗的颗粒来自于熔岩流的中部，而颗粒较细的颗粒来自于熔岩流的表面。在该熔岩流的分离结晶过程晚期出现硅酸盐液相不混融现象^[93]。除此之外，嫦娥五号玄武岩中可能混入少量高钛玄武岩，与原位玄武岩存在较大不同，可能为撞击坑挖掘溅射的深部高钛玄武岩^[95]。

1.3.5 存在问题

（1）对风暴洋北部嫦娥五号着陆区的火山地貌缺乏系统研究，制约了火山口位置限定、火山地质单元划分和火山喷发历史重建。

（2）风暴洋北部嫦娥五号着陆区火山地质单元的地质特征、组成、形成时间、喷发过程和火山活动历史研究的缺乏，制约了对嫦娥五号样品地质背景的整体认识和样品性质的科学解释，限制了对嫦娥五号样品的综合性研究。

（3）结合轨道遥感探测、着陆器原位探测和实验室样品分析的研究十分薄弱，未能充分发挥嫦娥五号样品对 PKT 地体年轻火山活动产物的成分和年代学启示作用。

本文将开展风暴洋北部嫦娥五号着陆区火山地貌研究、火山活动历史研究和 PKT 地体年轻火山活动研究，以支持嫦娥五号样品来源分析及深化对 PKT 地体内的年轻火山特征和热演化历史的认识。

1.4 研究内容与论文结构

本文基于多源遥感探测数据，通过遥感地质学、形貌学、撞击坑年代学、光谱学、火山学等手段，对风暴洋北部嫦娥五号着陆区的火山活动进行研究，重建该地区的地层序列和火山喷发历史。嫦娥五号样品是首次月球年轻玄武岩样品返回地球，本文把嫦娥五号样品作为月球年轻月海玄武岩的地面真值，分析其物质组成，进而通过光谱学、火山学等手段，对风暴洋克里普地体的年轻火山活动进行研究，建立该地区年轻火山活动的演化框架。本文各章节的组织安排如下：

第一章对论文选题背景（1.1 节）、研究目的及意义（1.2 节）进行介绍，提出

对风暴洋北部地区火山活动及其历史进行研究对嫦娥五号样品分析具有重要的启示意义,对嫦娥五号样品进行实验室分析可以为 PKT 地体的年轻火山活动研究提供重要的地面真值。除此之外,第一章还回顾了国内外研究现状及存在问题(1.3 节),包括风暴洋克里普地体研究进展、年轻火山活动研究进展、嫦娥五号样品基本性质研究进展和嫦娥五号样品火山学研究进展。最后介绍了本文的研究内容和论文结构(1.4 节)。

第二章对使用的数据来源进行介绍,主要包括影像数据、地形数据、多光谱数据、高光谱数据(2.1 节)和样品数据(2.2 节)。除此之外,还对主要的研究方法进行了介绍(2.3 节),主要包括行星表面定年方法、撞击坑穿透法限定玄武岩厚度、撞击坑形貌法限定月壤厚度和拉曼光谱法限定月壤矿物组成。

第三章对风暴洋北部嫦娥五号着陆区的火山地貌进行了研究,包括吕姆克山火山杂岩体(3.2 节)、麦闰硅质火山群(3.3 节)、月溪(3.4 节)和月海玄武岩(3.5 节)。本章着重对风暴洋北部复杂的月溪系统进行了介绍,包括夏普月溪(3.4.1 节)、麦闰月溪(3.4.2 节)、海帕拉斯月溪和卢维尔月溪(3.4.3 节),除此之外还分析了月海玄武岩的地形、地貌特征(3.5 节)。

第四章对风暴洋北部嫦娥五号着陆区的火山活动演化历史进行了研究。首先介绍了相关研究背景(4.1 节),然后基于多源遥感数据对该地区的地质单元进行了划分(4.2 节)。在此基础上,基于 LRO 宽角相机 TiO_2 数据、月亮女神号氧化物含量数据、月船一号月球矿物绘图仪数据对月海玄武岩的地球化学和矿物学特征进行了分析(4.3 节)。通过撞击坑大小-频率分布统计法和月亮女神号地形相机数据,分别制约了各月海玄武岩单元和各条月溪的形成年代(4.4 节)。接着,分析了嫦娥五号玄武岩的可能来源(4.5 节),提出嫦娥五号玄武岩形成于夏普月溪源头北部火山口喷发。在上述所有工作的基础上,重建了区域地层关系并绘制了区域地层剖面图(4.6 节),同时梳理了区域火山演化历史并绘制了区域地质图(4.7 节)。

第五章基于嫦娥五号原位探测和样品分析成果,对 PKT 地体范围内的年轻月海玄武岩进行了研究。首先介绍了相关研究背景(5.1 节),然后基于多源遥感数据对该地区的地质单元进行了划分(5.2 节)。在此基础上,基于 LRO 宽角相机 TiO_2 数据、月亮女神号氧化物含量数据、月船一号月球矿物绘图仪数据对 PKT 地体范围内的年轻月海玄武岩的地球化学和矿物学特征进行了分析(5.3 节)。通过撞击坑大小-频率分布统计法和月亮女神号地形相机数据,分别制约了各月海玄武岩单元的形成年代(5.4 节)。在上述所有工作的基础上,梳理了 PKT 地体范围内年轻火山活动的时间与成分关系框架(5.5 节)。

第六章总结了本文的主要结论（6.1 节）、创新点（6.2 节），并分析了存在的问题和对将来工作的展望（6.3 节）。

第二章 数据、样品与研究方法

2.1 数据来源

2.1.1 影像数据

本研究使用的影像数据主要包括月球勘察轨道器宽角相机数据、窄角相机数据和月亮女神号地形相机数据。

月球勘察轨道器 (Lunar Reconnaissance Orbiter, LRO) 发射于 2009 年^[105], 其搭载了宽角相机与窄角相机^[106]。其中宽角相机是 7 波段推扫式相机, 在~50 km 轨道上可获得月球表面幅宽 57 km (紫外) 或 105 km (可见光单色) 的影像, 其工作波段为 321 nm、360 nm、415 nm、566 nm、604 nm、643 nm 和 689 nm^[106]。本文使用的 LRO 宽角相机全月镶嵌影像发布于美国地质调查局 Astropedia 网站 (https://astrogeology.usgs.gov/search/map/Moon/LRO/LROC_WAC/Lunar_LRO_LR_OC-WAC_Mosaic_global_100m_June2013)。该全月镶嵌影像由在 2009 年 11 月到 2011 年 2 月获得的超过 15,000 幅宽角相机影像 (643 nm 波段) 拼接而来, 分辨率~100 m/像素。因为钛铁矿在近紫外波段 (<450 nm) 明显的光谱特征, Sato 等^[107]发现以往月球采样点 TiO₂ 含量与宽角相机 321 nm/415 nm 反射率比值之间存在线性关系, 进而根据该关系估算了全月 LRO 宽角相机影像中的 TiO₂ 含量。该 TiO₂ 含量数据较克莱门汀得到的 TiO₂ 含量数据稍低, 而与月球勘探者伽马射线 TiO₂ 含量数据相当。

LRO 还拥有 2 个相同的单色光推扫式窄角相机, 其工作波段为 400-750 nm^[106]。在~50 km 轨道上其分辨率~0.5 m/像素, 单幅窄角相机影像幅宽~2.5 km, 幅长最长可达~26 km^[106]。本文使用的窄角相机数据发布于行星数据系统地球科学节点 (PDS Geoscience Node; <https://pds-geosciences.wustl.edu/default.htm>), 下载后使用 Integrated Software for Imagers and Spectrometers 3 软件进行数据预处理^[108]。对局部感兴趣区 (如嫦娥五号着陆点、月溪源头裂隙式火山口) 的窄角相机影像, 使用 Ames Stereo Pipeline 软件^[109]通过摄影测量原理制作了对应的数字高程影像。

月亮女神号发射于 2007 年, 其搭载了由两台线性 CCD 立体相机组成的地形相机^[110]。在~100 km 轨道上, 其幅宽~35 km, 分辨率~10 m/像素^[110]。本文使用的

月亮女神号地形相机数据为地形相机早间影像 (TC Morning Map)，该数据分辨率~7.4 m/像素，其太阳高度角较低，光线由东向西照射^[111,112]。

2.1.2 地形数据

本文除对局部感兴趣区使用高分辨率 LRO 窄角相机数字高程模型数据 (~0.5-2 m/像素) 进行分析外，其余的地形分析都基于 SLDEM2015 数据。SLDEM2015 为 LRO 激光高度计及月亮女神号地形相机数字高程模型数据融合而来，该数据覆盖月球南北纬 60° 范围区域，水平分辨率为 512 像素/度 (在赤道地区相当于 59 m/像素)，垂直分辨率可达 3-4 m^[113]。

2.1.3 多光谱数据

本研究使用的多光谱数据主要包括月亮女神号多波段成像仪数据和克莱门汀紫外可见光相机数据。

月亮女神号多波段成像仪包括可见和近红外两个波段^[114]。可见光波段波长分别为 415 nm、750 nm、900 nm、950 nm 和 1,000 nm，在 100 km 轨道上其分辨率~20 m/像素；近红外波段波长分别为 1,000 nm、1,050 nm、1,250 nm、1,550 nm，在 100 km 轨道上其分辨率~62 m。本文使用的月亮女神号多波段成像仪 FeO 含量数据发布于美国地质调查局 Astropedia 网站 (https://astrogeology.usgs.gov/search/map/Moon/Kaguya/MI/MineralMaps/Lunar_Kaguya_MIMap_MineralDeconv_FeOWeightPercent_50N50S)，该数据覆盖了月球南北纬 50° 之间的区域，空间分辨率~59 m/像素。该 FeO 含量数据使用的算法如下： $\theta_{Fe1} = -\arctan(((r_{950}/r_{750}) - y_{0Fe}) / (r_{750} - x_{0Fe}))$ ， $\theta_{Fe2} = 0.0656e^{(3.6681 * \theta_{Fe1})}$ ， $FeO (wt. \%) = (1.0708 * \theta_{Fe2}) - 0.3986$ ，其中 $x_{0Fe}=0.04$ 、 $y_{0Fe}=1.39$ 代表优化原点位置。除此之外，本文还使用了 Wang 等^[115]通过机器学习粒子群优化-支持向量机算法获得的月亮女神号 Al₂O₃、CaO 和镁值等氧化物含量数据，该数据具有较高精度，空间分辨率~59 m/像素。

克莱门汀紫外可见光相机波长分别为 415 nm、750 nm、900 nm、950 nm 和 1,000 nm^[34]，与月亮女神号多波段成像仪相同，其空间分辨率~118 m/像素。克莱门汀紫外可见光相机假彩色影像和月亮女神号多波段成像仪假彩色影像是在本研究中划分地质单元的主要依据之一。该假彩色影像以 750 nm/415 nm 反射率比值为红色波段，以 750 nm/950 nm 反射率比值为绿色波段，以 415 nm/750 nm 反射率比值为蓝色波段。在该假彩色影像中，红色代表低钛或富集玻璃，绿色代表富集铁，蓝色代表高钛；例如，高地地区一般呈红色因为其堆积了大量玻璃质的凝结集块岩，

月海呈蓝绿色表示其镁铁质矿物含量较高^[116]。

2.1.4 高光谱数据

本研究中使用的高光谱数据主要包括月船 1 号月球矿物绘图仪数据和嫦娥五号月球矿物光谱仪数据。

月球矿物绘图仪是一个推扫成像光谱仪,包含 85 个波段,光谱覆盖范围从 430 nm 到 3,000 nm,光谱分辨率~10 nm^[37]。本文使用的 OP2C 全球模式数据空间分辨率~280 m/像素。该数据下载自行星数据系统地球科学节点,并经过了辐射校正^[117]、几何校正^[118]、热校正^[119]和光度校正^[120],最后使用 ENVI 软件进行配准与光谱提取。除此之外,基于月球矿物绘图仪数据制作了 Integrated Band Depth (IBD) 假彩色影像,红色代表 1 μm 吸收峰积分深度,绿色代表 2 μm 吸收峰积分深度,蓝色代表 1.58 μm 波段反射率^[121]。

月球矿物光谱仪是嫦娥五号搭载的 4 个主要的科学载荷之一^[122]。该光谱仪安装于嫦娥五号着陆器上,距离地表~1.4 m,视场为 $4.17^\circ \times 4.17^\circ$,可见光成像波段的瞬时视场为 0.28 毫弧度,在 2 m 处的典型空间分辨率为 0.56 mm/像素^[123]。月球矿物光谱仪二维扫描仪在方位轴上旋转范围为 $\pm 22.5^\circ$,在俯仰轴上旋转范围为 0-30°,可以覆盖整个嫦娥五号机械臂采样区^[123]。在 480-950 nm 波长范围内,月球矿物光谱仪可获得光谱影像;在 900-3,200 nm 波长范围内,月球矿物光谱仪可获得一条反射光谱^[123]。在可见及近红外波段,月球矿物光谱仪的光谱分辨率为 2.4-9.4 nm,在短波和中波红外波段,其光谱分辨率为 7.6-24.9 nm^[123]。

2.2 研究样品

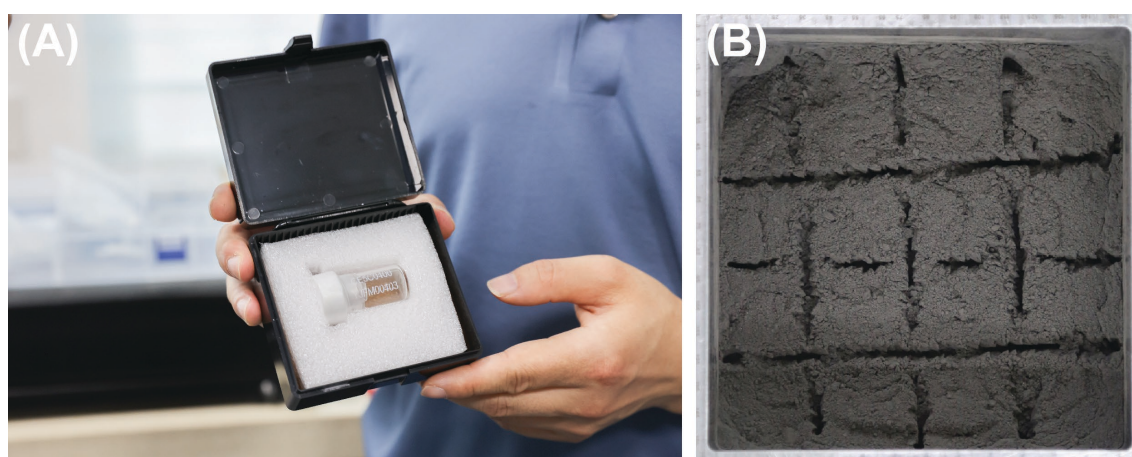


图 2.1 嫦娥五号样品。(A) 嫦娥五号样品 CE5C0400。图片由王俊芳拍摄。(B)

嫦娥五号表取样品。图片来源于 CNSA/NAOC/GRAS。

本研究中所使用的嫦娥五号样品（图 2.1）申请自国家航天局探月与航天工程中心，样品编号分别为 CE5C0400（200 mg）、CE5C0600（300 mg），样品负责人分别为中国地质大学（武汉）汪在聪教授和肖龙教授。该样品为嫦娥 5 号着陆器机械臂铲取的表面月壤^[10,9]，采样深度~3 cm^[87]。

2.3 研究方法

2.3.1 行星表面定年

撞击坑大小-频率分布统计法（Crater Size-Frequency Distribution Measurements, CSFD 法）是确定类地行星表面模式年龄最常用的方法。本研究使用 CSFD 法分别对风暴洋北部的月海玄武岩单元（4.4.1 节）、嫦娥五号着陆的年轻月海玄武岩单元（4.4.1 节）、月溪（4.4.2 节）和 PKT 地体范围内的年轻月海玄武岩（5.4.3 节）进行撞击坑统计定年，操作流程基本一致。

首先，根据反照率影像及铁钛元素组成数据在各地质单元内部，挑选没有被大量二次撞击坑覆盖、没有受到皱脊等明显后期改造的地区作为进行撞击坑统计定年的区域。接着，基于月亮女神号地形相机早间影像（分辨率~7.4 m/像素），在 ArcMap 软件中使用 CraterTools 插件^[124]对撞击坑大小、位置进行统计。最后，将撞击坑统计数据导出到 CraterStats 2.0 软件中计算各地质单元的年龄。除非有特殊说明，撞击坑统计都使用 Neukum 等^[125]提出的月球撞击坑年代学曲线（Lunar Chronology Function）和撞击坑形成曲线（Lunar Production Function）。除此之外，本文在第五章中利用 Yue 等^[126]基于嫦娥五号样品年龄重新校正的月球年代学曲线对 PKT 地体内的年轻火山岩单元进行重新厘定。

2.3.2 撞击坑穿透法限定玄武岩厚度

撞击坑穿透法限定月海玄武岩厚度的基本原理是月海玄武岩常呈幕式喷发，较年轻的玄武岩覆盖在较老的月海玄武岩之上^[18,127]，如果上下两层岩石的成分不同，那么可以通过撞击坑的挖掘深度制约上层玄武岩的厚度。月球表面的撞击坑，根据是否挖掘出下伏基岩物质可分为穿透型撞击坑（Penetrating Crater）和非穿透型撞击坑（Non-Penetrating Crater）。穿透型撞击坑挖掘深度大于上覆岩石厚度，如果下伏基岩与上覆岩石成分不同，则在该撞击坑周围将形成与周围月海玄武岩

成分明显不同的溅射物，如图 2.2A 就是典型的穿透型撞击坑。非穿透型撞击坑挖掘深度小于上覆岩石，其周围不会形成成分明显不同的溅射物，只会使更新鲜的上覆岩石物质暴露于月表，如图 2.2B 就是典型的非穿透型撞击坑。

在通过撞击坑穿透法制约玄武岩厚度时，对一个适当区域（如 4.4.1 节划分的 52 个次级单元），可以找到该区域最小的穿透型撞击坑和最大的非穿透型撞击坑。由于上覆岩石厚度小于最小的穿透型撞击坑的挖掘深度，大于最大的非穿透型撞击坑的挖掘深度，根据这一关系可以制约该区域上覆岩石的厚度。撞击坑的挖掘深度可以通过以下关系计算^[128]： $H_{exc} = 0.1D_t$ ， $D_t = 0.84D$ ，其中 D 代表测量得到的撞击坑直径， D_t 代表瞬时撞击坑直径。

根据后文对风暴洋北部嫦娥五号着陆区的地层学研究（4.6 节），本文发现嫦娥五号着陆在埃拉托逊纪中高钛玄武岩之上，这些埃拉托逊纪中高钛玄武岩可能覆盖于雨海纪低钛玄武岩之上。因此，对形成于埃拉托逊纪中高钛玄武岩上的新鲜撞击坑，可以通过其溅射物 TiO_2 含量判断其是否挖掘出下伏低钛物质；穿透型撞击坑溅射物具有低钛特征（图 2.2A）。

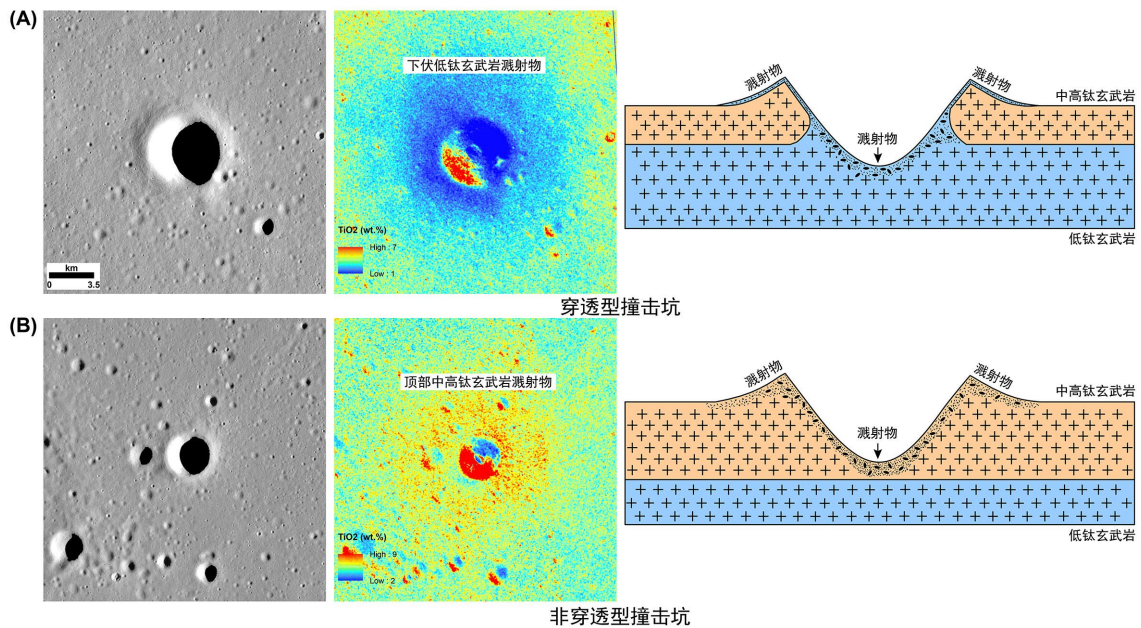


图 2.2 (A) 典型穿透型撞击坑和 (B) 典型非穿透型撞击坑。

2.3.3 撞击坑形貌法限定月壤厚度

月球表面直径小于 250m 的小型撞击坑，可以根据其形貌分为简单型撞击坑、中央丘型撞击坑、底部平坦型撞击坑和同心环形撞击坑（图 2.3）^[129,130]。Quaide 和

Oberbeck^[129]在实验室中发现，可以通过将抛射体射向覆盖于坚硬基底上的颗粒状松散物质产生这四种类型的小型撞击坑。如果抛射体的动能不足以使其到达基底，那么其能量都会耗散在表层月壤中，产生简单型撞击坑（图 2.4AB）；如果抛射体的能量刚好能够使其到达基底，但是不足以改造基底，那么将会产生中央丘型撞击坑或底部平坦型撞击坑（图 2.4CD）。如果抛射体的能量足够大，能够破坏、挖掘基底物质，那么将产生同心环状撞击坑。

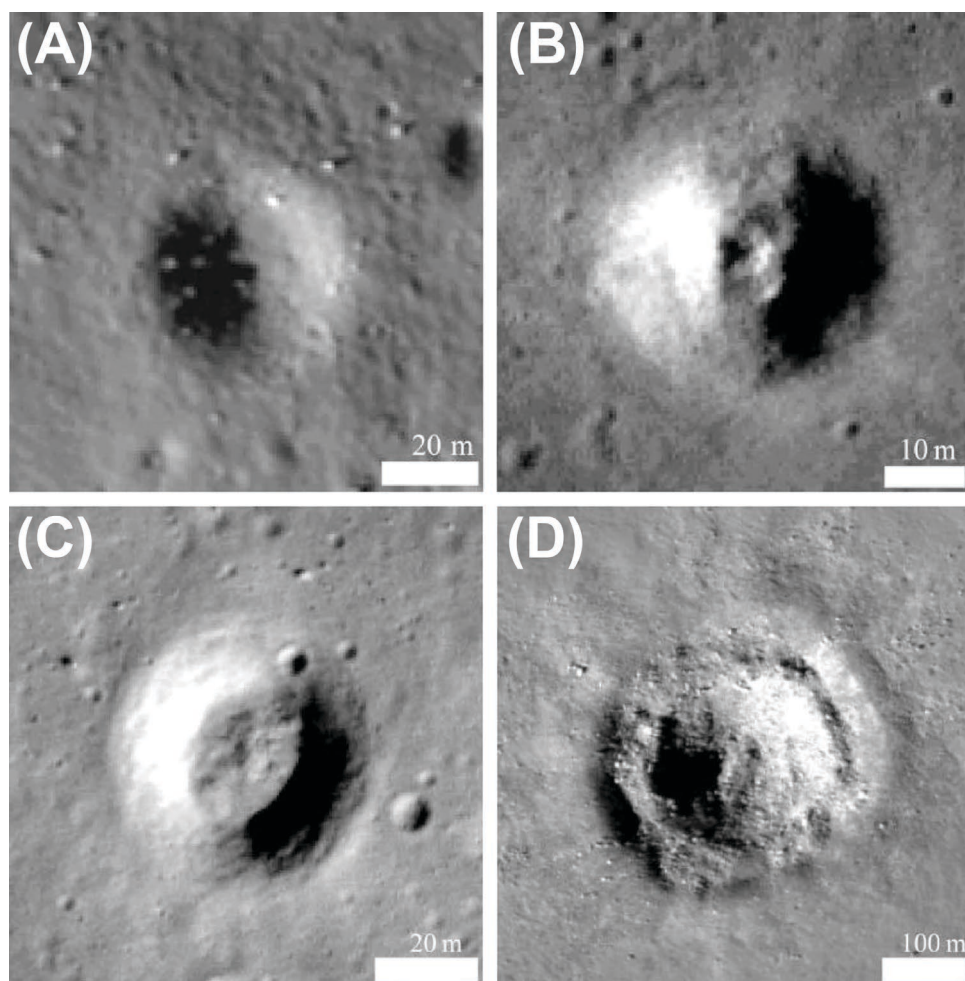


图 2.3 典型小型撞击坑形貌。(A) 简单型撞击坑。(B) 中央丘型撞击坑。(C) 底部平坦型撞击坑。(D) 同心环形撞击坑。底图为月球勘察轨道器窄角相机数据。据 Fa 等^[131]。

Quaide 和 Oberbeck^[129]通过统计实验结果（图 2.4E）发现，当撞击坑表观直径与月壤厚度比值 (D_A/d) $< \sim 3.8-4.2$ 时，将会形成简单型撞击坑，当 $D_A/d > \sim 8-10$ 时，将会形成同心环状撞击坑，当 D_A/d 在这两者之间时将会形成中央丘型撞击坑或底

部平坦型撞击坑。Quaide 和 Oberbeck^[129]提出月壤厚度与撞击坑形貌存在以下关系： $d = (k - D_F/D_A) D_A \tan(\alpha)/2$ ，其中 k 为经验常数 (0.86)， α 代表月壤的响应角 (31°)， D_F 代表撞击坑底部直径。通过该关系，如果能测量得到撞击坑的表观直径和底部直径，即可计算获得月壤厚度。Yue 等^[132]提出中央丘型撞击坑和底部平坦型撞击坑可能存在其他成因，例如形成于低速撞击作用^[133]，因此只使用同心环形撞击坑计算月壤厚度可以得到更为可靠的结果。因此，本研究将基于 LRO 窄角相机数据（分辨率 ~ 0.5 m/像素），统计研究区内同心环形撞击坑的内外径直径，进而计算对应的月壤厚度。

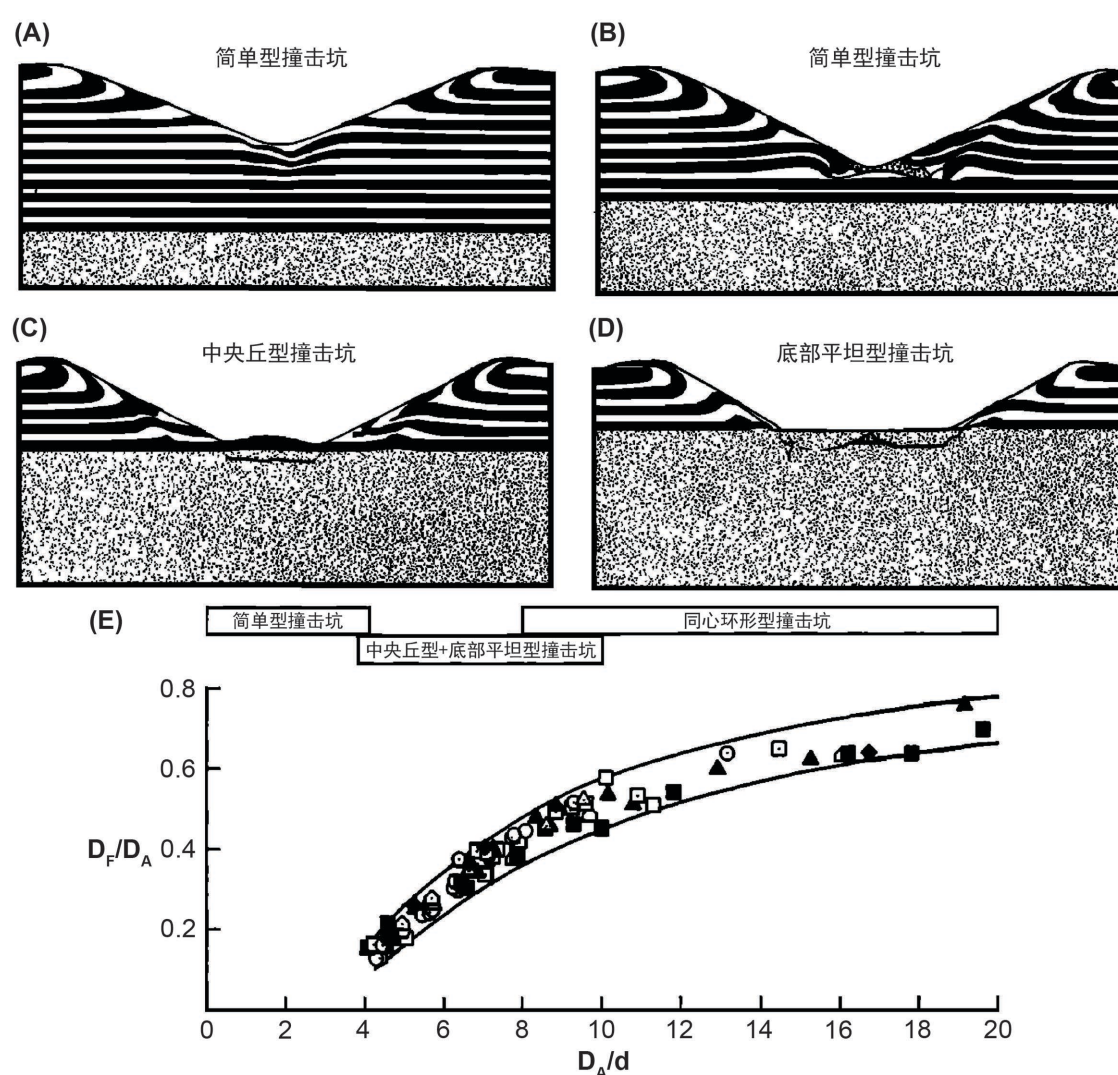


图 2.4 不同形貌的小型撞击坑形成机理。(A) 穿透深度较浅的简单型撞击坑。(B) 穿透深度较深的简单型撞击坑。(C) 中央丘型撞击坑。(D) 底部平坦型撞击坑。 D_A 代表撞击坑表观直径， d 代表月壤厚度， D_F 代表撞击坑底部直径。据 Quaide 和 Oberbeck^[129]。

2.3.4 拉曼光谱法确定月壤矿物组成

本研究通过拉曼光谱法测定了嫦娥五号月壤矿物组成，详细工作流程在 Cao 等^[89]中进行了介绍。

本研究使用的仪器为 WITec $\alpha 300R$ 共聚焦拉曼光谱仪，搭配 ParticleScout 自动颗粒分析工具。首先，将少量样品放到经过清洁的玻璃载玻片上，然后用移液枪滴入超纯水进行样品分散，随后将载玻片放置于温度为 60°C 的热台上进行烘干。接着，用 20 倍物镜或者 50 倍物镜在暗场反射光模式下进行图像拼接、景深合成和颗粒识别。直径在 $1\text{--}45\ \mu\text{m}$ 的颗粒被挑选出进行后续拉曼光谱分析以避免颗粒聚集。然后，使用自动对焦模式到每一个颗粒上并采集高信噪比的拉曼光谱，使用的激光波长为 $532\ \text{nm}$ ，输出功率在 $3\text{--}5$ 毫瓦之间，光谱积分时间为 $2\text{--}5$ 秒，累计次数为 $5\text{--}8$ 次。最后，基于光谱数据库确定每个颗粒的矿物相，并根据这些颗粒的球形等效体积 ($V_{\text{SE}} = \pi \times (d_{\text{CE}}^3 / 6)$)， d_{CE} 代表颗粒的圆形等效直径) 计算嫦娥五号月壤中各矿物相的模式丰度。

第三章 风暴洋北部嫦娥五号着陆区火山地貌

3.1 引言

嫦娥五号预选着陆区（北纬 41-45°，西经 49-69°；图 3.1）位于月球风暴洋北部^[15]，雨海西方（距雨海中心~900 km），阿里斯塔克斯高原北方（距离阿里斯塔克斯撞击坑~600 km），PKT 地体^[46]范围内，是月球上火山活动较为活跃的地区。该地区发育有吕姆克山火山杂岩体（Mons Rümker）、麦闰硅质穹丘群（Mairan Dome）、月溪及多期次月海玄武岩等火山构造和单元（图 3.1），是研究月球火山作用最为理想的区域之一。为了包含嫦娥五号预选着陆区并充分反映区域火山演化特征，本文的研究区域定为北纬 39-46°，西经 48-70°之间的区域（图 3.1 白色方框）。

吕姆克山、麦闰穹丘、月溪及月海玄武岩是风暴洋北部地区最重要的火山地貌和地质单元，将在下文中进行一一论述。

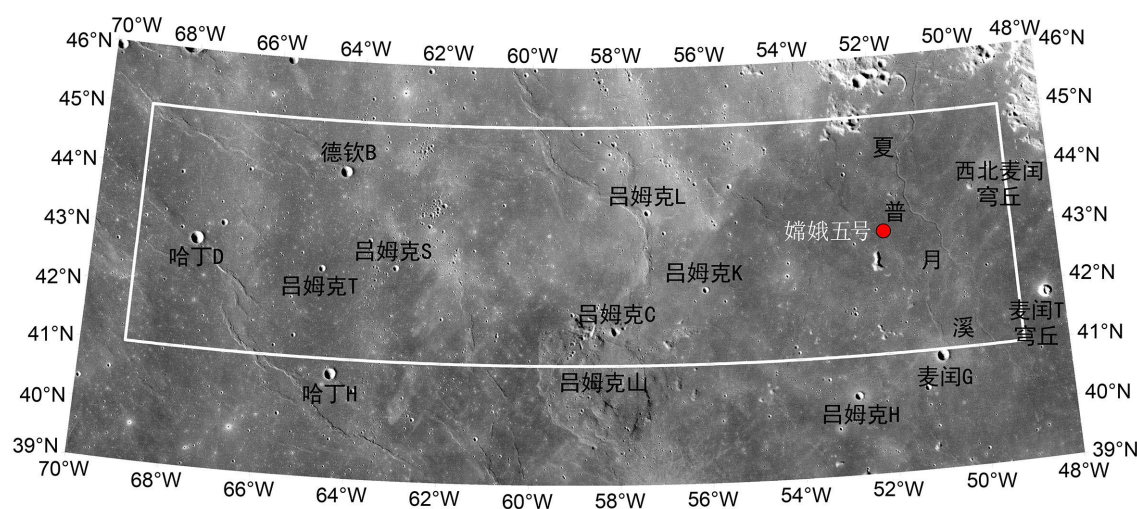


图 3.1 风暴洋北部吕姆克地区影像图。白色方框指示嫦娥五号预选着陆区（北纬 41-45°，西经 49-69°）。吕姆克山、麦闰穹丘和夏普月溪是该地区最显著的火山构造。底图为 LRO 宽角相机数据（NASA/GSFC/ASU）。

3.2 吕姆克山火山杂岩体

吕姆克山是风暴洋北部最显著的火山构造（图 3.2）。吕姆克山是月球上三个最大的火山杂岩体之一，其余两个为马里乌斯山（Marius Hills）和阿里斯塔克斯高原（Aristarchus Plateau）^[134,135]。吕姆克山直径~70 km，最高点比周围月海玄武岩高~1,300 m，大约 75%的地区坡度小于 3°^[136]（图 3.2B）。Zhao 等^[136]将吕姆克山划分为了三个主要的地质单元，分别为 IR1（3.71 Ga）、IR2（3.58 Ga）和 IR3（3.51 Ga）。光谱分析显示吕姆克山主要被低钛玄武岩覆盖，主要基性矿物为高钙辉石，与周围的雨海纪低钛玄武岩相似；在吕姆克山的东北部，玄武岩可能覆盖于高地物质之上^[136]。Zhao 等^[136]在吕姆克山上共识别出 22 个火山穹窿并将其划分为陡边穹窿和缓边穹窿（图 3.2A）。陡边穹窿坡度一般大于 5°，高度也较高，并常常发育峰顶火山口和流动构造；缓边穹窿高度一般小于 200 m，伴随的火山构造较为少见。尽管拥有不同的形貌，陡边穹窿和缓边穹窿都是玄武质熔岩溢流产生的小型盾状火山，其岩浆粘度较高或喷发速率较低^[31,136-138]。Zhao 等^[136]认为缓边穹窿形成同时或稍晚于吕姆克山玄武岩单元 IR2、IR3 的形成，此时岩浆温度和喷发通量开始降低，区域火山喷发由形成大规模月海玄武岩向形成穹丘转变。在吕姆克山火山活动末期岩浆温度进一步降低、粘度升高、喷发速率降低，形成了陡边穹窿。

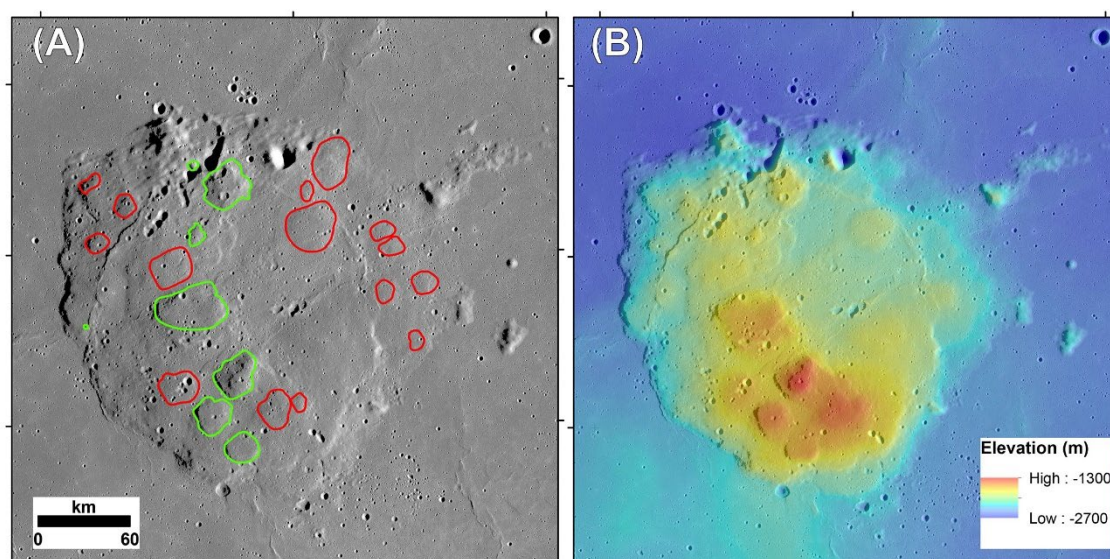


图 3.2 吕姆克山地形地貌。（A）吕姆克山影像图。绿色曲线代表陡边穹窿，红色曲线代表缓边穹窿。底图为月亮女神号地形相机数据（JAXA）。（B）吕姆克山地形图。底图为 SLDEM2015 高程数据^[113]。中心坐标为 40.82°N，50.15°W。

3.3 麦闰穹丘群

风暴洋北部的麦闰硅质穹丘群由于特殊的成分得到广泛关注。麦闰穹丘群共有南部穹丘、中部穹丘、麦闰 T 穹丘和西北穹丘四个穹丘组成（图 3.3），其中西北穹丘位于嫦娥五号预选着陆区范围内（图 3.1），其余三个穹丘位于月海与高地边界。西北穹丘（43.68°N，49.85°W；图 3.3D）基座呈圆形，直径~3 km，最高点高于周围月海~205 m。西北穹丘侧面坡度最大可达到 9°，稍小于其他麦闰穹丘群穹丘，但远大于玄武质穹丘^[137]，指示其岩浆较大的粘度。根据 LRO 宽角相机 TiO₂ 数据和月亮女神号 FeO 含量数据（图 3.3BC、EF），麦闰穹丘具有极低的 FeO 和 TiO₂ 含量，指示其为非月海物质，西北麦闰穹丘铁钛含量稍高，可能混入了少量月海玄武岩物质。

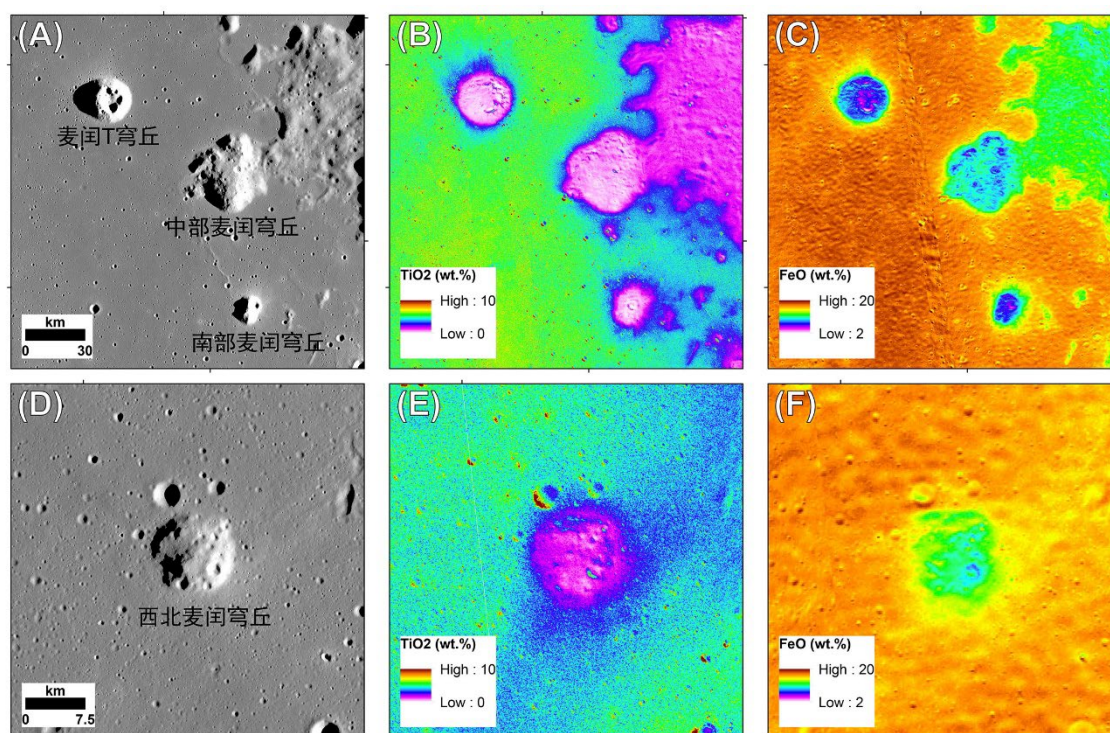


图 3.3 麦闰穹丘群形貌及铁钛元素组成。（A、B、C）麦闰 T 穹丘、中部穹丘、南部穹丘形貌及铁钛元素组成。中心坐标为 41.35°N，48.02°W。（D、E、F）西北穹丘形貌及铁钛元素组成。中心坐标为 43.69°N，49.86°W。底图分别为月亮女神号地形相机数据、LRO 宽角相机 TiO₂ 数据和月亮女神号 FeO 含量数据。

3.4 月溪

月溪是月球上熔岩流动形成的蜿蜒渠道，常形成于环形或拉长形的火山凹陷并逐渐消失于月海平原表面^[139]。根据 Hurwitz 等^[140]的全月月溪数据库（图 3.4），全月共有超过 200 条月溪，其长度从 2 km 到 566 km（平均长度 33.2 km），宽度从 160 m 到 4.3 km（平均宽度 480 m），深度从 4.8 m 到 534 m（平均深度 49 m），坡度从 -1.4° 到 0.5° （平均坡度 -0.2° ），弯曲度从 1.02 到 2.1（平均弯曲度 1.19）。

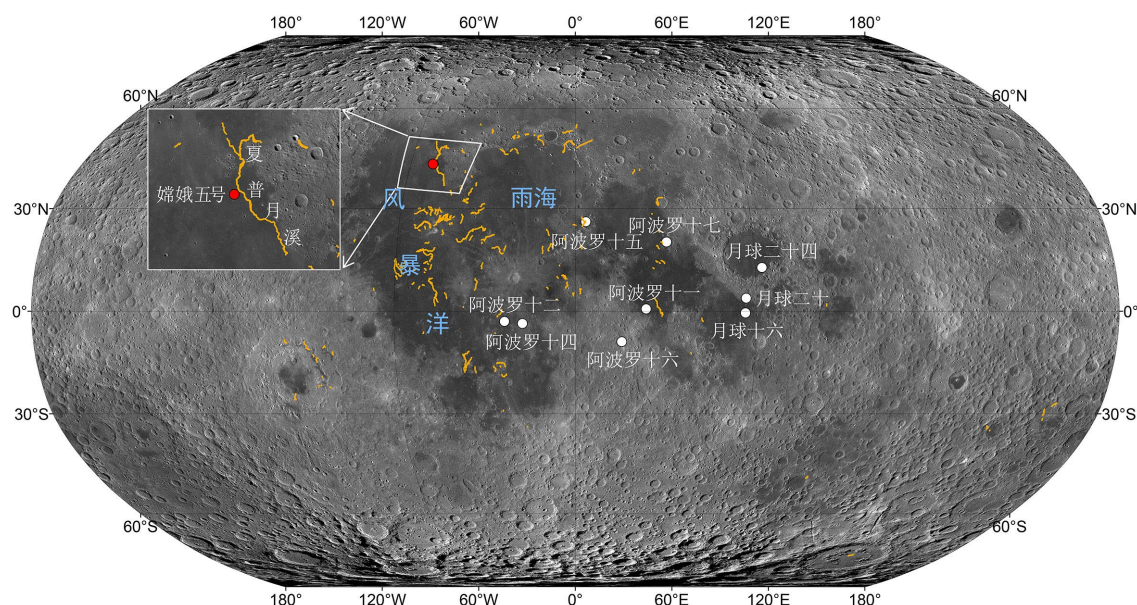


图 3.4 全月月溪分布，嫦娥五号着陆点位于夏普月溪以西~15 km 处。数据来源于 Hurwitz 等^[140]。底图为 LRO 宽角相机数据（NASA/GSFC/ASU）。

月球上近 80% 的月溪分布在 PKT 地体范围内，其中包括风暴洋北部的夏普月溪。根据 Hurwitz 等^[140]的结果，夏普月溪长~566 km，平均宽度~840 m，平均深度~76 m，平均坡度~ -0.008° ，平均弯曲度~1.15，是月球上最长的月溪。夏普月溪经过嫦娥五号采样的 P58 月海玄武岩单元（或称为 Em4、U2 单元，分别见 4.2、5.2 节；P58、Em4、U2 具有相同的意义），距离嫦娥五号着陆点仅有~15 km（图 3.5）。通过对风暴洋北部月溪的详细形貌学研究，本文在前人提出的夏普月溪^[140]北部、西北部和南部共识别出三处火山口，分别命名为北部火山口（图 3.6）、西北部火山口（图 3.11）和南部火山口（图 3.8），指示夏普月溪并不是一条简单的月溪而是一个复杂的月溪系统。这个复杂的月溪系统由夏普月溪、麦闰月溪、海帕拉斯月溪和卢维尔月溪四条月溪组成（图 3.5），其中夏普月溪和麦闰月溪是该月溪系统

主要的组成部分, 在 Em4 单元西南部交汇 (40.40°N , 48.38°W)。夏普月溪与海帕拉斯月溪共同起源于北部火山口, 麦闰月溪起源于南部火山口, 卢维尔月溪起源于西北部火山口。这些月溪在离开源区火山口后基本沿地形流动, 夏普月溪及麦闰月溪中的岩浆最终汇入 Em4 单元。下文中将一一介绍这四条月溪的形貌和地形特征。

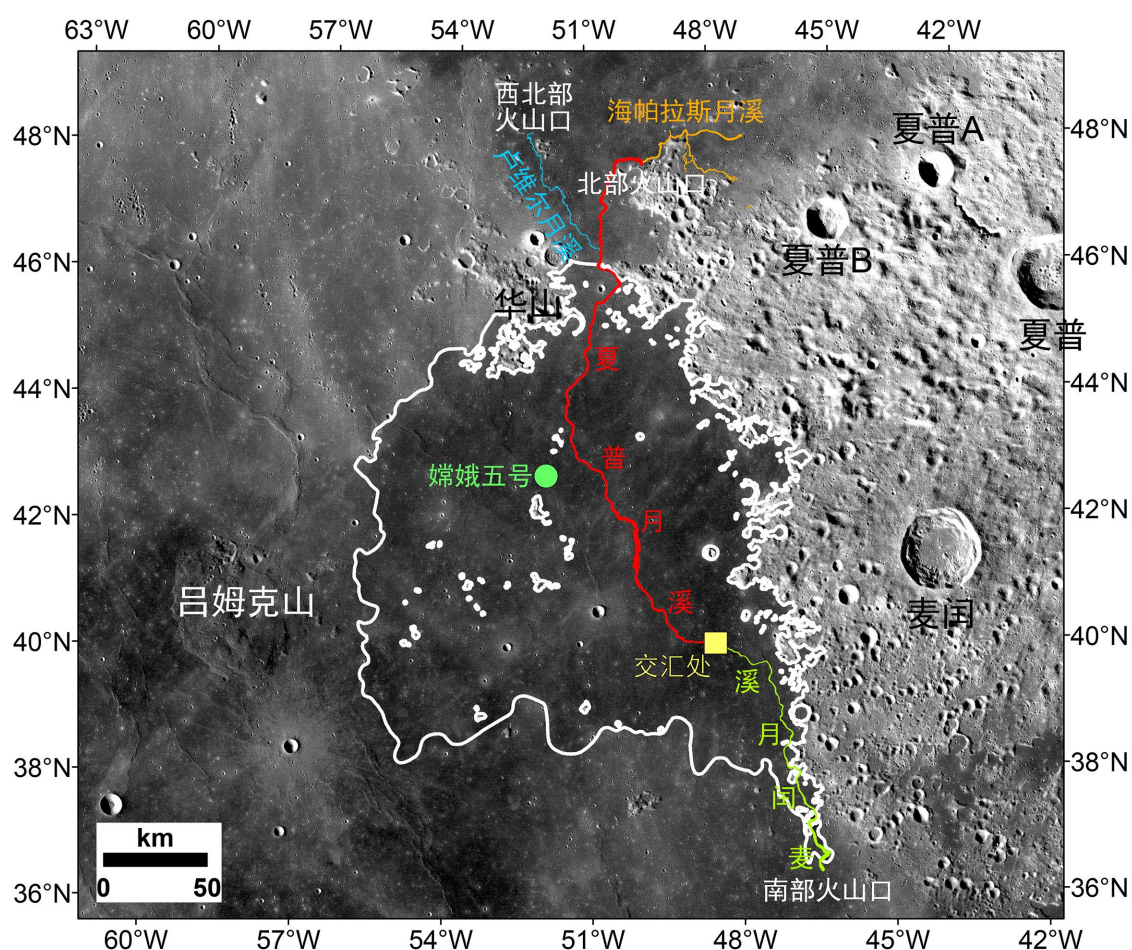


图 3.5 风暴洋北部月溪分布图。该地区共发育有夏普月溪、麦闰月溪、海帕拉斯月溪和卢维尔月溪。夏普月溪与麦闰月溪在 Em4 单元（白色实线）东南部交汇。底图为 LRO 宽角相机数据（NASA/GSFC/ASU）。

3.4.1 夏普月溪

夏普月溪起源于 Em4 单元以北, 夏普 B 撞击坑西北方向的北部火山口 (图 3.6)。此外, 海帕拉斯月溪与另一条小型月溪也起源于此。北部火山口是一个~320 m 深, ~950 m 宽, ~3,050 m 长的裂隙式火山口, 呈北西-南东走向。北部火山口比夏普月溪底部深~14 m。北部火山口东南方分布一个北东东-南西西走向的线性凹

陷，长度~8,900 m，下部可能发育一岩墙，但并无岩浆喷出，与北部火山口没有直接关联。

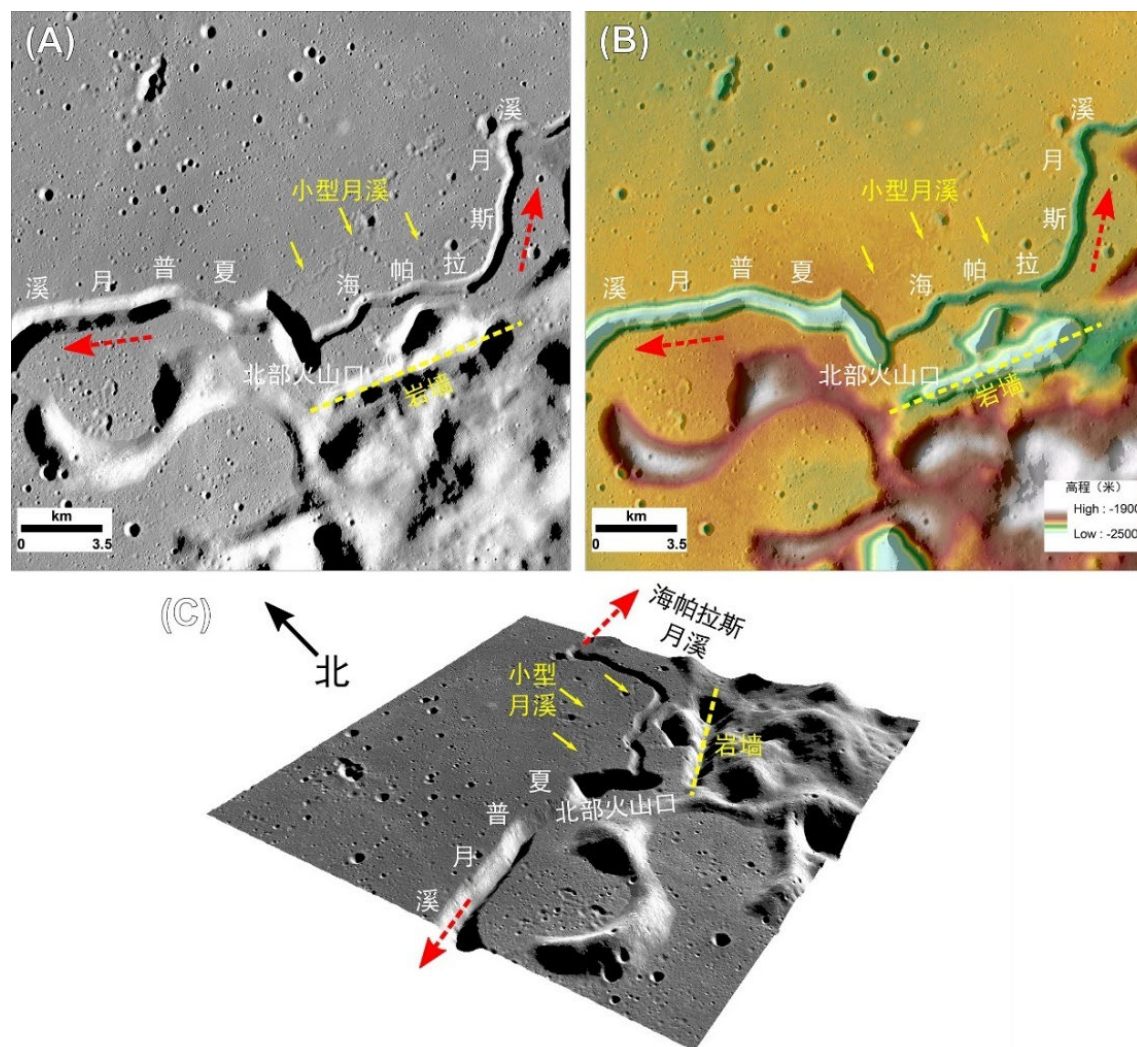


图 3.6 北部火山口及起源于此的夏普月溪与海帕拉斯月溪。(A) 月亮女神号地形相机数据。(B) SLDEM2015 高程数据。(C) 三维侧视图。高程据 SLDEM2015^[113]。

夏普月溪大体随坡度向下流动(图 3.7A)，首先往西，再往南穿过卢维尔 DA 撞击坑附近的高地峡谷，最后进入 Em4 月海玄武岩单元内。根据月亮女神号 TiO₂ 含量数据(图 3.7B)，夏普月溪渠道周围没有与月海成分不同的熔岩流出露，指示夏普月溪的熔岩成分与 Em4 单元一致，或 Em4 月海单元本身就是北部火山口喷发的产物。

此外，本文对夏普月溪进行了形貌测量(图 3.10)。夏普月溪总长~320 km，平均宽度~920 m，平均深度~70 m。夏普月溪的底部高程在北部火山口附近较低(~

2,540 m), 在与高地物质相遇后快速上升到 $\sim 2,440$ m (图中 ~ 380 km 处, 下同), 随后夏普月溪的底部高程逐渐下降直至图中 ~ 260 km 处 ($\sim 2,630$ m), 然后逐渐上升直至与麦闰月溪交汇 ($\sim 2,580$ m)。夏普月溪宽度较为稳定, 从起源直至图中 ~ 260 km 处, 宽度都在 ~ 800 m 上下波动。在图中 ~ 260 km ~ 200 km 范围内, 其宽度异常增大, 最宽可达 $\sim 2,800$ m, 其后该月溪宽度又逐渐减小, 直至与麦闰月溪交汇 (~ 300 m)。夏普月溪的深度在北部火山口处可达 ~ 320 m, 反映了强烈的熔岩侵蚀作用, 随后其深度逐渐变小 (下蚀作用减弱), 在遇到高地后快速下降至 ~ 25 m (图中 ~ 380 km 处), 可能是高地的阻碍减弱了熔岩的下蚀能力, 随后其深度缓慢下降至 ~ 10 m 左右, 直至与麦闰月溪交汇。

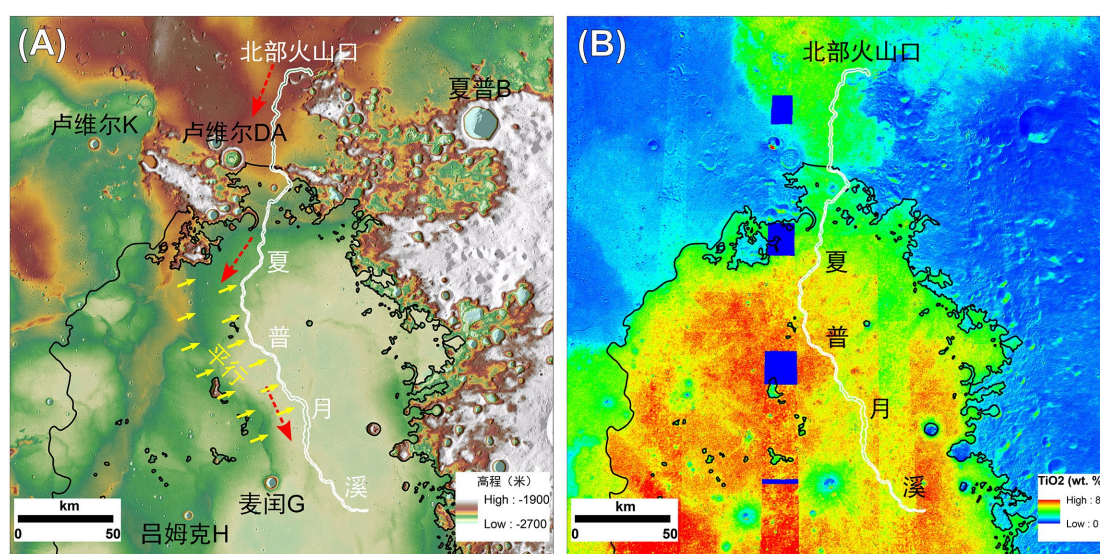


图 3.7 夏普月溪 (A) 地形及 (B) TiO_2 含量分布图。高程据 SLDEM2015^[113]。 TiO_2 数据据月亮女神号多波段成像仪。

3.4.2 麦闰月溪

麦闰月溪起源于 Em4 单元以南, 麦闰硅质穹丘群附近的南部火山口 (图 3.8)。南部火山口由四个独立的环形凹陷组成, 分别称为南部火山口 1、2、3、4。南部火山口 1 (~ 560 m 宽, ~ 255 m 深) 和南部火山口 2 (~ 740 m 宽, ~ 265 m 深) 组成了一个长 $\sim 3,190$ m 的南东-北西向的裂隙式火山口; 南部火山口 3 (~ 900 m 宽, ~ 265 m 深) 和南部火山口 4 (~ 740 m 宽, ~ 144 m 深) 组成了另一个南西-北东向的裂隙式火山口。南部火山口 1 和 2 位于 Em4 单元之外, 南部火山口 3 和 4 位于 Em4 单元以内。南部火山口 3 和 4 形貌较不完整, 似乎受到了后期改造, 而南部火山口 1 和 2 形貌较为完整。南部火山口 3 和 4 没有凸起的边缘, 指示其不是撞击构造; 其西部边缘位于月溪渠道内部, 低于月海表面, 但是高于月溪底部。

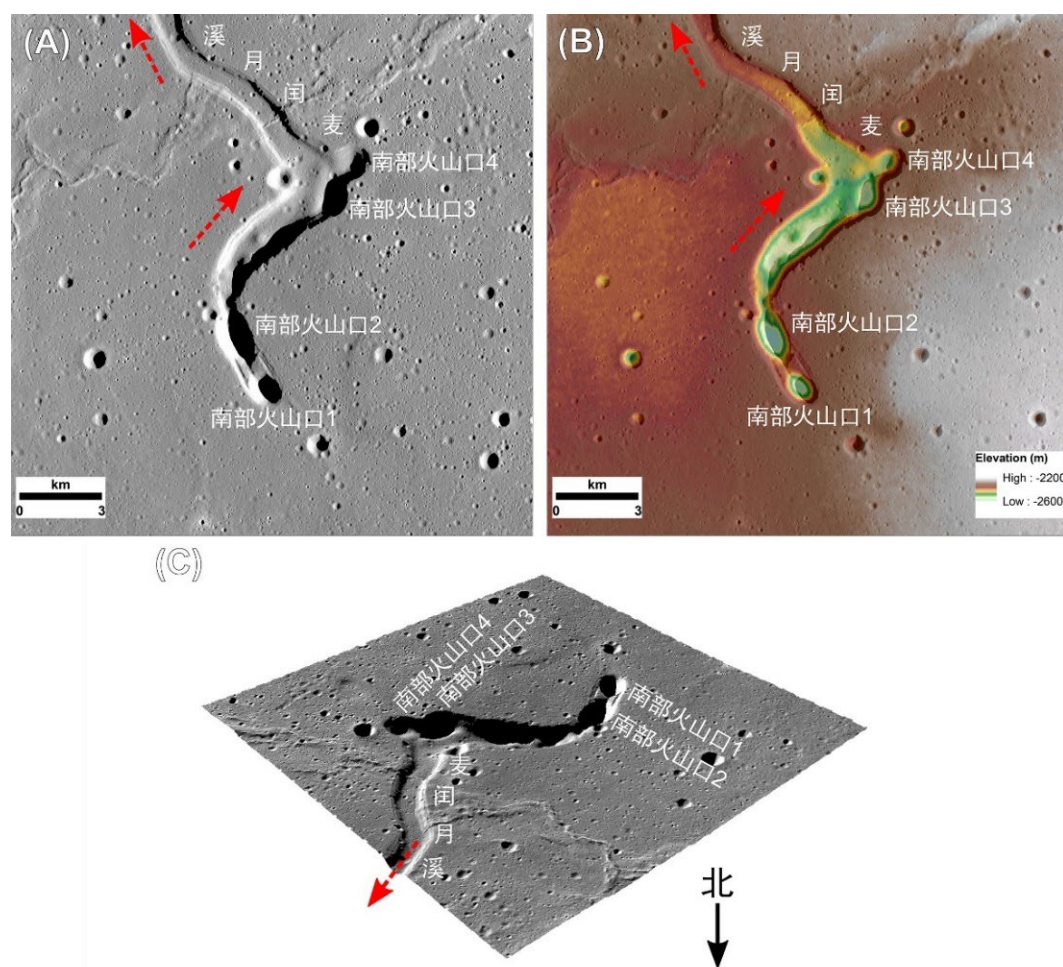


图 3.8 南部火山口及起源于此的麦闰月溪。(A) 月亮女神号地形相机数据。(B) SLDEM2015 高程数据。(C) 三维侧视图。高程据 SLDEM2015^[113]。

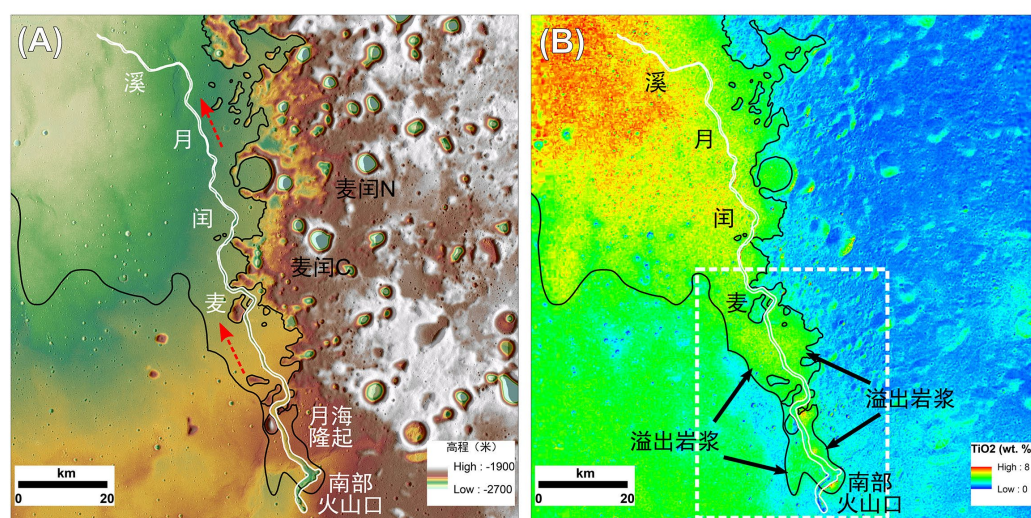


图 3.9 麦闰月溪 (A) 地形及 (B) TiO_2 含量分布图。高程据 SLDEM2015^[113]。 TiO_2 数据据月亮女神号多波段成像仪。白色虚线框指示中高钛玄武岩溢出区域。

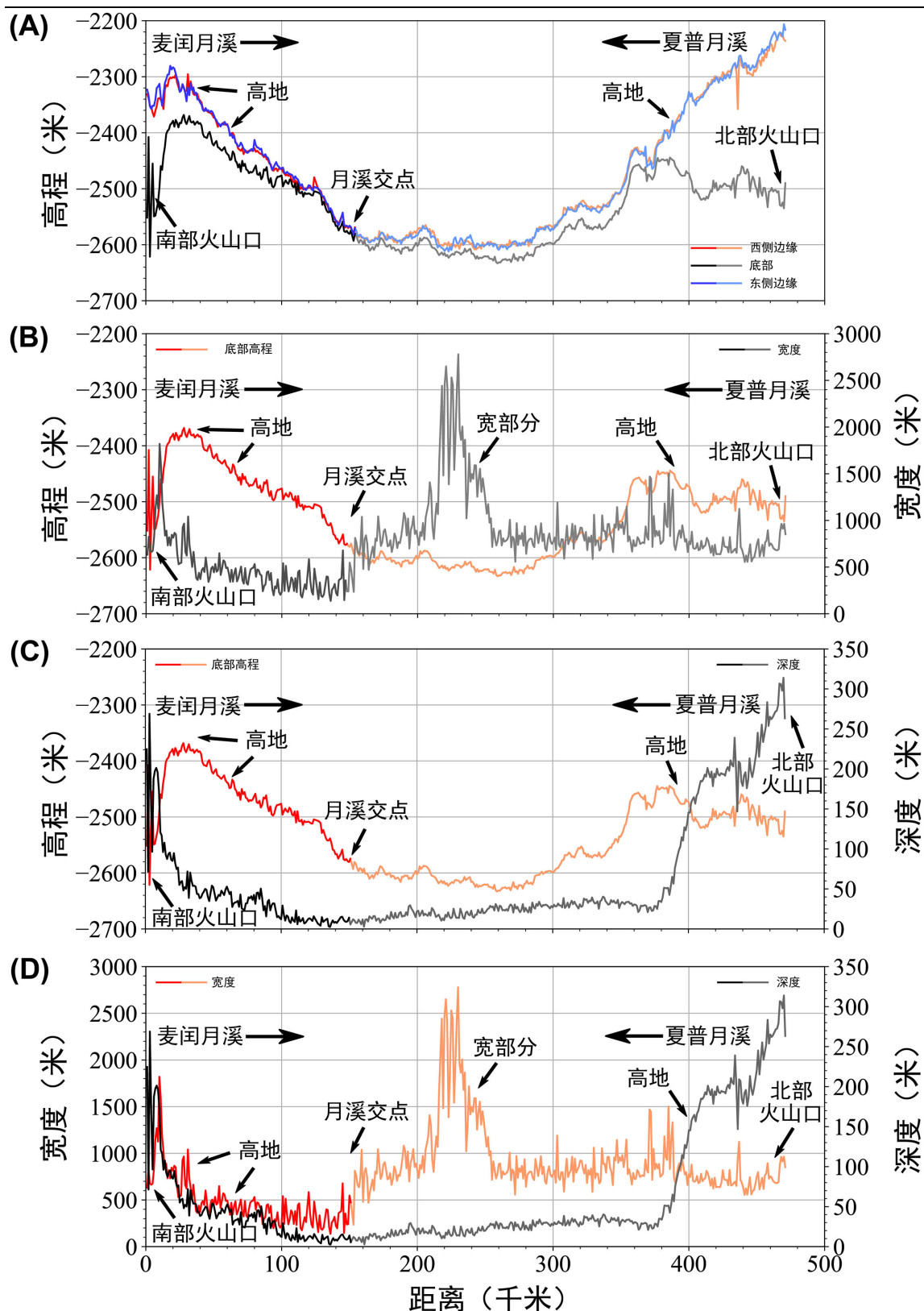


图 3.10 夏普月溪与麦闰月溪高程、宽度、深度特征。图片据月亮女神号地形相机数据和 SLDDEM2015^[113]高程数据测量而来。

麦闰月溪整体随区域坡度往西北方向流动，除起源的南部火山口 1 和 2 外，麦闰月溪一直在 Em4 单元内部流动，直至与夏普月溪相交。根据月亮女神号 TiO₂ 含量数据（图 3.9B，白色虚线框），麦闰月溪源区附近发育宽~6-16 km，长~60 km，随月溪流动方向分布的中高钛玄武岩，并覆盖在雨海纪低钛玄武岩之上，可能溢流自月溪渠道。

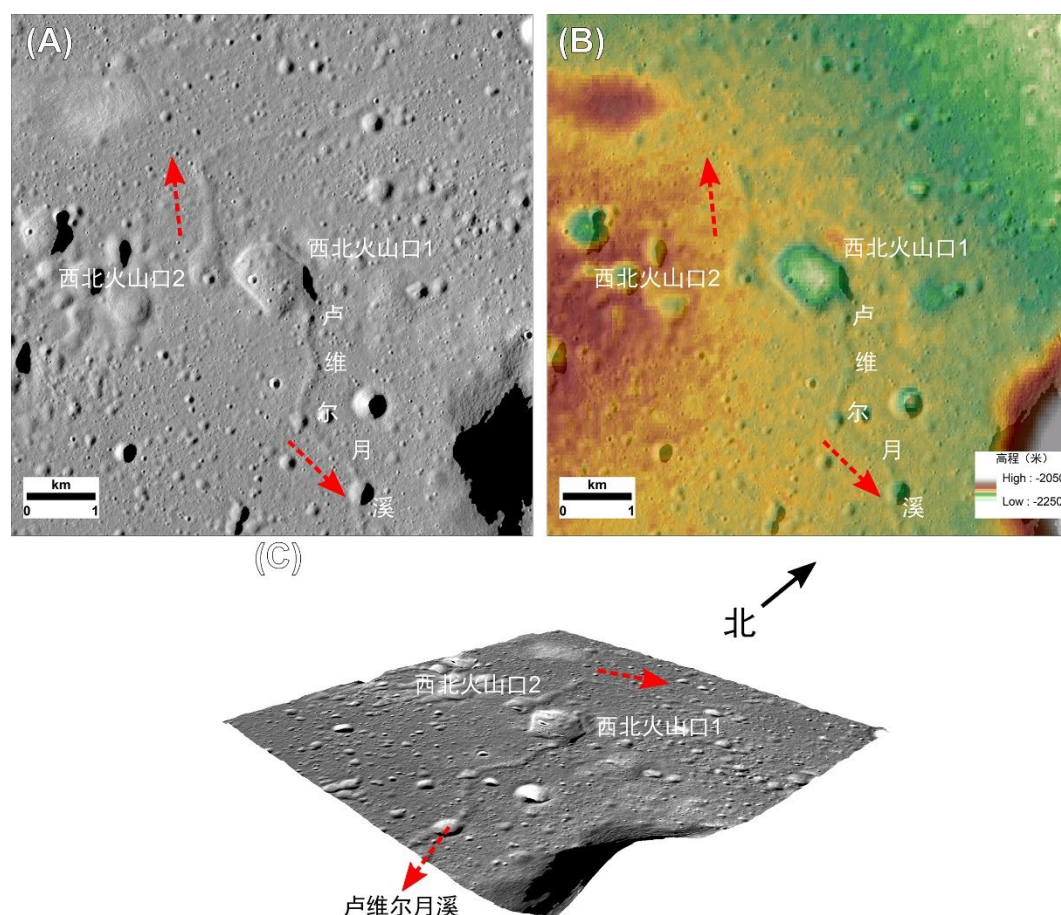


图 3.11 西北部火山口及卢维尔月溪。（A）月亮女神号地形相机数据。（B）SLDEM2015 高程数据。（C）三维侧视图。高程数据 SLDEM2015^[113]。

此外，本文对麦闰月溪进行了形貌测量（图 3.10）。麦闰月溪总长~150 km，平均宽度~490 m，平均深度~70 m。麦闰月溪长度、平均宽度和深度都小于夏普月溪，表明形成麦闰月溪的火山活动较夏普月溪弱。麦闰月溪的底部高程在南部火山口附近较低（~-2,550 m），在第一次与高地物质相遇后快速上升到~-2,380 m（图中~30 km 处）反映下蚀作用减弱，随后麦闰月溪的底部高程逐渐下降直至与夏普月溪交汇（~-2,560 m）。麦闰月溪的宽度在起源处（前 30 km）变化较大，最宽可达 1,800 m，最窄只有 600 m，可能是受到了高地物质的干扰；在 30 km 后，其宽

度变化趋于稳定,逐渐减小直至与夏普月溪相交($\sim 300\text{ m}$)。麦闰月溪的深度在南部火山口处可达 $\sim 270\text{ m}$,反映了强烈的熔岩侵蚀作用,但较夏普月溪弱(最深可达 $\sim 320\text{ m}$);随后其深度逐渐变小(下蚀作用减弱)至 $\sim 10\text{ m}$ 左右与夏普月溪交汇。

3.4.3 海帕拉斯月溪和卢维尔月溪

海帕拉斯月溪和夏普月溪同时起源于北部火山口(图 3.12),但是其往东流动,与夏普月溪流动方向相反。海帕拉斯月溪总长 $\sim 76\text{ km}$,平均宽度 $\sim 360\text{ m}$,平均深度 $\sim 57\text{ m}$,比夏普月溪规模小得多。海帕拉斯月溪的宽度在其流动过程中几乎不变,但是其深度发生了显著地变化(从 $\sim 80\text{ m}$ 到 $\sim 20\text{ m}$)。

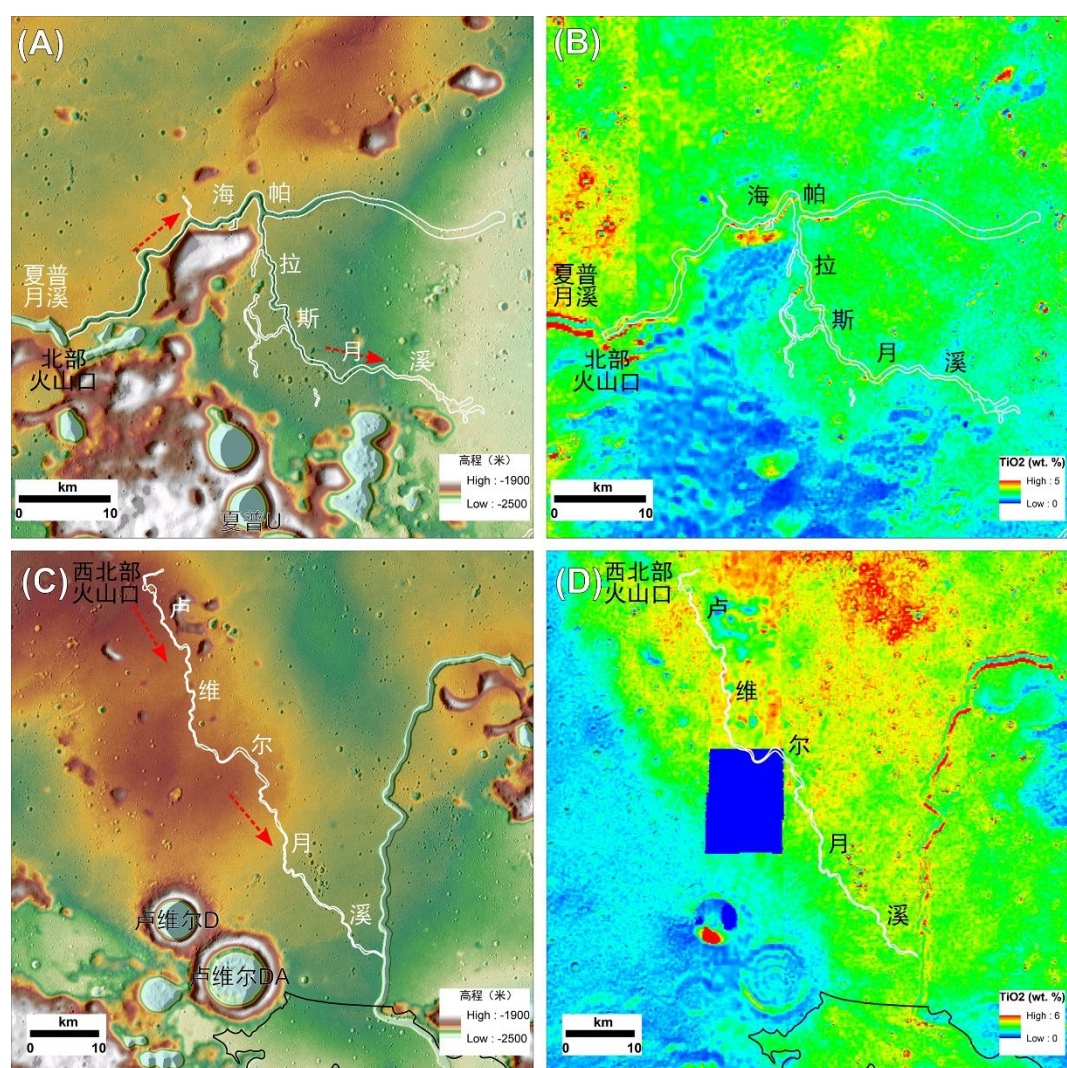


图 3.12 海帕拉斯月溪 (A) 地形及 (B) TiO_2 含量分布图; 卢维尔月溪 (C) 地形及 (D) TiO_2 含量分布图。高程据 SLDEM2015^[113]。 TiO_2 数据据月亮女神号多波段成像仪。

卢维尔月溪起源于卢维尔 DA 撞击坑西北方的火山口（图 3.12），其随区域坡度流动直至在卢维尔 DA 撞击坑东北方与规模更大的夏普月溪相遇。西北部火山口由两个独立的环形凹陷组成，分别称其为西北火山口 1 和 2（图 3.12）。西北火山口 1 是卢维尔月溪的源头，其~43 m 深，~570 m 宽，~850 m 长，比月溪底部深~42 m。由西北火山口 2 流出的熔岩往北流动，未汇入卢维尔月溪。卢维尔月溪是四条月溪中规模最小的月溪，其总长~80 km，平均宽度~190 m，平均深度~7 m，其深度和宽度随流动变化不大。

3.5 月海玄武岩

月海玄武质火山活动是风暴洋北部地区最重要的火山活动形式，研究区 94.2% 的区域都被月海玄武岩所覆盖^[141]（图 3.13）。皱脊在该地区月海玄武岩上广泛发育（图 3.14），并具有典型的皱脊特征，即具有宽缓的、坡度较小的、弧状的底部和尖锐的、不规则的脊部^[142,143]（图 3.15A-C）。在研究区西部月海区域，皱脊规模较大，延伸较长，宽度可达 6 km，长度可达 110 km，最高超过周围月海表面~200 m 以上。在东部月海区域，皱脊规模较小，延伸较短，大部分宽度小于 1.5 km，长度小于 20 km，只有少量月溪的高度可超过周围月海~50 m。皱脊的规模受月海玄武岩的收缩程度并间接受玄武岩的厚度所控制^[143]，这反应了西部月海玄武岩厚度大于东部月海。皱脊的走向可能反映了月球的区域应力场或前成次表层结构的方向^[143]。在西部月海区域，皱脊主要为北西向并相互平行，与风暴洋地区皱脊的整体方向一致^[144,145]。Yue 等^[144]认为该组皱脊形成时间~3.4 Ga；这组北西向平行皱脊的形成可能受到了全月应力场的控制^[146]。在东部月海区域，皱脊主要为北东向，这一方向与雨海盆地的外环在风暴洋北部地区的方向基本一致，并且东部月海中出露的熔岩孤丘可能就是雨海外环的残留（图 3.15D）。这一关系似乎表明东部月海皱脊的形成在一定程度上受雨海的峰环系统所控制。

基于 SLDEM2015 高程数据^[113]，本文对风暴洋北部月海玄武岩进行了地形分析（图 3.16）和坡度分析（图 3.17）。该地区的月海玄武岩整体较为平坦，平均坡度为 1.1°，只有 10%左右的地区坡度超过 2°，主要为撞击坑坑壁、坑缘及皱脊发育部位。该地区的平均高程约为-2,145 m，西部月海比东部月海高出~200-300 m。东部月海高程较低的凹陷地区（图 3.16 蓝色区域）与雨海外环的方向基本一致，可能反应了该地区是雨海盆地两个峰环之间的凹陷位置。风暴洋北部地区高程最高处位于吕姆克山南部，高程约为-1,296 m；高程最低处位于麦闰 G 撞击坑底部，高程约为-3,581 m。风暴洋北部地区的地形极大地受皱脊控制（图 3.16），皱脊的

形成可将月海表面抬升~100-200 m。吕姆克山是该地区最显著的构造，其直径约为 70 km，最高点高出周围月海表面~1,300 m。吕姆克山地区的平均坡度为 2.7°，较周围月海玄武岩地区更为陡峻。

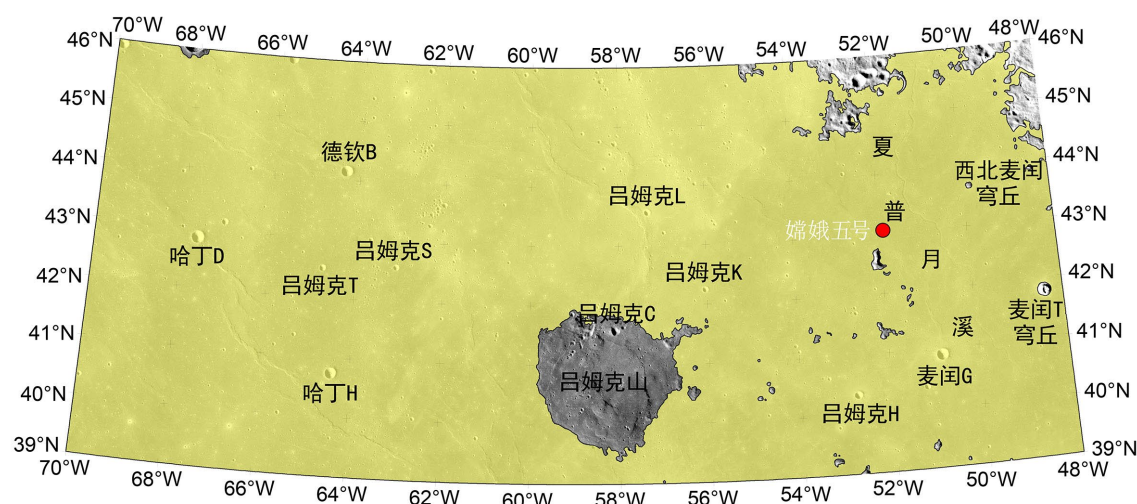


图 3.13 风暴洋北部嫦娥五号着陆区月海玄武岩分布(黄色区域)。风暴洋北部 94.2% 的地区都被月海玄武岩所覆盖。全月月海玄武岩分布据 Nelson 等^[141]。底图为 LRO 宽角相机数据 (NASA/GSFC/ASU)。

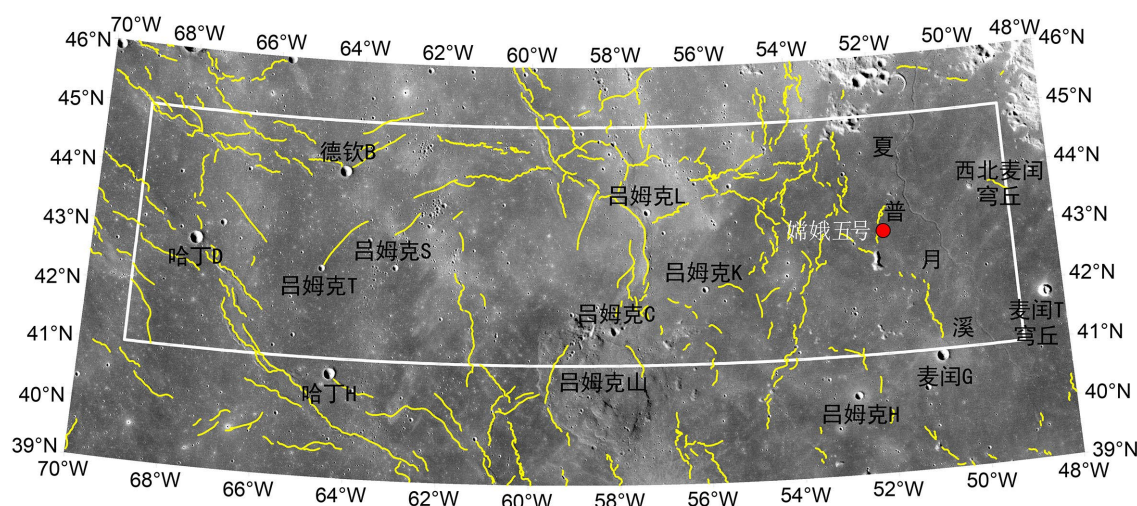


图 3.14 风暴洋北部地区皱脊分布图(黄色实线)。底图为 LRO 宽角相机数据 (NASA/GSFC/ASU)。

除此之外，本文从西至东提取了风暴洋北部地区的地形剖面(图 3.18)，剖面线如图 3.16 黑色虚线所示(AA')。根据该图，可以清楚地看到风暴洋北部地区地

形西高东低并逐渐降低的特征，西部月海高程可达-2,400 m 以上，东部月海最低处高程仅为-2,600 m。除此之外，该地形剖面明显受 6 条主要的皱脊所控制，两条皱脊之间的高程相对较低。皱脊显著地抬升了月海表面，其中皱脊 5 将月表抬升的幅度可达~250 m。

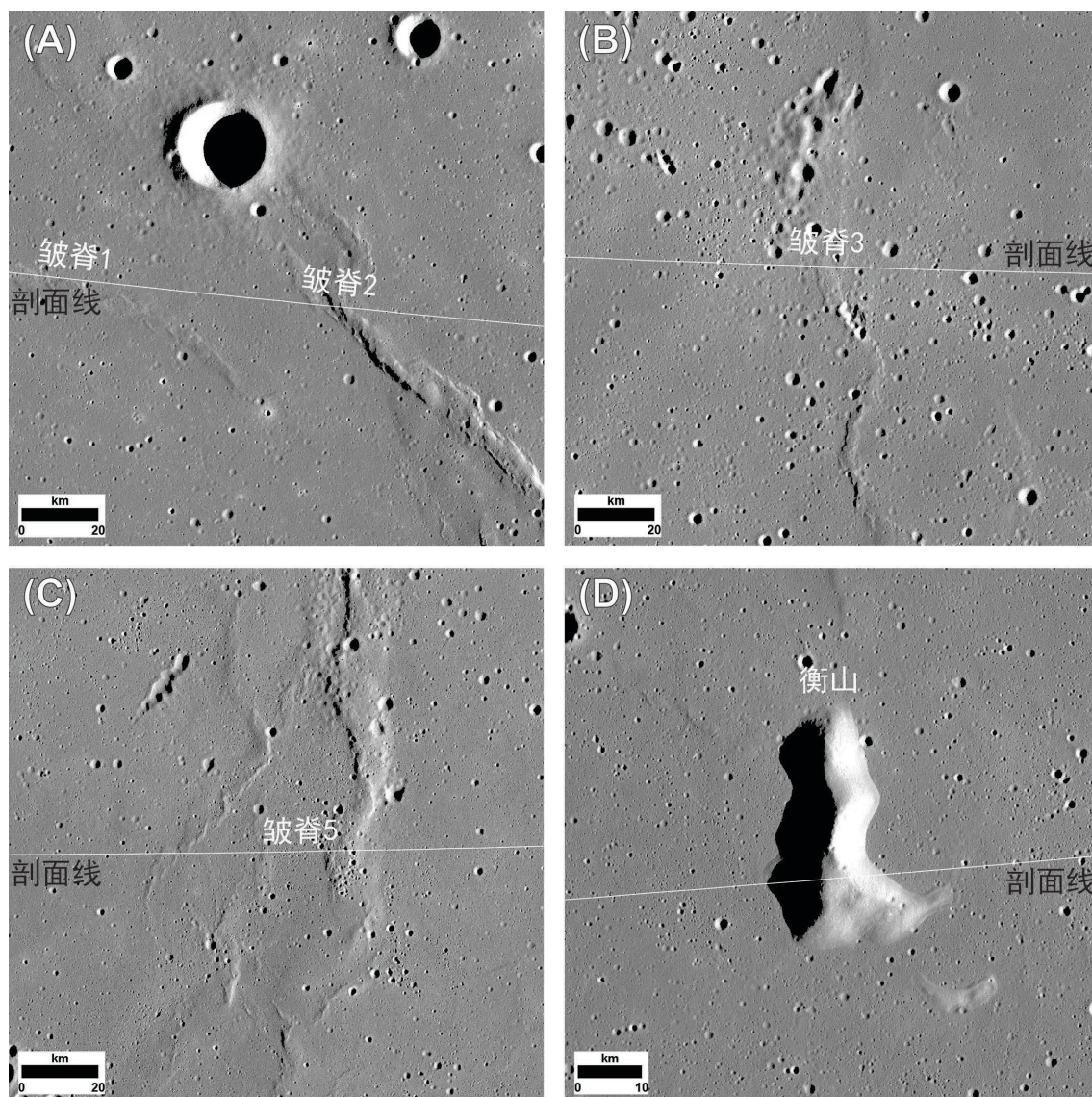


图 3.15 风暴洋北部地区典型皱脊及熔岩孤丘。(A、B、C) 皱脊；(D) 熔岩孤丘。国际天文联合会将该构造命名为衡山。底图为月亮女神号地形相机数据。

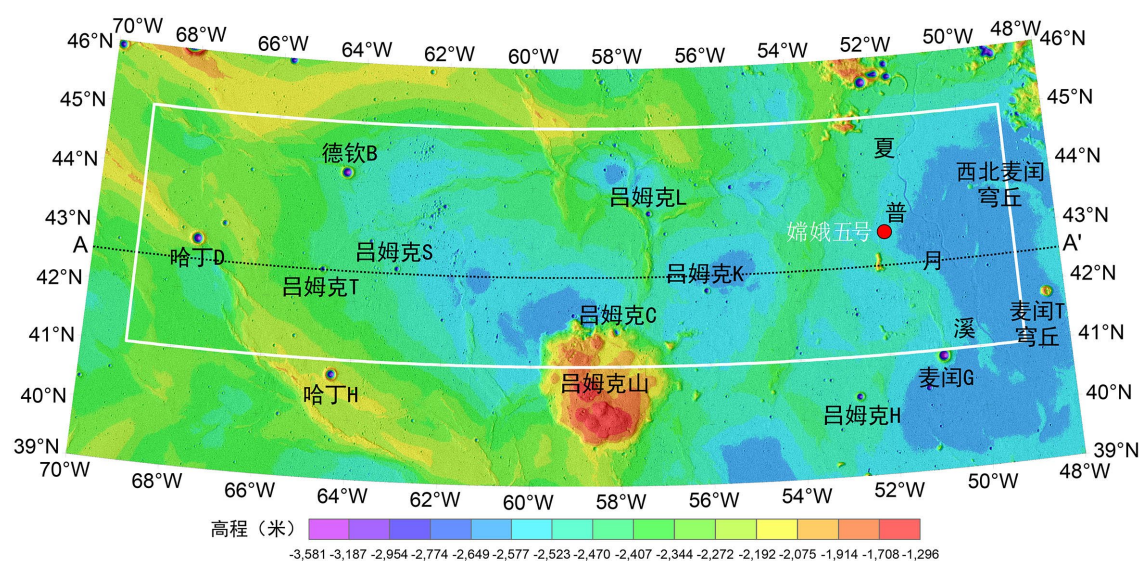


图 3.16 风暴洋北部嫦娥五号着陆区地形图。白色方框指示嫦娥五号着陆区（北纬 41-45°，西经 49-69°）。底图为 SLDEM2015 高程数据^[113]。

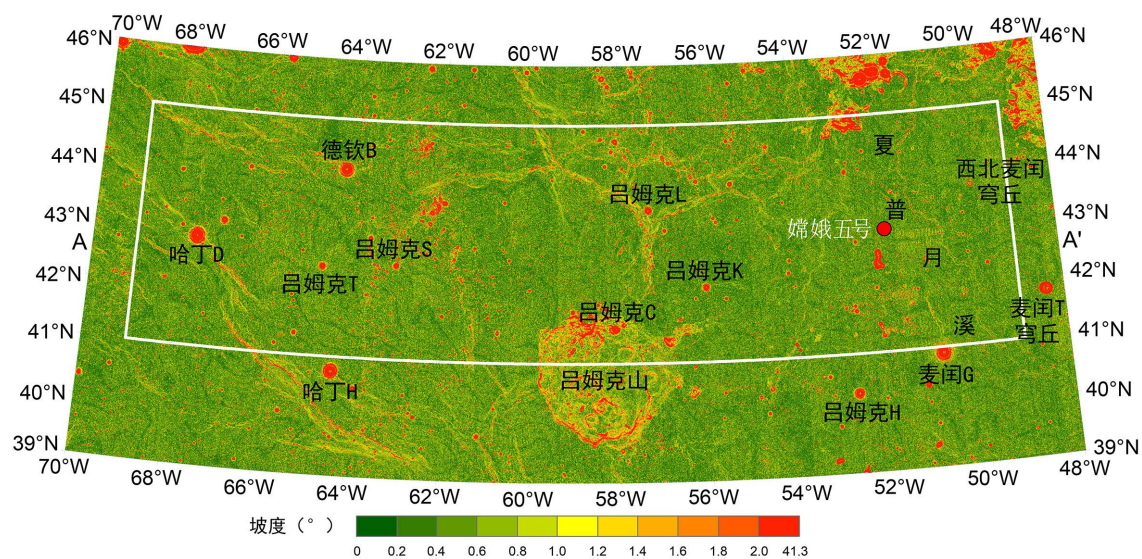


图 3.17 风暴洋北部嫦娥五号着陆区坡度图。白色方框指示嫦娥五号着陆区（北纬 41-45°，西经 49-69°）。坡度据 SLDEM2015 高程数据^[113]。

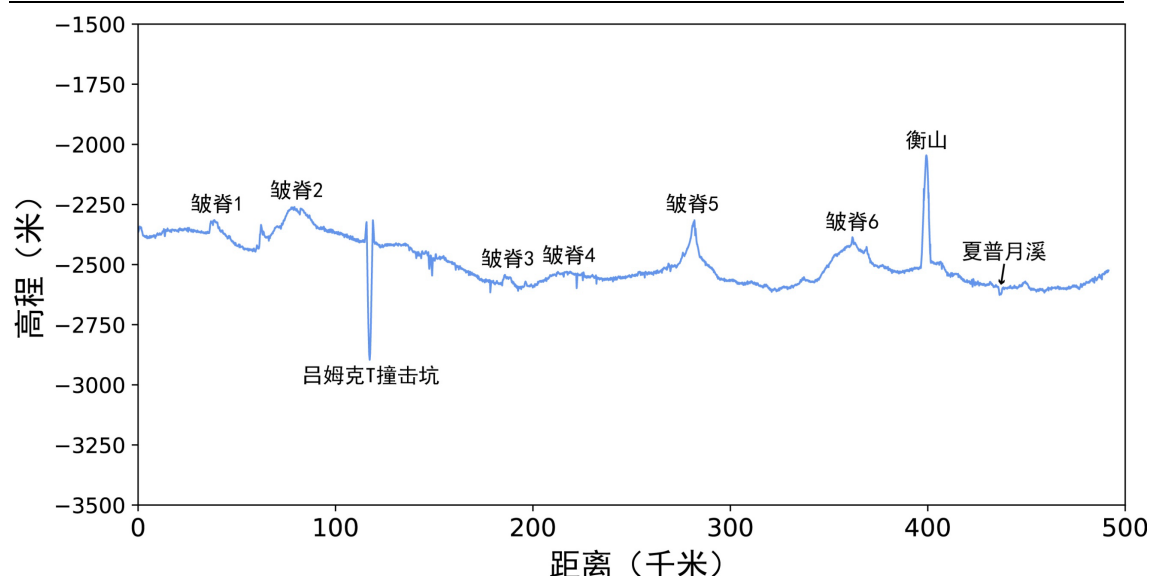


图 3.18 风暴洋北部嫦娥五号着陆区地形剖面图。剖面线如图 3.16 黑色虚线所示 (AA')。剖面图基于 SLDEM2015 高程数据^[113]。

研究区西部月海和东部月海的差异除体现在地形及皱脊分布上外，还体现在月表反射率上（图 3.1）。东部月海相对于西部月海，具有明显较低的反射率，且西部月海与东部月海的接触界线十分清晰。西部月海与东部月海反射率的不同，一方面是由于其表面覆盖的辐射纹或溅射物不同，辐射纹的出现使月表反射率出现了明显地升高。东部月海辐射纹覆盖较少，主导方向为北东向，少量辐射纹为北西向，可能分别来自于海帕拉斯（Harpalus）撞击坑和哥白尼撞击坑；西部月海辐射纹覆盖较多，主导方向为北北西向，可能来自于毕达哥拉斯（Pythagoras）撞击坑^[147]。然而，在未受撞击辐射纹或溅射物覆盖的区域，西部月海的反射率也比东部月海的反射率高，这表明了西部月海与东部月海不同的物质组成。西部月海玄武岩可能含有较多的亮色矿物，例如斜长石等，东部月海玄武岩可能含有较多的暗色矿物，例如钛铁矿等。西部月海（反射率较高、皱脊规模较大、地势较高）与东部月海（反射率较低、皱脊规模较小、地势较低）的分布与前人提出的风暴洋北部地区的雨海纪玄武岩及埃拉托逊纪玄武岩的分布^[18,47,148,149,17]基本一致，将在 4.2 节进行详细讨论。

3.6 本章小结

本章对风暴洋北部嫦娥五号着陆区主要火山地貌进行了详细的地形、地貌分析，取得的主要结论如下：

(1) 风暴洋北部嫦娥五号着陆区是月球火山活动较为活跃的地区, 是进行月球火山学研究的理想地点, 主要发育的火山地貌有吕姆克山、麦闰穹丘群、月溪和月海玄武岩。

(2) 吕姆克山是风暴洋北部最为显著的火山构造, 其直径~70 km, 最高点比周围月海玄武岩高~1,300 m。吕姆克山可划分为 IR1 (3.71 Ga)、IR2 (3.58 Ga) 和 IR3 (3.51 Ga) 三个主要的地质单元。吕姆克山上发育有 22 个火山穹窿, 分为陡边穹窿和缓边穹窿, 代表不同的玄武岩喷发期次。

(3) 麦闰穹丘群由南部穹丘、中部穹丘、麦闰 T 穹丘和西北穹丘四个穹丘组成, 其坡度较大, 指示岩浆粘度大。麦闰穹丘成分富硅、富钽、贫铁, 可能是演化岩浆的产物。

(4) 风暴洋北部嫦娥五号着陆区发育有由夏普月溪、麦闰月溪、海帕拉斯月溪和卢维尔月溪组成的复杂月溪系统。夏普月溪与海帕拉斯月溪起源于北部裂隙式火山口。夏普月溪整体随区域坡度流动, 先向西, 后向南汇入月海玄武岩平原。夏普月溪总长~320 km, 平均宽度~920 m, 平均深度~70 m, 海帕拉斯月溪总长~76 km, 平均宽度~360 m, 平均深度~57 m, 比夏普月溪规模小得多。麦闰月溪起源于南部裂隙式火山口, 整体随区域坡度往西北方向流动, 其总长~150 km, 平均宽度~490 m, 平均深度~70 m。

(5) 研究区大部分被月海玄武岩覆盖。西部月海区域皱脊主要为北西向, 与风暴洋地区皱脊的整体方向一致, 皱脊规模较大, 延伸较长, 可能形成于~3.4 Ga, 受全球应力场控制。东部月海区域, 皱脊主要为北东向, 皱脊规模较小, 延伸较短, 可能受雨海的峰环系统所控制。研究区月海玄武岩整体平坦, 平均坡度为 1.1°, 西部月海比东部月海高出~200-300 m, 其地形极大地受皱脊控制, 皱脊的形成可将月海表面抬升~100-200 m。

第四章 风暴洋北部嫦娥五号着陆区火山地质特征及历史

4.1 引言

风暴洋北部嫦娥五号着陆区广泛发育雨海纪和埃拉托逊纪月海玄武岩^[47,148]和丰富的火山地貌。其中雨海纪玄武岩主要分布在着陆区西部，埃拉托逊纪玄武岩主要分布在东部（图 4.1）。Whitford-Stark 和 Head^[47]将风暴洋划分为了四个岩石地层组，其中泰勒曼（Telemann）组和赫尔曼（Hermann）组、夏普（Sharp）组分别出露于着陆区的西北部、西南部和东部。嫦娥五号降落于夏普组的罗瑞斯（Roris）玄武岩，Whitford-Stark 和 Head^[47]认为该玄武岩单元的年龄 $\sim 3.2 \pm 0.2$ Ga，其形成可能与该玄武岩单元内的月溪紧密相关。基于克莱门汀铁钛元素含量数据，Boroughs 和 Spudis^[149]将风暴洋北部除吕姆克山外的玄武岩划分为了六个熔岩流期次并估算了其厚度。其中期次 2（TiO₂ 含量 ~ 0.6 wt.%）、期次 3（TiO₂ 含量 ~ 2.2 wt.%）和期次 6（TiO₂ 含量 ~ 2.6 wt.%）玄武岩分别出露于着陆区的西北、西南和东部，年龄分别约为 2.1 Ga、3.4 Ga 和 1.5 Ga，厚度分别约为 700 m、1,100 m 和 230 m^[149]，嫦娥五号降落于期次 6 玄武岩。基于克莱门汀假彩色、铁钛成分和月球轨道器数据，Hiesinger 等^[17,18]对全月月海玄武进行了年代学研究，其研究覆盖了嫦娥五号着陆区。Hiesinger 等^[17,18]将嫦娥五号着陆区划分为了 P9、P10、P13 和 P58 月海玄武岩单元（图 4.2），分别位于着陆区的西南、西北、北部和东部，撞击坑模式年龄为 3.47 Ga、3.44 Ga、3.40 Ga 和 1.33 Ga，嫦娥五号最终降落在了 P58 单元。基于月亮女神号地形相机数据，Morota 等^[28]在 Hiesinger 等^[17,18]工作的基础上重新厘定了月球年轻玄武岩单元的年龄，得到 P58 单元的年龄约为 1.9 Ga（模型 A）或者 2.2 Ga（模型 B）。

然而，对风暴洋北部嫦娥五号着陆区火山地质单元，前人划分较为粗略，根据撞击坑统计法或退化法确定的地质单元年龄存在很大不一致性，尤其是月海玄武岩活动研究的缺乏，会大大限制对该地区火山演化历史的认识，并制约对嫦娥五号样品的综合火山学分析，因此，本研究将利用多源遥感数据开展风暴洋北部火山活动历史研究。

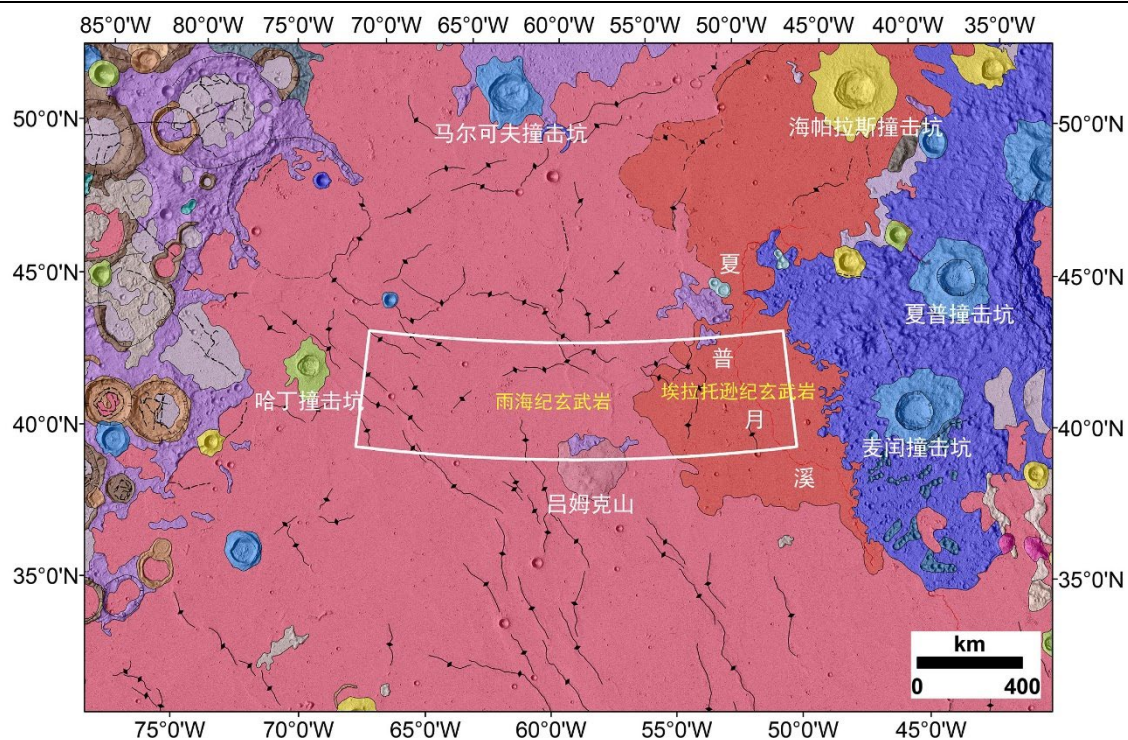


图 4.1 风暴洋北部地质图。白色方框指示嫦娥五号着陆区（北纬 41-45°，西经 49-69°）。吕姆克山是该地区最显著的火山构造。着陆区西部主要发育有雨海纪玄武岩；着陆区东部主要发育有埃拉托逊纪玄武岩。该地质图据 Fortezzo 等^[150]。

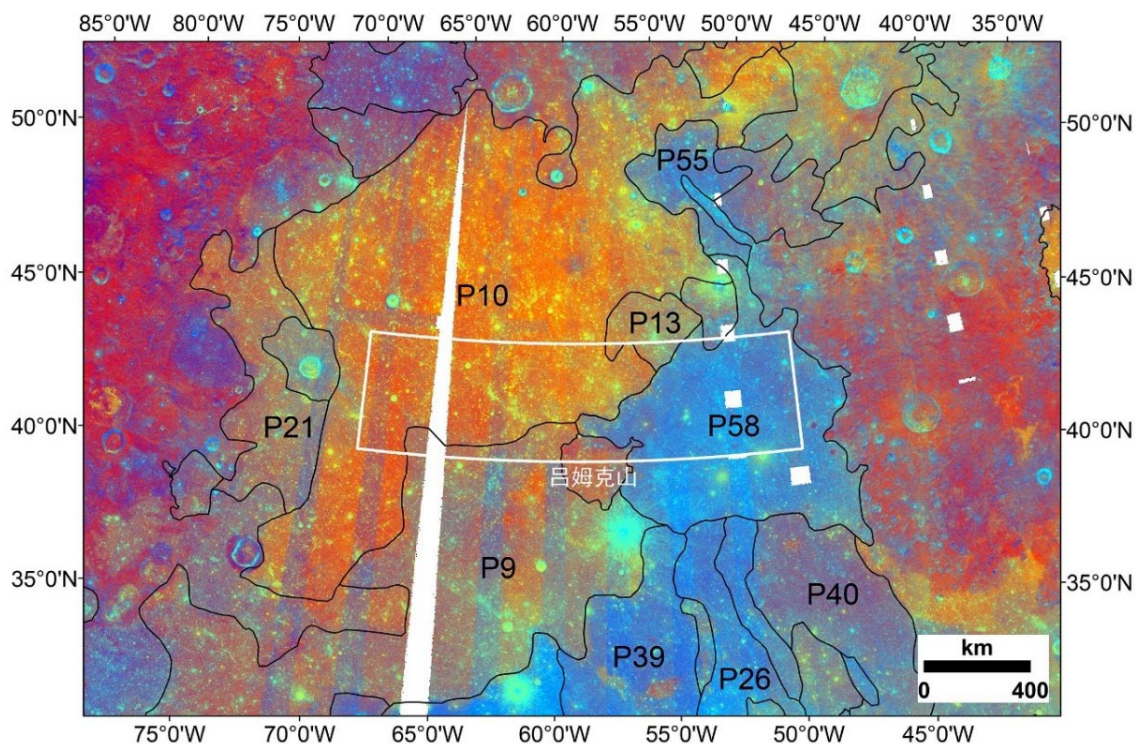


图 4.2 Hiesinger 等^[17,18]的风暴洋北部地区地质单元划分方案。白色方框指示嫦娥五号着陆区。底图为克莱门汀紫外可见光相机假彩色影像。

4.2 风暴洋北部嫦娥五号着陆区地质单元划分

由上文可知，风暴洋北部嫦娥五号着陆区的月海玄武岩按照形成时代大致可划分为雨海纪和埃拉托逊纪月海玄武岩，这两期月海玄武岩在反照率、皱脊规模、皱脊分布、表面撞击坑密度等方面存在差异（第3章；4.1节）。除此之外，不同期次的玄武岩成分也可能不同。如果假设一个成分均一的单元在较短的时间内形成于一次火山喷发事件，那么这个成分均一的单元就可以当作一个地质单元^[18]。在此假设的基础上，本文对风暴洋北部地区的地质单元进行了重新划分。最终，在风暴洋北部嫦娥五号着陆区共划分出14个地质单元，包括3个吕姆克山高原单元IR1、IR2和IR3，3个雨海纪月海玄武岩单元Im1、Im2和Im3（西部月海），4个埃拉托逊纪月海玄武岩单元Em1、Em2、Em3和Em4（东部月海），吕姆克山穹丘单元ld、sd，硅质穹丘单元Idm和高地单元Ith。同一单元的序号代表形成时间的先后（例如Im1形成先于Im2，先于Im3），详细的年代学研究见本文4.4节。

其中，对吕姆克山的地质单元划分沿用了Zhao等^[136]的方案，共划分出IR1、IR2和IR3三个吕姆克山高原单元、ld缓边穹丘单元和sd陡边穹丘单元。IR1分布在吕姆克山西北部，发育线性构造，可能为虹湾溅射物被玄武岩所覆盖；IR2分布在吕姆克山东北部；IR3是吕姆克山的主体部分，分布于其西南部^[136]。ld和sd是Zhao等^[136]在吕姆克山地区识别出的缓边穹丘和陡边穹丘，代表了吕姆克山喷发中的两期岩浆粘度不同的事件。

麦闰穹丘群是风暴洋北部地区唯一的硅质穹丘单元，其富硅组成得到了形貌学^[151,152]和光谱学^[153]的证实。因为硅质穹丘单元与周围月海玄武岩截然不同的形貌特征（高于月表、陡峭、表面光滑），其边界的划分主要依据月亮女神号地形相机数据。

月海玄武岩的划分主要依据月亮女神号多光谱成像仪假彩色图像（图4.3）。该假彩色图像以月亮女神号多光谱成像仪750 nm/415 nm的反射率比值为红色波段，750 nm/950 nm的反射率比值为绿色波段，415 nm/750 nm的反射率比值为蓝色波段；其对月表的成熟度和成分较为敏感，可以反映微弱的光谱差异^[154,116]。在假彩色图像中（图4.3），Im1呈具红色调的蓝紫色，Im2呈橘红色，Im3呈暗橘红色，Em1呈暗橘红色，Em2呈橘红色，Em3呈紫色，Em4呈紫蓝色。Im1位于研究区西南部，面积约为12,448 km²，该单元对应Hiesinger等^[17,18]划分方案中的P9单元，该单元在研究区外向西南延伸，总面积~91,588 km²；Im2位于研究区西部，面积约为41,117 km²，该单元对应于Hiesinger等^[17,18]划分方案中的P10单元^[18]，在研究区外向西北延伸，总面积约为137,045 km²；Im3位于研究区北部，面积约

为 3,257 km², 该单元对应于 Hiesinger 等^[17,18]划分方案中的 P13 单元^[17,18]。Em1、Em2 和 Em3、Em4 单元在 Hiesinger 等^[17,18]的地质单元划分方案中（基于克莱门汀数据，200 m/像素）分别被包括在 P9 和 P58 单元内。根据更高空间分辨率的月亮女神号假彩色影像（20 m/像素），本研究发现 P9 东北部与吕姆克山接壤的部分颜色更红，P58 西部与吕姆克山接壤的部分颜色更紫，指示了不同的物质组成，因而在 P9 东北部独立划分出了 Em1、Em2 单元，在 P58 西部独立划分出了 Em3 单元。Em1、Em2、Em3 和 Em4 单元面积分别为 3,537 km²、825 km²、4,912 km² 和 32,925 km²。据 Hiesinger 等^[18]的结果，P9、P10、P13 和 P58 的模式年龄分别为 3.47 Ga、3.44 Ga、3.40 Ga 和 1.33 Ga，前三个单元属于雨海纪月海玄武岩单元，后一个单元属于埃拉托逊纪月海玄武岩单元。

本研究使用更高空间分辨率的数据对风暴洋北部的月海玄武岩单元进行了重新梳理，证明了风暴洋北部地区存在雨海纪和埃拉托逊纪两期月海玄武岩活动，形成多个月海玄武岩单元。

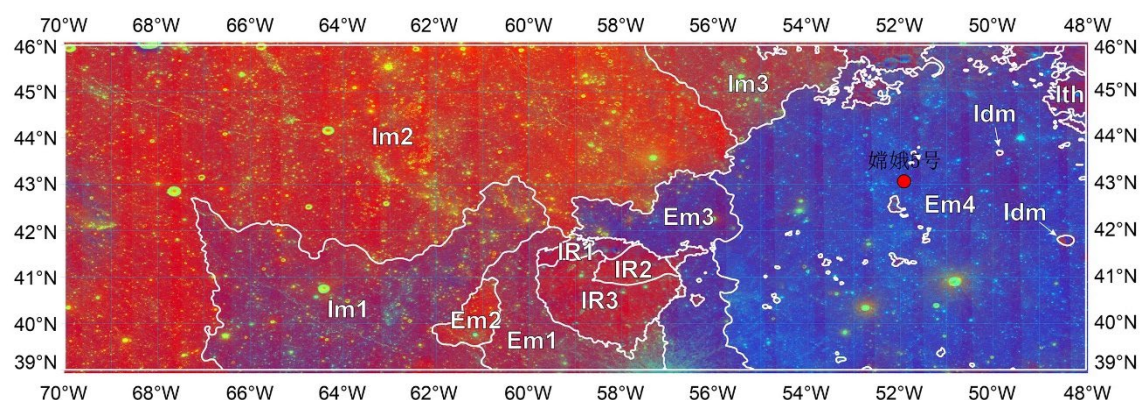


图 4.3 风暴洋北部嫦娥五号着陆区地质单元划分。IR1、IR2、IR3 为吕姆克山高原单元；Im1、Im2、Im3 为雨海纪月海玄武岩单元；Em1、Em2、Em3、Em4 为埃拉托逊纪月海玄武岩单元；Idm 为硅质穹丘单元；Ith 为高地单元。底图为月亮女神号多光谱成像仪假彩色影像（红色：750 nm/415 nm；绿色：750 nm/950 nm；蓝色：415 nm/750 nm）。在假彩色图像中，不同的颜色代表了成分或月壤空间风化成熟度的不同，红色代表了低钛玄武岩，蓝色代表了高钛玄武岩，绿色或黄色代表了未受明显空间风化的新鲜的月海玄武岩，青色代表了新鲜的高地月壤或月海玄武岩^[116]。

4.3 风暴洋北部嫦娥五号着陆区月海玄武岩的元素和矿物组成

月海玄武岩的元素、矿物组成是反映岩浆性质，重建火山喷发历史的重要依据。本节将基于 LRO 宽角相机 TiO_2 数据^[107]、月亮女神号多波段成像仪 FeO 含量数据^[155]、月亮女神号多波段成像仪 Al_2O_3 含量、 CaO 含量和镁值等氧化物含量数据^[115] 分析风暴洋北部月海玄武岩的地球化学组成（表 4.1）；将基于月船 1 号月球矿物绘图仪高光谱数据（430-3,000 nm）分析该地区的矿物组成。风暴洋北部 TiO_2 、 FeO 、 Al_2O_3 、 CaO 含量及镁值分布在各个地质单元间存在一定变化（图 4.4）并与月亮女神号假彩色影像反映的地质边界一致（图 4.3）。

相对于地球玄武岩，月球玄武岩 TiO_2 含量变化较大并具有特殊的岩石成因学意义^[29]，因而 TiO_2 含量常被用于对月海玄武岩进行类型划分（ $\text{TiO}_2 \leq 1 \text{ wt.}\%$ ，极低钛； $1 \text{ wt.}\% < \text{TiO}_2 \leq 4 \text{ wt.}\%$ ，低钛； $4 \text{ wt.}\% < \text{TiO}_2 \leq 6 \text{ wt.}\%$ ，中钛； $> 6 \text{ wt.}\%$ ，高钛）^[156]。研究区 TiO_2 含量从 0 到 ~8 wt.%，变化较大（图 4.4A；表 4.1）。西部月海区域 TiO_2 含量较低，其中 Im1、Im2 和 Im3 的平均 TiO_2 含量分别 ~3.8 wt.%、~1.5 wt.% 和 ~1.4 wt.%，都属于低钛玄武岩。Im3 是研究区月海玄武岩中 TiO_2 最低的单元，可能因为该单元大部分被北西向的低钛撞击溅射物所覆盖，并且靠近高地单元，混染了大量高地物质。Im2 单元 TiO_2 含量整体较低，在 Im2 南部靠近 Im1 的区域稍有升高，可能反映了 Im2 覆盖于 Im1 之上，但仍有少量 Im1 玄武岩出露。北西向的低钛撞击溅射物覆盖于 Im2 单元的东北部，与覆盖 Im3 单元的北西向撞击溅射物为同一来源，可能都来自于毕达哥拉斯撞击坑^[147]。Im2 单元的中南部 TiO_2 较低，被大量撞击溅射物覆盖，但不具有明确的指向性，无法确定其来源。Im1 的 TiO_2 含量较 Im2、Im3 稍高，与其相邻的 Em1 单元相近，但较东部月海单元明显较低。埃拉托逊纪月海单元包括 Em1、Em2、Em3 和 Em4。Em1 和 Em2 位于吕姆克山西南部，其平均 TiO_2 含量分别为 3.5 wt.% 和 2.0 wt.%，与 Im1 单元更接近，但是较 Im2 和 Im3 单元更高。东部月海主要包括 Em3 和 Em4 两个单元，这两个单元是研究区 TiO_2 最高的两个月海玄武岩单元，其平均 TiO_2 含量分别达到 4.9 wt.% 和 5.8 wt.%，属于中钛玄武岩。Em3 单元 TiO_2 含量较为均一。Em4 单元内部发育多条北东向和北西西向的低钛辐射纹，可能分别来自于海帕拉斯撞击坑和哥白尼撞击坑^[147]，除此之外大型撞击坑如麦润 G 撞击坑和吕姆克 H 撞击坑挖掘了底部的低钛物质。 TiO_2 含量在 Em4 单元内部稍有变化，其西南部和东部 TiO_2 含量较 Em4 单元的整体部分高，最高可达 ~8.5 wt.%。

风暴洋北部嫦娥五号着陆区 FeO 含量与 TiO_2 含量变化基本一致，西部月海较东部月海 FeO 含量更低（图 4.4B；表 4.1）。Im1、Im2 和 Im3 单元的平均 FeO 含

量分别为 16.6 wt.%、15.7 wt.%和 14.5 wt.%。与钛含量相同, Im1 单元是西部月海 FeO 含量较高的区域, 但是仍然比东部月海单元低。Im3 是研究区 FeO 含量最低的单元, 可能混合了大量撞击溅射物和来自于其东北方高地的非月海物质。Em1 与 Im1 单元虽然在 TiO₂ 含量分布图上不可区分, 但是 Em1 单元 (平均为 17.1 wt.%) 的 FeO 含量较 Im1 单元 (平均为 16.6 wt.%) 明显高, 且其表面无明显的低钛辐射纹覆盖, 指示其更年轻。Em3 单元 FeO 含量在北部较低, 南部较高, 这可能是由于该部分被北东向的辐射纹覆盖所致。研究区东部月海 Em4 单元是该地区 FeO 含量最高的单元之一; 与钛含量相似, 其内部 FeO 含量存在一定变化, 东部和西南部具有最高的 FeO 含量。铁和钛含量在研究区玄武岩中的协同变化表明了钛铁矿可能是该地区月海玄武岩主要的矿物之一。虽然 TiO₂ 含量数据 (图 4.4A) 反映了部分撞击辐射纹的分布, 但是 FeO 含量数据对其反映更为清晰 (图 4.4B); 这应该这是由于这些撞击辐射纹大多数来自于高地单元^[147], 斜长石为其主要矿物, 斜长石中几乎不含铁但是含少量钛造成的。根据研究区 FeO 含量分布, 可以在 Im2 东北部和 Im3 单元中清晰地识别出北西向的毕达哥拉斯撞击坑溅射物, 但是其并未覆盖 Em4 单元, 表明 Em4 玄武岩较毕达哥拉斯撞击坑年轻。在 Em4 单元内部, 北东向和北西西向的低铁辐射纹清晰可见, 分别来自于海帕拉斯撞击坑和哥白尼撞击坑^[147]。

表 4.1 风暴洋北部嫦娥五号着陆区主要地质单元面积、撞击坑模式年龄及元素组成特征。

Unit	Area (km ²)	Model Age (Ga)	TiO ₂ (wt.%)	FeO (wt.%)	Al ₂ O ₃ (wt.%)	CaO (wt.%)	Mg#
Em4	32925	$1.21^{+0.03}_{-0.03}$ Ga	5.8 (1.3)	16.9 (1.1)	13.0 (1.1)	11.2 (0.2)	49.8 (2.3)
Em3	4912	$1.51^{+0.07}_{-0.07}$ Ga	4.9 (1.2)	16.3 (0.8)	13.7 (0.9)	11.2 (0.2)	50.9 (1.7)
Em2	825	$2.13^{+0.13}_{-0.13}$ Ga	2.0 (0.9)	16.5 (0.6)	15.3 (0.5)	11.3 (0.2)	50.1 (1.1)
Em1	3537	$2.30^{+0.10}_{-0.10}$ Ga	3.5 (0.9)	17.1 (0.6)	14.3 (0.5)	11.2 (0.1)	48.9 (1.0)
Im3	3257	$3.16^{+0.06}_{-0.09}$ Ga	1.4 (0.7)	14.5 (0.8)	16.3 (0.8)	11.7 (0.2)	55.2 (2.0)
Im2	41117	$3.39^{+0.02}_{-0.02}$ Ga	1.5 (0.8)	15.7 (1.0)	15.9 (0.7)	11.4 (0.2)	52.1 (2.4)
Im1	12448	$3.42^{+0.02}_{-0.02}$ Ga	3.8 (1.3)	16.6 (0.7)	14.6 (0.6)	11.2 (0.1)	50.2 (1.4)
IR3	2632	$3.51^{+0.04}_{-0.06}$ Ga	1.7 (0.9)	16.3 (0.8)	15.1 (1.0)	11.3 (0.2)	51.3 (1.6)
IR2	661	$3.58^{+0.03}_{-0.04}$ Ga	1.1 (0.3)	15.0 (0.7)	15.9 (0.8)	11.5 (0.2)	54.3 (1.6)
IR1	681	$3.71^{+0.04}_{-0.05}$ Ga	1.8 (1.0)	15.2 (1.1)	15.6 (0.8)	11.5 (0.3)	53.9 (2.5)

*括号中的数字代表标准差。

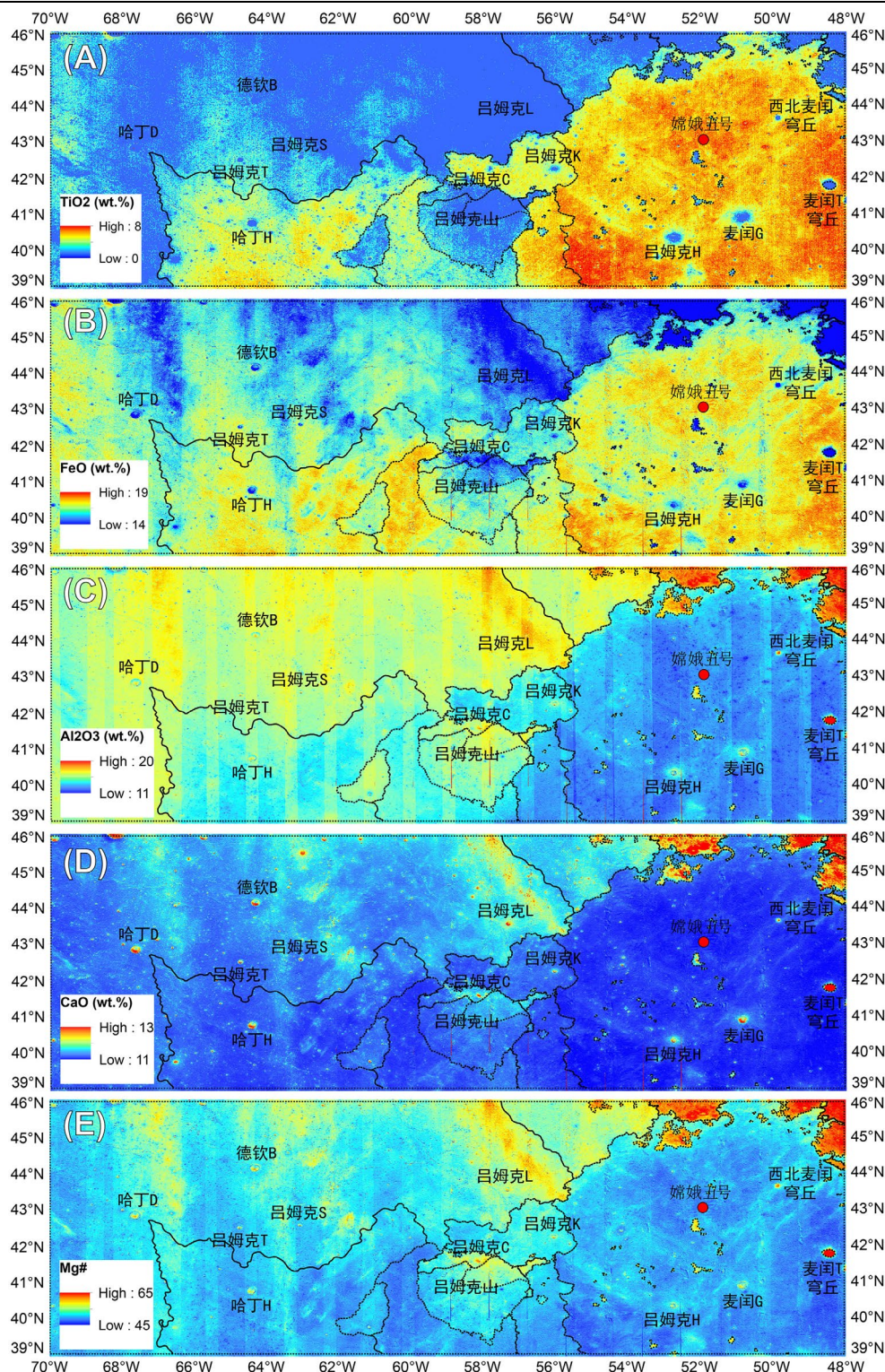


图 4.4 风暴洋北部嫦娥五号着陆区 (A) TiO₂ 含量、(B) FeO 含量、(C) Al₂O₃ 含量、(D) CaO 含量和 (E) 镁值。底图分别为月球勘察轨道器宽角相机 TiO₂ 数据和月亮女神号 FeO 含量、Al₂O₃ 含量、CaO 含量和镁值数据。黑色虚线代表地质单元边界。

除此之外, 本文还对研究区的 Al_2O_3 和 CaO 含量进行了统计 (图 4.4CD; 表 4.1)。西部月海 Im2、Im3 单元 (分别平均为 15.9 wt.% 和 16.3 wt.%) 比东部月海 Em3、Em4 单元 (分别平均为 13.7 wt.% 和 13.0 wt.%) 具有更高的 Al_2O_3 含量, 高地单元具有最高的 Al_2O_3 含量, 指示了斜长石较为富集。 CaO 含量在风暴洋北部地区稍有变化, 但是其变化幅度不到 2 wt.%。

镁值是岩浆岩重要的地球化学指数, 其大小反映了岩浆演化的程度。基于月亮女神号镁值数据^[115], 发现东部月海 Em3、Em4 单元 (分别平均为 50.9 和 49.8) 镁值较西部月海 Im2、Im3 单元 (分别平均为 52.1 和 55.2) 低, 说明其岩浆更为演化, 可能为岩浆演化晚期的产物。Em4 单元东部及西南部具有整个风暴洋北部月海玄武岩中最低的镁值, 同时也具有最高的 TiO_2 、 FeO 含量, 反映其可能与 Em4 整体部分稍有不同, 要么来自于成分不同的独立的小型喷发, 要么是 Em4 火山活动晚期的产物。

基于月球矿物绘图仪高光谱数据 (430-3,000 nm), 本文对研究区的矿物组成进行了分析。在月球矿物绘图仪 2,900 nm 反射率镶嵌影像中 (图 4.5A), 不同地质单元间反射率的差异清晰可见, 其所反映的地质边界与月亮女神号多光谱成像仪假彩色影像及 TiO_2 、 FeO 分布数据反映的边界一致。Im2 单元具有最高的反射率, Em4 单元具有最低的反射率。在月球矿物绘图仪 IBD 假彩色影像中 (图 4.5B), 研究区东部非月海物质呈蓝色, 表明不具有 1 μm 和 2 μm 的吸收峰, 镁铁质矿物含量低或月壤较为成熟^[157]。西部月海 Im1、Im2、Im3 单元在 IBD 假彩色图像中呈黄绿色, 表明其同时具有 1 μm 和 2 μm 的吸收峰, 辉石是主要的矿物^[158]。东部月海 Em3、Em4 单元在假彩色图像中分别呈紫红色和夹杂黄绿的紫红色, 这表明其具有明显的 1 μm 吸收特征, 但是 2 μm 的吸收较弱, 这可能是由于其橄榄石含量较高造成的^[39,40]。

为了进一步分析研究区月海玄武岩的光谱特征, 本研究提取了西部月海 (图 4.5C) 和东部月海 (图 4.5D) 的光谱。西部月海和东部月海都具有宽缓的 1 μm 和 2 μm 吸收峰, 这是典型的辉石吸收特征^[158]。其他月球常见矿物如斜长石、橄榄石和钛铁矿在研究区月海玄武岩中都没有明显的反映; 这可能是因为其含量较低, 与辉石混合后不具有明显的光谱特征造成的^[44,45]。西部月海玄武岩的吸收深度比东部月海稍深, 吸收中心波长比东部月海稍短 (1 μm 的吸收中心位置在~990 nm, 2 μm 的吸收中心位置在~2,180 nm), 指示其辉石具中等钙含量, 如易变辉石^[43]。东部月海玄武岩 1 μm 的吸收中心位置在~1,010 nm, 2 μm 的吸收中心位置在~2,180 nm, 与高钙辉石的吸收特征相一致, 如普通辉石^[43]。研究区月海玄武岩光谱的吸收中心位置指示其辉石 Ca 含量较高, 不含有低钙辉石如斜方辉石^[158]等。除此之外, 本

研究发现 Em4 单元内部光谱特征较为均一,但是在直径超过 900 m 的撞击坑边缘,其吸收中心往短波长偏移,与西部月海更为接近,这指示了埃拉托逊纪东部月海玄武岩可能覆盖在雨海纪西部月海玄武岩之上,厚度~90 m (根据撞击坑直径与挖掘深度的关系)。

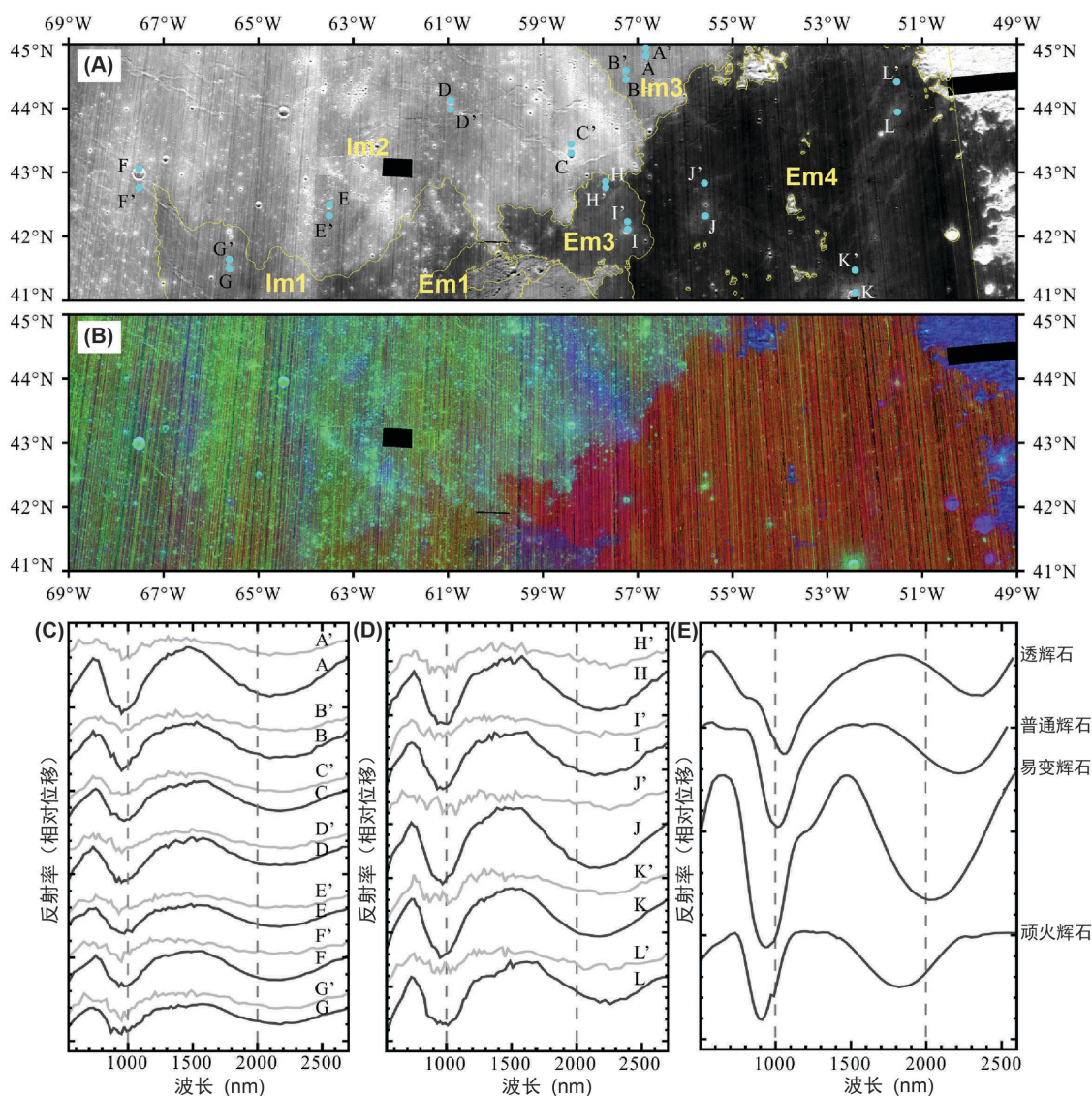


图 4.5 风暴洋北部嫦娥五号着陆区月球矿物绘图仪数据。(A) 月球矿物绘图仪 2,900 nm 反射率镶嵌影像。黄色实线代表地质单元边界。(B) 月球矿物绘图仪 IBD 假彩色影像 (红色: 1 μm 吸收峰积分深度; 绿色: 2 μm 吸收峰积分深度; 蓝色: 1.58 μm 反射率)。(C) 西部月海新鲜撞击坑 (A 到 G) 及周围月海 (A' 到 G') 去连续统光谱。(D) 东部月海新鲜撞击坑 (H 到 L) 及周围月海 (H' 到 L') 去连续统光谱。(E) 典型辉石光谱特征。

4.4 风暴洋北部嫦娥五号着陆区月海玄武岩及月溪的年代学

地质单元形成年代反映了其形成先后顺序，是重建火山与地质演化历史的重要依据。本文基于 CSFD 法对风暴洋北部月海玄武岩单元的形成时间进行了研究。

4.4.1 月海玄武岩的形成时间

根据 CSFD 法，本研究在 7 个月海玄武岩单元 (Im1、Im2、Im3、Em1、Em2、Em3、Em4) 内部挑选了合适的区域进行撞击坑统计定年 (图 4.6A，绿色实线)，挑选时尽量避免了二次撞击坑富集的区域。Im1、Im2、Em1 的统计区域超出了研究区范围以避免二次撞击坑污染并增加统计面积，但是由于这些地质单元都延伸到研究区以外，因此不会对统计结果造成影响。最终统计定年结果如图 4.6B 所示，此外本文还归纳了其他研究人员对相同地质单元的撞击坑统计定年结果以进行比较 (表 4.2)。

本研究得到西部月海 Im1、Im2 和 Im3 单元的模式年龄分别为 $3.42^{+0.02}_{-0.02}$ Ga、 $3.39^{+0.02}_{-0.02}$ Ga 和 $3.16^{+0.06}_{-0.09}$ Ga，为雨海纪月海玄武岩。本文的结果与 Hiesinger 等^[17,18]、Wu 等^[159]和 Jia 等^[160]等结果比较接近，年龄在~3.2-3.5 Ga 范围内。本研究、Hiesinger 等^[17,18]和 Wu 等^[159]认为 Im2 年轻于 Im1 单元，支持 Im2 玄武岩可能覆盖于 Im1 之上 (4.3 节)。所有研究人员的结果都证明研究区西部存在大规模雨海纪火山活动，形成了低钛玄武岩平原。

表 4.2 风暴洋北部嫦娥五号着陆区主要地质单元撞击坑统计模式年龄 (Ga) 比较。

	地质单元						
	Im1	Im2	Im3	Em1	Em2	Em3	Em4
Hiesinger 等 ^[18,17]	$3.47^{+0.08}_{-0.06}$	$3.44^{+0.07}_{-0.07}$	$3.40^{+0.11}_{-0.15}$				$1.33^{+0.19}_{-0.25}$
Morota 等 ^[28]							$1.91^{+0.11}_{-0.11}$ $2.20^{+0.13}_{-0.13}$
Wu 等 ^[159]	$3.48^{+0.03}_{-0.04}$	$3.47^{+0.02}_{-0.02}$		$2.03^{+0.33}_{-0.33}$		$2.06^{+0.24}_{-0.24}$	$1.49^{+0.17}_{-0.17}$
Jia 等 ^[160]	$3.23^{+0.04}_{-0.04}$	$3.27^{+0.02}_{-0.03}$	$3.35^{+0.05}_{-0.08}$	$2.02^{+0.16}_{-0.16}$		$2.54^{+0.41}_{-0.50}$	$2.07^{+0.03}_{-0.03}$
Xu 等 ^[164]							$1.41^{+0.03}_{-0.03}$
本研究 (风暴洋北部)	$3.42^{+0.02}_{-0.02}$	$3.39^{+0.02}_{-0.02}$	$3.16^{+0.06}_{-0.09}$	$2.30^{+0.10}_{-0.10}$	$2.13^{+0.13}_{-0.13}$	$1.51^{+0.07}_{-0.07}$	$1.21^{+0.03}_{-0.03}$
Giguere 等 ^[162]							1.4-3.5
本研究 (Em4)							1.1-2.9

同时, 本研究限定了东部月海 Em1、Em2、Em3 和 Em4 单元的模式年龄, 分别为 $2.30^{+0.10}_{-0.10}$ Ga、 $2.13^{+0.13}_{-0.13}$ Ga、 $1.51^{+0.07}_{-0.07}$ Ga 和 $1.21^{+0.03}_{-0.03}$ Ga, 为埃拉托逊纪月海玄武岩。需要说明的是, 不同研究人员得到的东部月海玄武岩单元模式年龄存在很大差异, 这一方面可能是由于对年轻玄武岩单元而言, 撞击坑数量, 尤其是大型撞击坑数量较少, 撞击坑统计定年法在此情况下误差较大; 另一方面可能是由于不同研究人员进行撞击坑统计定年的区域不同, 使用的影像数据也不同带来的系统误差^[161–163]。本研究得到的 Em1 单元的年龄稍老于 Wu 等^[159] ($2.03^{+0.33}_{-0.33}$ Ga) 和 Jia 等^[160] 的结果 ($2.02^{+0.16}_{-0.16}$ Ga)。Wu 等^[159]、Jia 等^[160] 和本研究获得的 Em3 单元模式年龄从 1.51 Ga 到 2.54 Ga, 变化幅度达~1 Ga; 考虑到 Wu 等^[159] 得到的年龄 (2.06 Ga) 误差为 -0.24 Ga 到 +0.24 Ga, Jia 等^[160] 得到的年龄 (2.54 Ga) 误差为 -0.50 Ga 到 +0.41 Ga, 在误差范围内这些年龄趋向于接近。

嫦娥五号最终着陆在 Em4 中钛玄武岩单元中部 (图 4.6A), 因此在着陆前^[17,18,28,159,160] 和着陆后^[162,164] 得到了最为广泛的关注和研究。不同研究人员通过 CSFD 法获得该单元的年龄从 1.21 Ga 到 2.20 Ga, 跨度达~1.0 Ga。本研究、Hiesinger 等^[17,18]、Wu 等^[159] 和 Xu 等^[164] 得到的 Em4 单元的年龄较为年轻, 小于 1.5 Ga; Morota 等^[28] 和 Jia 等^[160] 的结果年龄较大, 从~1.9–2.2 Ga。不过即使是其中最老的年龄 ($2.20^{+0.13}_{-0.13}$ Ga)^[28], 也比年龄最小的月球玄武岩样品年轻~0.5 Ga (图 1.4)^[21]。

考虑到月球月海玄武岩地质单元划分过程中^[18] (包括本研究), 对同一研究区, 一般都会假设成分均一的玄武岩形成于一期喷发事件, 因而属于同一地质单元; 如果不同期次的玄武岩喷发事件产生的岩浆具有相似的成分, 那么它们可能被错误地划分为同一地质单元。Em4 单元在元素和矿物组成上较为均一 (4.3 节), 那么它是否是多期成分相似的玄武质岩浆喷发形成的呢? 除此之外, 通过 Em4 单元的元素组成数据 (TiO₂、FeO、镁值) 观察到 Em4 单元东部及西南部更为富集 TiO₂ 和 FeO, 并具更低的镁值 (4.3 节), 那么它是否与 Em4 整体部分不同, 形成于成分稍不同的独立喷发事件呢?

为了进一步探究 Em4 单元的火山喷发历史, 本文对 Em4 单元进行了详细的撞击坑统计年代学研究。首先将 Em4 单元按照经纬度 1°×1° 划分为了 52 个区域 (平均面积约为 568 km²), 然后对其中的每个区域基于月亮女神号地形相机数据统计了直径大于 100 m 的撞击坑, 共获得了 123,385 个撞击坑的大小、位置信息, 最后基于 CSFD 法计算了每个区域的撞击坑模式年龄并生成了撞击坑模式年龄分布图 (图 4.7)。

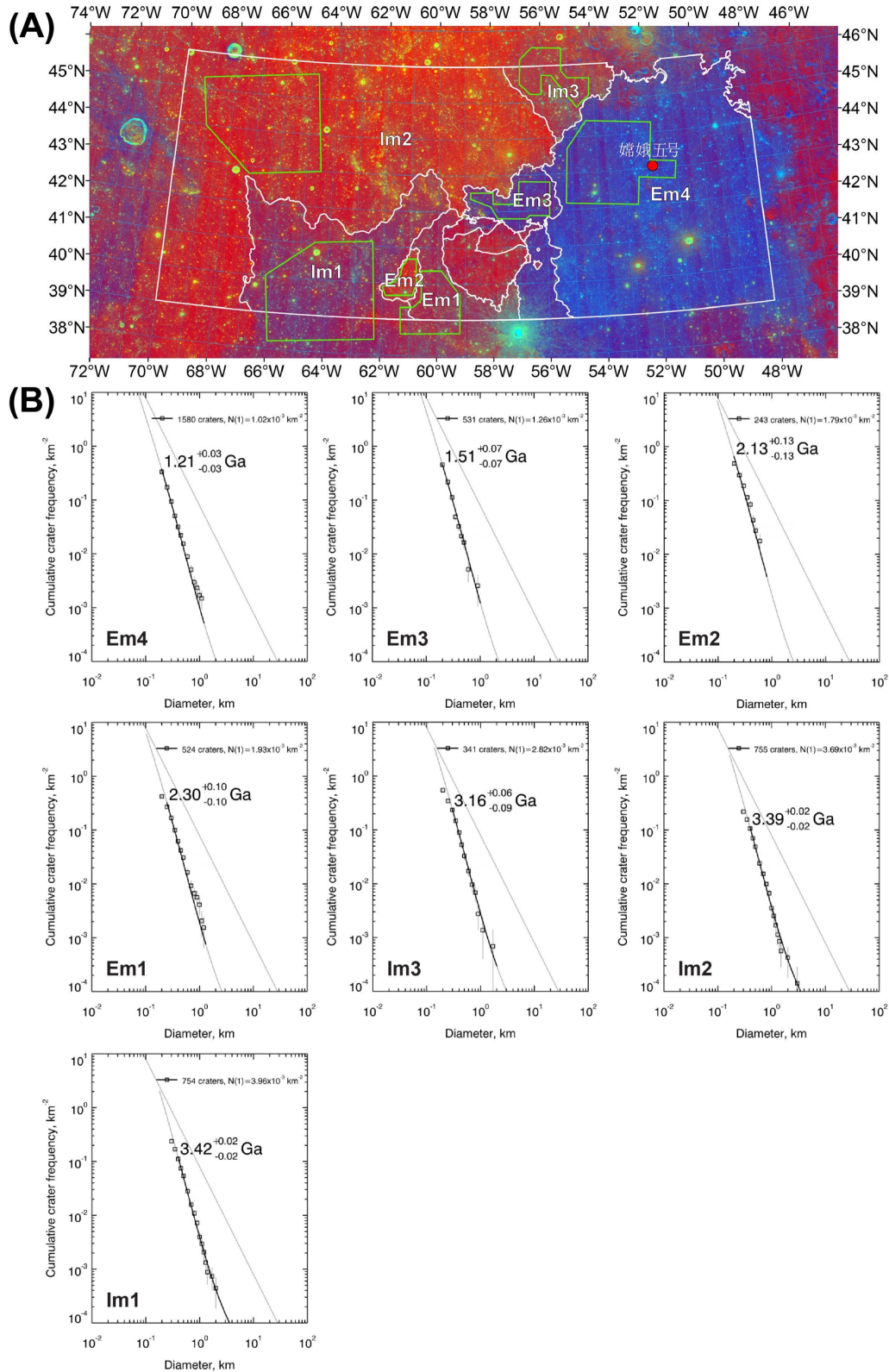


图 4.6 风暴洋北部嫦娥五号着陆区月海玄武岩单元撞击坑统计定年结果。(A) 撞击坑统计定年区域 (绿色实线)。白色实线代表地质单元边界。(B) 月海玄武岩单元撞击坑模式年龄。

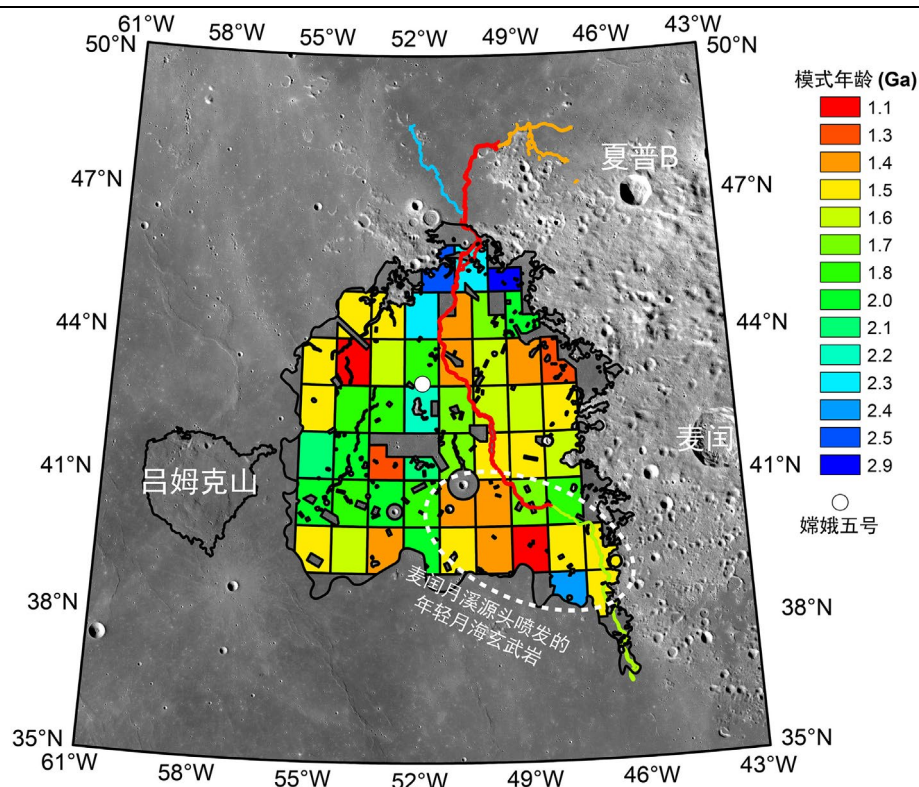


图 4.7 风暴洋吕姆克山以东 Em4 单元撞击坑模式年龄分布。底图为 LRO 宽角相机数据 (NASA/GSFC/ASU)。

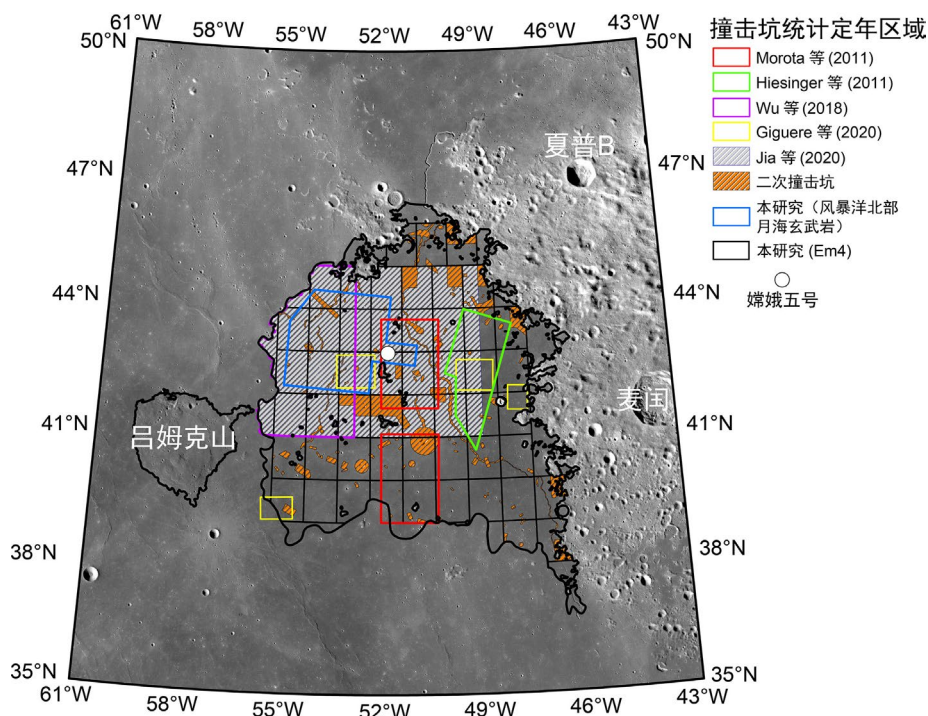


图 4.8 不同研究人员与本研究撞击坑统计定年区域。底图为 LRO 宽角相机数据 (NASA/GSFC/ASU)。

本文得到这 52 个区域的模式年龄从 1.1 Ga 到 2.9 Ga (图 4.7), 峰值年龄为 1.5 Ga, 平均年龄为 1.68 Ga, 中位数年龄为 1.6 Ga。如果将所有 123,385 个撞击坑一起进行定年, 那么得到整个 Em4 单元的年龄为 $1.53 \pm 0.027^{+0.027}_{-0.027}$ Ga。如图 4.7 所示, 可以很明显地看到 Em4 内部存在撞击坑模式年龄的变化, 较老的区域分布在其北部与西南部边缘, 较年轻的区域分布在其西北、东北和东南部。如果将不同研究人员的撞击坑统计区域 (图 4.8) 与 Em4 模式年龄分布 (图 4.7) 进行比较, 可以发现其相关性, 如果该区域在 Em4 模式年龄分布图中较年轻, 则该研究人员得到的 Em4 单元年龄也较年轻。综上所述, Em4 单元内部存在撞击坑模式年龄的变化, 这可能指示了 1) 多期次的岩浆成分类似的火山活动, 2) 不同区域经历了不同的改造历史, 或 3) CSFD 法对年轻玄武岩单元年龄统计存在较大误差。

嫦娥五号样品返回后, 样品的同位素年代学研究^[19,20]最终证实着陆点的月海玄武岩年龄约为 2.0 Ga, 是有史以来采集的年龄最小的月海玄武岩。前人通过 CSFD 法获得的该单元的年龄 (1.21-2.20 Ga) 基本落在 ~2.0 Ga 年附近, 说明撞击坑统计法的一阶可靠性。嫦娥五号采样点落在了本研究划分的 52 个定年格网的第 13、21 个边缘, 其年龄分别为 1.8 Ga 和 2.2 Ga, 平均为 ~2.0 Ga, 与嫦娥五号样品年龄一致, 证明了 Em4 单元模式年龄分布图基本可靠, 不同研究人员获得 Em4 单元的年龄不同, 可能是因为撞击坑统计区域不同造成的。除此之外, 嫦娥五号玄武岩年龄对在 1-3 Ga 年龄区间修正月球撞击坑年代学曲线, 进而帮助重新梳理 PKT 地体年轻玄武岩活动历史具有重要的意义。相关内容将在本文 5.4 节进行讨论。

4.4.2 月溪的形成时间

前述研究表明, 研究区发育有夏普月溪、麦闰月溪、海帕拉斯月溪和卢维尔月溪等四条月溪, 共同组成了一复杂的月溪系统 (3.4 节)。为了确定各条月溪的形成顺序、形成年代及判断与周围月海玄武岩的关系, 本文对其进行了年代学研究。

首先, 可以通过月溪渠道的交切关系判断月溪形成的相对顺序。夏普月溪、海帕拉斯月溪与另一条小型月溪共同起源于北部火山口 (图 4.9A)。夏普月溪往东流, 海帕拉斯月溪和小型月溪往西流。本文认为海帕拉斯月溪形成先于麦闰月溪, 海帕拉斯月溪可能形成于北部火山口喷发的早期阶段, 在该火山口喷发更加剧烈的时期, 熔岩转向西流形成了规模更大的夏普月溪。判断的主要依据有海帕拉斯月溪的底部比夏普月溪的底部高 ~200 m (图 4.9B); 海帕拉斯月溪规模比夏普月溪小得多; 如果海帕拉斯月溪形成后于夏普月溪, 应该有熔岩从海帕拉斯月溪流向夏普月溪, 但是在两条月溪相交处 (图 4.8B, 黄色方框) 没有观察到相应现象, 所以海帕拉斯月溪形成先于麦闰月溪。

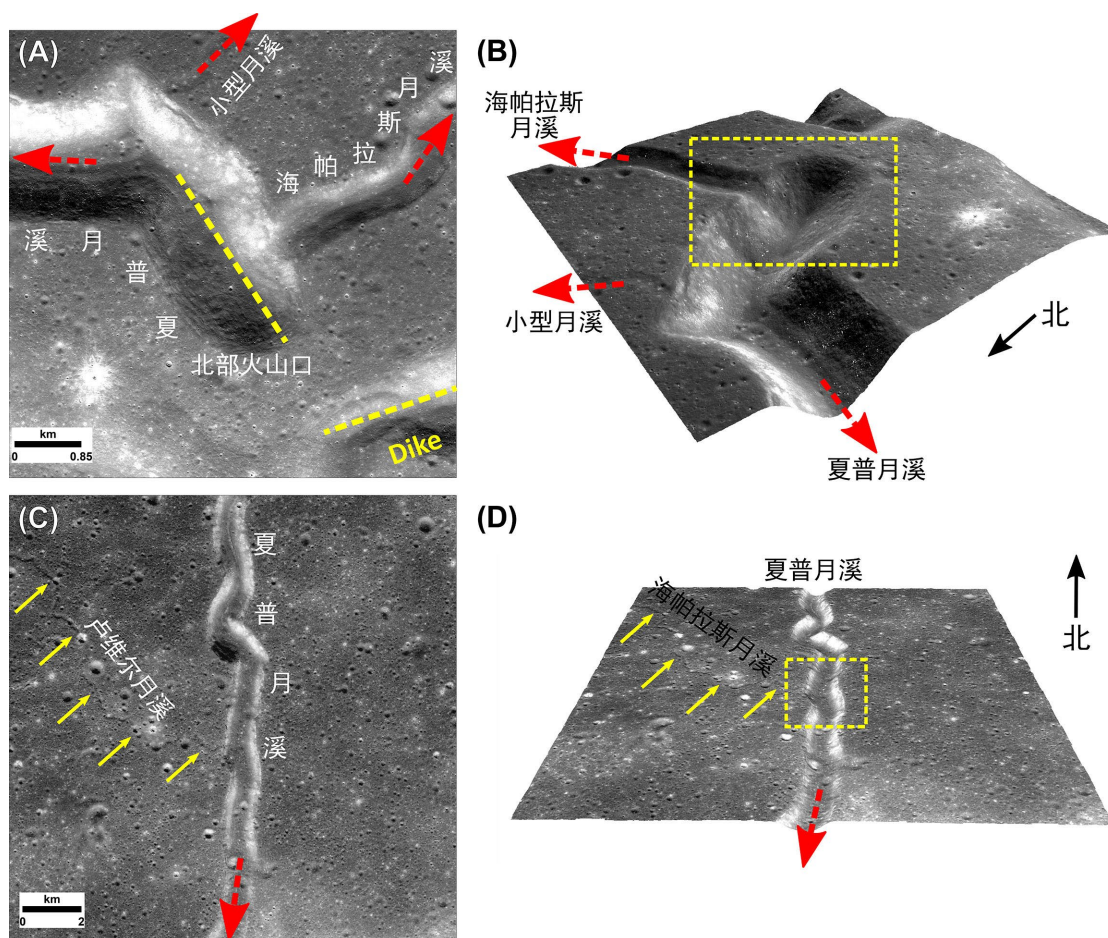


图 4.9 夏普月溪与海帕拉斯月溪 (A) 交汇处及其 (B) 三维侧视图。卢维尔月溪与夏普月溪 (C) 交汇处及其 (D) 三维侧视图。底图为月球勘察轨道器窄角相机数据。高程数据基于 LRO 窄角相机数字高程模型。

卢维尔月溪与夏普月溪在纬度 46.68° ，西经 50.65° 处相交 (图 4.9C)。卢维尔月溪底部比夏普月溪底部高约 ~ 185 m，没有证据显示有熔岩从卢维尔月溪流向夏普月溪 (图 4.9D，黄色方框)，指示卢维尔月溪较夏普月溪老。熔岩由夏普月溪流经此处时被卢维尔月溪捕获，由夏普月溪来的熔岩接着覆盖了卢维尔月溪的下游渠道并进一步向下侵蚀形成规模更大的夏普月溪。

夏普月溪与麦闰月溪在纬度 40.40° ，西经 48.38° 附近，Em4 单元东南部相交 (图 3.5)。在交汇处，麦闰月溪宽 ~ 250 m，夏普月溪宽 ~ 800 m，是麦闰月溪的 3 倍以上 (图 4.10AB)。麦闰月溪由南东向北西进入了更宽的夏普月溪，明确地指示麦闰月溪形成晚于夏普月溪。夏普月溪在交汇后逐渐变浅，反映了其渠道被麦闰月溪熔岩所覆盖，直到与周围月海不可分辨。在麦闰月溪进入夏普月溪后，对夏普月溪渠道进行改造并在其内部形成了数量众多的内部构造，例如内部月溪与内部

堤脊（图 4.10），内部月溪就是麦闰月溪在夏普月溪内部流动形成的痕迹，内部堤脊是从内部月溪中溢流出来的熔岩。这些内部构造越靠近交汇点越多（图 4.11），越远离交汇点越少，反映了由麦闰月溪而来的熔岩往北逐渐减少。在北纬 49.97°，西经 41.92°附近，夏普月溪渠道异常增宽，最宽可达~2,800 m（3.4.1 节），形成串珠状熔岩池（图 4.10C）。这些熔岩池可能是麦闰月溪熔岩流经此处时，能量不足以继续北流，因而发生汇聚并侵蚀周围玄武岩而来。最终，熔岩上升累积到一定程度，足以克服流动阻力，继续向北流动。上述这些现象都明确地证明麦闰月溪形成晚于夏普月溪，其形成后向北西方向流动，随后被前成的麦闰月溪所捕获，进入其熔岩渠道并对渠道发生了改造。

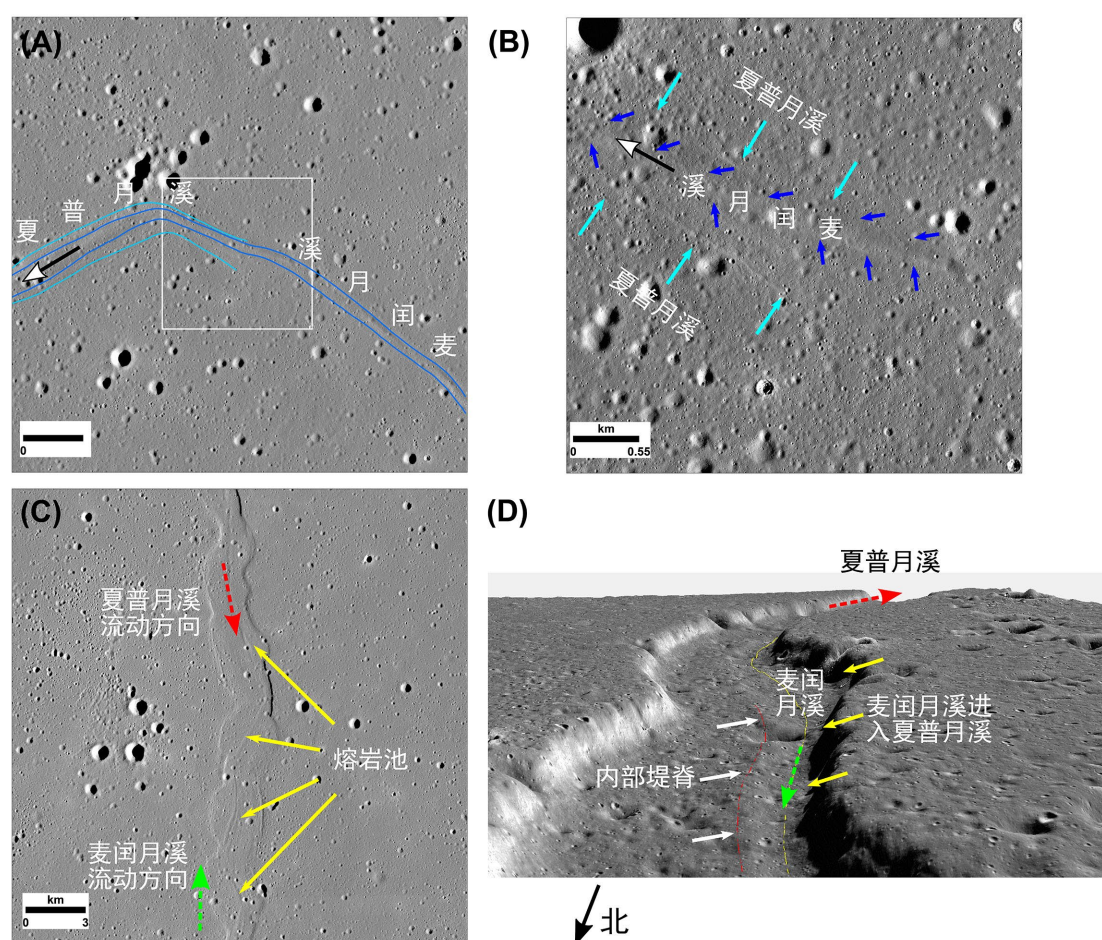


图 4.10 麦闰月溪进入夏普月溪并形成多种内部构造。(A) 夏普月溪、麦闰月溪交汇处。底图为月亮女神号地形相机数据。白色方框指示图 B 位置。(B) 夏普月溪、麦闰月溪交汇处。底图为 LRO 窄角相机数据。(C) 熔岩池。底图为月亮女神号地形相机数据。(D) 内部堤脊与内部月溪。底图为 LRO 窄角相机数据。高程数据基于 LRO 窄角相机数字高程模型。

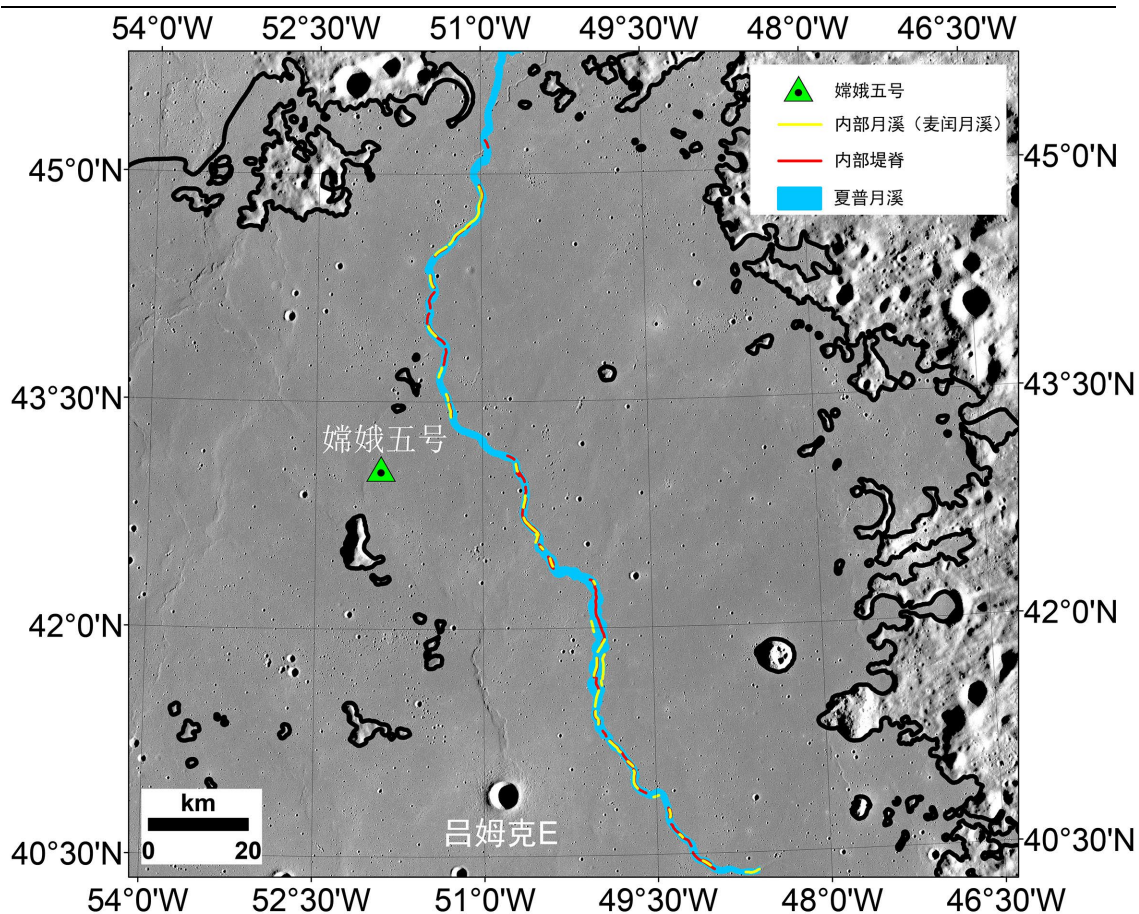


图 4.11 麦闰月溪进入夏普月溪并在其内部形成月溪及堤脊。底图为月亮女神号地形相机数据。

综上所述，由风暴洋北部月溪的交切关系，可以判断海帕拉斯月溪和卢维尔月溪形成先于夏普月溪，夏普月溪形成先于麦闰月溪，麦闰月溪形成后被夏普月溪捕获，在其内部形成了多种构造。

除此之外，基于月亮女神号地形相机数据，本文分别对夏普月溪、麦闰月溪和卢维尔月溪的底部渠道平坦部分进行了撞击坑统计（由于光照原因，未对海帕拉斯月溪进行撞击坑年代学研究），统计区域如图 4.12 所示。通过 CSFD 法，可以估计月溪渠道的模式年龄。夏普月溪、麦闰月溪和卢维尔月溪的绝对模式年龄分别为 $1.88^{+0.30}_{-0.30} \text{ Ga}$ 、 $1.39^{+0.24}_{-0.24} \text{ Ga}$ 和 $2.20^{+0.52}_{-0.50} \text{ Ga}$ 。可见，卢维尔月溪形成先于夏普月溪，夏普月溪形成先于麦闰月溪；这与根据月溪之间交切关系获得的月溪的相对形成年代相一致。除此之外，夏普月溪的年龄（ $1.88^{+0.30}_{-0.30} \text{ Ga}$ ）在误差范围内与嫦娥五号样品年龄几乎完全一致（ $\sim 2.0 \text{ Ga}$ ），反映嫦娥五号样品可能形成于夏普月溪的源头北部火山口喷发；下节中将其进行详细讨论。

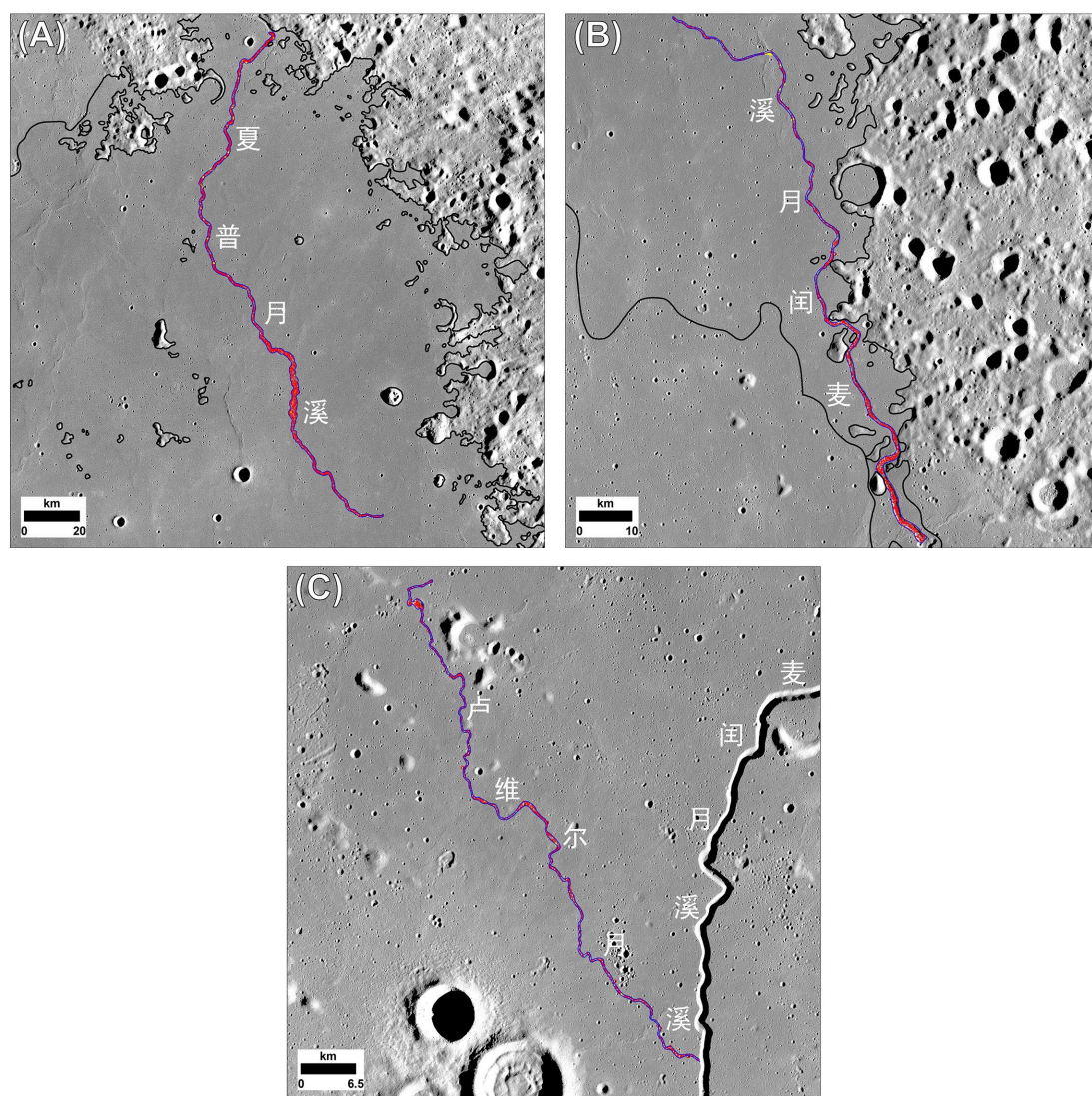


图 4.12 撞击坑统计定年区域。(A) 夏普月溪，(B) 麦闰月溪，(C) 卢维尔月溪。蓝色曲线代表撞击坑统计区域，红色圆点代表撞击坑。底图为月亮女神号地形相机数据。

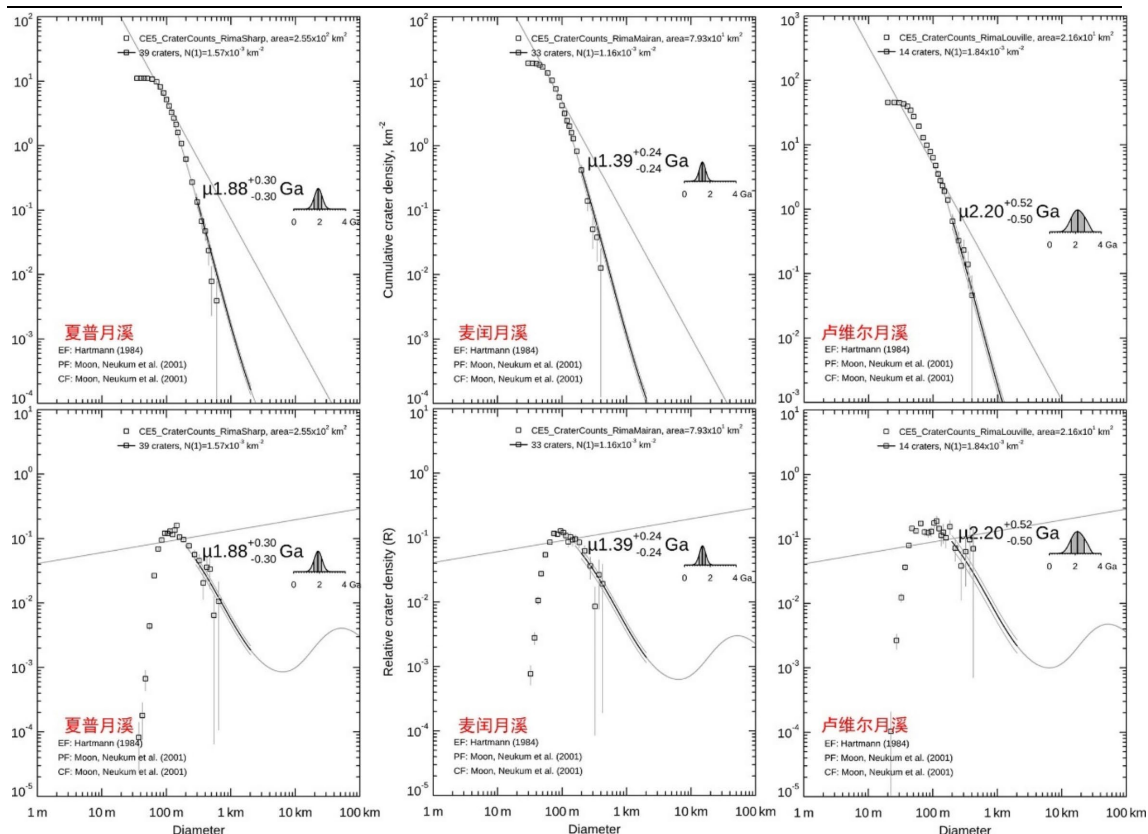


图 4.13 撞击坑大小-频率分布法统计定年结果。(A) 夏普月溪, (B) 麦闰月溪, (C) 卢维尔月溪。

4.5 嫦娥五号采样点玄武岩的来源

嫦娥五号采集了 Em4 玄武岩, 采样点距夏普月溪仅 15 km。月溪是熔岩机械或热侵蚀形成的线性地貌, 形成月溪时, 火山喷发速率约为 10^4 到 $10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, 喷发出的熔岩总量约为 $100\text{-}2,000 \text{ km}^3$, 喷发持续时间约为 100-300 天^[30]。以普林茨月溪 (Rima Prinz) 为例, 该月溪长~87 km, 平均宽度~1.1 km, 平均深度~170 m。根据物理火山学模拟^[165], 普林茨月溪的形成以热侵蚀为主, 其形成大约需要 $50\text{-}250 \text{ km}^3$ 的熔岩, 喷发持续时间约为 0.4-2.2 年, 并堆积在~ $2,450 \text{ km}^2$ 范围内, 厚度~25 m (如果熔岩是科马提质)、~55 m (如果熔岩是洋岛玄武岩质)、~110 m (如果熔岩是高钛玄武岩质)。夏普月溪总长~320 km, 麦闰月溪总长~150 km, 规模都比普林茨月溪大得多, 其形成可能需要更为巨量的熔岩。夏普月溪与麦闰月溪最终都流入 Em4 单元内部, 那么这些熔岩现在堆积在何处? 月溪是否与 Em4 单元的形成有关? 嫦娥五号任务是否采集了夏普月溪源头北部裂隙式火山口喷发而来的玄武岩呢? 本节将对相关问题进行探讨。

根据前文风暴洋北部月溪的形貌学、年代学及周围月海玄武岩的地形、地貌及化学组成（分别见 3.4 节、4.4 节），本文认为形成 Em4 单元主体部分的熔岩在~2.0 Ga 喷发自夏普月溪的源头北部火山口（图 3.6），Em4 单元的东南角在~1.4 Ga 喷发自麦闰月溪的源头南部火山口（图 3.8）。作此判断的主要依据有：

1) 夏普月溪、海帕拉斯月溪同时起源于北部火山口，此外，该地区还发育一长~8,900 m 的岩墙，是火山活动较为活跃的地区（图 3.6）。

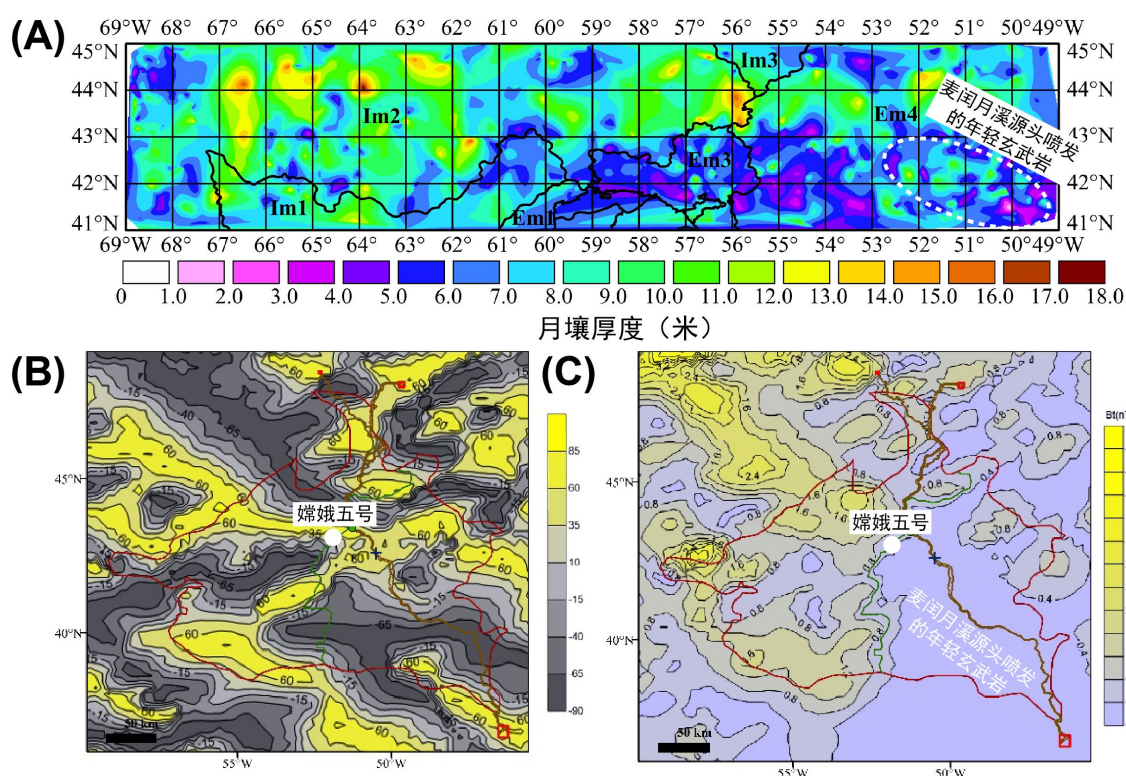


图 4.14 (A) 嫦娥五号着陆区月壤厚度。Em4 单元东南部月壤较薄，指示表面较 Em4 主体部分更年轻。(B、C) 月海玄武岩磁场特征^[166]。

2) 形成月溪需要巨量的熔岩，必然堆积在 Em4 单元的某处。Em4 单元的体积约为 1,450-2,350 km³（4.6 节），与月球一次形成月溪的喷发事件通量相当（100-2,000 km³）^[30]，可能形成于 1 到 2 期喷发事件，而不是多次喷发累积的产物。

3) Em4 单元东南角，南部火山口附近，中高钛玄武岩沿麦闰月溪渠道分布并覆盖在雨海纪低钛玄武岩之上（图 3.8）。这些中高钛玄武岩可能溢流自麦闰月溪渠道；可见，熔岩也可能从规模更大的夏普月溪渠道中溢出。Em4 单元主体部分与夏普月溪渠道内的玄武岩成分一致（图 3.7），Em4 单元东南角与麦闰月溪渠道内的玄武岩成分一致（图 3.9），可能都由溢出的熔岩组成。

4) Em4 单元东南角月壤较薄(图 4.14A), 根据月壤形成机制^[167], 这部分月海表面年龄可能较 Em4 主体部分更年轻。此外, Em4 单元东南角的撞击坑模式年龄较 Em4 主体部分更年轻(图 4.7), 与麦闰月溪的撞击坑模式年龄在误差范围内一致(图 4.13)。上述两点都支持东南角的月海玄武岩可能经更年轻的麦闰月溪源头南部火山口喷发而来。

5) Em4 单元东南部玄武岩与 Em4 单元主体部分具有不同的磁场特征(图 4.14BC)^[166], 可能是因为形成时代不同, 月球磁场发生变化造成的。磁场特征指示的麦闰月溪熔岩和夏普月溪熔岩边界, 与本文推测的边界一致。

6) 夏普月溪和麦闰月溪都在 Em4 单元中部流动, 而不是边缘, 可能与其形成机制相关(见下文)。

7) 夏普月溪的撞击坑模式年龄为 $1.88 \pm_{0.30}^{0.30} Ga$ (图 4.13), 与嫦娥五号样品的同位素年龄($\sim 2.0 Ga$)在误差范围内一致(5.4.2 节)。

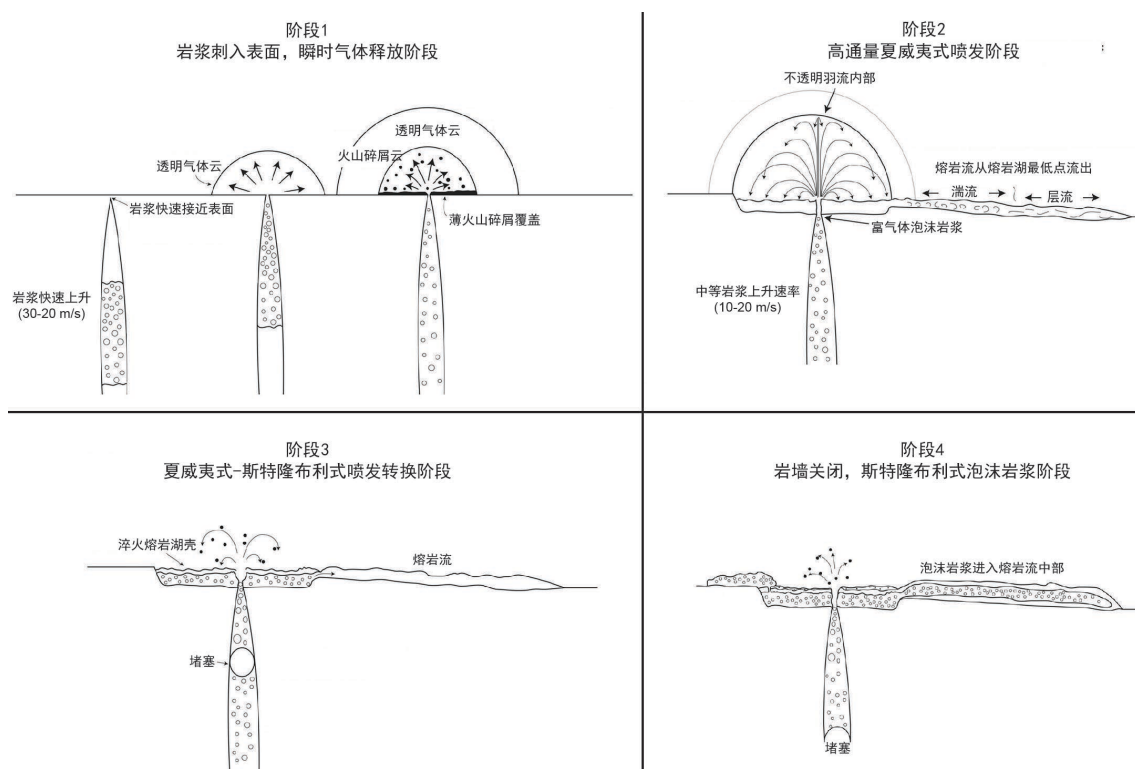


图 4.15 一次典型月球岩浆喷发的四个阶段。简化自 Wilson 和 Head^[86]及 Morgan 等^[168]。

Wilson 和 Head^[86]提出月球上岩浆的上升、喷发过程分为 4 个阶段(图 4.15), 分别为 1)岩浆刺破表面,瞬时气体释放阶段,此阶段岩浆上升速度可达 30-20 m/s,

岩浆通量可达 $\sim 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$, 该阶段持续 ~ 2 分钟, 可形成大量火山玻璃珠; 2) 高通量夏威夷式喷发阶段, 此阶段岩浆上升速度 $\sim 20\text{-}10 \text{ m/s}$, 岩浆通量 $\sim 10^6\text{-}10^5 \text{ m}^3/\text{s}$, 该阶段持续 $\sim 5\text{-}10$ 天, 如果喷发时间足够长, 则会向下侵蚀形成月溪 (图 4.15B); 3) 夏威夷式-斯特隆布利式喷发转换阶段, 此阶段岩浆上升速度 ~ 5 到 $<1 \text{ m/s}$, 岩浆通量 $\sim 10^5\text{-}10^4 \text{ m}^3/\text{s}$, 该阶段持续 $\sim 2\text{-}3$ 天; 4) 熔岩通道关闭, 斯特隆布利式泡沫岩浆阶段, 此阶段岩浆上升速度 $<1 \text{ m/s}$, 岩浆通量 $\sim 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$, 该阶段持续 $\sim 10\text{-}100$ 天。

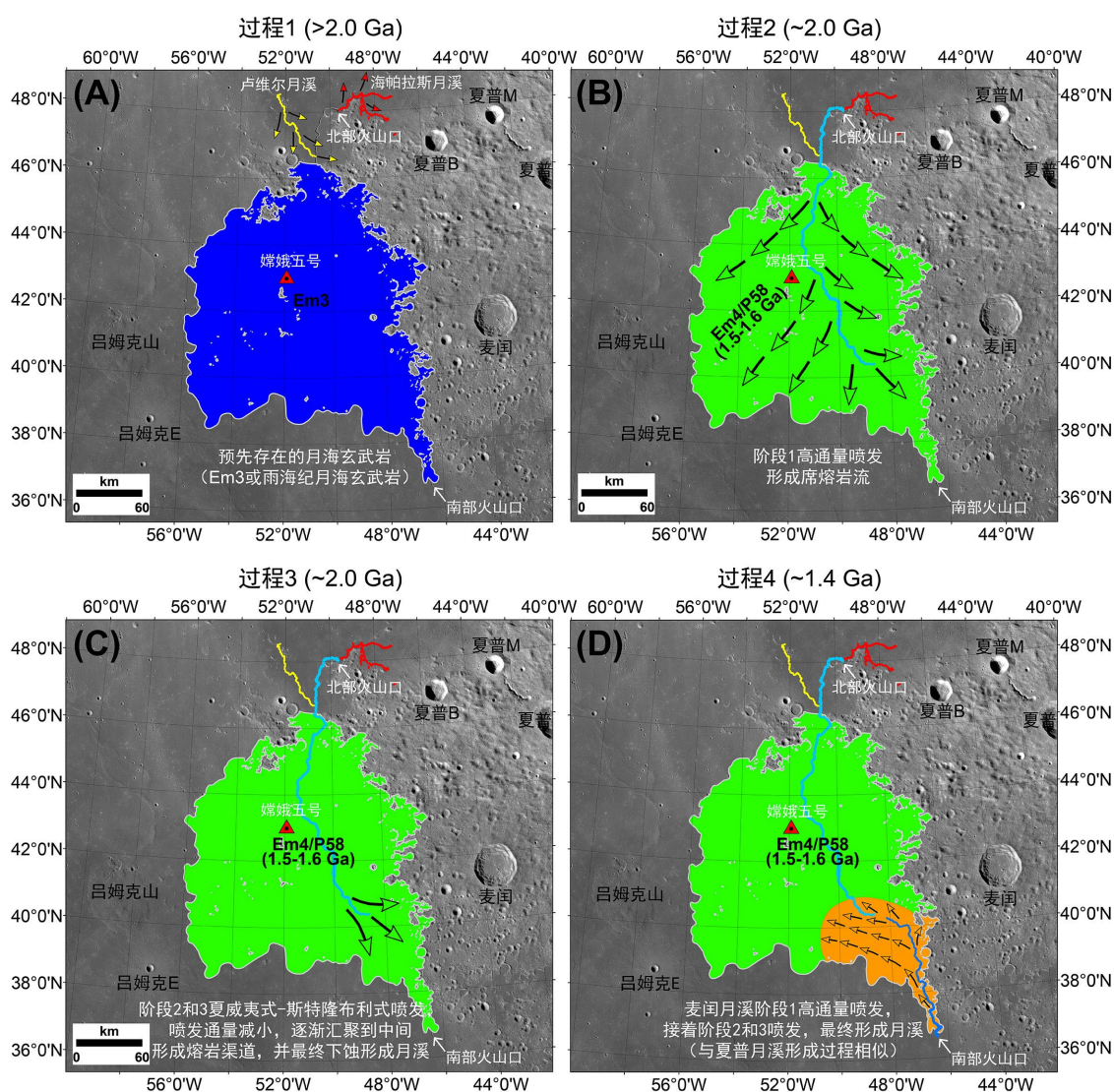


图 4.16 风暴洋北部嫦娥五号着陆区月溪的喷发过程及 Em4 月海玄武岩单元的形成过程。底图为 LRO 宽角相机数据 (NASA/GSFC/ASU)。

根据 Wilson 和 Head^[86]提出的岩浆上升、喷发过程, 本文提出风暴洋北部火山喷发及 Em4 月海玄武岩单元形成的四过程模型。过程 1 发生于 $\sim 2.0 \text{ Ga}$ 以前 (图

4.16A), 卢维尔月溪和海帕拉斯源头火山口喷发, 但是其产物并未流入现今 Em4 单元范围内, 此时现今 Em4 单元区域尚被 Em3 月海玄武岩或更古老的雨海纪月海玄武岩所覆盖。过程 2 发生于~2.0 Ga (图 4.16B), 北部火山口喷发, 在喷发初始阶段(瞬时气体释放阶段), 岩浆通量可达~ $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$, 形成席状熔岩流并快速覆盖现今 Em4 单元区域。过程 3 的发生紧接着过程 2 (图 4.16C), 此时岩墙的喷发以夏威夷式和斯特隆布利式为主, 随着熔岩流由边缘向中间冷却, 熔岩流开始渠道化, 并发生向下的机械和热侵蚀形成月溪, 直至喷发停止、熔岩流完全固结前都在向月溪的末端输送熔岩。过程 4 为南部火山口喷发(图 4.16D), 其熔岩覆盖了现今 Em4 单元的东南部, 在喷发的晚期熔岩流发生渠道化并最终形成麦闰月溪。麦闰月溪的形成过程与夏普月溪类似, 但是形成麦闰月溪的喷发通量较夏普月溪小得多。

4.6 风暴洋北部嫦娥五号着陆区火山岩地层序列

重建区域地层序列对认识各地质单元间的相互关系及区域演化历史具有重要启示。根据对研究区地质单元划分(4.2 节)、元素与矿物组成(4.3 节)和撞击坑年代学(4.4 节)结果, 并基于地层叠覆律, 本文制作了风暴洋北部嫦娥五号着陆区地质图(图 4.17)和嫦娥五号着陆点地层柱状图(图 4.18)。

该地区火山演化的基底可能为受雨海撞击事件改造的 PKT 月壳, 富集克里普元素^[169,170]。以 Im2 为主的雨海纪低钛玄武岩(VIII 层)喷发后(~3.4 Ga)覆盖于 PKT 基底之上, 厚度~900 m (根据圣杯号重力数据模拟的月海玄武岩厚度^[171]减去上覆中高钛玄武岩的厚度, 见下文)。Im2 分布于研究区西部(图 4.17), 但是极有可能随地形往东流动到现今 Em4 单元区域(雨海盆地两个峰环之间的凹陷区域)。在雨海纪低钛玄武岩喷发之后, 该地区的火山活动沉寂了一段时间, 由于持续的空间风化作用, 在其表面可能形成一层古月壤层并混合来自夏普 B 撞击坑和毕达哥拉斯撞击坑的溅射物^[147](VI-VII 层)。如果假设月壤的形成速率~5 mm/Myr^[172], 那么这层古月壤层厚度大约为 10 m。在~2.0 Ga, 风暴洋北部地区玄武质火山活动再次活跃起来, 首先喷发的 Em3 中高钛玄武岩(V 层), 可能堆积于古月壤层之上。Em3 单元在吕姆克山东侧出露(图 4.17), 根据地层叠覆关系可能也向东流动到了现今 Em4 单元区域, 随后被 Em4 中高钛月海玄武岩所覆盖。Em4 中高钛玄武岩(III-IV 层)形成稍晚于 Em3, 其喷发过程中伴随了月溪的形成。

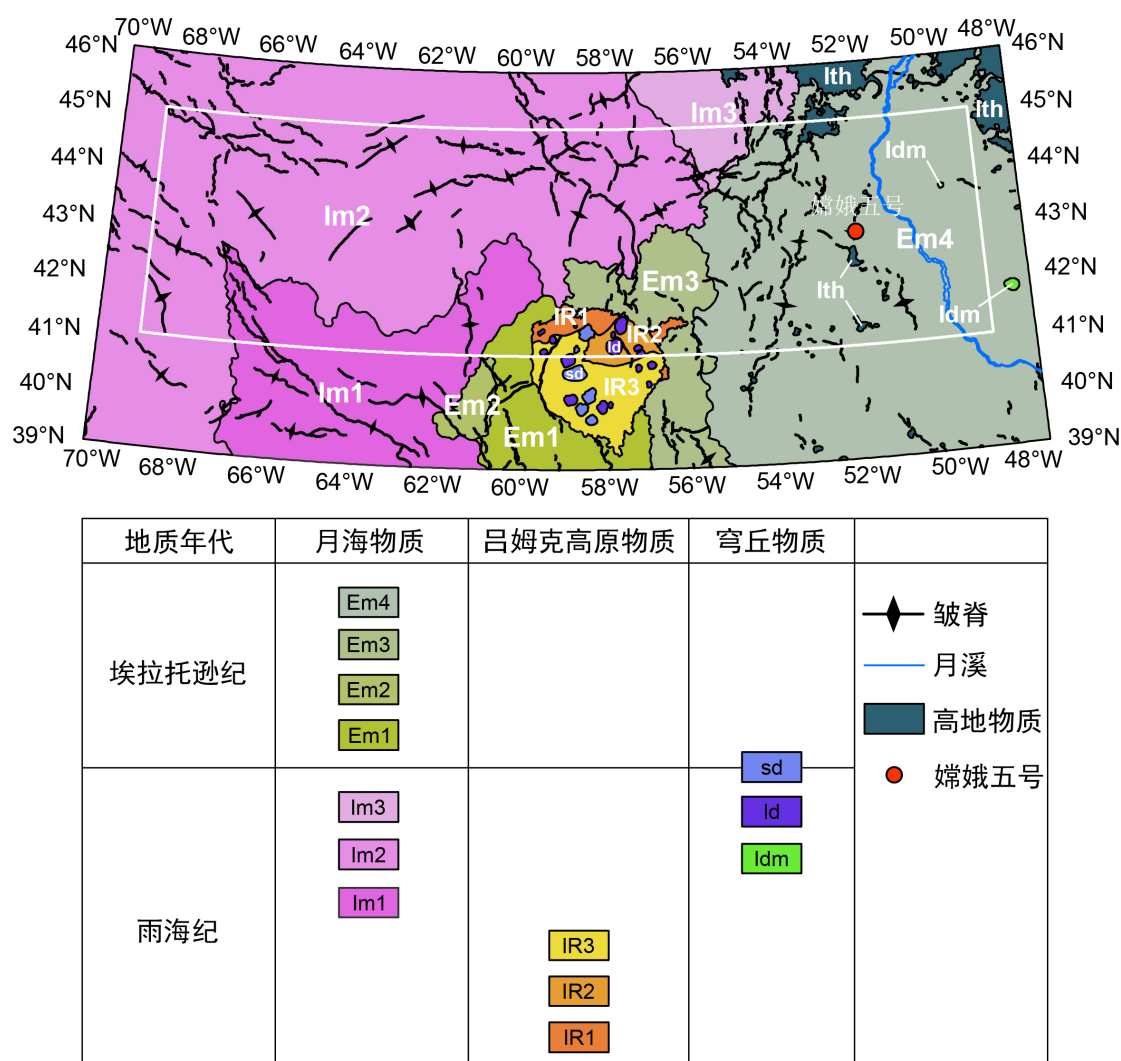


图 4.17 风暴洋北部嫦娥五号着陆区地质图。

由于在研究区，埃拉托逊纪（中高钛）和雨海纪（低钛）月海玄武岩的成分不同，埃拉托逊纪玄武岩覆盖在雨海纪玄武岩之上，因此可以通过撞击坑穿透法制约上覆埃拉托逊纪玄武岩的厚度（2.3.2 节）。基于月亮女神号铁钛元素组成数据，在 Em4 单元范围 52 个次级区域（图 4.7）内找到了最小的穿透型撞击坑和最大的非穿透型撞击坑，通过这两类撞击坑挖掘深度的限制，可以确定该次级单元月海玄武岩厚度的上限和下限，进而估计该次级单元月海玄武岩的厚度。基于此，本文得到所有 52 个次级单元的月海玄武岩厚度（图 4.19），其平均厚度约为 51 m，乘以分布面积（37,000 km²）得到该地区埃拉托逊纪月海玄武岩的总体积约为 1,450-2,350 km³。由于 Em3 和 Em4 单元在铁钛元素组成上几乎不可分，因此~51 m 的厚度代表了这两层玄武岩（III-V 层）厚度之和。

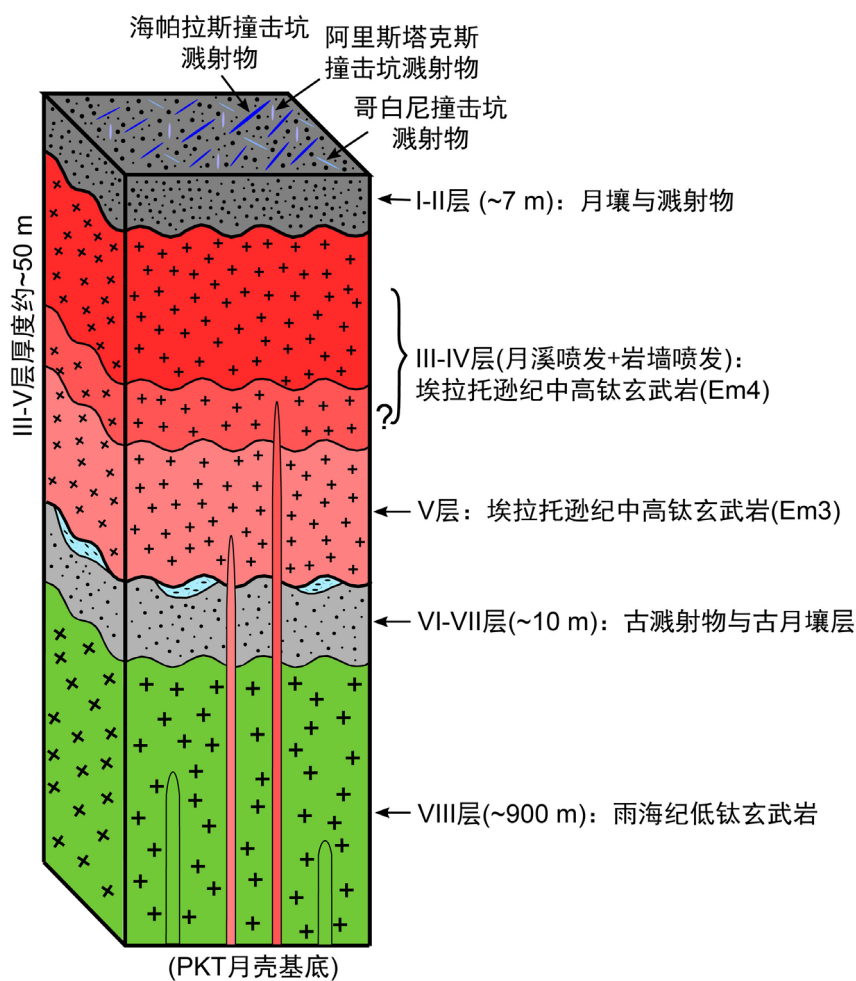


图 4.18 嫦娥五号着陆点地层柱状图。

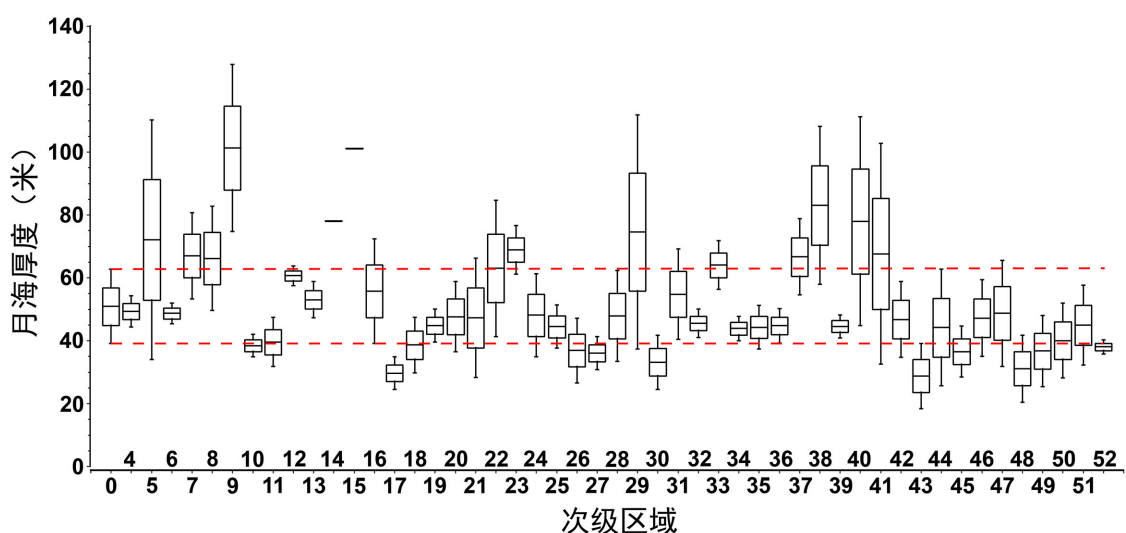


图 4.19 Em4 单元次级区域月海玄武岩厚度，根据撞击坑穿透法估算得到。

在埃拉托逊纪月海玄武岩喷发之后,该地区不再有大规模的火山活动。由于暴露于空间表面,埃拉托逊纪月海玄武岩表面形成一层月壤层,并混合了来自海帕拉斯撞击坑、阿里斯塔克斯撞击坑和哥白尼撞击坑的溅射物^[147]。本文统计了嫦娥五号着陆点附近(北纬 42-44°, 西经 50-53°; 图 4.20A)月海玄武岩表面新鲜同心环状撞击坑的内外径,并基于撞击坑形貌法(2.3.3 节),计算、插值得到了月壤厚度图(图 4.20B)。根据该结果,该地区月壤的平均厚度~6.1 m, ~88%的区域月壤厚度在 4-8 m 之间,嫦娥五号着陆点月壤厚度约在 4-6 m 之间。

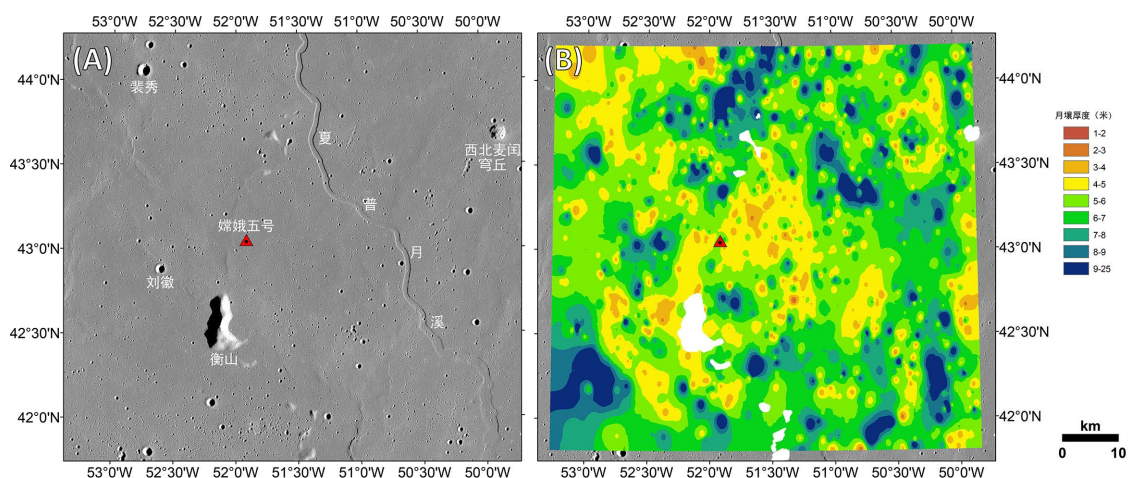


图 4.20 嫦娥五号着陆点周围月海表面月壤厚度。(A) 月亮女神号地形相机数据。(B) 月壤厚度, 根据撞击坑形貌法估算得到。

本文所建立的地层序列可以有效帮助进行嫦娥五号样品玄武岩来源分析, 尤其是寻找外来玄武质碎屑方面。Jiang 等^[95]在嫦娥五号月壤中找到了一颗与原位玄武岩在元素、矿物组成上明显不同的高钛玄武质颗粒。根据本文的分析, 这一颗粒可能来自于嫦娥五号采样单元 Em4 下部的 Em3 单元(图 4.18), 通过撞击挖掘从下部带到上部并混入嫦娥五号采样点的月壤之中。如果在嫦娥五号月壤中找到低钛的雨海纪玄武岩颗粒, 那么这些颗粒将有很大概率来自于着陆点下部的雨海纪低钛玄武岩层(图 4.18), 并有较小概率直接挖掘溅射自着陆点西部雨海纪月海玄武岩(图 4.17), 因为一次撞击事件的溅射物大部分分布在撞击点的周围, 只有较小部分的溅射物可以抛射几百千米。

4.7 风暴洋北部嫦娥五号着陆区地区火山活动历史

嫦娥五号着陆区位于风暴洋北部, 雨海盆地西北侧(图 4.21)。在~3.9 Ga^[173],

雨海盆地形成，塑造了区域火山演化的框架（图 4.22），并改变了区域克里普元素分布^[169,170]。Spudis 等^[174]提出雨海盆地的中心位置约在北纬 35°，西经 17°附近，具有 550 km, 790 km, 1,160 km, 1,700 km, 2,250 km 和 3,200 km 等 6 个同心峰环构造，其中前四个峰环与研究区关系密切（图 4.21A），并在布格重力异常数据中有所反映（图 4.21B）^[175,176]。Em4 单元处于雨海盆地第 3 和第 4 个峰环之间的凹陷区域。在雨海盆地形成之后，雨海纪低钛月海玄武岩（Im1 到 Im3）在~3.47-3.40 Ga 左右相继喷发，覆盖了整个风暴洋北部地区，其厚度~900 m 并随地形流入现今 Em4 单元所在的雨海盆地峰环之间的凹陷区域。同期的雨海纪低钛玄武岩喷发事件可能也形成了吕姆克山火山杂岩体。

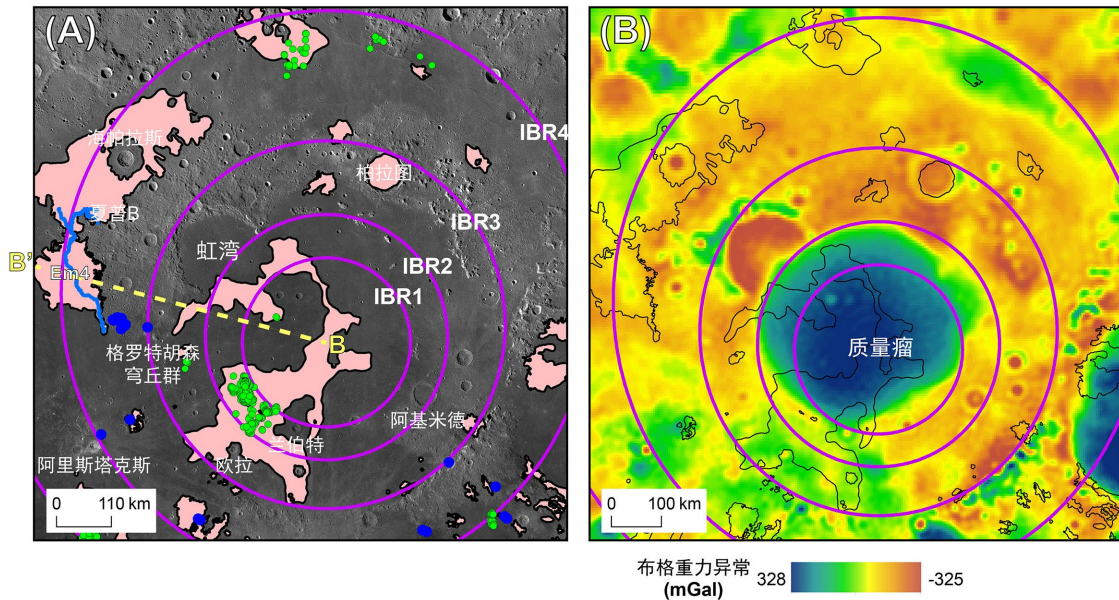


图 4.21 雨海盆地峰环构造。(A)雨海盆地 LRO 宽角相机影像(NASA/GSFC/ASU)。IBR1、IBR2、IBR3、IBR4 分别代表雨海盆地第 1、2、3、4 个峰环（紫色圆圈；IBR 代表 Imbrium Basin Ring）。嫦娥五号着陆点位于雨海盆地第 3、4 个峰环之间。粉色区域代表埃拉托逊纪月海玄武岩^[150]。蓝色曲线代表月溪^[140]。绿色圆点代表月球环形凹陷穹丘^[81]。蓝色圆点代表不规则月海斑块^[75]。(B)雨海盆地圣杯号布格重力异常图^[175]。

Huang 等^[177]基于圣杯号重力数据对吕姆克山地区的次表层结构进行了研究，提出吕姆克山高出周围月海的部分密度约为 $2,880 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ，由喷出的玄武岩组成，吕姆克山地区下部存在固结的致密侵入体。Chisenga 等^[130]基于圣杯号布格重力异常数据对吕姆克山地区次表层的三维密度结构进行了反演，证实深部高密度物质

的存在。Chisenga 等^[130]提出在吕姆克山下部~6-18 km 范围存在一高密度玄武质侵入体侵入长石质月亮，密度可达 $3,000 \text{ kg/m}^3$ 以上。这一高密度侵入体非常可能是吕姆克山下部的岩浆房，是吕姆克山火山活动的岩浆来源，通过岩浆通道上升和喷发（图 4.23）^[178]。

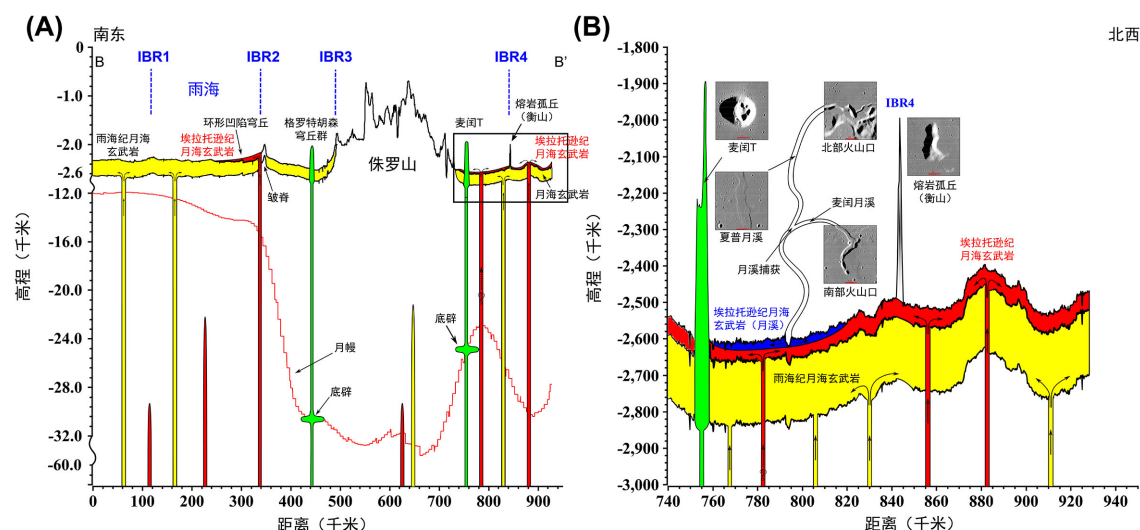


图 4.22 风暴洋北部及雨海盆地地质剖面。剖面线如图 4.21A 黄色虚线所示。图 B 为图 A 中黑色方框区域。高程数据基于 SLDEM2015^[113]。月亮厚度基于圣杯号月亮厚度数据^[179]。

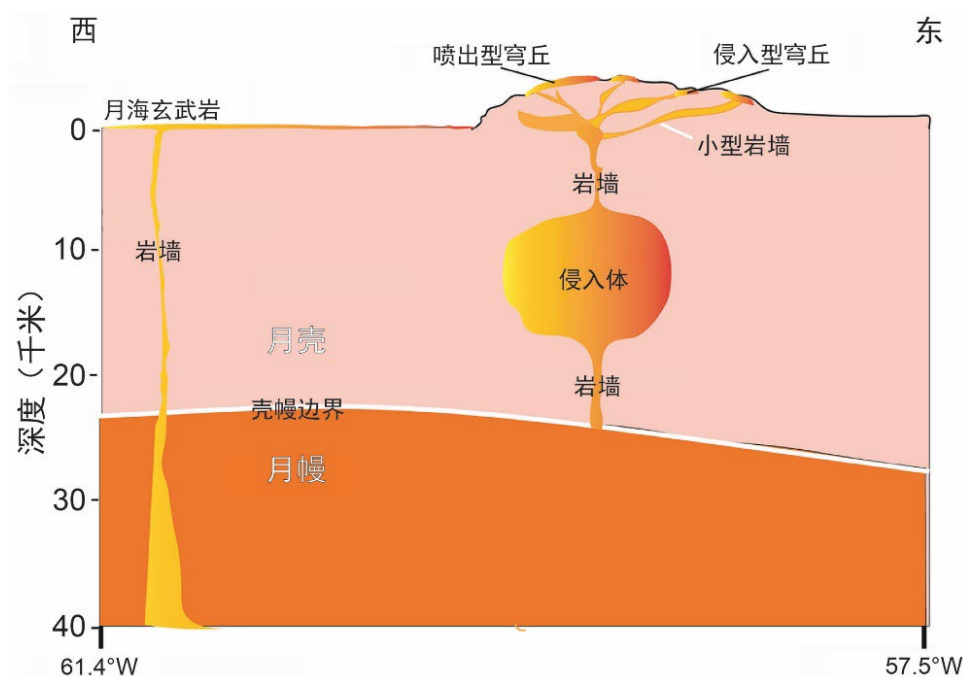


图 4.23 吕姆克山喷发模型。吕姆克山底部存在一大型高密度侵入体。据 Chisenga 等^[178]。

同时或稍晚于雨海纪低钛玄武岩活动，富硅岩浆喷发在雨海盆地周边分别形成了格罗特胡森（Gruithuisen）硅质穹丘群^[180]和麦闰硅质穹丘群^[153]。Wilson 和 Head^[151]通过物理火山学模拟计算提出麦闰穹丘岩浆具有高粘度特征，其成分可能类似于地球上的流纹岩、英安岩或玄武安山岩^[181]。形成麦闰穹丘的岩墙宽~50 m，长~15 km，岩浆上升速度~ 7×10^{-5} m/s，为层流，喷发持续了约十到几十年^[181]。预言者（Diviner）红外辐射计可见中红外数据证明麦闰穹丘富硅，月球勘探者数据显示其具有较高的 Th 含量，证实了前人的推论，麦闰穹丘是岩浆高度演化的产物^[153]。这些富硅岩浆可能形成于底辟（图 4.24）、分离结晶或硅酸岩液相不混融作用^[181,182]。Boyce 等^[183]对麦闰穹丘群进行了详细的年代学研究，提出麦闰穹丘与周围月海玄武岩存在两期火山活动事件，第一期年龄~3.75 Ga，第二期年龄~3.35 Ga。在火山活动期间，贫铁、富硅的岩浆（形成麦闰穹丘）和玄武质岩浆（形成周围雨海纪月海玄武岩）几乎同时喷发，支持月球富硅岩浆的底辟成因^[183]。

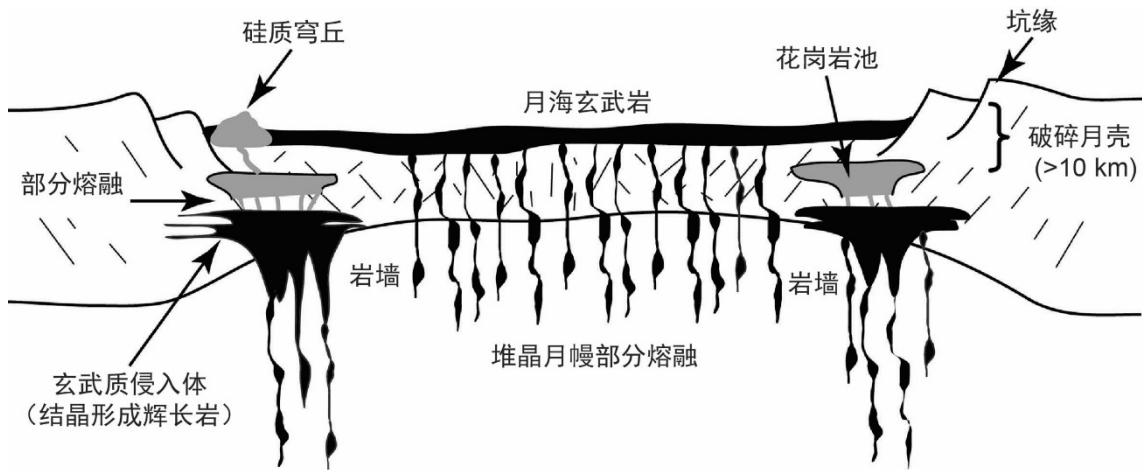


图 4.24 硅质火山喷发的底辟模型。玄武质岩浆侵入月亮底部，其热量熔融月亮，形成富硅岩浆，进而喷发形成硅质穹丘。据 Hagerty 等^[181]。

在~3.4-2.0 Ga 之间，风暴洋北部地区没有发生大规模的火山活动，雨海纪月海玄武岩表面因暴露于月表形成了一层厚~10 m 的月壤层。在~2.0 Ga 左右，玄武质火山活动在现今 Em4 单元区域又开始活跃起来，形成了埃拉托逊纪中高钛玄武岩（Em3, Em4），总厚~50 m。Em4 单元的主体部分可能喷发于北部裂隙式火山口，在初始高通量阶段产生了席状熔岩流覆盖了整个 Em4 单元，随后熔岩流因为冷却发生渠道化并最终下蚀形成夏普月溪。在~1.4 Ga，在南部火山口又发生了一次小规模玄武岩喷发事件，喷发过程与北部火山口类似，最终形成了麦闰月溪，其熔岩覆盖 Em4 单元的东南角。麦闰月溪被夏普月溪在 Em4 单元东南部北纬 40.40°N，

西经 48.38°处捕获,随后其熔岩进入夏普月溪渠道,在其内部形成了堤脊、月溪和熔岩池等多种构造。此后,在该地区不再发生大规模的火山活动,主导的地质作用开始以撞击作用为主。雨海纪以来直至现在,月球都处于冷却收缩时期,皱脊在月海玄武岩表面持续产生,对其进行后期改造。在~3.4 Ga 左右,受区域应力,雨海纪月海玄武岩表面形成了一组北西向相互平行的皱脊。在埃拉托逊纪月海玄武岩就位之后,受下部雨海盆地峰环控制,在其表面形成了一组北东向的皱脊。

4.8 本章小结

本章对风暴洋北部嫦娥五号着陆区进行了详细的地质单元划分、地球化学和矿物学分析、年代学分析和地层学分析,重建了该地区的火山活动历史,取得的主要结论如下:

(1) 风暴洋北部嫦娥五号着陆区可划分出 14 个地质单元,包括 3 个吕姆克山高原单元 IR1、IR2 和 IR3, 3 个雨海纪月海玄武岩单元 Im1、Im2 和 Im3, 4 个埃拉托逊纪月海玄武岩单元 Em1、Em2、Em3 和 Em4, 吕姆克山穹丘单元 ld、sd, 硅质穹丘单元 Idm 和高地单元 Ith。

(2) 研究区西部月海地区 TiO₂ 含量较低,其中 Im1、Im2 和 Im3 的平均 TiO₂ 含量分别约为 3.8 wt.%、1.5 wt.%和 1.4 wt.%, 属低钛玄武岩; 东部月海主要包括 Em3 和 Em4 两个单元,其平均 TiO₂ 含量分别为 4.9 wt.%和 5.8 wt.%, 是研究区 TiO₂ 含量最高的单元,属中钛玄武岩。风暴洋北部地区 FeO 含量与 TiO₂ 含量变化基本一致,西部月海较东部月海 FeO 含量更低。西部月海 Im2、Im3 单元(分别平均为 15.9 wt.%和 16.3 wt.%)比东部月海 Em3、Em4 单元(分别平均为 13.7 wt.%和 13.0 wt.%)具有更高的 Al₂O₃ 含量。东部月海 Em3、Em4 单元(分别平均为 50.9 和 49.8) 镁值较西部月海 Im2、Im3 单元(分别平均为 52.1 和 55.2) 低,说明其岩浆更为演化,可能为岩浆演化晚期的产物。

(3) 通过撞击坑统计分析,本文得到 Im1、Im2 和 Im3 单元的模式年龄分别为 $3.42^{+0.02}_{-0.02}$ Ga、 $3.39^{+0.02}_{-0.02}$ Ga和 $3.16^{+0.06}_{-0.09}$ Ga, 属雨海纪月海玄武岩; Em1、Em2、Em3 和 Em4 单元的模式年龄分别为 $2.30^{+0.10}_{-0.10}$ Ga、 $2.13^{+0.13}_{-0.13}$ Ga、 $1.51^{+0.07}_{-0.07}$ Ga和 $1.21^{+0.03}_{-0.03}$ Ga, 属埃拉托逊纪月海玄武岩。嫦娥五号着陆在 Em4 单元中部,本文将 Em4 单元按经纬度 1°×1°划分为了 52 个区域,然后对每个区域进行了撞击坑统计定年,发现这 52 个区域的模式年龄从 1.1 Ga 到 2.9 Ga, 峰值年龄为 1.5 Ga, 平均年龄为 1.68 Ga。嫦娥五号落在了 52 个定年格网的第 13、21 个边缘,其年龄分别为 1.8 Ga 和 2.2 Ga, 平均为~2.0 Ga, 与嫦娥五号样品年龄一致。不同研究人员获

得 Em4 单元的年龄不同，可能是撞击坑统计区域不同造成的。

(4) 根据月溪切割关系，本文认为海帕拉斯月溪和卢维尔月溪形成先于夏普月溪，先于麦闰月溪，麦闰月溪形成后被夏普月溪捕获，在其内部形成了多种火山地貌（内部月溪、内部堤脊、熔岩池）。通过对月溪底部的撞击坑统计，得到夏普月溪、麦闰月溪和卢维尔月溪的绝对模式年龄分别为 $1.88^{+0.30}_{-0.30}$ Ga、 $1.39^{+0.24}_{-0.24}$ Ga 和 $2.20^{+0.52}_{-0.50}$ Ga，与根据月溪切割关系制约的月溪形成的相对年代一致。夏普月溪年龄（ $1.88^{+0.30}_{-0.30}$ Ga）在误差范围内与嫦娥五号样品年龄一致（~2.0 Ga）。

(5) 本文认为 Em4 单元主体部分在~2.0 Ga 喷发自夏普月溪的源头北部火山口，Em4 单元东南角月海玄武岩可能在~1.4 Ga 喷发自麦闰月溪的源头南部火山口。嫦娥五号玄武岩来自于北部火山口。本研究提出风暴洋北部地区火山喷发的四过程模型。过程 1 发生于~2.0 Ga 以前，卢维尔月溪和海帕拉斯月溪源头火山口喷发，但是其产物并未流入 Em4 单元，此时现今 Em4 区域尚被 Em3 月海玄武岩或更古老的雨海纪月海玄武岩覆盖。过程 2 发生于~2.0 Ga，北部火山口喷发，在喷发初始高通量阶段（瞬时气体释放阶段）可能形成席状熔岩流并快速覆盖现今 Em4 区域。过程 3 的发生紧接着过程 2，此时岩墙的喷发转换为以夏威夷式和斯特隆布利式为主，随着熔岩流由边缘向中部冷却，熔岩流开始渠道化，并向下发生机械和热侵蚀最终形成月溪，直至喷发停止、熔岩流固结前都在向月溪的末端输送熔岩。过程 4 为南部火山口喷发，其熔岩覆盖了现今 Em4 东南部，在喷发的晚期熔岩流发生渠道化并最终形成麦闰月溪。麦闰月溪的形成过程与夏普月溪类似，但是形成麦闰月溪的熔岩通量较夏普月溪小得多。

(6) 本文重建了嫦娥五号采样点的地层序列，从上到下依次为 I-II 层月壤与溅射物层，可能混入了来自于海帕拉斯撞击坑、阿里斯塔克斯撞击坑和哥白尼撞击坑的溅射物，根据撞击坑形貌法，厚度~6 m；III-IV 层 Em4 埃拉托逊纪中高钛玄武岩，主体可能喷发自夏普月溪源头火山口；V 层 Em3 埃拉托逊纪中高钛玄武岩，根据撞击坑挖掘法，III-V 层总厚度~50 m；VI-VII 层古月壤与古溅射物层，可能混入了来自于毕达哥拉斯撞击坑和夏普 B 撞击坑的溅射物，厚度~10 m；VIII 层，雨海纪低钛玄武岩层，目前出露于研究区西部，覆盖于雨海盆地峰环系统基底之上，厚度~900 m。

(7) 在上述工作的基础上，本文重建了研究区的火山活动历史。雨海盆地的形成奠定了区域地质演化的基本框架，在雨海盆地形成之后，雨海纪低钛月海玄武岩（Im1 到 Im3）在~3.47-3.40 Ga 左右相继喷发，随地势流入雨海盆地第 3、4 个峰环之间，覆盖了整个风暴洋北部地区，厚度~900 m；同期低钛玄武岩喷发可能形成了吕姆克山火山杂岩体。同时或稍晚于雨海纪月海玄武岩活动，通过底辟作用产

生了富硅岩浆，形成麦润硅质火山群。在~2.0 Ga 左右，玄武质火山活动在现今 Em4 单元区域又活跃起来，形成了埃拉托逊纪中高钛玄武岩（Em3，Em4），总厚~50 m。Em4 单元的主体部分在~2.0 Ga 喷发自北部火山口，Em4 单元的东南角在~1.4 Ga 喷发自南部火山口。此后，该地区没有大规模的火山活动发生。

第五章 风暴洋克里普地体内的年轻火山活动

5.1 引言

风暴洋克里普地体 (PKT) 是月球上三个主要的地体之一^[46]。PKT 地体范围内发育了月球上大部分月海玄武岩 (图 1.2) 和几乎所有年轻月海玄武岩 (图 5.1)。Hiesinger 等^[18]对月球主要月海玄武岩单元进行了撞击坑统计定年。其结果显示月球上模式年龄小于 3.0 Ga 的年轻月海玄武岩除了在澄海东南部稍有分布外, 其余全部分布在 PKT 地体范围内, 其中集中发育于雨海西部和风暴洋东部, 如开普勒 (Kepler) 撞击坑南侧, 阿里斯塔克斯撞击坑周围地区。雨海东部和风暴洋西部则以发育较老的雨海纪玄武岩为主。

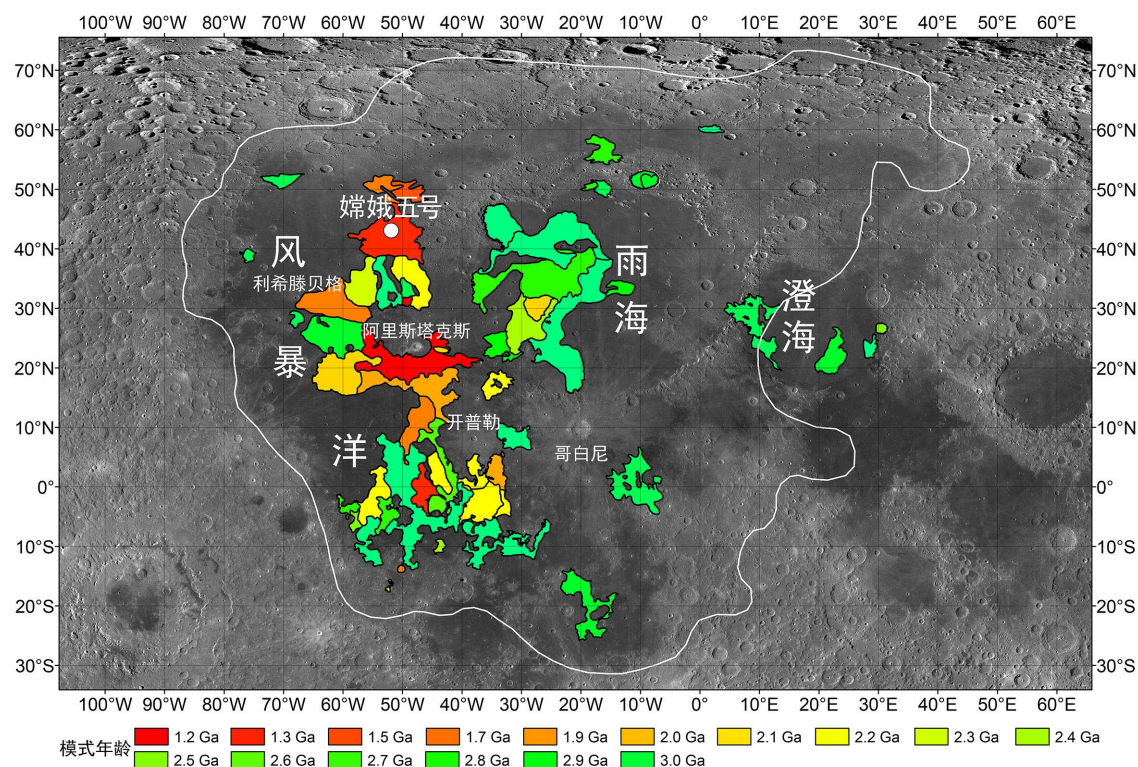


图 5.1 月球年轻月海玄武岩活动 (≤ 3.0 Ga) 分布及撞击模式年龄。月海玄武岩单元撞击坑模式年龄据 Hiesinger 等^[18]。PKT 地体边界据 Jolliff 等^[46]。底图为 LRO 宽角相机数据 (NASA/GSFC/ASU)。

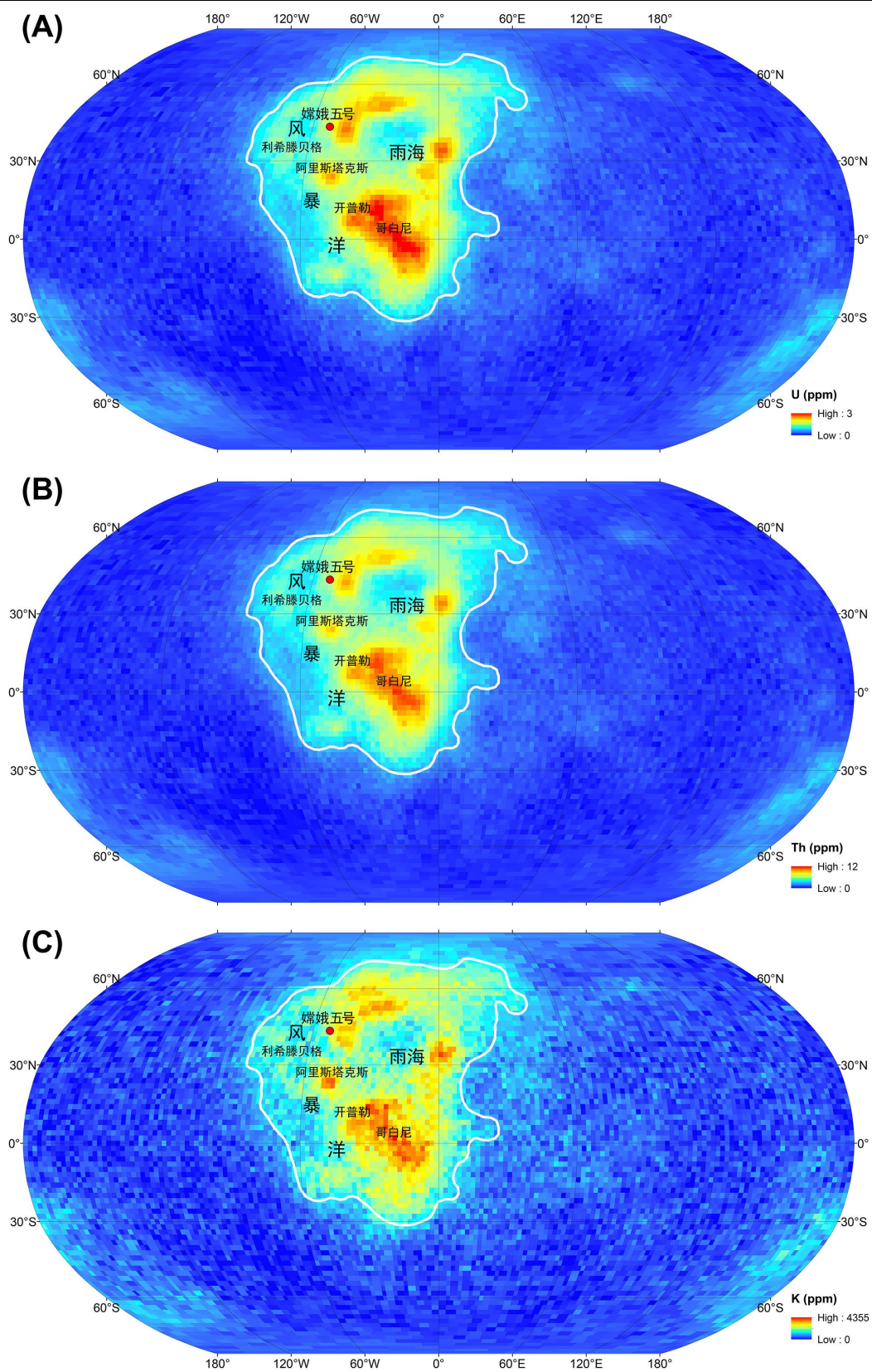


图 5.2 PKT 地体 (A) 铀、(B) 钍、(C) 钾含量。底图据 Prettyman 等^[184]的月球勘探者伽马光谱仪数据。

PKT 地体是月球上最为富集克里普 (K、REE、P) 元素的区域, 包括了风暴洋、雨海、冷海 (Mare Frigoris)、知海 (Mare Cognitum)、孤海 (Mare Insularum)、汽海 (Mare Vaporum)、云海 (Mare Nubium)、湿海 (Mare Humorum) 等区域, 占到了月球表面~16%的面积^[46]。PKT 地体 Th 含量超过 3.5 ppm, 在哥白尼和开普勒撞击坑之间, Th 含量高达 11 ppm。PKT 地体平均 Th 含量约为 5.3 ppm, 平均铀含量约为 1.5 ppm, 平均 K 含量约为 2,105 ppm (图 5.2)。根据质量平衡计算, Jolliff 等^[46]得到月壳富集了月球上~75%的 Th 元素, 虽然 PKT 地体只占到了月壳质量的~10%, 其 Th 元素占到了月壳总 Th 元素的 40%, 或者月球总 Th 元素的 30%。PKT 地体中异常富集放射性不相容元素, 使该地区的火山活动得到额外延长, 为年轻玄武岩的产生与喷发提供了可能。如果假设在 PKT 地体月壳底部存在一层厚~10 km 的克里普层, PKT 地体下部的部分熔融带深度随时间不断加深, 几乎可以在整个月球地质历史时期产生岩浆^[48,49] (1.3.1 节)。

岩浆洋晚期形成的原始克里普物质 (urKREEP; 图 5.3) 可能受钛铁矿层倒转被部分带入玄武岩月幔源区并为源区的部分熔融提供了热源^[185] (热对流), 或者在月幔倒转之后仍然停留在壳幔边界并间接为源区的熔融提供了热源^[186,187] (热传导)。充分认识 PKT 地体的年轻火山活动可以为重建 PKT 地体的演化历史和次表层结构提供重要参考资料。

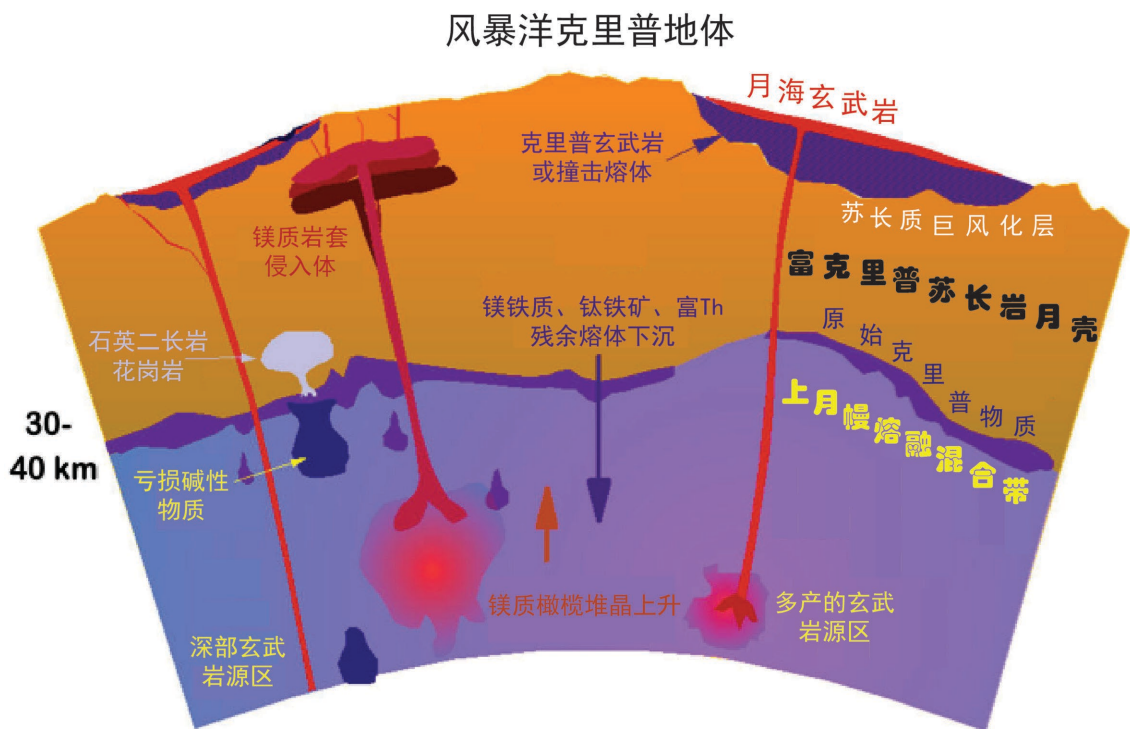


图 5.3 PKT 地体岩浆活动和火山活动模式图。据 Jolliff 等^[46]。

以往对 PKT 地体范围内年轻火山活动的研究主要基于遥感探测数据, 嫦娥五号任务首次在风暴洋北部的 P58 单元内部采集了~1,731 g 月海玄武岩样品(或称为 Em4, 4.2 节; 或称为 U2, 5.2 节; P58、Em4、U2 具有相同的意义)。嫦娥五号着陆区是 PKT 地体典型的年轻月海玄武岩发育地区。根据同位素年代学结果, 嫦娥五号样品的年龄~2.0 Ga^[19,20]。除采样返回外, 基于着陆器携带的月球矿物光谱仪、全景相机和降落相机等科学载荷^[122], 嫦娥五号对着陆区附近的月海玄武岩进行了原位探查。上述样品和数据为 PKT 地体内年轻月海玄武岩的研究提供了重要的地面真值资料。本章基于嫦娥五号样品提供的年龄和光谱数据, 重新梳理了月球 PKT 地体范围内年轻火山活动框架。

5.2 PKT 地体年轻火山活动地质单元划分

月球年轻月海玄武岩主要分布在风暴洋的东部和雨海的西部(图 5.1), 基于克莱门汀假彩色影像(红色: 756 nm- 409 nm/756 nm + 409 nm; 绿色: 756 nm/409 nm; 蓝色: 409 nm/562 nm), Hiesinger 等^[17,188]对该地区的月海玄武岩单元进行了划分(图 1.2)。基于克莱门汀反射率比值(750/415 nm)、月球勘察轨道器假彩色影像(红色: 321; 绿色: 643 nm; 蓝色: 415 nm)、月球矿物光谱仪 1,508 nm 反射率和月球矿物光谱仪 IBD 影像(红色: 1 μm 吸收峰积分深度; 绿色: 2 μm 吸收峰积分深度; 蓝色: 1.58 μm 反射率), Zhang 等^[41]将该地区的年轻月海玄武岩划分为了 31 个地质单元(为了与本文以示区分表示为 Z1 到 Z31)。Chen 等^[189]对雨海盆地内部的年轻月海玄武岩进行了详细的形貌学研究, 并将其划分为上埃拉托逊纪玄武岩(Upper Eratosthenian basalts, UEm; 具明显的流动边缘, 厚~16-34 m)和下埃拉托逊纪玄武岩(Lower Eratosthenian basalts, Lem; 无明显的流动边缘, 厚~14-45 m), 包括 5 个上埃拉托逊纪玄武岩单元(UEm1 到 UEm5)和 12 个下埃拉托逊纪玄武岩单元(LEm1 到 LEm12)。除此之外, Wu 等^[190]对雨海盆地西北部的研究共划分出 8 个埃拉托逊纪月海玄武岩单元(Em1 到 Em8)。

在上述工作的基础上, 基于 LRO 宽角相机反射率数据(图 5.4)、克莱门汀假彩色影像(图 5.5)、LRO 宽角相机 TiO₂ 含量数据(图 5.6)^[107]和月亮女神号 FeO 含量数据(图 5.7)^[155], 本文对 PKT 地体范围内年轻月海玄武岩单元的地质边界进行了重新梳理, 最终划分出 30 个月海单元(从 U1 到 U30; 图 5.4)。

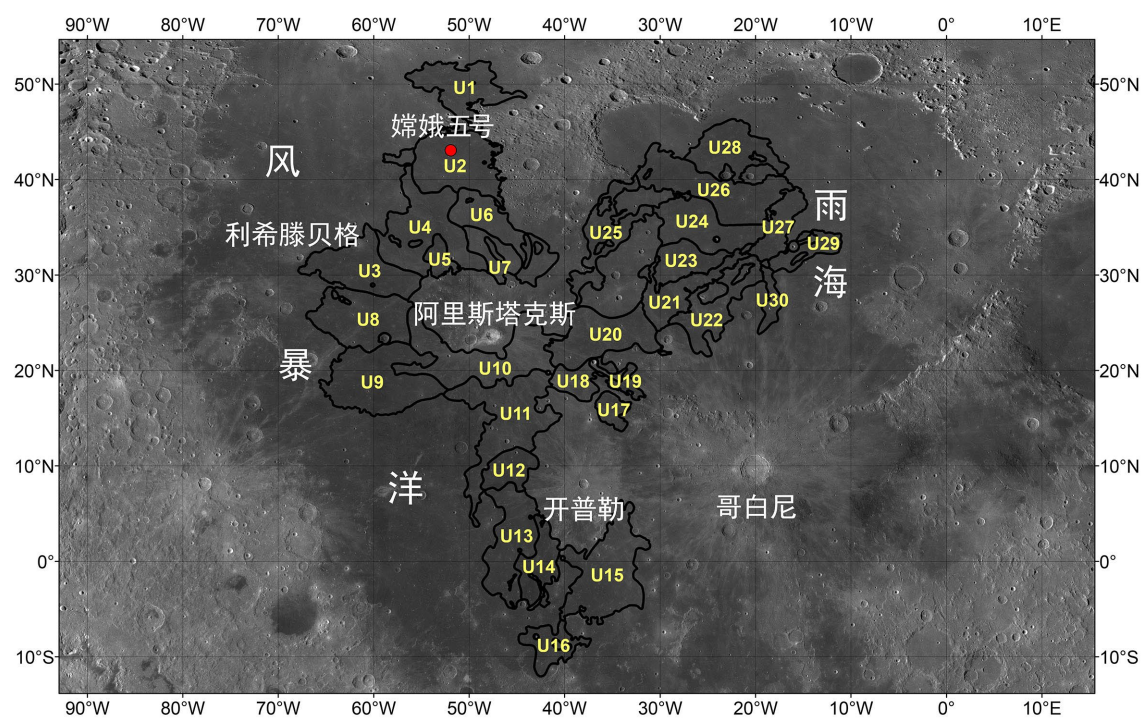


图 5.4 月球年轻月海玄武岩地质单元划分。底图为 LRO 宽角相机数据 (NASA/GSFC/ASU)。

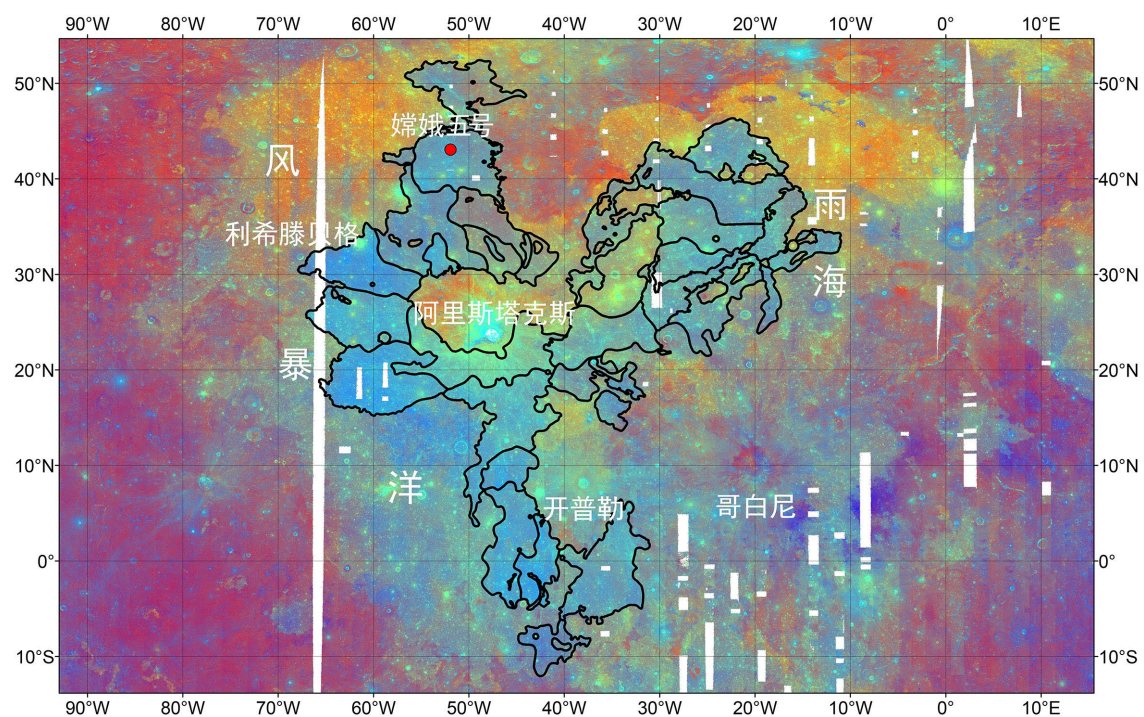


图 5.5 月球年轻月海玄武岩区域克莱门汀假彩色影像 (红色: 750 nm/415 nm; 绿色: 750 nm/950 nm; 蓝色: 415 nm/750 nm)。

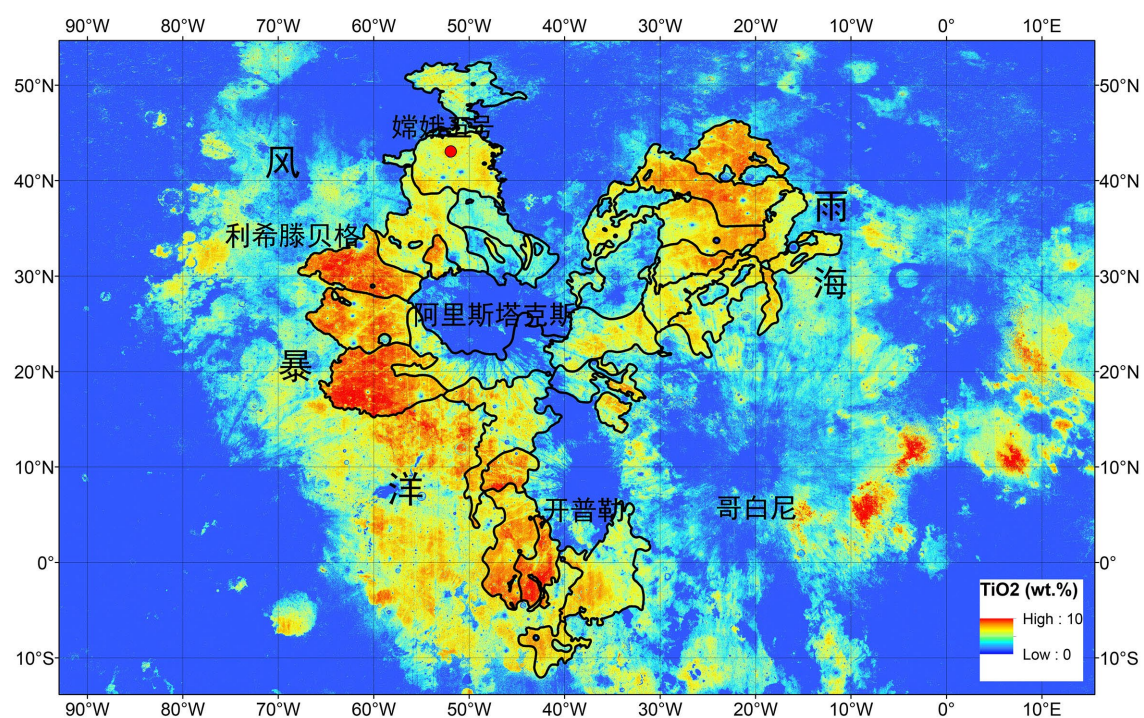


图 5.6 月球年轻月海玄武岩区域 TiO_2 含量。底图为 LRO 宽角相机 TiO_2 含量数据^[107]。

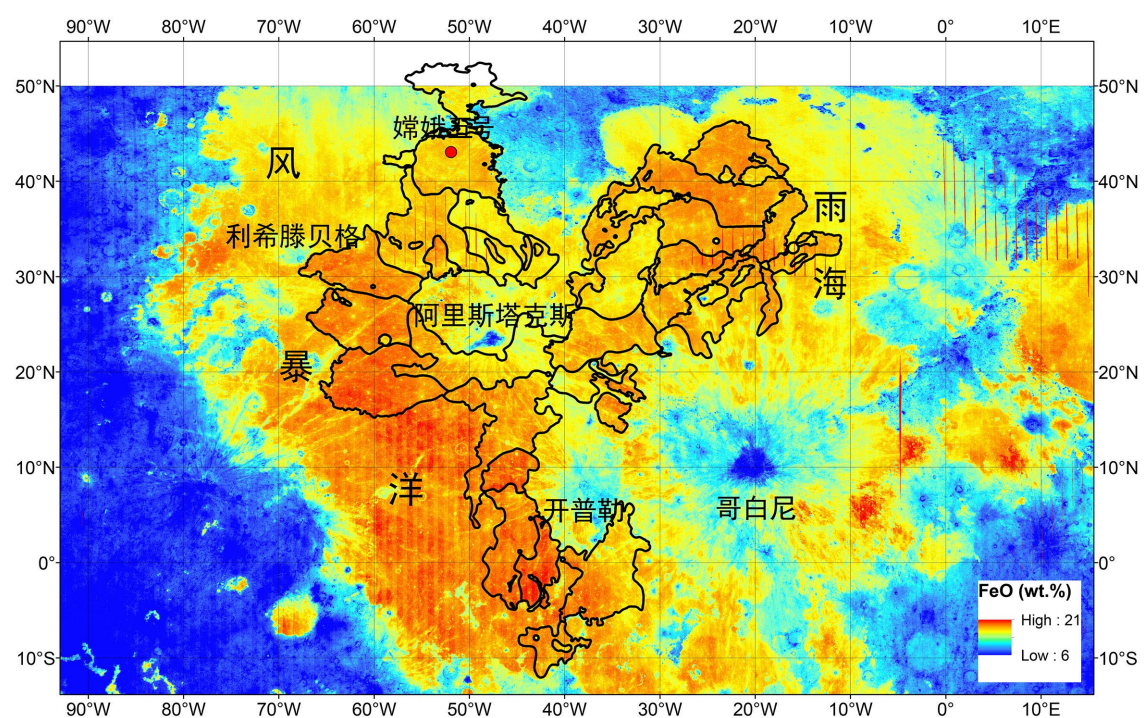


图 5.7 月球年轻月海玄武岩区域 FeO 含量。底图为月亮女神号 FeO 含量数据^[155]。

其中 U1 到 U7 位于风暴洋北部地区，U8 到 U10 位于阿里斯塔克斯高原西侧

及南侧，U11 到 U15 从西侧和南侧围绕开普勒撞击坑，U16 位于开普勒撞击坑西南方，U17 到 U30 位于雨海盆地西部。U15 是所有单元中面积最大的单元，其面积为 48,323 km²；U19 是所有单元中面积最小的单元，其面积为 3,601 km²。雨海盆地内的 U21、U27、U29 单元具有明显熔岩流动边界。嫦娥五号最终降落在了 U2 单元的中部，该单元在前文中被称为 Em4（研究区第 4 个月海玄武岩单元），在 Hiesinger 等^[18]的划分方案中被称为 P58（风暴洋第 58 个月海玄武岩单元）；P58、Em4、U2 具有相同的意义。

5.3 PKT 地体年轻火山单元的元素和矿物组成

5.3.1 研究现状

基于地基望远镜光谱观测数据，Pieters 等^[191]率先对月球正面的月海玄武岩开展了物质组成研究，并将其划分为 13 个月海玄武岩单元。其中高钛玄武岩如图 5.8 所示，包括 HDSA、hDSA、HDWA 和 mISP 四个单元，嫦娥五号降落在了 HDSA 单元内部。在 Pieters 等^[191]的划分方案中，第一个字母 H 代表高钛，h 代表中高钛，m 代表中钛；第二个字母 D 代表低反照率，I 代表中等反照率；第三个字母 S 代表强 1 μm 吸收，W 代表弱 1 μm 吸收；第四个字母 P 代表明显的 2 μm 吸收，A 代表微弱的 2 μm 吸收。Pieters 等^[192]发现 HDSA（高钛、低反照率、强 1 μm 吸收、弱 2 μm 吸收）单元和 hDSA（中高钛、低反照率、强 1 μm 吸收、弱 2 μm 吸收）单元具有宽缓而不对称的 1 μm 吸收特征，可能由橄榄石或富铁玻璃导致。因为橄榄石或玻璃吸收较辉石弱，需要较高的含量才具有明显的光谱特征；橄榄石或富铁玻璃与辉石含量的比值应该大于 1^[192]。Pieters 等^[192]又指出根据遥感影像，HDSA 和 hDSA 地区不存在大规模火山碎屑活动，指示橄榄石富集是宽而不对称的 1 μm 吸收的主要原因。

Staid 等^[39]基于克莱门汀紫外可见多光谱数据（415 nm、750 nm、900 nm、950 nm、1000 nm）对 HDSA 和 hDSA 玄武岩进行了成分研究。Staid 等^[39]发现月球西侧的年轻高钛玄武岩具有强烈的 1 μm 吸收，其 FeO 含量大于 20 wt.%，可能是月球上最富铁的玄武岩。这些玄武岩具有独特的向长波方向的 1 μm 吸收，与橄榄石富集的信号一致。Lucey 等^[193]基于辐射传输模型和克莱门汀多光谱数据计算了全月的斜长石、斜方辉石、单斜辉石和橄榄石组成，指出月球年轻高钛玄武岩的橄榄石含量可高达 50±10%。

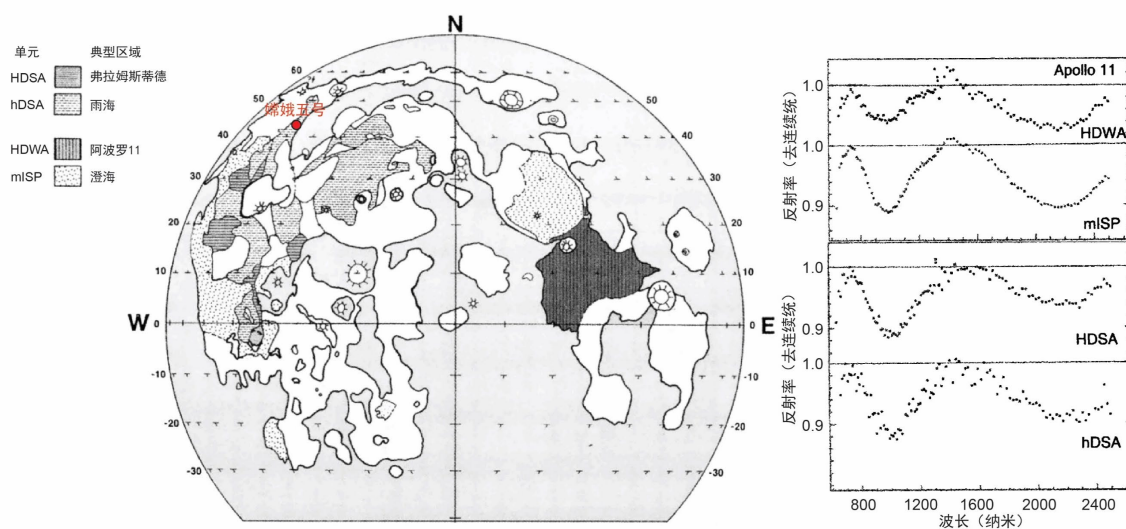


图 5.8 Pieters 等^[191]在月球正面月海区域划分的 HDWA、hDSA、HDWA 和 mISP 单元。

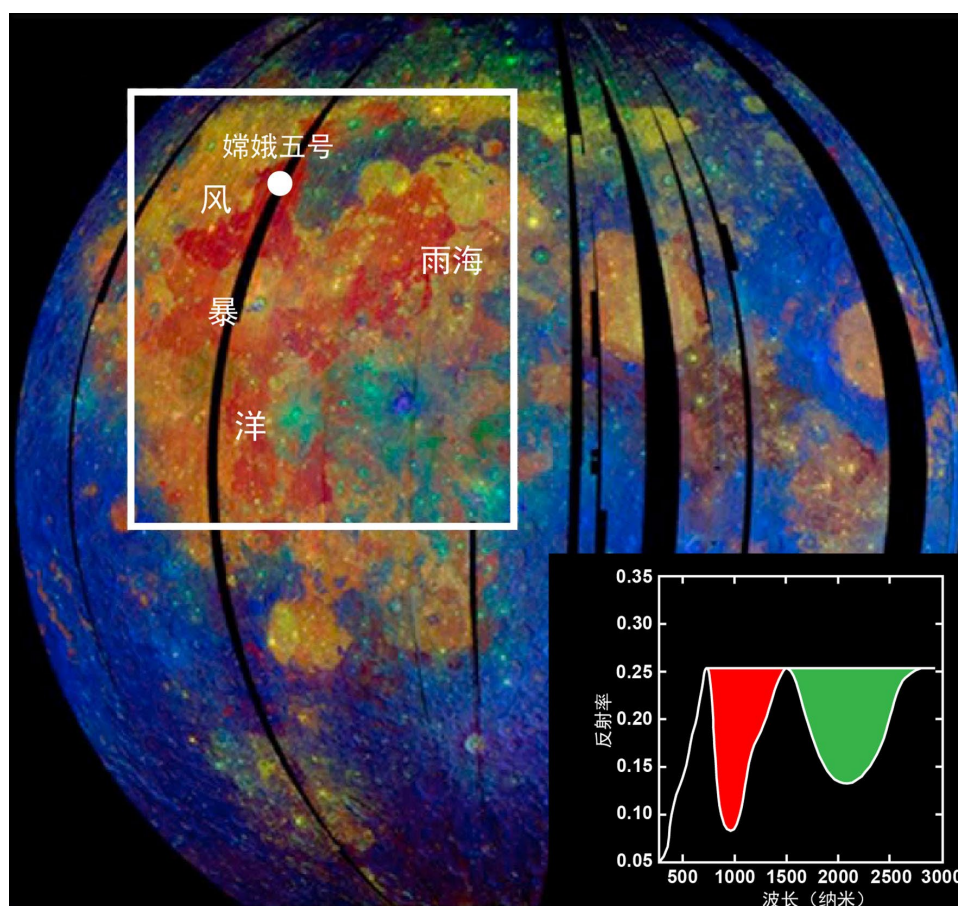


图 5.9 月球矿物绘图仪 IBD 假彩色影像。（红色： $1\ \mu\text{m}$ 吸收峰积分深度；绿色： $2\ \mu\text{m}$ 吸收峰积分深度；蓝色： $1.58\ \mu\text{m}$ 反射率）。白色方框代表图 5.9A 区域。据 Staid 等^[40]。

在月船 1 号月球矿物绘图仪高光谱数据 (430-3,000 nm)^[37] 发布之后, Staid 等^[40]和 Zhang 等^[41]相继对月球年轻高钛玄武岩进行了更为详细的矿物学研究。Staid 等^[40]发现在月球矿物绘图仪 IBD 假彩色影像中 (红色: 1 μm 吸收峰积分深度; 绿色: 2 μm 吸收峰积分深度; 蓝色: 1.58 μm 反射率), 这些年轻玄武岩呈红色调 (图 5.9, 图 5.10A), 表明其具有较强的 1 μm 吸收和较弱的 2 μm 吸收, 与提取的光谱结果一致 (图 5.10BC)。图 5.10A 中的区域 2、3 都是年轻的高钛玄武岩区域, 具有向长波方向的较强 1 μm 吸收和较弱 2 μm 吸收 (图 5.10BC), 是橄榄石富集的信号。嫦娥五号着陆于区域 2。区域 2 (~1.2-2.1 Ga) 比区域 3 (~2.8 Ga) 具有更深的红色调, 表明橄榄石含量更高, 说明在年轻高钛玄武岩中橄榄石含量随年龄减小而增多^[40]。

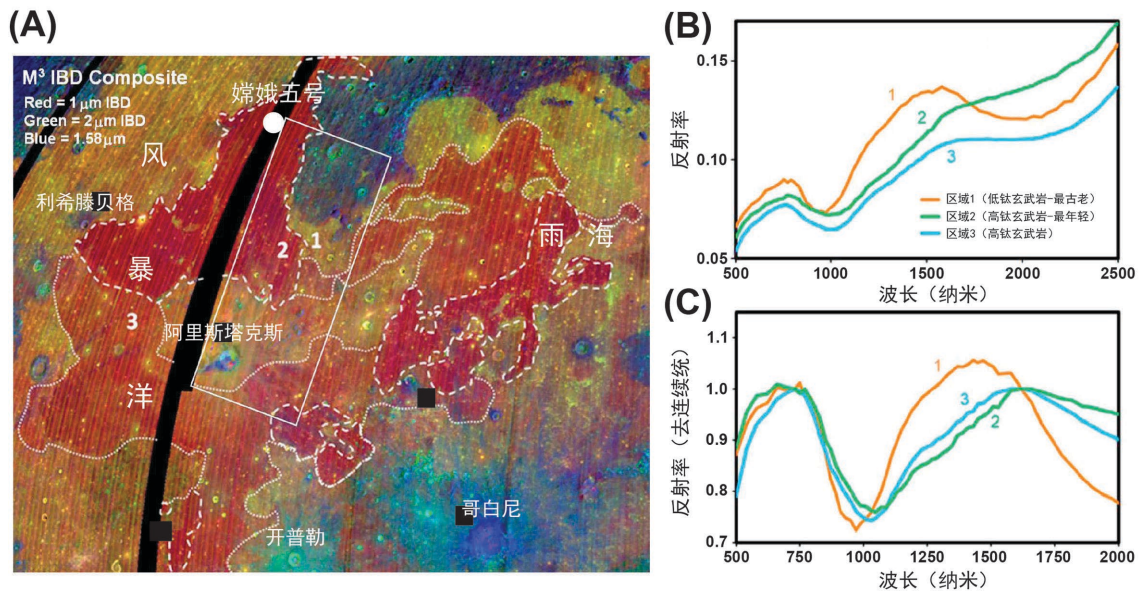


图 5.10 Staid 等^[40]的月球年轻月海玄武岩区域新鲜撞击坑月球矿物绘图仪光谱数据。区域 1 代表古老的低钛玄武岩区域; 区域 2 和 3 代表年轻的高钛玄武岩区域, 嫦娥五号着陆于区域 2。图 A 中的数字代表图 B、C 中光谱的提取位置。

Zhang 等^[41]基于多源遥感数据将风暴洋和雨海地区的年轻中高钛玄武岩划分为了 31 个地质单元 (Z1 到 Z31), 并提取了各单元内部小型新鲜撞击坑的光谱 (图 5.11)。据此, Zhang 等^[41]得到利希滕贝格 (Lichtenberg) 撞击坑附近 (Z4、Z5) 具有最高的橄榄石含量, 开普勒撞击坑南侧具有最低的橄榄石含量。在风暴洋地区, 橄榄石/辉石比值, 随远离利希滕贝格撞击坑逐渐减小; 在雨海地区, 北部和南部的单元比中部的单元具有更高的橄榄石/辉石比值。整体而言, 风暴洋和雨

海地区的年轻玄武岩具有随年龄变小橄榄石含量增加的趋势^[41]。

综上所述,前人^[191,192,39-41]对 PKT 地体内的年轻玄武岩研究一般认为其为中高钛玄武岩,并富集橄榄石(橄榄石含量/辉石含量 >1),且具有随年龄变小橄榄石含量增加的趋势。

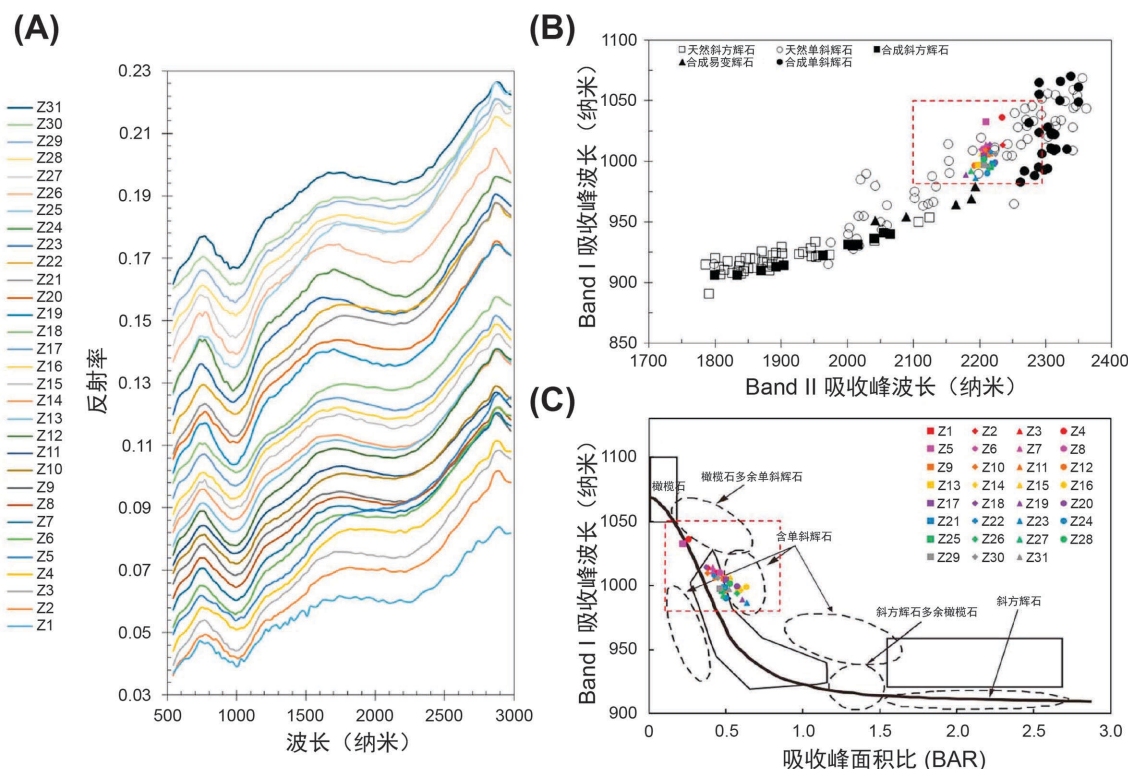


图 5.11 Zhang 等^[41]的月球年轻月海玄武岩区域新鲜撞击坑月球矿物绘图仪光谱数据。(A) 原始光谱数据。(B) Band I 吸收峰位置与 Band II 吸收峰位置的关系。(C) Band II 与 Band I 吸收峰面积比值与 Band I 吸收峰波长的关系。

5.3.2 嫦娥五号地面真值

嫦娥五号首次着陆于 PKT 地体内的年轻月海玄武岩单元 (P58^[17,18]; 或称为 Em4 或 U2; P58、Em4、U2 具有相同的意义), 其原位探测数据及返回样品数据为 PKT 地体年轻火山活动的元素和矿物组成特征研究提供了宝贵的地面真值资料。

根据前人对嫦娥五号月壤的主微量元素^[87,93,94]组成研究(详见 1.3.3 节和 1.3.4 节), 嫦娥五号玄武岩是一类中钛、低铝、低钾类型的月海玄武岩, 具有极低的镁值和在月球样品中几乎最高的铁含量, 与 Em4 单元主体部分的遥感探测结果一致(4.3 节)。嫦娥五号玄武岩与月壤的组成几乎一致^[87,93,94], 指示嫦娥五号月壤主要由原位玄武岩风化而来。根据嫦娥五号玄武岩碎屑的主微量元素^[19,97,93]和同位素

[92]组成研究,嫦娥五号玄武岩样品可能喷发自一期火山事件;根据对夏普月溪、麦润月溪及其对应裂隙式火山口的喷发过程分析(4.5节),本文认为这一期火山活动事件就是夏普月溪源头北部火山口在 ~ 2.0 Ga 的喷发,在其喷发晚期形成了夏普月溪,其熔岩覆盖了现今 Em4 单元范围,并被嫦娥五号采集。因为 Em4 单元除被嫦娥五号采样的部分外,其余部分也喷发自北部火山口(除东南角喷发自南部火山口),遥感数据显示在 Em4 单元内,玄武岩的物质组成并无发生明显改变(除东南角),因此,嫦娥五号玄武岩样品可较好地代表 Em4 单元(P58、Em4、U2 具有相同的意义)的物质组成(除东南角)。

根据嫦娥五号月球矿物光谱仪(480-3,200 nm)[123]对着陆器附近采样区域 8 个位置(蓝色方框;图 5.12A)的探测结果,嫦娥五号着陆器附近的月壤(D08、D09、D10、D14、D15、D16、D17)可见近红外光谱具有较深且宽而不对称(向长波方向)的 $1\ \mu\text{m}$ 吸收和较浅的 $2\ \mu\text{m}$ 吸收(图 5.12B),与遥感探测对月球年轻中高钛玄武岩(5.3.1 节)的结果相同;前人认为是橄榄石富集(橄榄石>辉石)产生的光谱吸收特征[39-41,191,192]。着陆点附近的石块 D11 相对于月壤,具有最深的吸收,其 $1\ \mu\text{m}$ 吸收往短波方向移动,可能更为富集高钙辉石,为撞击坑挖掘溅射来的研究区西部月海雨海纪玄武岩[194]。

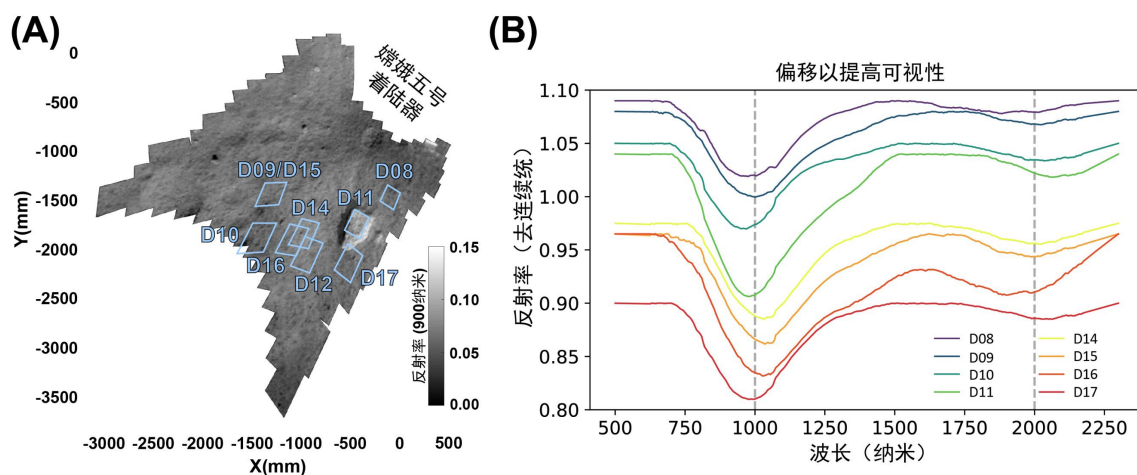


图 5.12 嫦娥五号月球矿物光谱仪数据。(A) 月球矿物光谱仪探测区域。(B) 探测区域紫外可见近红外光谱。

为了检验前人的研究结果,本文使用向国家航天局申请得到的嫦娥五号月壤样品(CE5C0400, ~ 200 mg, 表取样品)进行了拉曼光谱学研究(2.3.4 节),以确定嫦娥五号月壤的矿物组成。通过该方法获得了 12,404 个直径在 $1-45\ \mu\text{m}$ 颗粒的拉曼光谱(例如图 5.13),并对其中 4,830 个颗粒进行了矿物相分析,其结果如图

5.14A 所示。根据拉曼光谱结果,嫦娥五号月壤中辉石含量~42.8%、斜长石含量~33.2%、橄榄石含量~13.1%、铁钛氧化物含量~5.2%(主要为钛铁矿)、玻璃~3.4%,其他副矿物(如石英、磷灰石等)含量~2.3%;嫦娥五号月壤中橄榄石并不富集,其含量约为辉石的 1/3。如果综合考虑其他研究人员如 Che 等^[19]、Tian 等^[92]和 Li 等^[87]的研究结果并对不同研究人员获得的橄榄石含量取平均值,那么得到嫦娥五号月壤中橄榄石含量~ $8.5\pm 2.6\%$ (图 5.14B)。

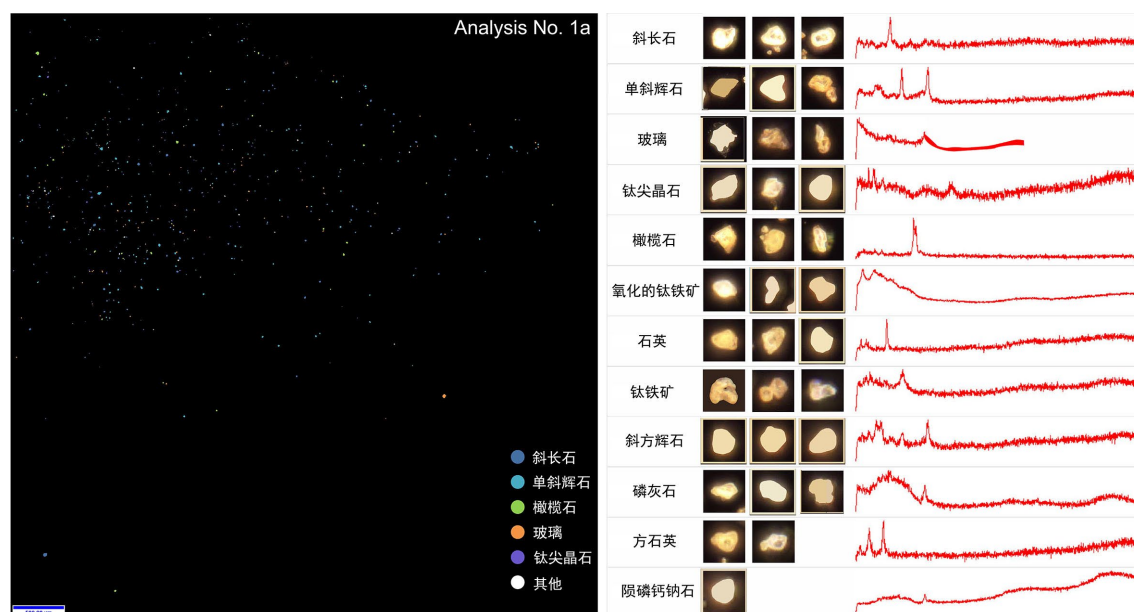


图 5.13 嫦娥五号拉曼光谱分析实例。

综上所述,嫦娥五号月壤并不富集橄榄石。然而,嫦娥五号着陆器附近的月海玄武岩原位探测光谱确实具有较深而不对称的 $1\ \mu\text{m}$ 吸收和较浅的 $2\ \mu\text{m}$ 吸收,与 PKT 地体内其他年轻玄武岩光谱相似(5.3.1 节)^[39-41,191,192],前人解释为橄榄石富集的信号。本文认为这可能是由于嫦娥五号月壤特殊的成分造成的。嫦娥五号月壤相较于以往的阿波罗和月球号样品,其高度演化,具有极低的镁值(~35; 1.3.3 节)^[19,87,92-94]。嫦娥五号月壤辉石中的钙含量较高^[19,92,93],可能会促使 Fe^{2+} 进入辉石的 M1 结晶位置,从而导致宽而不对称的 $1\ \mu\text{m}$ 吸收和较浅的 $2\ \mu\text{m}$ 吸收^[43]。

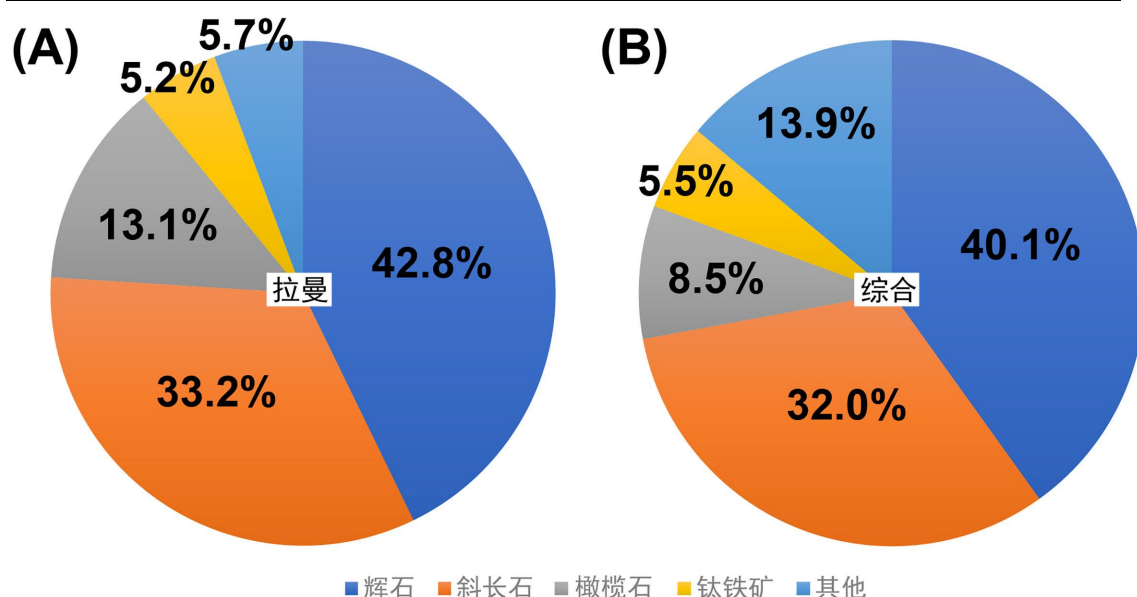


图 5.14 嫦娥五号月壤矿物组成。(A) 拉曼光谱分析结果。(B) 结合前人研究的嫦娥五号月壤矿物组成。

5.3.3 PKT 地体年轻火山单元的矿物组成特征

嫦娥五号月壤样品矿物组成与前人广泛认同的月球年轻月海玄武岩矿物组成的不一致性^[39-41,191,192], 促使本文重新思考月球年轻月海玄武岩的矿物组成。基于月球矿物绘图仪高光谱数据 (430-3,000 nm)^[37], 本研究提取了 PKT 地体内部年轻月海玄武岩区域 (图 5.4) 1,741 个新鲜撞击坑的光谱, 并使用查找表法^[195]定量计算了每条光谱对应的矿物组成。首先, 为了反映嫦娥五号玄武岩极低的镁值 (其他年轻玄武岩在遥感数据上与嫦娥五号玄武岩相似, 可能也是高度演化岩浆的产物), 在使用查找表法时设置玄武岩的镁值可变。高钙辉石含量设置为 0-50%, 低钙辉石含量设置为 0-30%, 橄榄石含量设置为 0-30%, 斜长石含量设置为 10-60%, 亚微观金属铁含量设置为 0-0.05, 镁值设置在 15-60 之间。随后, 基于辐射传输模型^[196]构建了一个包含 74,970 个模拟光谱的光谱库, 用于与实测光谱的比较查找, 进而获得每个实测月球矿物光谱仪光谱的矿物组成。最后, 使用克里金 (Kriging) 法插值得到月球 PKT 地体年轻火山玄武岩区主要矿物组成分布图 (图 5.15)。因为 Band I 和 Band II 吸收峰的位置对月球矿物组成较为敏感, 因此本研究也提取了这两个吸收峰的位置 (图 5.15AB)。

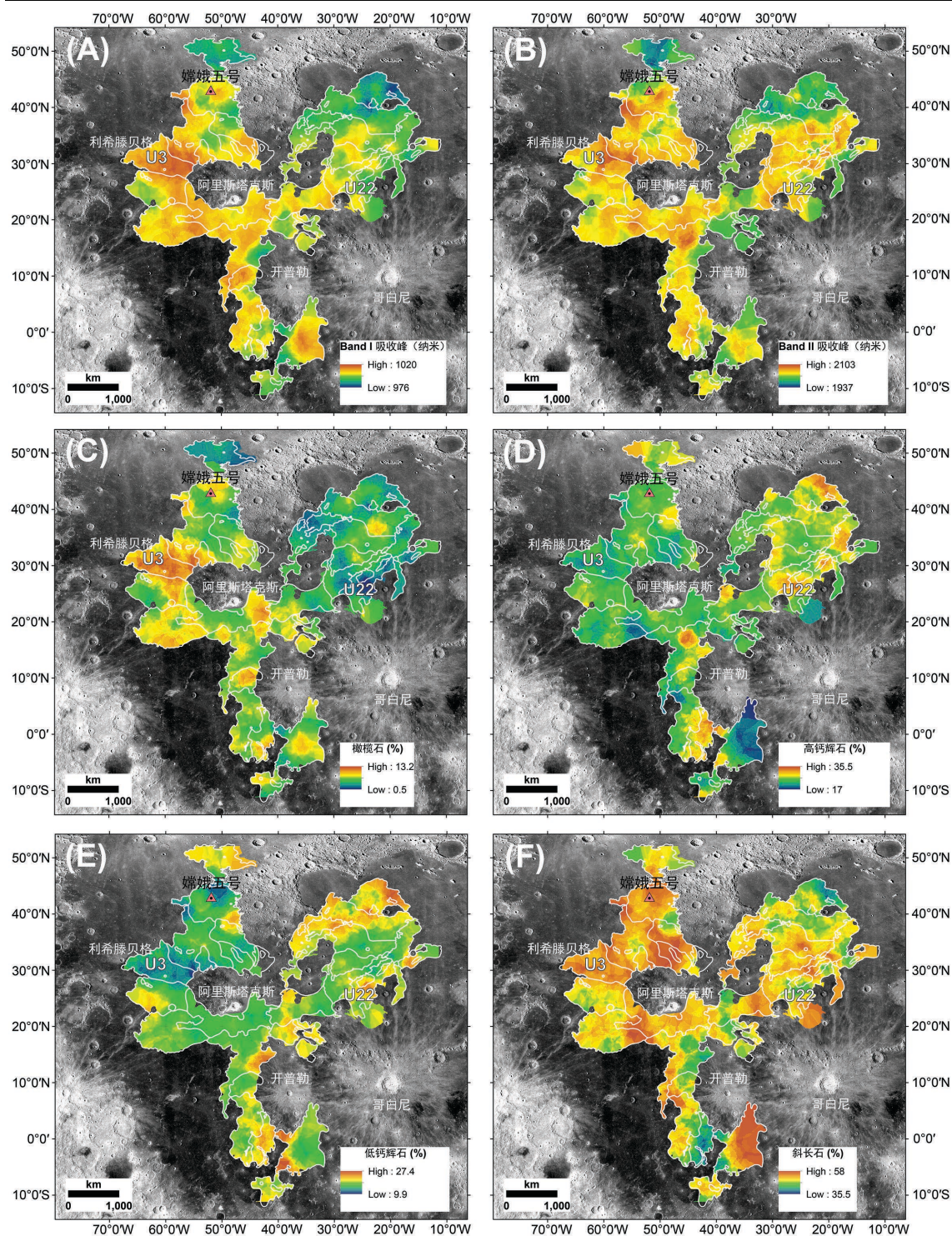


图 5.15 PKT 地体年轻月海玄武岩矿物组成。

根据图 5.15 可以看到嫦娥五号着陆的 P58 单元^[17,18]（或称为 Em4，4.2 节；或称为 U2，5.2 节；P58、Em4、U2 具有相同的意义）Band I 的吸收位置在~996 nm 处，Band II 的吸收位置在~2,066 nm 处，与嫦娥五号原位探测的结果相近（5.3.2

节)，指示嫦娥五号样品可以代表 P58 单元的组成。在图 5.15 中，嫦娥五号着陆点的高钙辉石含量 $\sim 28 \pm 1.0\%$ ，低钙辉石含量 $\sim 10 \pm 1.1\%$ ，橄榄石含量 $\sim 10 \pm 0.8\%$ ，斜长石含量 $\sim 53 \pm 2.7\%$ 。该结果与嫦娥五号月壤的组成基本一致，指示本文所用光谱端元解混方法的可靠性，并进一步证明，嫦娥五号着陆的月海玄武岩单元并不富集橄榄石。

对整个 PKT 地体内的年轻玄武岩而言，其 Band I 吸收峰位置平均 $\sim 1,001$ nm，Band II 吸收峰位置平均 $\sim 2,035$ nm，与 Staid 等^[40]和 Zhang 等^[41]基于月球矿物绘图仪的结果基本一致（5.3.1 节）。PKT 地体内的年轻玄武岩平均高钙辉石含量 $\sim 25 \pm 1.0\%$ ，平均低钙辉石含量 $\sim 19 \pm 1.1\%$ ，平均橄榄石含量 $\sim 6 \pm 0.8\%$ ，平均橄榄石含量 $\sim 6 \pm 0.8\%$ ，平均斜长石含量 $\sim 50 \pm 2.7\%$ 。

综上所述，不管是嫦娥五号着陆的 P58 单元还是 PKT 地体内的其他年轻月海玄武岩，其橄榄石含量大多不到 10%。前人^[39-41,191,192]对 PKT 地体内橄榄石的含量解译发生了偏差，这可能是因为这类年轻玄武岩极为演化的性质，其元素、矿物组成与以往阿波罗和月球号玄武岩大为不同所造成的。

5.4 PKT 地体年轻火山活动的年代学特征

5.4.1 研究现状

目前为止，仅有 Hiesinger 等^[18]和 Morota 等^[28]的研究对 PKT 地体内年轻月海玄武岩进行系统的撞击坑定年工作。Hiesinger 等^[18]使用 Neukum^[197]的撞击坑形成曲线和 Neukum 等^[125]的撞击坑年代学曲线，其结果如图 5.16A 所示。Morota 等^[28]采用了两套撞击坑年代学系统，模型 A 代表使用 Neukum^[197]的撞击坑形成曲线和年代学曲线（图 5.16B），模型 B 代表使用 Neukum 等^[125]的撞击坑形成曲线和 Wagner 等^[198]的撞击坑年代学曲线（图 5.16C）。使用模型 B 的定年结果一般比模型 A 老，对年龄小于 2.5 Ga 的单元，差别 $\sim 15\%$ ，对 2.5-3.2 Ga 的单元，差别 $\sim 10\%$ ，对老于 3.2 Ga 的单元，差别 $< 2\%$ 。

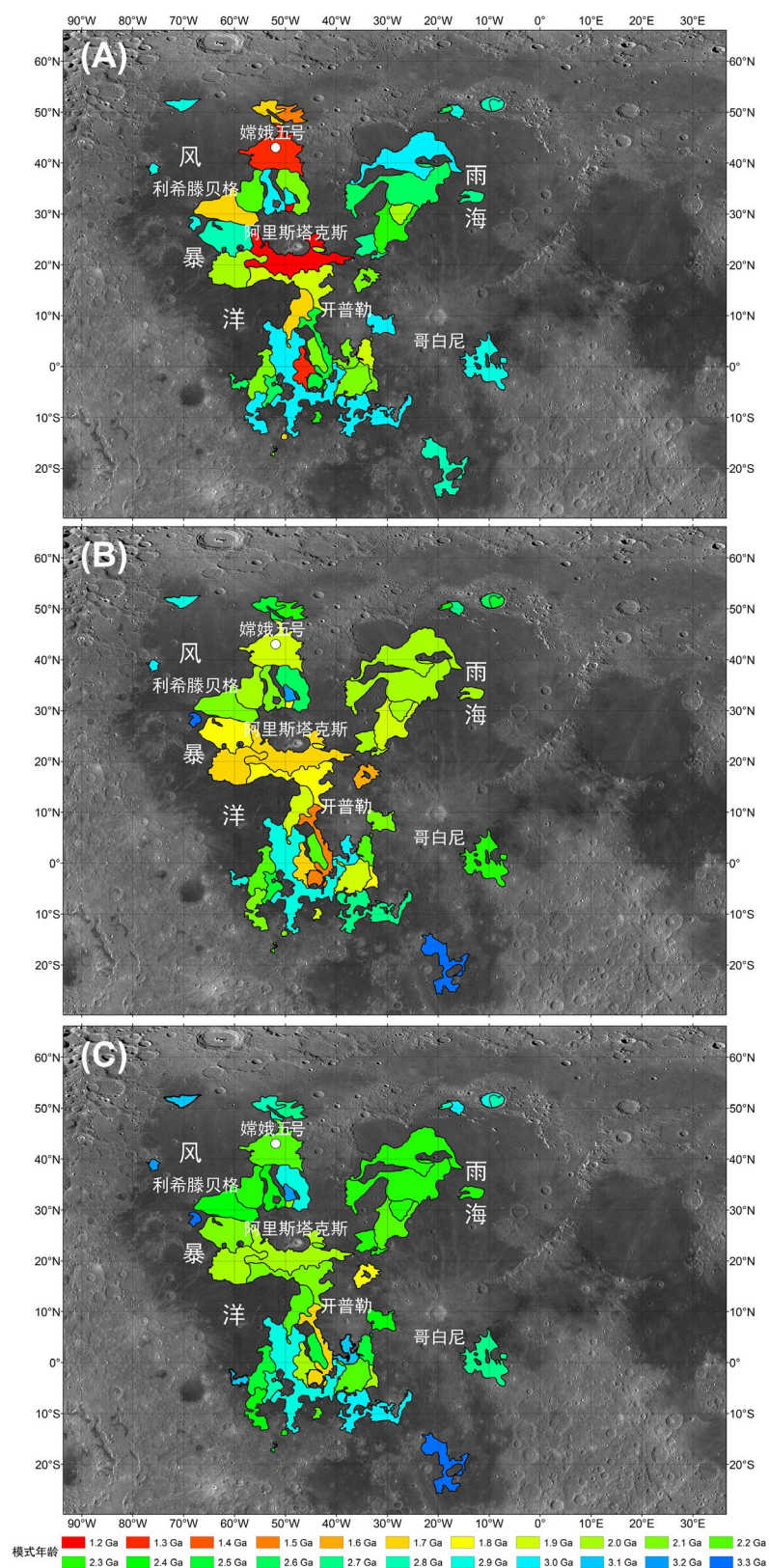


图 5.16 全月月海玄武岩撞击坑模式年龄。(A) Hiesinger 等^[18]的结果。(B) Morota 等^[28]模型 A 的结果。(C) Morota 等^[28]模型 A 的结果。

据图 5.16A, Hiesinger 等^[18]获得的 PKT 地体内最年轻的月海玄武岩位于阿里斯塔克斯撞击坑南侧 (P60), 其年龄 ~ 1.2 Ga, 该单元面积 $\sim 55,701$ km², 是 PKT 地体第三大的年轻玄武岩单元。嫦娥五号着陆于 P58 单元 (或称为 Em4, 4.2 节; 或称为 U2, 5.2 节; P58、Em4、U2 具有相同的意义), 该单元的年龄为 $1.33 \pm_{0.25}^{0.19}$ Ga, 小于根据嫦娥五号样品同位素年代学研究得到的年龄 (~ 2.0 Ga)^[19,20], 误差 $\sim 33.5\%$ 。这些单元中, 最老的单元为 I22、IN3、P24、P25、P26 和 P27, 其模式年龄 ~ 3.0 Ga, 总面积占到了 208,871 km²。

据图 5.16B, Morota 等^[28]模型 A 获得的 PKT 地体内最年轻的月海玄武岩位于开普勒撞击坑西南侧 (P35), 年龄 ~ 1.5 Ga, 面积 $\sim 24,736$ km²; 该单元根据 Hiesinger 等^[18]的结果年龄 ~ 2.5 Ga, 两者相差 ~ 1.0 Ga。嫦娥五号着陆的 P58 单元, 在 Morota 等^[28]模型 A 的定年中年龄 ~ 1.9 Ga, 与同位素定年结果相差 ~ 0.1 Ga^[19,20], 差别不到 5%。在模型 A 中, 最老的单元为 P30 和 N17, 其模式年龄 ~ 3.3 Ga, 总面积占到了 30,395 km²。其中 N17 单元位于 PKT 地体东南部边缘, 该地区可能并不发育年轻月海玄武岩。据图 5.16C, Morota 等^[28]模型 B 获得的 PKT 地体内最年轻的月海玄武岩单元仍然是 P35 单元, 其年龄 ~ 1.7 Ga, 较模型 A 的估计老 ~ 0.2 Ga。嫦娥五号着陆的 P58 单元在模型 B 中年龄 ~ 2.2 Ga, 与同位素年龄相比误差 $\sim 10\%$ 。在模型 B 中, 最老的单元与模型 A 的估计相同, 年龄都为 ~ 3.3 Ga。

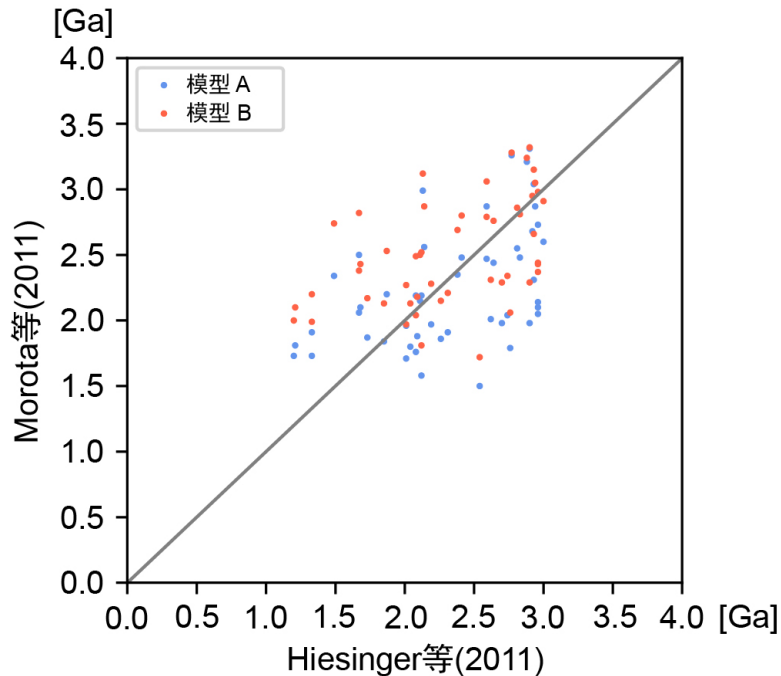


图 5.17 Hiesinger 等^[18]和 Morota 等^[28]的全月月海玄武岩撞击坑模式年龄比较。

如果将 Hiesinger 等^[18]和 Morota 等^[28]的结果放在一起进行比较 (图 5.17),

可以看到 Morota 等^[28]模型 A 和模型 B 的结果在小于 2.0 Ga 范围内都比 Hiesinger 等^[18]的结果老。在 2.0-3.0 Ga 范围内, Hiesinger 等^[18]和 Morota 等^[28]的结果趋向于接近。如果将月海玄武岩喷发频率与其对应的模式年龄做成月海玄武岩喷发通量图(图 5.18), 可以看到基于 Hiesinger 等^[18]和 Morota 等^[28]结果的月球玄武岩喷发通量演化趋势基本一致, 月海玄武岩喷发在晚雨海纪达到峰值($\sim 3.4\text{-}3.6\text{ Ga}$), 随后逐渐降低。根据 Hiesinger 等^[18]的结果, 月海玄武岩大规模喷发的时间持续更长, 可到 $\sim 1.2\text{ Ga}$; 根据 Morota 等^[28]模型 A 的结果, 月海玄武岩大规模喷发在 $\sim 1.5\text{ Ga}$ 基本停止, 不过在趋于停止之前, 在 $\sim 2.0\text{ Ga}$ 达到了一个小高潮。

考虑到嫦娥五号样品实测年龄与 Hiesinger 等^[18]和 Morota 等^[28]模型 A 和模型 B 结果的误差分别 $\sim 33.5\%$ 、 $\sim 5\%$ 和 $\sim 10\%$, Morota 等^[28]的结果可能更接近年轻月海玄武岩年龄的真实值, Hiesinger 等^[18]可能低估了年轻月海玄武岩的年龄, 但对老于 2.0 Ga 的月海玄武岩, Hiesinger 等^[18]和 Morota 等^[28]估计的年龄相当。

由于月球 PKT 地体内可能存在多个年龄小于或接近 2.0 Ga 的年轻月海玄武岩单元, 对这类年轻月海玄武岩单元, 由于多种原因(4.4.1 节)撞击坑统计定年结果可能比较老的玄武岩定年具有更大的不确定性^[161-163], 嫦娥五号样品的返回及实验室同位素定年结果^[19,20], 为校正月球撞击年代学曲线和年轻月海玄武岩年龄提供了地面真值。

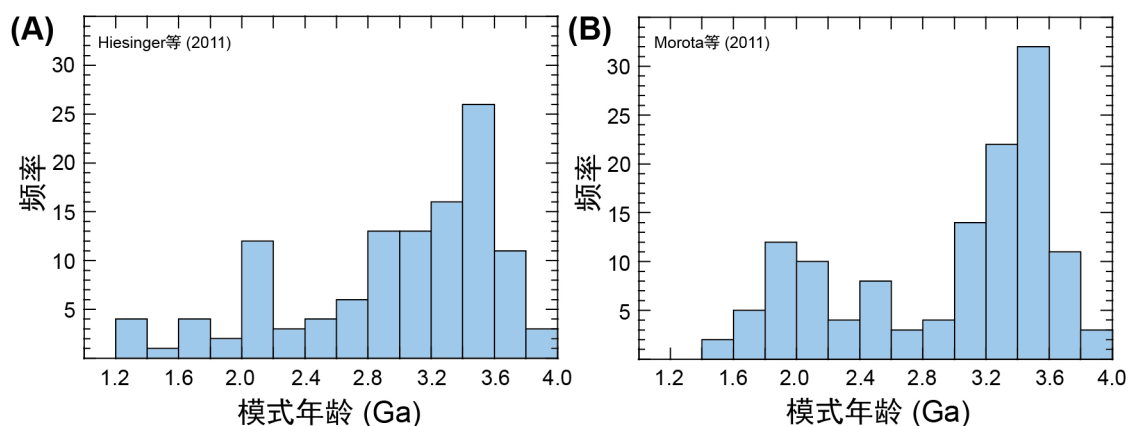


图 5.18 月海玄武岩喷发通量。(A) Hiesinger 等^[18]的统计结果。(B) Morota 等^[28]模型 A 的统计结果。

5.4.2 嫦娥五号样品年龄对年代学曲线的校正

对嫦娥五号样品开展年代学研究对认识月球晚期热历史与撞击历史具有极为重要的作用^[16,23,24,13,25]。在嫦娥五号样品发布之后, Che 等^[19]和 Li 等^[20]率先对其开

展了同位素年代学研究。

Che 等^[19]使用微区原位高分辨率二次离子质谱对嫦娥五号样品中的两颗玄武质碎屑（CE5-B1、CE5-B2）进行了 U、Th、Pb 同位素分析。根据 Pb-Pb 同位素等时线方法，Che 等^[19]得到 CE5-B1 的年龄为 $1,893 \pm 280$ Ma，CE5-B2 的年龄为 $1,966 \pm 59$ Ma，将所有数据一起统计得到嫦娥五号玄武岩的年龄为 $1,963 \pm 57$ Ma。由于富锆矿物能更好地保存其原始的 Pb 同位素组成，得到更为可靠的同位素定年结果，如果仅使用富锆矿物的数据进行定年，那么嫦娥五号玄武岩具有 $2,011 \pm 50$ Ma 的年龄。

Li 等^[20]使用离子探针测定了嫦娥五号样品中含锆矿物、磷灰石和其他矿物（斜长石、辉石、基质矿物）的 U、Pb 同位素组成。17 个嵌晶结构、18 个（次）辉绿结构和 10 个等粒结构的玄武质岩屑的同位素组成数据被用于构建 Pb-Pb 等时线，得到其年龄分别为 $2,027 \pm 7$ Ma， $2,030 \pm 6$ Ma 和 $2,034 \pm 8$ Ma，将 159 个无显著地球 Pb 污染的数据综合，指示嫦娥五号玄武岩的 Pb-Pb 等时线年龄为 $2,030 \pm 4$ Ma^[20]。尽管这些玄武质岩屑具有不同的结构，但是其放射性同位素年龄在误差范围内基本一致。这些玄武质岩屑未受明显的冲击变质作用，可以代表嫦娥五号玄武岩的结晶年龄。

在 Che 等^[19]和 Li 等^[20]通过同位素方法获得嫦娥五号玄武岩的年龄之后，Yue 等^[126]对 Neukum 等^[125]提出的月球年代学曲线进行了更新。根据嫦娥五号玄武岩的年龄（ $2,030 \pm 4$ Ma）和嫦娥五号着陆区的撞击坑密度（ $N(1) = (1.74 \pm 0.32) \times 10^{-3} \text{ km}^{-2}$ ），Yue 等^[126]将月球年代学曲线校正为了（图 5.19）：

$$N(1, t) = 1.089 \times 10^{-13} (e^{6.757t} - 1) + 7.660 \times 10^{-4}t$$

该校正后的月球年代学曲线模型并没有较大地偏离 Neukum 等^[125]提出的模型。Yue 等^[126]在此基础上计算了月球的撞击速率，与 Neukum 等^[125]相似，月球的撞击速率具在 3 Ga 前呈指数次降低，3 Ga 以来基本稳定的趋势。在 3.87 Ga 年前，Yue 等^[126]提出的新月球年代学曲线模型对应的撞击速率较 Neukum 等^[125]低，在 3.87-3.16 Ga 之间，新模型较 Neukum 等^[125]高，3.16 Ga 以来，两个模型基本一致。

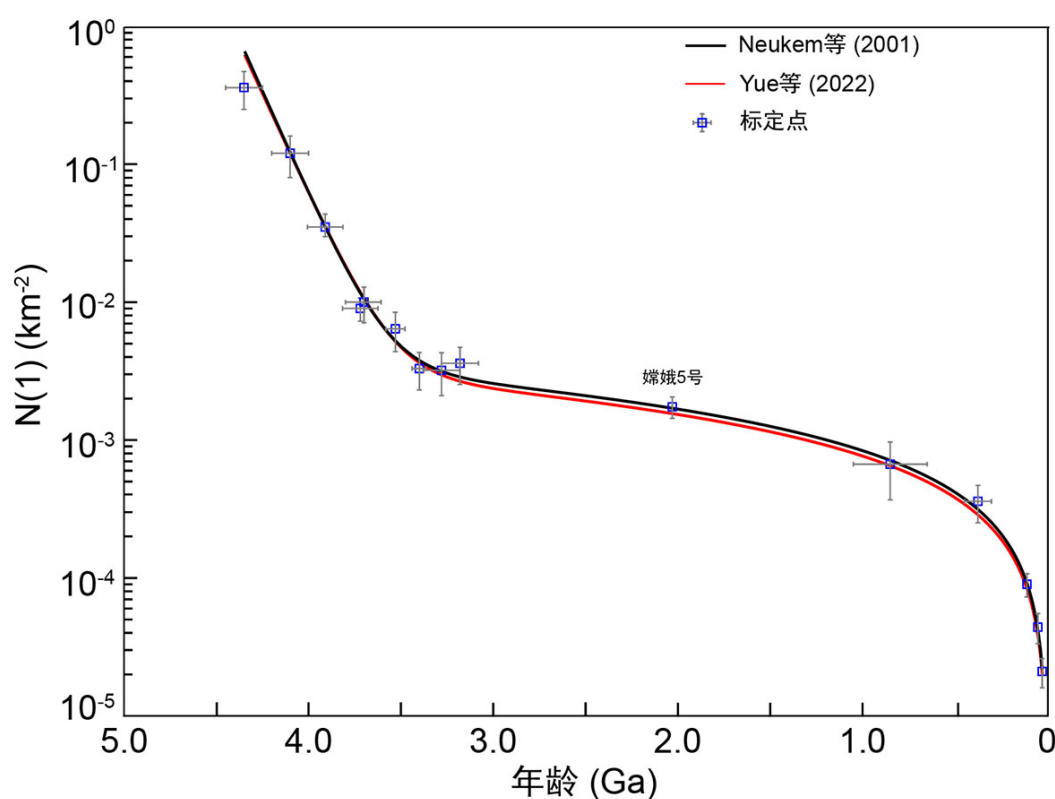


图 5.19 Yue 等^[126]根据嫦娥五号玄武岩年龄更新的月球年代学曲线。

综上所述,不同研究人员得到的嫦娥五号玄武岩喷发年龄一致^[19,20],说明嫦娥五号玄武岩在距今~2.0 Ga 前喷发,是迄今为止采回的最年轻的月球玄武岩。在此基础上月球年代学曲线在 1-3 Ga 范围内得到首次校正^[126],为重新认识 PKT 地体内年轻火山活动的年代提供了重要基础。

5.4.3 PKT 地体年轻火山单元的年代学特征

前人对 PKT 地体年轻月海玄武岩单元的撞击坑定年^[18,28]结果存在较大差别(4.4.1 节),其中的部分原因可能是月球年代学曲线在 1-3 Ga 范围内没有得到较好的标定。嫦娥五号样品返回之后,Yue 等^[126]基于嫦娥五号样品数据进一步校正了月球年代学曲线。使用 Yue 等^[126]新得到的年代学曲线和以往应用最广泛的 Neukum^[197]的年代学曲线定年时结果会产生一定偏差(图 5.20)。对 $N(1)$ 值来说,除了在 0.055 km^2 到 0.0065 km^2 范围(对应模式年龄为 3.98-3.59 Ga),Yue 等^[126]的年代学曲线都会比 Neukum^[197]的年代学曲线给出更老的结果。使用上述两个撞击坑年代学模型最大的差别出现在~2.55 Ga,对应的 $N(1)$ 值为 0.0021 km^2 ,最大年龄相差为 0.24 Ga。

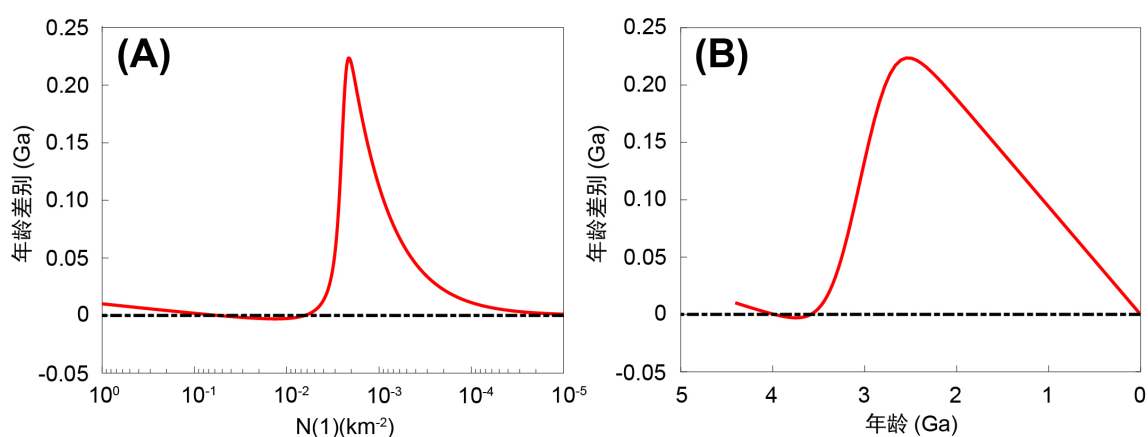


图 5.20 使用不同年代学曲线进行 CSFD 法定年时产生的年龄差别（Yue 等^[126]-Neukum^[197]）。

由于月球年轻月海玄武岩的年龄都小于 3.0 Ga（5.4.1 节），使用 Yue 等^[126]新提出的年代学曲线会得到与以往使用 Neukum^[197]的年代学曲线不同的结果（图 5.20B）。本文在对 PKT 地体内年轻月海玄武岩单元进行重新划分的基础上（5.2 节），使用 CSFD 法和 Yue 等^[126]新提出的年代学曲线重新梳理了 PKT 地体年轻月海玄武岩的喷发历史。

首先，本文基于月亮女神号地形相机数据，使用撞击坑自动识别算法^[199]，在 PKT 地体内年轻月海玄武岩区域（图 5.4）提取了共 415,099 个直径大于 280 m 的撞击坑的直径和位置信息。本文使用的方法为 Wang 等^[199]提出的主动机器学习撞击坑自动识别算法。与以往人工挑选撞击坑作为训练数据集不同，本方法基于影像数据和 DEM 数据训练样本。在训练过程中，该方法主动给基于影像数据的撞击坑二维特征添加基于 DEM 数据的三维特征注释，进而更新训练数据集，并不断重复获得足够数量和质量的训练样本。相对于传统撞击坑识别方法，本方法可大大提高撞击坑识别的准确性。通过对人工标注的月球和火星撞击坑进行检验，本方法分别具有 93.63% 和 92.27% 的正确识别率。紧接着，对本文划分的 30 个年轻月海玄武岩单元（5.2 节），在每个单元内部挑选了没有明显被皱脊改造或被大量二次撞击坑覆盖的区域进行撞击坑定年。对每个挑选出区域，对自动识别的撞击坑进行了人工核验以排除二次撞击坑，补充漏检的撞击坑，进一步提升撞击坑统计识别的准确性。最后，本文使用 Neukum^[197]的撞击坑形成曲线和 Yue 等^[126]的撞击坑年代学曲线获得了所有 30 个单元的撞击坑模式年龄（图 5.21）。

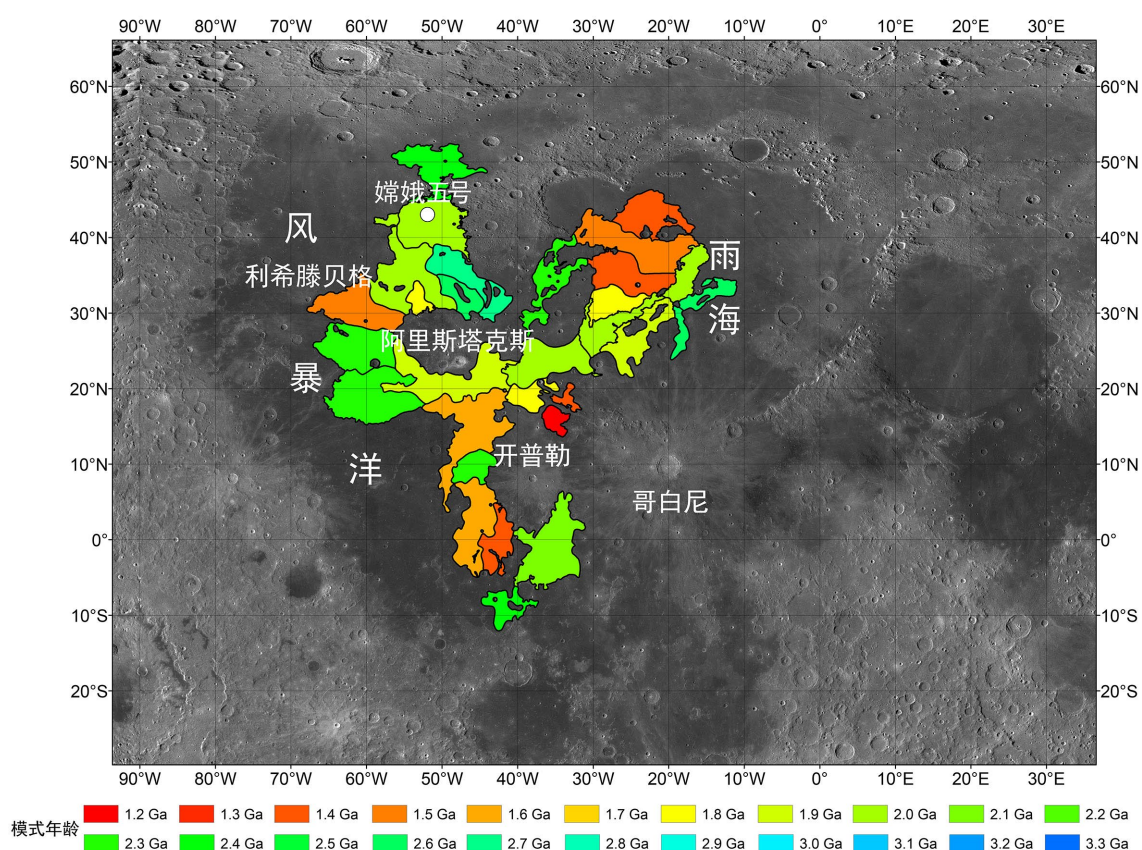


图 5.21 基于 Yue 等^[126]新提出的月球年代学曲线的 PKT 地体年轻月海玄武岩单元撞击坑模式年龄。

根据本文最新的撞击坑年代学结果（图 5.21），PKT 地体最年轻的月海玄武岩单元为 U17，位于哥白尼撞击坑西北方，其年龄~1.2 Ga。U17（1.2 Ga）、U14（1.4 Ga）、U19（1.4 Ga）、U24（1.4 Ga）、U28（1.4 Ga）、U3（1.5 Ga）、U26（1.5 Ga）等单元的年龄都 ≤ 1.5 Ga，总面积占到了~129,685 km²，主要位于雨海西北部、阿里斯塔克斯高原西北侧和开普勒撞击坑西北方。Hiesinger 等^[18]认为的最年轻的月海玄武岩单元 P60（~1.2 Ga），在本研究中给出的年龄~1.9 Ga（U10），并不是月球上最年轻的月海玄武岩单元，与 Stadermann 等^[70]的结论一致。嫦娥五号着陆的 U2 单元撞击坑模式年龄~2.0 Ga，与嫦娥五号样品的同位素年代学结果一致^[19,20]。在这些单元中，阿里斯塔克斯高原东北侧的 U6 单元是最老的月海玄武岩单元，其年龄~2.7 Ga；Hiesinger 等^[18]给出该单元的年龄~2.1 Ga，Morota 等^[28]模型 A 给出的年龄~2.6 Ga，模型 B 给出的年龄~2.9 Ga。由于 Morota 等^[28]模型 A 和模型 B 倾向于给出比 Hiesinger 等^[18]更老的结果（5.4.1 节），采用 Yue 等^[126]的年代学曲线（本研究）倾向于给出比采用 Neukum^[197]的年代学曲线（Hiesinger 等^[18]）更老的结果。

5.5 PKT 地体年轻火山单元的成分与形成时间的关系

Staid 等^[40]和 Zhang 等^[41]认为随着年龄的变小 PKT 地体内的月海玄武岩 TiO_2 和橄榄石含量逐渐增加。根据本研究的结果，年轻月海玄武岩 TiO_2 具有随年龄减小而增加的趋势，如果不考虑处于年轻月海玄武岩区域边缘的 U8、U9、U12、U16、U29 和 U30 单元（图 5.22A）。橄榄石含量随年龄变化不具有明显的演化趋势，其含量集中在~3-9%之间，远小于前人认为的~50%左右（辉石>橄榄石）^[39-41,191-193]。对年轻月海玄武岩，最富集的矿物是斜长石，其含量在~2.0 Ga 之后，具有随年龄变小逐渐下降的趋势，最低可到~40%；在~2.0 Ga 之前，斜长石含量没有明显的变化趋势，其含量大多在~47-55%（图 5.22F）。在年轻月海玄武岩中，高钙辉石和低钙辉石是两种最为富集的镁铁质矿物，其含量没有明显的变化趋势，高钙辉石（~22-29%）一般较低钙辉石（~14-22%）富集。

除此之外，如果将本研究得到的月球年轻月海玄武岩单元模式年龄与 Hiesinger 等^[18]对其他月海玄武岩单元的撞击坑定年结果结合可以计算月球月海玄武岩活动的喷发通量（面积/时间）随时间的变化，如图 5.23 所示。本文得到的月海玄武岩喷发通量的演化趋势与 Hiesinger 等^[18]和 Morota 等^[28]的结果相似（图 5.18），表明月海玄武岩活动在~3.5 Ga 左右达到峰值，随后其喷发通量逐渐减小。Hiesinger 等^[18]等认为月海玄武岩活动逐渐减小，直至~1.2 Ga 左右大规模月海玄武岩活动完全停止。本研究及 Morota 等^[28]认为月海玄武岩活动的减弱是脉动式的，在~2.5 Ga 之后，存在几次喷发小高潮，如~2.0 Ga 大规模中钛玄武岩喷发产生了嫦娥五号玄武岩，最终在~1.2 Ga 左右，月球大规模月海玄武岩活动完全停止。

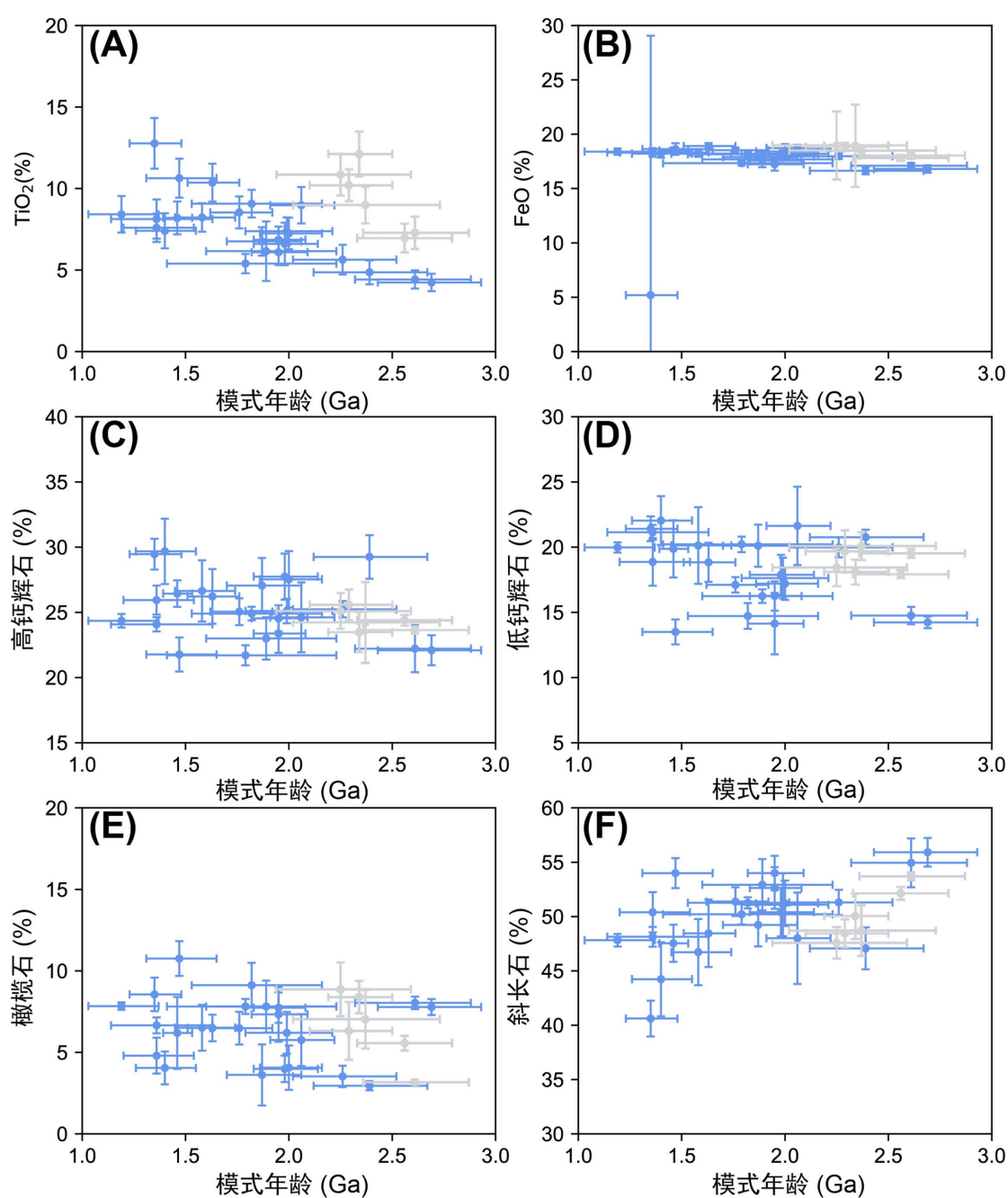


图 5.22 PKT 地体年轻月海玄武岩单元元素及矿物组成。TiO₂ 含量基于 LRO 宽角相机 TiO₂ 数据。FeO 含量基于月亮女神号 FeO 数据。灰色代表 U8、U9、U12、U16、U29 和 U30 单元。

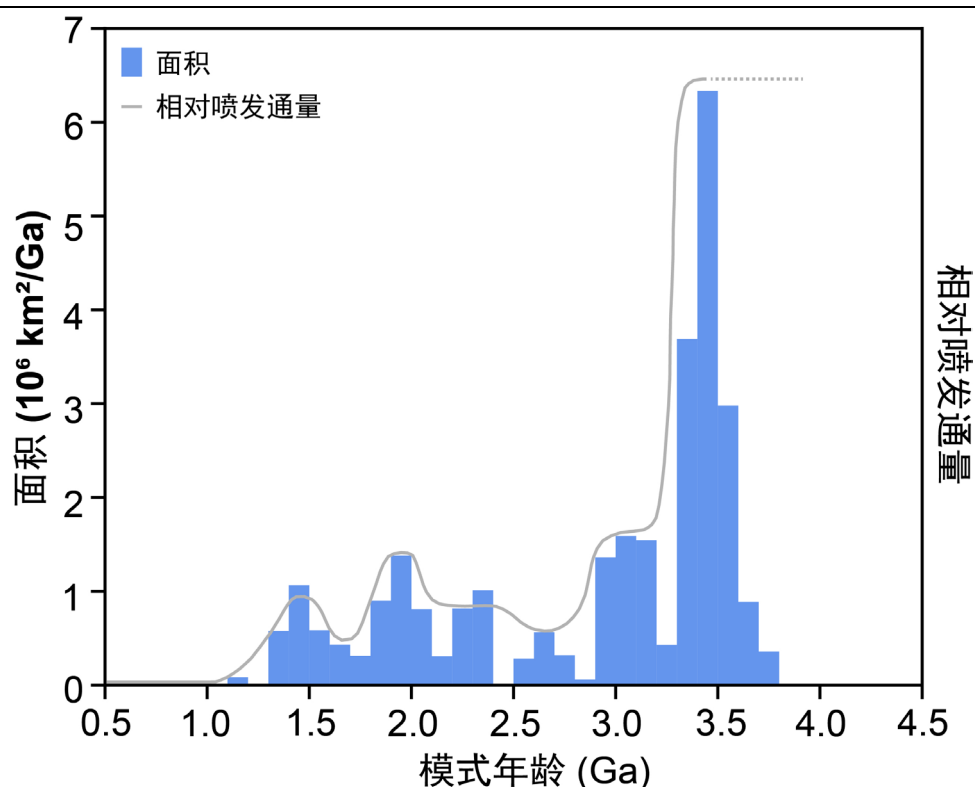


图 5.23 月球月海玄武岩活动喷发通量随时间的变化。

5.6 本章小结

本章对 PKT 地体的年轻月海玄武岩单元进行了详细的地质单元划分、地球化学、矿物组成和年代学分析，重新梳理了 PKT 地体年轻月海玄武岩的演化框架，取得的主要结论如下：

(1) 本文将 PKT 地体年轻月海玄武岩划分为 30 个单元（从 U1 到 U30）。其中 U1 到 U7 位于风暴洋北部地区，U8 到 U10 位于阿里斯塔克斯高原西侧及南侧，U11 到 U15 从西侧和南侧围绕开普勒撞击坑，U16 位于开普勒撞击坑西南方，U17 到 U30 位于雨海盆地西部。嫦娥五号最终降落在了 U2 单元的中部。该单元或称为 P58^[18]、或称为 Em4（4.2 节），P58、Em4、U2 具有相同的意义。

(2) 本文通过拉曼光谱对嫦娥五号月壤的分析得到其矿物组成为辉石~42.8%、斜长石~33.2%、橄榄石~13.1%、铁钛氧化物~5.2%（主要为钛铁矿）、玻璃~3.4%，其他副矿物（如石英、磷灰石等）~2.3%。嫦娥五号月壤中橄榄石并不富集，其含量约为辉石的 1/3，不支持前人认为的月球年轻月海玄武岩富集橄榄石的结论。本文认为月球年轻月海玄武岩较深而不对称的 1 μm 吸收和较浅的 2 μm 吸收，不是因为橄榄石富集，而是因为嫦娥五号玄武岩极其演化，并且其辉石组成特殊造成的。

在此基础上,本文利用月球矿物绘图仪数据结合镁值可变的查找表算法,重新计算了月球年轻月海玄武岩的矿物组成,发现橄榄石确实并不富集。PKT 地体内的年轻玄武岩平均高钙辉石含量 $\sim 25\pm 1.0\%$, 平均低钙辉石含量 $\sim 19\pm 1.1\%$, 平均橄榄石含量 $\sim 6\pm 0.8\%$, 平均斜长石含量 $\sim 50\pm 2.7\%$ 。

(3) 利用新的年代学曲线和重新梳理的月球风暴洋地区年轻月海玄武岩单元边界,通过撞击坑自动识别算法,本文对 30 个月球年轻月海玄武岩单元进行了定年,发现 PKT 地体最年轻的月海玄武岩单元为 U17,位于哥白尼撞击坑西北方,其年龄 ~ 1.2 Ga。嫦娥五号着陆的 U2 单元撞击坑模式年龄 ~ 2.0 Ga,与嫦娥五号样品的同位素年代学结果完全一致。

(4) 根据月球年轻月海玄武岩元素与矿物组成及其形成年代,本文探讨了 PKT 地体年轻火山活动的演化趋势。年轻月海玄武岩 TiO_2 具有随年龄减小而增加的趋势,橄榄石含量随年龄变化不具有明显的演化趋势,其含量集中在 $\sim 3\text{-}9\%$ 之间,远小于前人认为的 $\sim 50\%$ 左右。对年轻月海玄武岩,最富集的矿物是斜长石,其含量在 ~ 2.0 Ga 之后,具有随年龄变小逐渐下降的趋势,最低可到 $\sim 40\%$ 。高钙辉石和低钙辉石是两种最为富集的镁铁质矿物,其含量没有明显的变化趋势。月海玄武岩活动在 ~ 3.5 Ga 左右达到峰值,随后其喷发通量逐渐减小,最终在 ~ 1.2 Ga 左右月球大规模月海玄武岩活动完全停止。

第六章 主要结论与展望

6.1 主要结论

风暴洋北部位于 PKT 地体范围内，是月球火山活动最为活跃的地区之一，是进行月球火山学研究的理想地点，主要发育的火山地质单元有吕姆克山、麦闰火山穹丘群、月溪和月海玄武岩。嫦娥五号着陆于风暴洋北部北纬 43.06° ，西经 51.92° 的埃拉托逊纪月海玄武岩单元内，返回样品的同位素年代学揭示该埃拉托逊纪月海玄武岩单元的年龄 ~ 2.0 Ga，比以往最年轻的阿波罗和月球号样品至少年轻 ~ 0.8 – 0.9 Ga。嫦娥五号样品代表了 PKT 地体内典型的中高钛年轻月海玄武岩，其实验室研究为认识 PKT 地体其他年轻月海玄武岩单元，重建 PKT 地体年轻火山活动的框架提供了宝贵的地面真值。

通过对风暴洋北部嫦娥五号着陆区火山地质特征、火山活动历史及风暴洋克里普地体内的年轻火山活动研究，本文主要取得以下认识：

吕姆克山是风暴洋北部最为显著的火山构造，其直径 ~ 70 km。吕姆克山上发育 22 个陡边穹窿和缓边穹窿，代表不同期次的玄武岩喷发。麦闰穹丘群由南部穹丘、中部穹丘、麦闰 T 穹丘和西北穹丘四个穹丘组成，其岩浆成分富硅、富钽、贫铁，是高度演化岩浆的产物。风暴洋北部地区发育一复杂的月溪系统，由夏普月溪、麦闰月溪、海帕拉斯月溪和卢维尔月溪四条月溪组成，其中夏普月溪和麦闰月溪是最主要的两条。夏普月溪与海帕拉斯月溪共同起源于北部火山口。夏普月溪总长 ~ 320 km，海帕拉斯月溪总长 ~ 76 km，比夏普月溪规模小得多。麦闰月溪起源于南部火山口，总长 ~ 150 km。根据月溪切割关系，海帕拉斯月溪和卢维尔月溪形成先于夏普月溪，先于麦闰月溪。麦闰月溪形成后被夏普月溪捕获，在其内部形成了多种构造（内部月溪、内部堤脊、熔岩池）。夏普月溪、麦闰月溪和卢维尔月溪的撞击坑绝对模式年龄分别为 $1.88^{+0.30}_{-0.30}$ Ga、 $1.39^{+0.24}_{-0.24}$ Ga 和 $2.20^{+0.52}_{-0.50}$ Ga，与月溪切割关系制约的相对年代一致。夏普月溪年龄在误差范围内与嫦娥五号样品年龄一致 (~ 2.0 Ga) [19,20]。风暴洋北部复杂月溪系统的形成经历了 4 个过程。过程 1 发生于 ~ 2.0 Ga 以前，卢维尔月溪和海帕拉斯月溪源头火山口喷发，但是其熔岩并未流入 Em4 单元，此时 Em4 区域尚被 Em3 或更古老的月海玄武岩覆盖。过程 2 发生于 ~ 2.0 Ga，北部火山口喷发，在喷发初始阶段形成了席状熔岩流并快速覆盖现今 Em4 区域。过

程 3 的发生紧接着过程 2, 此时岩浆的喷发转换为以夏威夷式和斯特隆布利式为主, 随着熔岩流由边缘向中部冷却, 熔岩流开始渠道化并向下发生侵蚀最终形成月溪, 直至喷发停止、熔岩流固结前都在向月溪的末端输送熔岩。过程 4 为南部火山口喷发, 其熔岩覆盖了现今 Em4 东南角, 在喷发晚期形成麦闰月溪。麦闰月溪的形成过程与夏普月溪类似但是规模较夏普月溪小得多。研究区大部分地区都被月海玄武岩覆盖, 西部月海皱脊主要为北西向, 与风暴洋地区皱脊的主导方向一致, 皱脊规模大, 延伸长, 可能受全球应力场控制, 形成于~3.4 Ga。东部月海区域, 皱脊主要为北东向, 皱脊规模小, 延伸短, 可能受雨海盆地峰环系统控制。研究区月海玄武岩平原整体平坦, 西部月海比东部月海高出~200-300 m, 其地形极大地受皱脊控制, 皱脊可将月海表面抬升~100-200 m。

研究区可划分为 14 个地质单元, 包括 3 个吕姆克山高原单元 IR1、IR2 和 IR3, 3 个雨海纪月海玄武岩单元 Im1、Im2 和 Im3, 4 个埃拉托逊纪月海玄武岩单元 Em1、Em2、Em3 和 Em4, 吕姆克山穹丘单元 ld、sd, 硅质穹丘单元 Idm 和高地单元 Ith。研究区西部月海 Im1、Im2 和 Im3 单元 TiO₂ 含量较低, 年龄较老, 撞击坑模式年龄分别为 $3.42^{+0.02}_{-0.02}$ Ga、 $3.39^{+0.02}_{-0.02}$ Ga 和 $3.16^{+0.06}_{-0.09}$ Ga, 属雨海纪低钛玄武岩。研究区东部月海 Em3、Em4 单元是研究区 TiO₂ 含量最高, 最为年轻的两个单元, 撞击坑模式年龄为 $1.51^{+0.07}_{-0.07}$ Ga 和 $1.21^{+0.03}_{-0.03}$ Ga, 属埃拉托逊纪中钛玄武岩。东部月海 Em3、Em4 单元镁值较西部月海 Im2、Im3 单元低, 其岩浆更为演化, 可能为岩浆演化晚期的产物。嫦娥五号着陆在 Em4 单元中部。本文将 Em4 单元按经纬度划分为了 52 个区域, 发现这 52 个区域的模式年龄从 1.1 Ga 到 2.9 Ga。嫦娥五号落在了 52 个定年格网的第 13、21 个边缘, 其平均年龄为~2.0 Ga, 与嫦娥五号样品年龄一致。不同研究人员获得 Em4 的年龄不同, 可能是撞击坑统计区域不同造成的。

本文重建了风暴洋北部嫦娥五号着陆区火山演化历史和地层序列。雨海盆地的形成塑造了区域火山演化的基底。在雨海盆地形成之后, 雨海纪低钛月海玄武岩 (Im1 到 Im3) 在~3.47-3.40 Ga 左右相继喷发, 覆盖了整个风暴洋北部地区, 厚度~900 m。同期低钛玄武质火山活动可能在同时形成了吕姆克山火山杂岩体。同时或稍晚于雨海纪月海玄武岩活动, 通过底辟作用产生了富硅岩浆形成麦闰火山群。在~3.4-2.0 Ga, 该地区无大规模火山活动, 在雨海纪月海玄武岩表面形成了一层厚~10 m 的古月壤和古溅射物层, 混入了来自于毕达哥拉斯和夏普 B 撞击坑的溅射物。在~2.0 Ga 左右, 玄武质火山活动在风暴洋北部又活跃起来, 形成了埃拉托逊纪中高钛玄武岩 (Em3, Em4), 总厚~50 m。Em4 主体部分在~2.0 Ga 喷发自北部火山口 (夏普月溪源头), Em4 单元东南角在~1.4 Ga 喷发自南部火山口 (麦闰月溪源头)。此后, 该地区没有大规模的火山活动发生。Em4 单元暴露于空间环境, 形成

了一层~6 m 的月壤与溅射物层，可能混入了来自于海帕拉斯撞击坑、阿里斯塔克斯撞击坑和哥白尼撞击坑的溅射物。

根据多源遥感数据和对前人结果的梳理，将 PKT 地体年轻月海玄武岩划分为 30 个单元（从 U1 到 U30）。嫦娥五号降落在了 U2 单元的中部，为研究 PKT 地体范围内的年轻雨海玄武岩提供了地面真值。该单元或称为 P58^[18]，或称为 Em4（4.2 节），P58、Em4、U2 具有相同的意义。通过拉曼光谱分析，嫦娥五号月壤主要由~42.8%辉石、~33.2%斜长石、~13.1%橄榄石、~5.2%铁钛氧化物和~3.4%玻璃组成。嫦娥五号月壤并不富集橄榄石，不支持月球年轻月海玄武岩富集橄榄石。月球年轻月海玄武岩较深而不对称的 1 μm 吸收和较浅的 2 μm 吸收，不是因为橄榄石富集，而是因为嫦娥五号玄武岩高度演化，并且其辉石组成特殊造成的。在此基础上，本文利用月球矿物绘图仪数据结合镁值可变的查找表算法，重新计算了 PKT 地体内月球年轻月海玄武岩矿物组成，发现其平均高钙辉石含量~25 \pm 1.0%，平均低钙辉石含量~19 \pm 1.1%，平均橄榄石含量~6 \pm 0.8%，平均斜长石含量~50 \pm 2.7%，橄榄石确实并不富集。嫦娥五号样品返回之后，Yue 等^[126]基于嫦娥五号样品数据进一步校正了月球年代学曲线。利用该年代学曲线和重新梳理的月球风暴洋地区年轻月海玄武岩单元边界，通过撞击坑自动识别算法，本文对 30 个月球年轻月海玄武岩单元进行了定年，发现 PKT 地体最年轻的月海玄武岩单元为 U17，位于哥白尼撞击坑西北方，其年龄~1.2 Ga。嫦娥五号着陆的 U2 单元撞击坑模式年龄~2.0 Ga，与嫦娥五号样品的同位素年代学结果一致。根据月球年轻月海玄武岩元素、矿物组成及其形成年代，本文观察到年轻月海玄武岩 TiO₂ 具有随年龄减小而增加的趋势，橄榄石含量随年龄变化不具有明显的演化趋势，其含量集中在~3-9%之间，远小于前人认为的~50%左右。年轻月海玄武岩最富集斜长石，其含量在~2.0 Ga 之后，具有随年龄变小逐渐下降的趋势，最低可到~40%。高钙辉石和低钙辉石是两种最为富集的镁铁质矿物，高钙辉石含量多于低钙辉石，其含量没有明显的变化趋势。月海玄武岩活动在~3.5 Ga 达到峰值，随后其喷发通量逐渐减小，最终在~1.2 Ga 左右月球大规模月海玄武岩活动完全停止。

6.2 创新点

本文的创新点主要包括：

（1）利用多源遥感数据对风暴洋北部地区多种火山构造（吕姆克山、麦闰穹丘、月溪、月海玄武岩）进行地形、地貌、地球化学、矿物学、地层学和年代学分析，绘制了风暴洋北部地区地质图和地层柱状图，重建了该地区的火山喷发历史。

提出该地区先后经历了雨海纪低钛玄武岩喷发形成吕姆克山和西部月海, 同期底辟作用产生高硅岩浆, 形成麦闰穹丘, 最后埃拉托逊纪中高钛玄武岩喷发覆盖于雨海纪玄武岩之上, 形成东部月海。

(2) 对风暴洋北部地区的月溪进行了系统的形貌学、年代学和火山学研究, 提出该地区发育有夏普月溪、麦闰月溪、海帕拉斯月溪和卢维尔月溪, 海帕拉斯月溪、卢维尔月溪形成先于夏普月溪, 先于麦闰月溪。提出月溪源头火山口喷发初期经历了高通量喷发形成席状熔岩流, 而后熔岩流向中间冷却并渠道化, 最终发生下蚀形成月溪, 对月溪的形成和月海玄武岩的就位机制具有重要启示。率先提出嫦娥五号玄武岩喷发自夏普月溪的源头北部火山口, 对嫦娥五号样品火山学研究, 制约火山喷发过程与月幔源区性质具有重要意义。

(3) 将嫦娥五号样品实验室分析数据作为地面真值点, 重新解译了 PKT 地体内年轻火山岩的地球化学、矿物组成和年代学特征, 建立 PKT 地体年轻火山岩喷发框架。提出年轻月海玄武岩中橄榄石并不富集, TiO_2 具有随年龄减小而增加的趋势。月海玄武岩活动在~3.5 Ga 达到峰值, 随后其喷发通量逐渐减小, 最终在~1.2 Ga 左右大规模月海玄武岩活动完全停止。将返回样品作为地面真值点, 为未来月面遥感数据定标场建设提供重要参考。

6.3 对未来工作的展望

本文虽然对重建月球风暴洋北部地区的火山活动历史及 PKT 地体年轻火山活动历史的研究方面取得了一些成果, 但在以下几个方面仍然存在不足, 需要在未来的工作中进行进一步的研究:

(1) 本文提出月溪源头火山口的喷发经历了 4 个阶段, 与月球一次火山喷发的 4 个阶段相对应, 但是目前并没有物理火山学模型对风暴洋北部地区源头火山口的喷发、月溪的形成和熔岩流的冷却过程进行定量约束。物理火山学模型的建立, 将大大促进对嫦娥五号玄武岩样品的喷发与冷却历史研究和对月溪这一地貌的形成机制研究。嫦娥五号玄武岩样品的火山学研究也能反过来检验物理火山学模型的正确性。

(2) 本文虽然对嫦娥五号月壤样品进行了初步的矿物相研究, 但是尚未进行更深入的喷发机制、喷发过程、冷却过程等火山学研究。未来将开展嫦娥五号样品综合火山学研究, 结合嫦娥五号玄武岩的岩石学、矿物学和地球化学研究及行星地质学研究, 将能更充分地认识风暴洋北部地区火山演化历史和 PKT 地体内的年轻火山作用。

(3) 本文虽然对 PKT 地体内年轻月海玄武岩的地球化学、年代学和矿物学特征进行了探讨，对其演化有了初步认识。但是到目前为止，对 PKT 地体内年轻月海玄武岩成分-年龄的演化趋势并没有较好解释。除此之外，在划分的 30 个年轻月海玄武岩单元中，只有 U2 单元存在返回样品（嫦娥五号），其余 29 个年轻月海玄武岩单元并没有对应样品。然而，在这些年轻月海玄武岩中既有最年轻的月海玄武岩（年龄~1.2 Ga），也有成分最为特殊的月海玄武岩（U3，橄榄石含量最高），这些单元都没有返回样品。通过多源遥感数据对这些特殊的单元进行深入研究，对未来富科学价值的着陆点选择尤其是月球采样返回任务规划具有重要参考价值。

致谢

在南望山下，鲁磨路 388 号的 4 年本科和 6 年博士生活将要走向尾声。值博士毕业论文完成之际，对 10 年来所有在学习、工作和生活中提供过帮助的老师、同学和朋友表示感谢。

首先，我要感谢的是我的导师肖龙教授和师母于荣萍老师。正是肖龙教授在我大三、大四对专业方向选择迷茫之际，带我走进行星地质学的殿堂，向我展示了行星地质学这一宽广的新世界。自我博士入学以来，肖龙教授以其敏锐的洞察力布局了团队的嫦娥 4 号、5 号月球探测和天问 1 号火星探测任务的相关科学研究，我也有幸参与其中，觉得十分自豪。在科研中，肖龙教授既会在遇到困难时给予帮助，也会在进展顺利时启发思维。肖龙教授开会总是不厌其烦，为团队之间深入地交流提供机会。如果没有肖龙教授的指导和支持，我可能并不会走一条行星科学之路。在生活中，肖龙教授总是关注学生的身体健康并鼓励积极锻炼身体。肖龙教授和于荣萍老师时常组织学生去东湖踏青或者骑车，为劳逸结合的科研生活树立了好榜样。

其次，我要感谢的是我的美国导师 James Head 教授及其夫人 Anne Cote。在美国布朗大学进行联合培养的 2 年，James Head 教授在科研与生活中都给予了无微不至的关照，使我能够充分地融入普罗维登斯的学习和生活。James Head 教授是美国行星科学界的泰斗，也是中国人民的老朋友，他身体力行地支持中国的行星科学发展和中美的学术交流。在 James Head 教授的指导下，我系统地学习了水星、金星、火星和月球的火山学知识，为我的科研打下了牢固的基础。也是在 James Head 教授的帮助下，我有机会与世界顶尖的行星科学家合作，并向他们学习。

再者，我要感谢 10 年来其他曾经倾心相授的中国地质大学（武汉）全体老师，包括马昌前教授、赵军红教授、刘勇胜教授、章军锋教授、张宏飞教授、龚一鸣教授、谢树成教授、罗根明教授、王国灿教授、王国庆副教授、刘嵘副教授、赵得爱老师等各位老师。正是各位老师的言传身教使我打下了牢固的地质学基础。感谢曾经一起学习的张吟、卢文华、周南佳娃、姜特、卢桂梅等各位同学和朋友，陪我度过了一段“艰苦朴素，求真务实”的岁月。

感谢行星科学研究所全体老师，包括巫翔教授、张昊教授、黄俊教授、黄倩副教授、何琦老师，和曾经在行星科学研究所的肖智勇教授。感谢行星科学研究所的

其他兄弟姐妹，尤其是曾经是学长现在是老师的赵健楠副研究员、王江老师，曾经的学长乔乐、黄婷、杨亚洲、薛竹青、刘汉生，曾同处一个办公室的赵佳伟、赵思源、肖潇、史语桐、张骏、杨勇、乔赫、王一尘、蒲江、叶斌龙等。正是各位老师、同学的苦心经营才使行星科学研究所成为一个活跃、高效的行星科学研究机构。

感谢中国地质大学（武汉）嫦娥五号样品研究团队全体成员包括肖龙教授、汪在聪教授、何琦老师、余振兵教授、宗克清教授、巫翔教授、骆必继副教授、张文副教授、潘发斌老师、徐畅老师、赵佳伟、赵思源、李毅恒、曹克楠、肖倩、李嘉威、李雪健和曹治等各位老师和同学。正是在各位老师的指导和各位同学的帮助下，使我能够参与嫦娥五号样品研究。

感谢国外合作者 Lionel Wilson、Harald Hiesinger、Carolyn van der Bogert、Christian Wöhler、Jessica Flahaut、Joseph Michalski 和来自于国内其他高校和研究院所的徐义刚院士、惠鹤九教授、刘洋研究员、岳宗玉研究员、贺怀宇研究员、吴波教授、田伟副教授、龙涛、车晓超等各位老师在科研中提供的帮助。

最后，感谢我的家人，母亲孙水珍、父亲钱程良、祖母钱瑞仙、祖父程金炎、曾祖母章阿三、兄长钱煜欣和外婆一家人，是他们 20 多年来的支持使我能够无忧无虑完成学业，并能够自如选择未来方向。感谢我的对象王佳静，一直以来的陪伴、鼓励和支持，希望你在香港大学学业顺利，希望未来我们能走遍世界的山川湖海，留下美丽的足迹。

愿祖国繁荣昌盛！愿世界和平！愿国际月球科研站早日建成！愿人类的足迹脱离地球，离开太阳系！

参考文献

- [1] HEIKEN G H, VANIMAN D T, FRENCH B M. Lunar Sourcebook, A User's Guide to the Moon[M]. Cambridge University Press, 1991.
- [2] 于登云, 吴学英, 吴伟仁. 我国探月工程技术发展综述[J]. 深空探测学报, 2016, 3(4): 307-314.
- [3] 吴伟仁, 刘继忠, 唐玉华, 等. 中国探月工程[J]. 深空探测学报, 2019, 6(5): 405-416.
- [4] 叶培建, 于登云, 孙泽洲, 等. 中国月球探测器的成就与展望[J]. 深空探测学报, 2016, 3(4): 323-333.
- [5] 李春来, 刘建军, 左维, 等. 中国月球探测进展 (2011-2020 年) [J]. 空间科学学报, 2021, 41(1): 68-75.
- [6] 胡浩, 裴照宇, 李春来, 等. 无人月球采样返回工程总体设计——嫦娥五号任务[J]. 中国科学: 技术科学, 2021, 51(11): 1275-1286.
- [7] 杨孟飞, 张高, 张伍, 等. 月面无人自动采样返回任务技术设计与实现[J]. 中国科学: 技术科学, 2021, 51(7): 738-752.
- [8] WANG J, ZHANG Y, DI K, et al. Localization of the Chang'e-5 Lander Using Radio-Tracking and Image-Based Methods[J]. Remote Sensing, 2021, 13(4): 590.
- [9] 邓湘金, 郑燕红, 金晟毅, 等. 嫦娥五号采样封装系统设计与实现[J]. 中国科学: 技术科学, 2021, 51(7): 753-762.
- [10] 张广良, 张洪波, 张洪波, 等. 嫦娥五号任务月球样品存储处理制备方法研究[J]. 中国科学: 物理学 力学 天文学, 2022.
- [11] PRISSEL T C, PRISSEL K B. A lunar sample renaissance[J]. Nature Communications, 2021, 12(1): 7053.
- [12] MALLAPATY S. China set to retrieve first Moon rocks in 40 years[J]. Nature, 2020, 587: 185-186.
- [13] YANG W, LIN Y. New Lunar Samples Returned by Chang'e-5: Opportunities for New Discoveries and International Collaboration[J]. The Innovation, 2021, 2(1): 100070.
- [14] XIN L. China's top 10 science and technology stories in 2021[J]. National Science

- Review, 2022, 9(5): nwac070.
- [15]孟占峰, 高珊, 彭兢. 基于轨道任务几何的“嫦娥五号”采样区选择[J]. 深空探测学报, 2021, 8(3): 227-236.
- [16]LIU J, ZENG X, LI C, et al. Landing Site Selection and Overview of China's Lunar Landing Missions[J]. Space Science Reviews, 2020, 217(1): 6.
- [17]HIESINGER H, HEAD J W, WOLF U, et al. Ages and stratigraphy of mare basalts in Oceanus Procellarum, Mare Nubium, mare Cognitum, and Mare Insularum[J]. Journal of Geophysical Research E: Planets, 2003, 108(7): 1-1.
- [18]HIESINGER H, HEAD J W, WOLF U, et al. Ages and stratigraphy of lunar mare basalts: A synthesis[J]. Special Paper of the Geological Society of America, 2011, 477: 1-51.
- [19]CHE X, NEMCHIN A, LIU D, et al. Age and composition of young basalts on the Moon, measured from samples returned by Chang'e-5[J]. Science, 2021, 374(6569): 887-890.
- [20]LI Q L, ZHOU Q, LIU Y, et al. Two-billion-year-old volcanism on the Moon from Chang'e-5 basalts[J]. Nature, 2021, 600(7887): 54-58.
- [21]MERLE R E, NEMCHIN A A, WHITEHOUSE M J, et al. Pb-Pb ages and initial Pb isotopic composition of lunar meteorites: NWA 773 clan, NWA 4734, and Dhofar 287[J]. Meteoritics & Planetary Science, 2020, 55(8).
- [22]SNAPE J F, NEMCHIN A A, WHITEHOUSE M J, et al. The timing of basaltic volcanism at the Apollo landing sites[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2019, 266: 29-53.
- [23]TARTÈSE R, ANAND M, GATTACCECA J, et al. Constraining the Evolutionary History of the Moon and the Inner Solar System: A Case for New Returned Lunar Samples[J]. Space Science Reviews, 2019, 215(8): 54.
- [24]VALENCIA S N, CURRAN N, FLAHAUT J, et al. High Priority Returned Lunar Samples[J]. Bulletin of the AAS, 2021, 53(4).
- [25]VAN DER BOGERT C H, HIESINGER H. Which Samples are Needed for Improved Calibration of the Lunar Cratering Chronology?[C]//51st Lunar and Planetary Science Conference. The Woodlands, Texas: Lunar and Planetary Institute, 2020: Abstract #2088.
- [26]PLATZ T, BYRNE P K, MASSIRONI M, et al. Volcanism and tectonism across the inner solar system: an overview[J]. Geological Society, London, Special Publications,

- 2015, 401(1): 1 LP - 56.
- [27]WHITTEN J L, HEAD J W. Lunar cryptomaria: Physical characteristics, distribution, and implications for ancient volcanism[J]. *Icarus*, 2015, 247: 150-171.
- [28]MOROTA T, HARUYAMA J, OHTAKE M, et al. Timing and characteristics of the latest mare eruption on the Moon[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2011, 302(3): 255-266.
- [29]NEAL C R, TAYLOR L A. Petrogenesis of mare basalts: A record of lunar volcanism[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1992, 56(6): 2177-2211.
- [30]WILSON L, HEAD J W. Generation, ascent and eruption of magma on the Moon: New insights into source depths, magma supply, intrusions and effusive/explosive eruptions (Part 1: Theory)[J]. *Icarus*, 2017, 283: 146-175.
- [31]HEAD J W, WILSON L. Generation, ascent and eruption of magma on the Moon: New insights into source depths, magma supply, intrusions and effusive/explosive eruptions (Part 2: Predicted emplacement processes and observations)[J]. *Icarus*, 2017, 283: 176-223.
- [32]LONGHI J. Experimental petrology and petrogenesis of mare volcanics[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1992, 56(6): 2235-2251.
- [33]SHEARER C K, HESS P C, WIECZOREK M A, et al. Thermal and Magmatic Evolution of the Moon[J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2006, 60(1): 365-518.
- [34]NOZETTE S, RUSTAN P, PLEASANCE L P, et al. The Clementine Mission to the Moon: Scientific Overview[J]. *Science*, 1994, 266(5192): 1835.
- [35]OHTAKE M, HARUYAMA J, MATSUNAGA T, et al. Performance and scientific objectives of the SELENE (KAGUYA) Multiband Imager[J]. *Earth, Planets and Space*, 2008, 60(4): 257-264.
- [36]WU Y, BESSE S, LI J Y, et al. Photometric correction and in-flight calibration of Chang' E-1 Interference Imaging Spectrometer (IIM) data[J]. *Icarus*, 2013, 222(1): 283-295.
- [37]PIETERS C M, BOARDMAN J, BURATTI B, et al. The Moon Mineralogy Mapper (M3) on Chandrayaan-1[J]. *Current Science*, 2009, 96(4): 500-505.
- [38]BINDER A B. Lunar Prospector: Overview[J]. *Science*, 1998, 281(5382): 1475.
- [39]STAID M I, PIETERS C M. Mineralogy of the last lunar basalts: Results from Clementine[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2001, 106(E11): 27887-

27900.

- [40]STAID M I, PIETERS C M, BESSE S, et al. The mineralogy of late stage lunar volcanism as observed by the Moon Mineralogy Mapper on Chandrayaan-1[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2011, 116(E6).
- [41]ZHANG X, WU Y, OUYANG Z, et al. Mineralogical variation of the late stage mare basalts[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2016, 121(10): 2063-2080.
- [42]CLOUTIS E A, GAFFEY M J. Pyroxene spectroscopy revisited: Spectral-compositional correlations and relationship to geothermometry[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 1991, 96(E5): 22809-22826.
- [43]KLIMA R L, DYAR M D, PIETERS C M. Near-infrared spectra of clinopyroxenes: Effects of calcium content and crystal structure[J]. *Meteoritics & Planetary Science*, 2011, 46(3): 379-395.
- [44]SINGER R B. Near-infrared spectral reflectance of mineral mixtures: Systematic combinations of pyroxenes, olivine, and iron oxides[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1981, 86(B9): 7967-7982.
- [45]CHEEK L C, DONALDSON HANNA K L, PIETERS C M, et al. The distribution and purity of anorthosite across the Orientale basin: New perspectives from Moon Mineralogy Mapper data[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2013, 118(9): 1805-1820.
- [46]WHITFORD-STARK J L, HEAD J W. Stratigraphy of Oceanus Procellarum basalts: Sources and styles of emplacement[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1980, 85(B11): 6579-6609.
- [47]JOLLIFF B L, GILLIS J J, HASKIN L A, et al. Major lunar crustal terranes: Surface expressions and crust-mantle origins[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2000, 105(E2): 4197-4216.
- [48]LANEUVILLE M, WIECZOREK M A, BREUER D, et al. Asymmetric thermal evolution of the Moon[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2013, 118(7): 1435-1452.
- [49]WIECZOREK M A, PHILLIPS R J. The “Procellarum KREEP Terrane”: Implications for mare volcanism and lunar evolution[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2000, 105(E8): 20417-20430.
- [50]CADOGAN P H. Oldest and largest lunar basin?[J]. *Nature*, 1974, 250(5464): 315-316.

- [51] NAKAMURA R, YAMAMOTO S, MATSUNAGA T, et al. Compositional evidence for an impact origin of the Moon's Procellarum basin[J]. *Nature Geoscience*, 2012, 5(11): 775-778.
- [52] ZHU M H, WÜNNEMANN K, POTTER R W K, et al. Are the Moon's Nearside-Farside Asymmetries the Result of a Giant Impact?[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2019, 124(8): 2117-2140.
- [53] JONES M J, EVANS A J, JOHNSON B C, et al. A South Pole-Aitken impact origin of the lunar compositional asymmetry[J]. *Science Advances*, 2022, 8(14): eabm8475.
- [54] ZHANG N, DING M, ZHU M H, et al. Lunar compositional asymmetry explained by mantle overturn following the South Pole-Aitken impact[J]. *Nature Geoscience*, 2022.
- [55] LOPER D E, WERNER C L. On lunar asymmetries 1. Tilted convection and crustal asymmetry[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2002, 107(E6): 13-1.
- [56] PARMENTIER E M, ZHONG S, ZUBER M T. Gravitational differentiation due to initial chemical stratification: origin of lunar asymmetry by the creep of dense KREEP?[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, 201(3): 473-480.
- [57] ANDREWS-HANNA J C, BESSERER J, HEAD III J W, et al. Structure and evolution of the lunar Procellarum region as revealed by GRAIL gravity data[J]. *Nature*, 2014, 514(7520): 68-71.
- [58] WHITAKER E A. The lunar Procellarum basin[C]//12th Lunar and Planetary Science Conference. 1981: 105-111.
- [59] GARRICK-BETHELL I, ZUBER M T. Elliptical structure of the lunar South Pole-Aitken basin[J]. *Icarus*, 2009, 204(2): 399-408.
- [60] POTTER R W K, COLLINS G S, KIEFER W S, et al. Constraining the size of the South Pole-Aitken basin impact[J]. *Icarus*, 2012, 220(2): 730-743.
- [61] HURWITZ DEBRA M, KRING DAVID A. Differentiation of the South Pole-Aitken basin impact melt sheet: Implications for lunar exploration[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2014, 119(6): 1110-1133.
- [62] UEMOTO K, OHTAKE M, HARUYAMA J, et al. Evidence of impact melt sheet differentiation of the lunar South Pole-Aitken basin[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2017, 122(8): 1672-1686.
- [63] VAUGHAN W M, HEAD J W. Impact melt differentiation in the South Pole-Aitken basin: Some observations and speculations[J]. *Planetary and Space Science*, 2014,

- 91: 101-106.
- [64]MELOSH H J, KENDALL J, HORGAN B, et al. South Pole–Aitken basin ejecta reveal the Moon’s upper mantle[J]. *Geology*, 2017, 45(12): 1063-1066.
- [65]MORIARTY D P, DYGERT N, VALENCIA S N, et al. The search for lunar mantle rocks exposed on the surface of the Moon[J]. *Nature Communications*, 2021, 12(1): 4659.
- [66]MORIARTY D P, WATKINS R N, VALENCIA S N, et al. Evidence for a Stratified Upper Mantle Preserved Within the South Pole-Aitken Basin[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2021, 126(1): e2020JE006589.
- [67]TERADA K, ANAND M, SOKOL A K, et al. Cryptomare magmatism 4.35 Gyr ago recorded in lunar meteorite Kalahari 009[J]. *Nature*, 2007, 450: 849.
- [68]WHITTEN J L, HEAD J W. Lunar cryptomaria: Mineralogy and composition of ancient volcanic deposits[J]. *Planetary and Space Science*, 2015, 106: 67-81.
- [69]MIGHANI S, WANG H, SHUSTER D L, et al. The end of the lunar dynamo[J]. *Science Advances*, 2020, 6(1): eaax0883.
- [70]STADERMANN A C, ZANETTI M R, JOLLIFF B L, et al. The age of lunar mare basalts south of the Aristarchus Plateau and effects of secondary craters formed by the Aristarchus event[J]. *Icarus*, 2018, 309: 45-60.
- [71]ROBINSON M. Intrepid Planetary Mission Concept Study Report[M]. NASA, 2020.
- [72]DRAPER D S, LAWRENCE S J, KLIMA R S, et al. The Inner Solar System Chronology (ISOCHRON) Lunar Sample Return Mission Concept: Revealing Two Billion Years of History[J]. *The Planetary Science Journal*, 2021, 2(2): 79.
- [73]SHEARER C K, ELARDO S M, PETRO N E, et al. Origin of the lunar highlands Mg-suite: An integrated petrology, geochemistry, chronology, and remote sensing perspective[J]. *American Mineralogist*, 2015, 100(1): 294-325.
- [74]QIAO L, HEAD J, WILSON L, et al. In a pit crater on the Moon: Extrusion of waning-stage lava lake magmatic foam results in extremely young crater retention ages[J]. *Geology*, 2017, 45(5): 455-458.
- [75]QIAO L, HEAD J W, LING Z, et al. Lunar Irregular Mare Patches: Classification, Characteristics, Geologic Settings, Updated Catalog, Origin, and Outstanding Questions[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2020, 125(7): e2019JE006362.
- [76]QIAO L, HEAD J W, XIAO L, et al. The role of substrate characteristics in producing

- anomalously young crater retention ages in volcanic deposits on the Moon: Morphology, topography, subresolution roughness, and mode of emplacement of the Sosigenes lunar irregular mare patch[J]. *Meteoritics & Planetary Science*, 2018, 53(4): 778-812.
- [77]QIAO L, HEAD J W, WILSON L, et al. The Cauchy 5 Small, Low-Volume Lunar Shield Volcano: Evidence for Volatile Exsolution-Eruption Patterns and Type 1/Type 2 Hybrid Irregular Mare Patch Formation[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2020, 125(2): e2019JE006171.
- [78]BRADEN S E, STOPAR J D, ROBINSON M S, et al. Evidence for basaltic volcanism on the Moon within the past 100 million years[J]. *Nature Geoscience*, 2014, 7: 787.
- [79]WILSON L, HEAD J W. Eruption of magmatic foams on the Moon: Formation in the waning stages of dike emplacement events as an explanation of “irregular mare patches”[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2017, 335: 113-127.
- [80]ZHANG F, HEAD J W, BASILEVSKY A T, et al. Newly Discovered Ring-Moat Dome Structures in the Lunar Maria: Possible Origins and Implications[J]. *Geophysical Research Letters*, 2017, 44(18): 9216-9224.
- [81]ZHANG F, HEAD J W, WÖHLER C, et al. Ring-Moat Dome Structures (RMDSs) in the Lunar Maria: Statistical, Compositional, and Morphological Characterization and Assessment of Theories of Origin[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2020, 125(7): e2019JE005967.
- [82]WILSON L, HEAD J W, ZHANG F. A theoretical model for the formation of Ring Moat Dome Structures: Products of second boiling in lunar basaltic lava flows[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2019, 374: 160-180.
- [83]GARRICK-BETHELL I, SERITAN M R K. Laccolith Model for Lunar Ring-Moat Dome Structures[Z]//52nd Lunar and Planetary Science Conference. Virtual: Lunar and Planetary Institute, 2021: Abstract #2369.
- [84]FITZ-GERALD B. The origin of Rim Moat Domes[C]//Lunar Section Circular. 2021: 14-28.
- [85]ZHANG F, HEAD J W, WÖHLER C, et al. The Lunar Mare Ring-Moat Dome Structure (RMDS) Age Conundrum: Contemporaneous With Imbrian-Aged Host Lava Flows or Emplaced in the Copernican?[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2021, 126(8): e2021JE006880.

- [86]WILSON L, HEAD J W. Controls on Lunar Basaltic Volcanic Eruption Structure and Morphology: Gas Release Patterns in Sequential Eruption Phases[J]. *Geophysical Research Letters*, 2018, 45(12): 5852-5859.
- [87]LI C, HU H, YANG M F, et al. Characteristics of the lunar samples returned by the Chang'E-5 mission[J]. *National Science Review*, 2022, 9(2): nwab188.
- [88]ZHANG H, ZHANG X, ZHANG G, et al. Size, morphology, and composition of lunar samples returned by Chang'E-5 mission[J]. *Science China Physics, Mechanics & Astronomy*, 2021, 65(2): 229511.
- [89]CAO K, DONG M, SHE Z, et al. A novel method for simultaneous analysis of particle size and mineralogy for Chang'E-5 lunar soil with minimum sample consumption[J]. *SCIENCE CHINA Earth Sciences*, 2022, 65.
- [90]SHI Y, JOY K H, PENG W, et al. Petrology and Mineralogy of Chang'E-5 Breccias[Z]//53rd Lunar and Planetary Science Conference. The Woodlands, Texas: Lunar and Planetary Institute, 2022: Abstract #1308.
- [91]XIE S, JOY K H, NEMCHIN A, et al. Petrology and Chemistry of Agglutinates in the Chang'E-5 Soil[Z]//53rd Lunar and Planetary Science Conference. The Woodlands, Texas: Lunar and Planetary Institute, 2022: Abstract #1800.
- [92]TIAN H C, WANG H, CHEN Y, et al. Non-KREEP origin for Chang'e-5 basalts in the Procellarum KREEP Terrane[J]. *Nature*, 2021, 600(7887): 59-63.
- [93]HE Q, LI Y, BAZIOTIS I, et al. Detailed petrogenesis of the unsampled Oceanus Procellarum: The case of the Chang'e-5 mare basalts[J]. *Icarus*, 2022, 383: 115082.
- [94]ZONG K, WANG Z, LI J, et al. Bulk compositions of the Chang'E-5 lunar soil: Insights into chemical homogeneity, exotic addition, and origin of landing site basalts[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2022.
- [95]JIANG Y, LI Y, LIAO S, et al. Mineral chemistry and 3D tomography of a Chang'E 5 high-Ti basalt: implication for the lunar thermal evolution history[J]. *Science Bulletin*, 2022, 67(7): 755-761.
- [96]GIGUERE T A, TAYLOR G J, HAWKE B R, et al. The titanium contents of lunar mare basalts[J]. *Meteoritics & Planetary Science*, 2000, 35(1): 193-200.
- [97]CHE X C, SNAPE J F, TARTÈSE R, et al. Mineralogy and Petrology of Basaltic Fragments in Chang' e-5 Sample CE5C0400[Z]//53rd Lunar and Planetary Science Conference. The Woodlands, Texas: Lunar and Planetary Institute, 2022: Abstract #1362.

- [98]NEAL C R, VALENCIANO J L, CHE X, et al. Crystal Size Distribution of Ilmenite in Chang'e 5 Basalt Clasts[Z]//53rd Lunar and Planetary Science Conference. The Woodlands, Texas: Lunar and Planetary Institute, 2022: Abstract #2353.
- [99]WEBB S, NEAL C R, CHE X, et al. Crystal Size Distribution of Plagioclase in Basalt Fragments from Oceanus Procellarum Recovered by Chang'e-5[Z]//53rd Lunar and Planetary Science Conference. The Woodlands, Texas: Lunar and Planetary Institute, 2022: Abstract #2896.
- [100]USSELMAN T M, LOFGREN G E. The phase relations, textures, and mineral chemistries of high-titanium mare basalts as a function of oxygen fugacity and cooling rate[C]//7th Lunar Science Conference. 1976.
- [101]ZHANG D, SU B, CHEN Y, et al. Titanium in olivine reveals low-Ti origin of the Chang'E-5 lunar basalts[J]. *Lithos*, 2022, 414-415: 106639.
- [102]HU S, HE H, JI J, et al. A dry lunar mantle reservoir for young mare basalts of Chang'e-5[J]. *Nature*, 2021, 600(7887): 49-53.
- [103]JI J, HE H, HU S, et al. Magmatic chlorine isotope fractionation recorded in apatite from Chang'e-5 basalts[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2022, 591: 117636.
- [104]LIU J, LIU B, REN X, et al. Evidence of water on the lunar surface from Chang'E-5 in-situ spectra and returned samples[J]. *Nature Communications*, 2022, 13(1): 3119.
- [105]VONDRAK R, KELLER J, CHIN G, et al. Lunar Reconnaissance Orbiter (LRO): Observations for Lunar Exploration and Science[J]. *Space Science Reviews*, 2010, 150(1): 7-22.
- [106]ROBINSON M S, BRYLOW S M, TSCHIMMEL M, et al. Lunar Reconnaissance Orbiter Camera (LROC) Instrument Overview[J]. *Space Science Reviews*, 2010, 150(1): 81-124.
- [107]SATO H, ROBINSON M S, LAWRENCE S J, et al. Lunar mare TiO₂ abundances estimated from UV/Vis reflectance[J]. *Icarus*, 2017, 296: 216-238.
- [108]SIDES S C, BECKER T L, BECKER K J, et al. The USGS Integrated Software for Imagers and Spectrometers (ISIS 3) Instrument Support, New Capabilities, and Releases[Z]//48th Lunar and Planetary Science Conference. The Woodlands, Texas: Lunar and Planetary Institute, 2017: Abstract #2739.
- [109]BEYER R A, ALEXANDROV O, MCMICHAEL S. The Ames Stereo Pipeline: NASA's Open Source Software for Deriving and Processing Terrain Data[J]. *Earth and Space Science*, 2018, 5(9): 537-548.

- [110]KATO M, SASAKI S, TAKIZAWA Y. The Kaguya Mission Overview[J]. Space Science Reviews, 2010, 154(1): 3-19.
- [111]HARUYAMA J, OHTAKE M, MATSUNAGA T, et al. Data Products of SELENE (Kaguya) Terrain Camera for Future Lunar Missions[Z]//45th Lunar and Planetary Science Conference. The Woodlands, Texas: Lunar and Planetary Institute, 2014: Abstract #1304.
- [112]ISBELL C, GADDIS L, GARCIA P, et al. Kaguya Terrain Camera Mosaics[C]//45th Lunar and Planetary Science Conference. Houston: Lunar and Planetary Institute, 2014: Abstract #2268.
- [113]BARKER M K, MAZARICO E, NEUMANN G A, et al. A new lunar digital elevation model from the Lunar Orbiter Laser Altimeter and SELENE Terrain Camera[J]. Icarus, 2016, 273: 346-355.
- [114]OHTAKE M, HARUYAMA J, MATSUNAGA T, et al. Scientific objectives and specification of the SELENE Multiband Imager[J]. Advances in Space Research, 2008, 42(2): 301-304.
- [115]WANG X, ZHANG J, REN H. Lunar surface chemistry observed by the KAGUYA multiband imager[J]. Planetary and Space Science, 2021, 209: 105360.
- [116]PIETERS C M, STAID M I, FISCHER E M, et al. A Sharper View of Impact Craters from Clementine Data[J]. Science, 1994, 266(5192): 1844.
- [117]GREEN R O, PIETERS C, MOUROULIS P, et al. The Moon Mineralogy Mapper (M3) imaging spectrometer for lunar science: Instrument description, calibration, on-orbit measurements, science data calibration and on-orbit validation[J]. Journal of Geophysical Research: Planets, 2011, 116(E10).
- [118]BOARDMAN J W, PIETERS C M, GREEN R O, et al. Measuring moonlight: An overview of the spatial properties, lunar coverage, selenolocation, and related Level 1B products of the Moon Mineralogy Mapper[J]. Journal of Geophysical Research: Planets, 2011, 116(E6).
- [119]CLARK R N, PIETERS C M, GREEN R O, et al. Thermal removal from near-infrared imaging spectroscopy data of the Moon[J]. Journal of Geophysical Research: Planets, 2011, 116(E6).
- [120]BESSE S, YOKOTA Y, BOARDMAN J, et al. One Moon, many measurements 2: Photometric corrections[J]. Icarus, 2013, 226(1): 127-139.
- [121]MUSTARD J F, PIETERS C M, ISAACSON P J, et al. Compositional diversity and

- geologic insights of the Aristarchus crater from Moon Mineralogy Mapper data[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2011, 116(E6).
- [122]ZHOU C, JIA Y, LIU J, et al. Scientific objectives and payloads of the lunar sample return mission—Chang'E-5[J]. *Advances in Space Research*, 2022, 69(1): 823-836.
- [123]XU R, LI C, YUAN L, et al. Lunar Mineralogical Spectrometer on Chang'E-5 Mission[J]. *Space Science Reviews*, 2022, 218(5): 41.
- [124]KNEISSL T, VAN GASSELT S, NEUKUM G. Map-projection-independent crater size-frequency determination in GIS environments—New software tool for ArcGIS[J]. *Planetary and Space Science*, 2011, 59(11): 1243-1254.
- [125]NEUKUM G, IVANOV B A, HARTMANN W K. Cratering Records in the Inner Solar System in Relation to the Lunar Reference System[C]//KALLENBACH R, GEISS J, HARTMANN W K. *Chronology and Evolution of Mars*. Dordrecht: Springer Netherlands, 2001: 55-86.
- [126]YUE Z, DI K, WAN W, et al. Updated lunar cratering chronology model with the radiometric age of Chang'e-5 samples[J]. *Nature Astronomy*, 2022, 6(5): 541-545.
- [127]XIAO L, ZHU P, FANG G, et al. A young multilayered terrane of the northern Mare Imbrium revealed by Chang'E-3 mission[J]. *Science*, 2015, 347(6227): 1226-1229.
- [128]MELOSH H J. *Impact cratering: a geologic process*[M]//New York: Oxford University Press; Oxford: Clarendon Press. 1989.
- [129]QUAIDE WILLIAM L, OBERBECK VERNE R. Thickness determinations of the lunar surface layer from lunar impact craters[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1968, 73(16): 5247-5270.
- [130]OBERBECK V R, QUAIDE W L. Genetic implications of Lunar regolith thickness variations[J]. *Icarus*, 1968, 9(1): 446-465.
- [131]YUE Z, DI K, LIU Z, et al. Lunar regolith thickness deduced from concentric craters in the CE-5 landing area[J]. *Icarus*, 2019, 329: 46-54.
- [132]KUMAR S P, KUMAR S A, KEERTHI V, et al. Chandrayaan-1 observation of distant secondary craters of Copernicus exhibiting central mound morphology: Evidence for low velocity clustered impacts on the Moon[J]. *Planetary and Space Science*, 2011, 59(9): 870-879.
- [133]FA W, LIU T, ZHU M H, et al. Regolith thickness over Sinus Iridum: Results from morphology and size-frequency distribution of small impact craters[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2014, 119(8): 1914-1935.

- [134]SPUDIS P D, MCGOVERN P J, KIEFER W S. Large shield volcanoes on the Moon[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2013, 118(5): 1063-1081.
- [135]WHITFORD-STARK J L, HEAD J W. The Procellarum Volcanic Complexes: Contrasting Styles of Volcanism[C]//8th Lunar Science Conference. 1977: 2705-2724.
- [136]ZHAO J, XIAO L, QIAO L, et al. The Mons Rümker volcanic complex of the Moon: A candidate landing site for the Chang'E-5 mission[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2017, 122(7): 1419-1442.
- [137]HEAD J W, GIFFORD A. Lunar mare domes: Classification and modes of origin[J]. *The moon and the planets*, 1980, 22(2): 235-258.
- [138]WÖHLER C, LENA R. Lunar intrusive domes: Morphometric analysis and laccolith modelling[J]. *Icarus*, 2009, 204(2): 381-398.
- [139]GREELEY R. Lava tubes and channels in the lunar Marius Hills[J]. *The Moon*, 1971, 3(3): 289-314.
- [140]HURWITZ D M, HEAD J W, HIESINGER H. Lunar sinuous rilles: Distribution, characteristics, and implications for their origin[J]. *Planetary and Space Science*, 2013, 79-80: 1-38.
- [141]NELSON D M, KOEBER S D, DAUD K, et al. Mapping Lunar Maria Extents and Lobate Scarps Using LROC Image Products[C]//45th Lunar and Planetary Science Conference. Houston: Lunar and Planetary Institute, 2014: Abstract #2861.
- [142]STROM R G. Lunar Mare Ridges, Rings and Volcanic Ring Complexes[M]//RUNCORN S K, UREY H C. *The Moon*. Dordrecht: Springer Netherlands, 1972: 187-215.
- [143]SHARPTON V L, HEAD III J W. Lunar mare ridges: Analysis of ridge-crater intersections and implications for the tectonic origin of mare ridges[C]//18th Lunar and Planetary Science Conference: Vol. 18. Houston, Texas, 1988: 307-317.
- [144]YUE Z, MICHAEL G G, DI K, et al. Global survey of lunar wrinkle ridge formation times[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2017, 477: 14-20.
- [145]THOMPSON T J, ROBINSON M S, WATTERS T R, et al. Global Lunar Wrinkle Ridge Identification and Analysis[C]//48th Lunar and Planetary Science Conference. Lunar and Planetary Institute, 2017.
- [146]YUE Z, LI W, DI K, et al. Global mapping and analysis of lunar wrinkle ridges[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2015, 120(5): 978-994.

- [147]QIAN Y, XIAO L, HEAD J W, et al. Copernican-Aged (<200 Ma) Impact Ejecta at the Chang'e-5 Landing Site: Statistical Evidence From Crater Morphology, Morphometry, and Degradation Models[J]. *Geophysical Research Letters*, 2021, 48(20): e2021GL095341.
- [148]SCOTT D H, EGGLETON R E. Geologic map of the Rumker Quadrangle of the Moon: 805[R]. (1973).
- [149]BOROUGHES L L, SPUDIS P D. The Stratigraphy of Lava Flows in Northern Oceanus Procellarum, Moon[Z]//32nd Lunar and Planetary Science Conference. Houston, Texas: Lunar and Planetary Institute, 2001: Abstract #1192.
- [150]FORTEZZO C M, SPUDIS P D, HARREL S L. Release of the Digital Unified Global Geologic Map of the Moon at 1:5,000,000-Scale[Z]//51st Lunar and Planetary Science Conference. The Woodlands, Texas: Lunar and Planetary Institute, 2020: Abstract #2760.
- [151]WILSON L, HEAD J W. Lunar Gruithuisen and Mairan domes: Rheology and mode of emplacement[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2003, 108(E2).
- [152]HEAD J W, MCCORD T B. Imbrian-Age Highland Volcanism on the Moon: The Gruithuisen and Mairan Domes[J]. *Science*, 1978, 199(4336): 1433-1436.
- [153]GLOTCH T D, HAGERTY J J, LUCEY P G, et al. The Mairan domes: Silicic volcanic constructs on the Moon[J]. *Geophysical Research Letters*, 2011, 38(21).
- [154]ELIASON E M, MCEWEN A S, ROBINSON M S, et al. Digital Processing for a Global Multispectral Map of the Moon from the Clementine UVVIS Imaging Instrument[C]//30th Lunar and Planetary Science Conference. Houston: Lunar and Planetary Institute, 1999: Abstract #1933.
- [155]LEMELIN M, LUCEY P G, SONG E, et al. Lunar central peak mineralogy and iron content using the Kaguya Multiband Imager: Reassessment of the compositional structure of the lunar crust[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2015, 120(5): 869-887.
- [156]FAGAN A L, NEAL C R. A new lunar high-Ti basalt type defined from clasts in Apollo 16 breccia 60639[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2016, 173: 352-372.
- [157]FISCHER E M, PIETERS C M. Remote Determination of Exposure Degree and Iron Concentration of Lunar Soils Using VIS-NIR Spectroscopic Methods[J]. *Icarus*, 1994, 111(2): 475-488.
- [158]ADAMS J B. Visible and near-infrared diffuse reflectance spectra of pyroxenes as

- applied to remote sensing of solid objects in the solar system[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1974, 79(32): 4829-4836.
- [159]WU B, HUANG J, LI Y, et al. Rock Abundance and Crater Density in the Candidate Chang'E-5 Landing Region on the Moon[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2018, 123(12): 3256-3272.
- [160]JIA M, YUE Z, DI K, et al. A catalogue of impact craters larger than 200 m and surface age analysis in the Chang'e-5 landing area[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2020, 541: 116272.
- [161]WILLIAMS J P, VAN DER BOGERT C H, PATHARE A V, et al. Dating very young planetary surfaces from crater statistics: A review of issues and challenges[J]. *Meteoritics & Planetary Science*, 2018, 53(4): 554-582.
- [162]GIGUERE T A, BOYCE J M, GILLIS-DAVIS J J, et al. Lava flow ages in northeastern Oceanus Procellarum: The need for calibrating crater counting procedures[J]. *Icarus*, 2022, 375: 114838.
- [163]XIAO Z, STROM R G. Problems determining relative and absolute ages using the small crater population[J]. *Icarus*, 2012, 220(1): 254-267.
- [164]XU Z, GUO D, LIU J. Maria Basalts Chronology of the Chang'E-5 Sampling Site[J]. *Remote Sensing*, 2021, 13(8).
- [165]HURWITZ D M, HEAD J W, WILSON L, et al. Origin of lunar sinuous rilles: Modeling effects of gravity, surface slope, and lava composition on erosion rates during the formation of Rima Prinz[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2012, 117(E12).
- [166]HU T, XU X, YAO S, et al. Magnetic Signature of Basalts in the Chang'e-5 Sample Region: Implications for the Lunar Dynamo[J]. *Earth and Space Science Open Archive*, 2021.
- [167]MCKAY D S, HEIKEN G H, BASU A, et al. The Lunar Regolith[M]//*Lunar Sourcebook: A User's Guide to the Moon*. Cambridge University Press, 1991: 285-356.
- [168]MORGAN C, WILSON L, HEAD J W. Formation and dispersal of pyroclasts on the Moon: Indicators of lunar magma volatile contents[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2021, 413: 107217.
- [169]HASKIN L A. The Imbrium impact event and the thorium distribution at the lunar highlands surface[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 1998, 103(E1):

- 1679-1689.
- [170]ZHANG Jingyi, HEAD J, LIU J Z, et al. Lunar Surface Thorium Anomalies: Evidence for Crustal Stratigraphy and Structure in Procellarum KREEP Terrane(PKT) and South Pole-Aitken(SPAT)[Z]//53rd Lunar and Planetary Science Conference. The Woodlands, Texas: Lunar and Planetary Institute, 2022: Abstract #1270.
- [171]GONG S, WIECZOREK M A, NIMMO F, et al. Thicknesses of mare basalts on the Moon from gravity and topography[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2016, 121(5): 854-870.
- [172]HORZ F, CINTALA M. Impact experiments related to the evolution of planetary regoliths[J]. *Meteoritics & Planetary Science*, 1997, 32: 179-209.
- [173]NEMCHIN A A, LONG T, JOLLIFF B L, et al. Ages of lunar impact breccias: Limits for timing of the Imbrium impact[J]. *Geochemistry*, 2021, 81(1): 125683.
- [174]SPUDIS P D, SWANN G A, GREELEY R. The Formation of Hadley Rille and Implication for the Geology of the Apollo 15 Region[C]//18th Lunar and Planetary Science Conference. Houston, 1988.
- [175]ZUBER M T, SMITH D E, WATKINS M M, et al. Gravity Field of the Moon from the Gravity Recovery and Interior Laboratory (GRAIL) Mission[J]. *Science*, 2013, 339(6120): 668 LP - 671.
- [176]NEUMANN G A, ZUBER M T, WIECZOREK M A, et al. Lunar impact basins revealed by Gravity Recovery and Interior Laboratory measurements[J]. *Science Advances*, 2015, 1(9): e1500852.
- [177]HUANG Q, XIAO Z, XIAO L. Subsurface structures of large volcanic complexes on the nearside of the Moon: A view from GRAIL gravity[J]. *Icarus*, 2014, 243: 48-57.
- [178]CHISENGA C, YAN J, ZHAO J, et al. Density Structure of the Rümker Region in the Northern Oceanus Procellarum: Implications for Lunar Volcanism and Landing Site Selection for the Chang'E-5 Mission[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2020, 125(1): e2019JE005978.
- [179]WIECZOREK M A, NEUMANN G A, NIMMO F, et al. The Crust of the Moon as Seen by GRAIL[J]. *Science*, 2013, 339(6120): 671.
- [180]IVANOV M A, HEAD J W, BYSTROV A. The lunar Gruithuisen silicic extrusive domes: Topographic configuration, morphology, ages, and internal structure[J]. *Icarus*, 2016, 273: 262-283.

- [181]HAGERTY J J, LAWRENCE D J, HAWKE B R, et al. Refined thorium abundances for lunar red spots: Implications for evolved, nonmare volcanism on the Moon[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2006, 111(E6).
- [182]ROEDDER E, WEIBLEN P W. Silicate Liquid Immiscibility in Lunar Magmas, Evidenced by Melt Inclusions in Lunar Rocks[J]. *Science*, 1970, 167(3918): 641-644.
- [183]BOYCE J M, GIGUERE T, MOUGINIS-MARK P, et al. Geology of Mairan middle dome: Its implication to silicic volcanism on the Moon[J]. *Planetary and Space Science*, 2018, 162: 62-72.
- [184]PRETTYMAN T H, HAGERTY J J, ELPHIC R C, et al. Elemental composition of the lunar surface: Analysis of gamma ray spectroscopy data from Lunar Prospector[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2006, 111(E12).
- [185]HESS P C, PARMENTIER E M. A model for the thermal and chemical evolution of the Moon's interior: implications for the onset of mare volcanism[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1995, 134(3): 501-514.
- [186]ZHAO Y, DE VRIES J, VAN DEN BERG A P, et al. The participation of ilmenite-bearing cumulates in lunar mantle overturn[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2019, 511: 1-11.
- [187]ELKINS TANTON L T, VAN ORMAN J A, HAGER B H, et al. Re-examination of the lunar magma ocean cumulate overturn hypothesis: melting or mixing is required[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, 196(3): 239-249.
- [188]HIESINGER H, JAUMANN R, NEUKUM G, et al. Ages of mare basalts on the lunar nearside[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2000, 105(E12): 29239-29275.
- [189]CHEN Y, LI C, REN X, et al. The Thickness and Volume of Young Basalts Within Mare Imbrium[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2018, 123(2): 630-645.
- [190]WU Y, LI L, LUO X, et al. Geology, tectonism and composition of the northwest Imbrium region[J]. *Icarus*, 2018, 303: 67-90.
- [191]PIETERS C M. Mare basalt types on the front side of the moon-A summary of spectral reflectance data[C]//9th Lunar and Planetary Science Conference: Vol. 9. Houston, Texas, 1978: 2825-2849.
- [192]PIETERS C M, HEAD J W, ADAMS J B, et al. Late high-titanium basalts of the Western Maria: Geology of the Flamsteed Region of Oceanus Procellarum[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1980, 85(B7): 3913-3938.

-
- [193] LUCEY P G. Mineral maps of the Moon[J]. *Geophysical Research Letters*, 2004, 31(8).
- [194] LIN H, LI S, XU R, et al. In situ detection of water on the Moon by the Chang'E-5 lander[J]. *Science Advances*, 2022, 8(1): eabl9174.
- [195] SUN L, LUCEY P G. Unmixing Mineral Abundance and Mg# With Radiative Transfer Theory: Modeling and Applications[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2021, 126(2): e2020JE006691.
- [196] HAPKE B. *Theory of Reflectance and Emittance Spectroscopy*[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2012.
- [197] NEUKUM G. *Meteorite Bombardment and Dating of Planetary Surfaces*[D]. University of Munich, 1983.
- [198] WAGNER R, HEAD J W, WOLF U, et al. Stratigraphic sequence and ages of volcanic units in the Gruithuisen region of the Moon[J]. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2002, 107(E11): 14-15.
- [199] WANG Y, WU B. Active Machine Learning Approach for Crater Detection From Planetary Imagery and Digital Elevation Models[J]. *IEEE Transactions on Geoscience and remote sensing*, 2019: 1-13.